

ANDRZEJ KOWALCZYK

**Formowanie się zasobów
wód podziemnych
w utworach węglanowych
triasu śląsko-krakowskiego
w warunkach antropopresji**



Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego



Katowice 2003

Formowanie się zasobów
wód podziemnych
w utworach węglanowych
triasu śląsko-krakowskiego
w warunkach antropopresji

Prace Naukowe
Uniwersytetu Śląskiego
w Katowicach
nr 2152

ANDRZEJ KOWALCZYK

Formowanie się zasobów
wód podziemnych
w utworach węglanowych
triasu śląsko-krakowskiego
w warunkach antropopresji



Redaktor serii: Nauki o Ziemi
ANDRZEJ T. JANKOWSKI

Recenzenci
TATIANA BOCHEŃSKA
JACEK MOTYKA

Na okładce
Widok z budynku Wydziału Nauk o Ziemi na północno-wschodnią część GOP-u

Autor fotografii na okładce
EWA TEPER

Redaktor
GRAŻYNA WOJDAŁA

Redaktor techniczny
BARBARA ARENHÖVEL

Korektor
LIDIA SZUMIGAŁA

Copyright © 2003
by Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336
ISBN 83-226-1263-X

Wydawca
Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
ul. Bankowa 12B, 40-007 Katowice
www.wydawnictwo.us.edu.pl
e-mail: wydawnictwo@us.edu.pl

Nakład: 220 + 50 egz. Ark. druk. 12,25 + 2 wklejki.
Ark. wyd. 15,0. Przekazano do łamania w kwietniu 2003 r.
Podpisano do druku w maju 2003 r. Papier offset. kl. III,
80 g Cena 23 zł

„GOLDPRESS” s.c.
ul. Plonów 24, 41-200 Sosnowiec

Spis treści

1. Wprowadzenie	9
2. Źródła zasobów wód podziemnych i ich ocena w obszarach antropopresji	14
2.1. Źródła zasobów wód podziemnych w obszarach antropopresji	16
2.1.1. Zasilanie wód podziemnych z powierzchni terenu	17
2.1.1.1. Zasilanie wód podziemnych w obszarach intensywnego drenażu wód	18
2.1.1.2. Zasilanie wód podziemnych w obszarach zurbanizowanych	19
2.1.2. Przesączanie pionowe wód poprzez utwory słaboprzepuszczalne	21
2.2. System krążenia wód podziemnych jako obiekt badań formowania się zasobów wód podziemnych	23
2.3. Modelowanie matematyczne w badaniach nad formowaniem się zasobów wód podziemnych	25
2.3.1. Zasady konstrukcji modeli numerycznych i realizacji badań modelowych	27
2.3.2. Charakterystyka programu Modflow	30
3. Ogólna charakterystyka obszaru triasu śląsko-krakowskiego	32
3.1. Położenie geograficzne i geomorfologia	33
3.2. Klimat i hydrografia	34
3.3. Zarys budowy geologicznej	38
3.3.1. Stratygrafia i litologia	38
3.3.2. Tektonika	42
3.3.3. Zjawiska krasowe	43
3.4. Zarys warunków hydrogeologicznych	43

4. Charakterystyka hydrogeologiczna kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu	48
4.1. Pozycja kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu w profilu hydrogeologicznym obszaru	49
4.2. Środowisko wód podziemnych serii węglanowej triasu	51
4.3. Antropogeniczne czynniki kształtowania warunków hydrogeologicznych w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu	57
4.3.1. Górnictwo i drenaż wód	57
4.3.2. Eksploatacja wód z utworów serii węglanowej triasu ujęciami studziennymi	61
4.4. Układ krążenia wód podziemnych w utworach węglanowych triasu i jego zmiany pod wpływem antropopresji	64
4.5. Główne zbiorniki wód podziemnych	66
5. Badania modelowe wybranych triasowych głównych zbiorników wód podziemnych	69
5.1. System wodonośny zbiorników Lubliniec–Myszków i Gliwice	70
5.1.1. Model warunków hydrogeologicznych	71
5.1.2. Eksploatacja wód podziemnych	78
5.1.3. Numeryczny model systemu wodonośnego	79
5.1.4. Układ krążenia i bilans wód podziemnych oraz jego zmiany w stosunku do warunków naturalnych	85
5.1.4.1. GZWP Lubliniec–Myszków	87
5.1.4.2. GZWP Gliwice	92
5.2. System wodonośny GZWP Chrzanów	95
5.2.1. Model warunków hydrogeologicznych	97
5.2.2. Numeryczny model systemu wodonośnego	100
5.2.3. Układ krążenia i bilans wód podziemnych oraz jego zmiany	104
6. Zasoby wód podziemnych GZWP triasu śląsko-krakowskiego i ich zmiany w warunkach drenażu antropogenicznego wód	107
6.1. Zasoby wód podziemnych	107
6.1.1. GZWP Lubliniec–Myszków	108
6.1.2. GZWP Gliwice	110
6.1.3. GZWP Chrzanów	110
6.1.4. GZWP Olkusz–Zawiercie	111
6.1.5. GZWP Bytom	114
6.2. Źródła eksploatowanych zasobów wód podziemnych	114
7. Czynniki i warunki formowania się zasobów wód podziemnych triasu śląsko-krakowskiego	122
7.1. Geologiczno-strukturalne warunki krążenia wód podziemnych	123
7.1.1. Rola stref uskokowych w kształtowaniu warunków przepływu wód w kompleksie wodonośnym triasu	125
7.1.1.1. GZWP Chrzanów	128
7.1.1.2. GZWP Lubliniec–Myszków i Gliwice	129

7.1.2. Rola utworów słaboprzepuszczalnych w zasilaniu zbiorników triasowych	132
7.1.2.1. Charakterystyka geologiczna warstwy utworów słaboprzepuszczalnych pokrywającej triasowy zbiornik Lubliniec–Myszków	133
7.1.2.2. Parametr przesączania i współczynnik filtracji warstwy słaboprzepuszczalnej	134
7.2. Zasilanie wód podziemnych	139
7.2.1. Infiltracja efektywna	140
7.2.2. Przesączanie wód do zbiorników triasowych z przypowierzchniowych poziomów wodonośnych przez utwory słaboprzepuszczalne	142
7.2.3. Infiltracja wód powierzchniowych	143
7.2.4. Inne źródła zasilania wód podziemnych	148
7.3. Ocena zasilania zbiorników triasowych w świetle badań terenowych	149
7.3.1. Wahanie zwierciadła wód podziemnych i zmiany wydajności stref drenażowych na tle opadów atmosferycznych	150
7.3.2. Obliczenia zasilania na podstawie wahań zwierciadła wody	154
7.3.3. Ocena zasilania zbiorników triasowych na podstawie dopływu wód do ujęć i do kopalń	155
7.4. Źródła i drogi zasilania wód podziemnych w świetle badań znaczników środowiskowych.	158
8. Uogólniony schemat krążenia i bilans wód głównych zbiorników wód podziemnych triasu śląsko-krakowskiego	161
8.1. Pozycja GZWP w systemie krążenia wód podziemnych	161
8.2. Uogólniony bilans krążenia wód podziemnych systemu wodonośnego GZWP	165
9. Wnioski końcowe	168
Bibliografia	172
Summary	186
Résumé	191

1. Wprowadzenie

Wody podziemne od wieków odgrywają istotną rolę w rozwoju gospodarczym wielu regionów na świecie, a także Polski. W obszarach zurbanizowanych i uprzemysłowionych o ograniczonym dostępie do wód powierzchniowych stanowią źródło zaopatrzenia zarówno ludności, jak i przemysłu, i są eksploatowane ujęciami. Na terenach o rozwiniętym górnictwie wody podziemne podlegają intensywnemu drenowaniu i w większości są odprowadzane do rzek. W niektórych regionach obydwie te formy sztucznego drenażu wód podziemnych, nazywanego dalej drenażem antropogenicznym, funkcjonują równocześnie, powiększając ogólną wartość naturalnego drenażu wód. Równocześnie wody podziemne są odbiorcą zanieczyszczeń powstających na tych terenach.

W wyniku intensywnego i długotrwałego drenażu antropogenicznego wód podziemnych modyfikacji poddany jest naturalny system krążenia oraz bilans wód podziemnych. Powstają nowe systemy krążenia wód wokół antropogenicznych stref drenażowych wywołanych zarówno eksploatacją dużych ujęć studziennych, jak i drenażem górniczym. Następuje intensyfikacja zasilania wód podziemnych z istniejących, naturalnych źródeł, wzbudzane są też nowe źródła zasilania, takie jak infiltracja z wód powierzchniowych, przesączanie się wód z innych poziomów wodonośnych przez utwory słaboprzepuszczalne oraz dopływ wód z innych systemów wodonośnych. Równocześnie ograniczeniu ulega odpływ wód podziemnych w poziomach związanych z poziomem drenowanym oraz drenaż wód do rzek, a także odpływ do innych systemów wodonośnych (Johnston, 1997; Maddock, Vionnet, 1998).

Proces formowania się zasobów wód podziemnych w systemach wodonośnych intensywnie drenowanych jest zatem wymuszony i przekształcony drenażem wód, a także znacznie bardziej skomplikowany niż w warunkach naturalnych. Szczególnego znaczenia nabierają wzbudzone źródła zasilania, a na obszarach zurbanizowanych dodatkowo zmieniają się warunki i struk- 9

tura zasilania. Wiąże się to z ograniczaniem obszarów infiltracji wód opadowych, dostarczaniem wód importowanych z zewnątrz, ze stratami wody z sieci wodociągowej i z sieci kanalizacyjnej oraz z rozproszonymi zrzutami ścieków (Foster i in., 1999; Foster, 2000; Lerner, 1997, 2002). Skutki tych oddziaływań prowadzą do zmian ilościowych i jakości zasobów wód podziemnych.

Obszar Górnego Śląska charakteryzuje największy w skali kraju stopień antropogenicznego przekształcenia środowiska, będący efektem wielowiekowej i wielokierunkowej działalności gospodarczej (Czaja, 1999). Skutki owej działalności odnoszą się do wszystkich komponentów środowiska, w tym także do wód podziemnych, które w wyniku podziemnej i powierzchniowej eksploatacji górniczej złóż kopalin, urbanizacji i uprzemysłowienia uległy głębokim i trwałym przekształceniom.

Jednym z głównych kompleksów wodonośnych o znaczeniu regionalnym pod względem zasobności, jakości wody i roli w zaopatrzeniu regionu w wodę jest, związany z utworami węglanowymi wapienia muszlowego i retu, kompleks wodonośny serii węglanowej triasu, nazywany triasem śląsko-krakowskim (Rózkowski, Wilk, 1980; Rózkowski, red., 1990). W jego zasięgu wyodrębniono 6 zbiorników spełniających kryteria głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) (Kleczkowski, red., 1990), z których 5 znajduje się w obszarze badań prezentowanych w niniejszej pracy (rys. 1.1). Są to zbiorniki: Lubliniec–Myszków (327), Gliwice (330), Olkusz–Zawiercie (454), Bytom (329) i Chrzanów (452). W zagadnieniach praktycznych z zakresu gospodarki wodnej zbiorniki te są postrzegane jako jednostki bilansowania i oceny zasobów wód podziemnych oraz ich ochrony (Kleczkowski, red., 1990).

Wieloletnia eksploatacja wód podziemnych ujęciami studziennymi i odwadnianie kopalń rud, surowców skalnych, a także węgla kamiennego doprowadziły w obszarze triasu śląsko-krakowskiego do zmian warunków hydrogeologicznych na wielką skalę. O skali tych oddziaływań na środowisko wód podziemnych może świadczyć ilość wód drenowanych z węglanowego kompleksu wodonośnego triasu ujęciami studziennymi i przez górnictwo. W 2000 roku w obszarze pięciu wymienionych zbiorników pobierano łącznie 326 mln m³ wody rocznie (10,4 m³/s), a w okresie maksymalnego poboru wód, czyli w połowie lat osiemdziesiątych – 360 mln m³ (11,3 m³/s). Jest to ilość porównywalna z przepływem średnim z lat 1961–1990 dwóch największych w tym obszarze rzek: Czarnej Przemszy i Białej Przemszy w przekrojach wodowskazowych w Sosnowcu Radosze i Niwce, wynoszącym 11,23 m³/s (Czaja, 1999). Skutki tego drenażu wód to między innymi obniżenia pierwotnego zwierciadła wody w kompleksie triasowym nawet o 40–70 m w rejonach największych ujęć studziennych i o 100–260 m w obszarach górniczych. Zasięg wpływu drenażu wód w otoczeniu największych ośrodków drenażu rozciąga się na obszarach o powierzchni nawet 10 kilkuset kilometrów kwadratowych, osiągając maksymalnie powierzchnię



Rys. 1.1. Mapa sytuacyjna obszaru triasu śląsko-krakowskiego z podziałem na główne zbiorniki wód podziemnych (bez triasu Opole–Zawadzkie)

1 – granice głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP), 2 – zbiorniki, dla których wykonano badania modelowe

około 600 km² w rejonie kopalń olkuskiego rejonu rudnego (H a ł a d u s, M o t y k a, 1992).

Celem badań, których wyniki przedstawiono w niniejszej pracy, jest charakterystyka warunków oraz czynników decydujących o formowaniu się zasobów wód podziemnych kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu śląsko-krakowskiego w systemie wodonośnym ukształtowanym długotrwałym, intensywnym drenażem antropogenicznym wód. Jego realizacja obejmuje następujące zagadnienia szczegółowe:

- 1) identyfikację i charakterystykę systemów krążenia wód podziemnych, ich strukturę i funkcjonowanie w warunkach wymuszonych eksploatacją wód,
- 2) charakterystykę źródeł zasilania i wielkości zasilania oraz drenażu wód podziemnych w celu zestawienia bilansu krążenia wód i oceny ich zasobów,
- 3) ocenę wpływu drenażu antropogenicznego na przekształcenie systemu krążenia wód w utworach węglanowych triasu oraz na formowanie się zasobów wód podziemnych,

- 4) ocenę roli warstw utworów słaboprzepuszczalnych w formowaniu się zasobów wód podziemnych węglanowego kompleksu wodonośnego triasu. **11**

Postawiony cel pracy i zagadnienia szczegółowe nie uwzględniają aspektu jakości zasobów wód podziemnych, mimo że autor zdaje sobie sprawę, iż w wielu zagadnieniach praktycznych, takich jak ocena zasobów dyspozycyjnych czy eksploatacyjnych, obydwie aspekty, zarówno ilościowy jak i jakościowy, są rozważane łącznie.

Gospodarowanie zasobami wód podziemnych wymaga znajomości przede wszystkim ich rozmieszczenia oraz oceny ich wielkości w konkretnych warunkach środowiskowych i w określonym czasie. W tym celu konieczne jest zbadanie naturalnego i wzbudzonego zasilania wód podziemnych, jego zmienność czasowa i przestrzenna. To zaś zależy nie tylko od warunków, źródeł i dróg zasilania, lecz także od stopnia sztucznego zdrenowania tych zasobów, decydującego o przekształceniu naturalnego systemu krążenia wód i zintensyfikowaniu zasilania. Tak więc wiarygodna ocena zasobów oraz ich zasilania wymaga właściwego rozpoznania systemu krążenia wód, a ponadto czynników i zjawisk decydujących o zasilaniu i zasobach wód podziemnych.

Poznanie procesu formowania się zasobów wód podziemnych, warunków i czynników decydujących o tych zasobach pod wpływem wielokierunkowych oddziaływań antropogenicznych ma istotne znaczenie poznawcze i użytkowe. Zaznajomienie się z dotychczasowymi skutkami oddziaływań antropogenicznych bowiem i ich wpływem na formowanie się zasobów jest kluczem do opracowania wiarygodnych prognoz zrównoważonego wykorzystania zasobów wód podziemnych uwzględniającego konieczność ich ochrony nie tylko ilościowej, lecz także jakościowej.

Prezentowane w pracy badania odnoszą się do obszaru triasu śląsko-kra-kowskiego obejmującego swym zasięgiem 5 wspomnianych GZWP, o łącznej powierzchni 3810 km².

Podstawową metodą zastosowaną do rozwiązania postawionego zagadnienia były badania modelowe, opierające się na wieloletnich i wielokierunkowych badaniach terenowych. Wykonano je dla trzech zbiorników: Lubliniec–Myszków, Gliwice i Chrzanów. W przypadku dwóch pozostałych zbiorników, Olkusz–Zawiercie i Bytom, opierano się na publikowanych i archiwalnych wynikach badań innych autorów oraz własnych. Dodajmy, że dwa wymienione na początku zbiorniki są drenowane prawie wyłącznie ujęciami studziennymi. W trzech pozostałych dominuje intensywny drenaż górniczy wód, z czym wiąże się większe przekształcenie systemów krążenia wód i warunków formowania się zasobów.

*

* *

Badania, których wyniki przedstawiono w niniejszej pracy, prowadzono w większości ze środków finansowych KBN-u w ramach projektów, w których autor był głównym wykonawcą w zakresie badań modelowych, o numerach: 9 9212 9203 i 9 T12B 00809, zrealizowanych w Katedrze Hydro-
12 geologii i Geologii Inżynierskiej Uniwersytetu Śląskiego. Część badań wy-

konano dzięki udziałowi autora w opracowaniach badawczo-wdrożeniowych, w tym przede wszystkim o charakterze regionalnych dokumentacji hydrogeologicznych, przeprowadzonych w Zakładzie Badawczo-Usługowym Intergeo w Sosnowcu i w Częstochowskim Przedsiębiorstwie Geologicznym.

Pragnę serdecznie podziękować wszystkim, którzy w jakikolwiek sposób przyczynili się do powstania pracy. Szczególne wyrazy wdzięczności kieruję do Pana Profesora Andrzeja Rózkowskiego, który dzięki swoim badaniom i licznym publikacjom dotyczącym triasu śląsko-krakowskiego, jak również zaangażowaniu się we wdrożenie modelowania matematycznego w badaniach hydrogeologicznych w kierowanej przez Niego Katedrze Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej zainspirował mnie prezentowaną w tej pracy problematyką i metodą badawczą oraz umożliwił podjęcie i realizację badań.

Dziękuję serdecznie wszystkim Kolegom z Katedry Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, a w szczególności moim Współpracownikom z zespołu modelowania matematycznego: dr. Krystynowi Rubinowi za wieloletnią współpracę w realizacji badań modelowych, mgr. Jackowi Wróblowi i mgr Dorocie Grabali za komputerowe opracowanie zebranego materiału i wyników badań oraz mgr Ewie Kaczkowskiej za pomoc w ostatecznej redakcji tekstu pracy.

Panu dr. inż. Wiktorowi Treichelowi z Instytutu Systemów Inżynierii Środowiska Politechniki Warszawskiej dziękuję za pomoc i współpracę we wdrożeniu do badań modelowych pakietu symulacyjnego Modflow.

Do powstania niniejszej książki przyczyniły się życzliwe uwagi Pana Profesora Jacka Motyki i Pani Profesor Tatiany Bocheńskiej, a także Kolegów z Katedry – dr. Andrzeja Witkowskiego i dr. Janusza Kropki.

2. Źródła zasobów wód podziemnych i ich ocena w obszarach antropopresji

Wśród wielu cech odróżniających wody podziemne od innych kopalin użytecznych wymienia się między innymi odnawialność ich zasobów i możliwość wpływania na wartość tych zasobów przez wielorakie oddziaływania na środowisko wód podziemnych, jak również skomplikowane powiązania z otoczeniem (Macioszczyk, Kazimierski, 1990). Ta specyfika, a także zainteresowanie wodami podziemnymi jako surowcem będącym przedmiotem eksploatacji wprowadza konieczność oceny wielkości zasobów stosownymi metodami oraz poznanie ich źródeł i czynników decydujących o warunkach formowania się tych zasobów.

Głównym źródłem zasobów wód podziemnych są opady atmosferyczne, natomiast procesem decydującym o wartości zasobów jest zasilanie wód podziemnych. Dlatego też w badaniach nad formowaniem się zasobów wód podziemnych uwaga badaczy koncentruje się na ogół na szczegółowym rozpoznaniu źródeł, mechanizmów i wielkości zasilania (Lerner, Issar, Simmers, 1990). Termin zasilanie wód podziemnych w ujęciu S. Krajewskiego (Kleczkowski, Rózkowski, 1997) może być objaśniony jako dopływ wody do strefy saturacji. W warunkach naturalnych głównymi źródłami zasilania systemu wodonośnego są (Jokiel, 1994; Zekter, 2001):

- infiltracja efektywna opadów atmosferycznych,
- ucieczki wody z cieków i zbiorników powierzchniowych,
- dopływy z innych zbiorników wód podziemnych.

Suma wydatków strumieni dopływających z wymienionych trzech źródeł z otoczenia systemu określa zasilanie tego systemu w jego stanie naturalnym, które jest utożsamiane z zasobami odnawialnymi wód podziemnych (Szymanko, 1980). Zasilanie to jest równoważone odpływem wód, a stan ten według C.V. Theisa (Fetter, 2001) jest wyrazem równowagi dynamicznej systemu wodonośnego w jego stanie naturalnym.

W warunkach zaburzonych poborem wód lub drenażem górniczym, a także na terenach zurbanizowanych i rolniczych zasoby wód podziemnych mogą być uzupełniane sztucznym zasilaniem lub zasilaniem wzbudzonym, na przykład pompowaniem wód z określonego poziomu wodonośnego (Lerner, Issar, Simmers, 1990).

Kluczem do oceny zasobów wód podziemnych jest poznanie procesu formowania się zasobów. Na proces ten w rozumieniu autora składa się zarówno zasilanie, jak i drenaż wód podziemnych, a także czynniki, które warunkują przebieg tego procesu. Do tych ostatnich trzeba zaliczyć między innymi środowisko wód podziemnych, jego strukturę i własności, relacje wód podziemnych z powierzchnią terenu i z wodami powierzchniowymi, jak również oddziaływania na środowisko wód podziemnych, naturalne i sztuczne – antropogeniczne.

W związku z tym w badaniach procesu formowania się zasobów wód podziemnych można wyróżnić trzy główne problemy wymagające rozwiązania. Są to:

- Zdefiniowanie obiektu, dla którego dokonuje się oceny zasobów, rozpoznanie jego struktury wewnętrznej i właściwości. Obiektem tym może być zlewnia hydrogeologiczna, zbiornik wód podziemnych, albo jednostka hydrogeologiczna.
- Identyfikacja źródeł zasilania zasobów. Zagadnienie to wiąże się z rozpoznaniem układu krążenia wód podziemnych (Symanko, 1980; Macioszczyk, Kazimierski, 1990) w celu określenia naturalnych i ewentualnie antropogenicznych źródeł zasilania.
- Ilościowa ocena źródeł zasilania. Polega ona na ilościowej ocenie poszczególnych elementów zasilania systemu wodonośnego oraz na ich skonfrontowaniu, w formie bilansu wód podziemnych, z wydatkiem stref drenażowych. Celem tego postępowania jest weryfikacja rozpoznanych źródeł i ocena zasobów wód podziemnych badanego systemu wodonośnego.

Narzędziem badawczym łączącym wymienione problemy i umożliwiającym osiągnięcie celu badawczego jest model matematyczny systemu hydrogeologicznego. Za jego pomocą testuje się model koncepcyjny warunków hydrogeologicznych, a wyniki tego procesu, w tym między innymi zestawiony bilans wód podziemnych, umożliwiają weryfikację przyjętych koncepcji o strukturze i funkcjonowaniu badanego systemu wodonośnego oraz o źródłach zasilania zasobów wód podziemnych.

2.1. Źródła zasobów wód podziemnych w obszarach antropopresji

Zarówno w warunkach naturalnych, jak i objętych antropopresją o wartości zasobów decyduje całkowite ich zasilanie. W warunkach przekształconych intensywnym drenażem wód oraz na terenach zurbanizowanych oprócz naturalnych źródeł zasilania pojawiają się dodatkowe źródła, które można podzielić na dwie grupy:

- zasilanie wzbudzone drenażem wód (Castany, 1982; Maddock, Vionnet, 1998; Fetter, 2001), na które składają się: intensyfikacja pionowego przesączania się wód z sąsiednich poziomów wodonośnych, intensyfikacja dopływu bocznego oraz ograniczenie odpływu podziemnego do rzek i poza system, uruchomienie lub intensyfikacja ucieczek wody z rzek i zbiorników wód powierzchniowych,
- zasilanie sztuczne, typowe dla obszarów zurbanizowanych, w tłumaczeniu z angielskiego nazywane zasilaniem miejskim (*urban recharge*) (Lerner, Issar, Simmers, 1990); są to straty wody z sieci wodociągowej, rozproszone zrzuty ścieków i przecieki z sieci kanalizacyjnej.

W początkowym okresie drenażu wód ujęciem lub przez kopalnię dodatkowym, często znaczącym, źródłem zasilania są zgromadzone w górotworze zasoby statyczne wód (Pazdro, Kozerski, 1990; Dąbrowski, Przybyłek, 1980; Bocheńska, 1988; Motyka, 1988; Haładus, Motyka, 1992; Sawicki, 2000). Jednakże ich udział w ogólnym zasilaniu systemu zanika, kiedy ilość pompowanej wody zostanie zrównoważona wzbudzonym zasilaniem oraz ograniczeniem naturalnego odpływu podziemnego. Zostaje wtedy osiągnięta równowaga dynamiczna systemu na innym poziomie zasilania i drenażu w stosunku do systemu nie naruszonego drenażem antropogenicznym, a jej wyrazem jest ustabilizowanie się leja depresji wokół ośrodka drenażu wód.

W badaniach nad źródłami zasobów wód podziemnych na obszarach objętych antropopresją szczególną uwagę badaczy (Lerner, 1997; Foster i in., 1999; Sawicki, 2000) zajmują dwa główne źródła zasilania:

- dopływ wód z powierzchni terenu,
- przesączanie pionowe wód z poziomów wyżej- lub niżejległych przez utwory słaboprzepuszczalne, wymuszone drenażem wód.

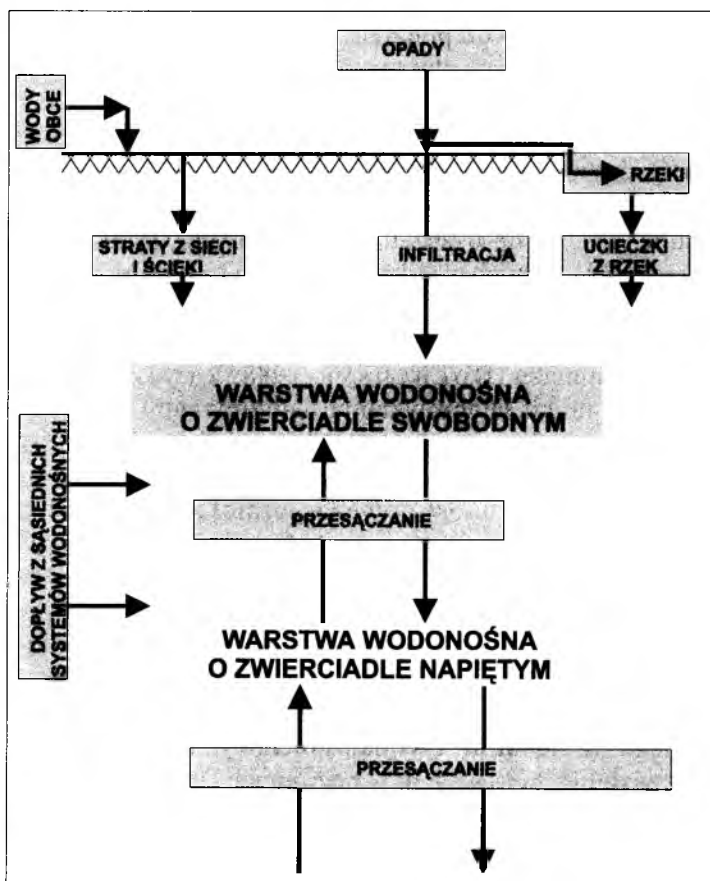
W pierwszym przypadku jest to związane ze znacznym skomplikowaniem procesu zasilania, wyrażającym się wielością źródeł i na ogół zwiększeniem jego wartości. W drugim przypadku sam proces przesączania się wody przez utwory słaboprzepuszczalne oraz jego ilościowe ujęcie w skali regionalnej stanowi poważny problem badawczy (Remenda, 2001).

2.1.1. Zasilanie wód podziemnych z powierzchni terenu

W obszarach objętych antropopresją na zasilanie wód podziemnych z powierzchni terenu składają się trzy główne źródła:

- zasilanie z infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych,
- zasilanie wodami infiltrującymi z wód powierzchniowych,
- zasilanie sztuczne wodami przesączającymi się z wodociągów, z sieci kanalizacyjnej oraz z rozproszonych zrzutów ścieków i z rowów odprowadzających ścieki (wodami antropogenicznymi).

Mechanizm zasilania wód podziemnych z powierzchni i jego struktura kształtują się na terenach zurbanizowanych odmiennie od terenów położonych poza aglomeracjami miejskimi, pozostających wyłącznie (lub głównie) pod wpływem intensywnego drenażu wód. Omówione wcześniej źródła zasilania zasobów wód podziemnych przedstawiono schematycznie na rys. 2.1.



Rys. 2.1. Struktura i źródła zasilania systemu wód podziemnych

2.1.1.1. Zasilanie wód podziemnych w obszarach intensywnego drenażu wód

Intensywny, wieloletni drenaż wód ujęciami studziennymi czy wyrobiskami górniczymi kopalń powoduje głębokie i rozległe obniżenia zwierciadła wód podziemnych oraz wzrost zasilania poziomów wodonośnych (Johnston, 1997). Mechanizm tego wzrostu i jego źródła, z założeniem braku sztucznego zasilania, można objaśnić następująco:

- w obszarach wychodni poziomów wodonośnych wody systemów płytkiego krążenia odpływające do rzek są przechwytywane w zasięgu leja depresji i kierowane do głębszego, regionalnego systemu krążenia wód zasilającego strefy drenażowe,
- w związku z obniżeniem ciśnień w poziomach wodonośnych na skutek pompowania występują ucieczki wód z cieków powierzchniowych; czasem są to wody obce przenoszone przez rzeki spoza granic eksploatawanego systemu wód podziemnych,
- na obszarach nawadnianych nadmiar wody użytej do nawadniania infiltruje do wód podziemnych.

W badaniach regionalnych do infiltracji wód z powierzchni zasilających strefy drenażowe głębokich poziomów wodonośnych niekiedy włącza się przesączanie wody z poziomów wyżejleżących przez utwory słaboprzepuszczalne. Jest to uproszczenie spowodowane trudnością w rozdzieleniu tych dwóch składowych zasilania (Kowalczyk i in., 1999) lub wynikające z metody obliczeń bazującej na dopływie wód do kopalni czy ujęcia studziennego odnoszonym do powierzchni zlewni hydrogeologicznej, zasilającej ten ośrodek drenażu (Bocheńska, 1988; Sawicki, 2000).

W ostatnich latach badania nad zmianami naturalnej infiltracji opadów do warstw wodonośnych pod wpływem głębokiego, górniczego drenażu wód wykonał w Polsce J. Sawicki (2000). W rezultacie badań, przeprowadzonych dla 15 ośrodków drenażu górniczego i ujęć studziennych, autor ten stwierdza, że największy wzrost naturalnej infiltracji, osiągający nawet 50% sumy opadów atmosferycznych, występuje na terenach, na których zwierciadło wody ma charakter swobodny i występuje płytko pod powierzchnią terenu. Wzrostowi infiltracji towarzyszy równocześnie ograniczanie zasilania podziemnego rzek i ucieczki wody z rzek, nawet do całkowitego zaniku przepływu. Jednym z przykładów jest rejon odwadniania kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”. W obszarach, gdzie wody podziemne występują na znacznych głębokościach, w poziomach częściowo zakrytych od powierzchni utworami słaboprzepuszczalnymi, tak jak obszar triasu olkusko-zawierciańskiego, przyrost infiltracji opadów na skutek drenażu antropogenicznego wód jest znikomy, natomiast zmienia się struktura źródeł zasilania stref drenażowych. Wartość infiltracji wzrasta bowiem od około 32–35%, obliczonych dla 18 okresu sprzed 1974 roku, do około 36% w latach 1995–1997. Oznacza to,

że drenaż antropogeniczny wód w znacznej mierze jest zasilany z przechwy-
cenia wód odpływających do rzek lub infiltrujących z rzek, w zasięgu wy-
chodni utworów wodonośnych triasu lub przesączających się z przypo-
wierzchniowych poziomów wodonośnych. Jednakże udział przesączania pio-
nowego w wodach drenowanych przez górnictwo i ujęcia studzienne nie był
przedmiotem badań cytowanego autora.

2.1.1.2. Zasilanie wód podziemnych w obszarach zurbanizowanych

Głównymi źródłami zasilania wód podziemnych na obszarach zurbani-
zowanych są: opady atmosferyczne i woda dostarczana do systemu zaopa-
trzenia w wodę spoza tych obszarów (Lerner, 1997). Zmiany zasilania wód
podziemnych na obszarach zurbanizowanych mogą być wielokierunkowe,
a wynik tych zmian nie jest pewny, może on bowiem przejawiać się zarów-
no ograniczeniem (Gossel i in., 1999), jak i wzrostem zasilania całkowi-
tego (Lerner, 1997; Appleyard i in., 1999; Foster i in., 1999; Foster,
2000). Zależy to od rodzaju i nasilenia oddziaływań antropogenicznych
generujących nowe źródła zasilania lub zmieniających już funkcjonujące.
Przegląd tych procesów i skutków ich oddziaływań na zasilanie wód pod-
ziemnych z powierzchni na terenach zurbanizowanych czytelnik może zna-
leźć w pracy S. Fostera (2000).

Klasyczny pogląd o tym, że urbanizacja powoduje ograniczenie zasila-
nia wód podziemnych z opadów atmosferycznych, opiera się na takich prze-
słankach, jak ograniczenie powierzchni dla naturalnej infiltracji efektywnej
wód opadowych oraz przyspieszenie i wzrost spływu powierzchniowego
przez skanalizowanie i pokrycie terenu (Menegasse, Duarte, 1999; Col-
dewey, Messer, 1997). Z badań wykonanych na przykład dla Drezna
(Niemcy) wynika, że ograniczenie naturalnej infiltracji na obszarze uszczel-
nionym zmniejszyło się z 236 mm/rok do 183 mm/rok, czyli o 22% (Gri-
schek i in., 1996).

Według D.N. Lenera (1997) nie jest oczywiste, czy wzrost spływu po-
wierzchniowego przyczynia się do ograniczenia infiltracji efektywnej. Może
on się odbywać kosztem ograniczenia ewapotranspiracji z powodu na przy-
kład: obniżenia zwierciadła wód podziemnych na terenie miasta, ogranicze-
nia powierzchni pokrytych roślinnością i ograniczenia możliwości wyparo-
wania wody przez uszczelnienie powierzchni terenu. Nie jest także jedno-
znaczne, według cytowanego autora, że pokrycie terenów miejskich
i przejęcie wód opadowych przez kanalizację burzową w dużym stopniu
zwiększa spływ powierzchniowy. W systemie tym bowiem występują obiekty
i miejsca odprowadzania tych wód do gruntu lub są to po prostu straty wody

powstałe w czasie przepływu. Szacuje się, że tylko 11% opadu, a w przypadku opadów burzowych do 28% zamienia się w spływ powierzchniowy. Ponadto na terenach miejskich rozcięcie górotworu licznymi wykopami powoduje znaczny wzrost przepuszczalności utworów przypowierzchniowych, co sprzyja infiltracji wód (Sharp, 1997; Sharp i in., 2001).

Urbanizacja wprowadza wiele czynników, które przyczyniają się do uruchomienia nowych źródeł zasilania lub wzmagają funkcjonowanie dotychczasowych źródeł zasobów. Ponadto uruchomione zostają procesy wywołujące nowe źródła lub je intensyfikujące. Najpoważniejszym źródłem jest woda dostarczana spoza terenu aglomeracji. Na przykład dla Birmingham i Nottingham wartość ta wynosi 700 mm/rok i jest równa wysokości opadu atmosferycznego (Lerner, 1997). Część tej wody oraz pochodzącej z lokalnych ujęć ponownie zasila wody podziemne na terenie aglomeracji.

Najpoważniejszym źródłem zasilania miejskiego z wody będącej w obiegu na terenie miasta są straty wody z sieci wodociągowej. Dla miast angielskich szacuje się je na poziomie 20–25%, a dla wielu aglomeracji w świecie jest to znacznie więcej, przeważnie w granicach od 8% (Hongkong) do około 60% (Lima) (Lerner, 1997). W Polsce dotychczas niewiele publikuje się wyników badań na ten temat. Na przykład dla Chorzowa straty te wynoszą około 35% (Piechurski, 1997), a dla Bytomia i Piekar Śląskich 35–40% (Kropka, 2002b). W przeliczeniu na wysokość zasilania straty z sieci wodociągowej szacowane na przykład dla Tokio wynoszą 400 mm/rok, a dla Birmingham – 180 mm/rok (Foster i in., 1999).

Straty ścieków z sieci kanalizacyjnej niewątpliwie zasilają wody podziemne, jak na to wskazują wyniki badań (Barret i in., 1997; Eiswirth, Hötzel, 1997), jednakże brak jest ilościowych ocen wartości zasilania z tego źródła. Badania M. Eiswirtha i H. Hötzla (1997) wskazują, że dopływ wód podziemnych do sieci kanalizacyjnej może przewyższać wartość strat z tej sieci. Jedynie wyniki opublikowane dla Monachium (Lerner, 1997) wskazują, że straty ścieków z systemu kanalizacyjnego stanowią 5% ich objętości, co odpowiada zasilaniu na poziomie 22 mm/rok.

Trudno jest uogólniać rzeczywisty wpływ urbanizacji na zasilanie wód podziemnych, zmienia się to bowiem w zależności od wielkości miasta i jego infrastruktury, poziomu życia, warunków geologicznych i klimatycznych. E. Custodio (1997) na podstawie badań wykonanych w regionie Barcelony stwierdza, że urbanizacja może wywoływać zarówno wzrost, jak i ograniczenie zasilania. Według szczegółowego bilansu wód wykonanego dla Drezna (Griseck i in., 1996) zasilanie wód podziemnych z miejskich źródeł stanowi około 21% zasilania całkowitego, co w zasadzie rekompensuje straty zasilania z infiltracji efektywnej, spowodowane zabudową i uszczelnieniem powierzchni terenu. Zdaniem S. Fostera i in. (1999) urbanizacja przyczynia się do wzrostu zasilania wód podziemnych z powierzchni, przy czym straty wody z sieci wodociągowej wynoszą na ogół powyżej 20% podawanej wody, a w przeliczeniu na wysokość zasilania może to być nawet powyżej 100 mm/rok.

2.1.2. Przesączanie pionowe wód poprzez utwory słaboprzepuszczalne

Utwory słaboprzepuszczalne (ang. *confining units* lub *aquitards*) (Remenda, 2001), w przeszłości nazywane nieprzepuszczalnymi lub izolującymi poziomymi wodonośnymi, do których zalicza się przede wszystkim iły, gliny, pyły, łupki i margle, a także niektóre skały magmowe i metamorficzne, cechuje duża niejednorodność wykształcenia litologicznego i związana z tym zmienność ich przepuszczalności zarówno w obrębie tej samej warstwy, jak i pomiędzy warstwami (Fogg, 1990). Według G. van der Kampa (2001) globalny (albo regionalny) współczynnik filtracji tych utworów (ang. *bulk hydraulic conductivity*), tzn. określony w wyniku badań terenowych lub symulacji przepływu na modelach matematycznych, zawiera się w szerokim przedziale od wartości mniejszych niż 1 mm/rok (3×10^{-11} m/s) aż do wartości powyżej 100 mm/rok (3×10^{-6} m/s).

Obecnie w powszechnym przekonaniu hydrogeologów przepływ wód poprzez warstwy utworów słaboprzepuszczalnych jest zjawiskiem oddziałującym na kształtowanie się systemów krążenia wód podziemnych i poddającym się ilościowemu opisowi. Przez wiele lat proces ten nie był jednak uwzględniany w badaniach hydrogeologicznych, pomimo tego, że już w 1885 roku Chamberlain (Tóth, 1995) stwierdził, iż nie ma warstwy całkowicie nieprzepuszczalnej. W klasycznych rozwiązaniach dopływu wody do studni zakładano całkowitą izolację poziomu wodonośnego o zwierciadle napiętym (np. Theis, 1935). Dopiero w badaniach M.S. Hantusha i C.E. Jacoba (Hantush, 1960) został wprowadzony parametr przesączania w równaniu dopływu nieustalonego do studni Theisa, poziom wodonośny zaś całkowicie izolowany od otoczenia zastąpiono układem wielowarstwowym, w którym poziomy wodonośne kontaktują się ze sobą przez poziomy utwory słaboprzepuszczalnych.

W regionalnych badaniach hydrogeologicznych dopiero od lat sześćdziesiątych zaczęto zwracać uwagę na to, że tworzenie regionalnych modeli krążenia wód podziemnych czy zestawianie bilansu wód dla basenów hydrogeologicznych jest możliwe, ale pod warunkiem przyjęcia założenia o hydraulicznej ciągłości ośrodka wodonośnego zarówno w kierunku poziomym, jak i pomiędzy różnymi formacjami litologicznymi w profilu pionowym (Tóth, 1963, 1995). M. Besbes i in. (1976), zestawiając bilans wód podziemnych, potwierdzili schemat i warunki krążenia wód w Basenie Akwikańskim (Francja), zbudowanym z ośmiu poziomów wodonośnych, jednak z założeniem, że pomiędzy tymi poziomami następuje wymiana wód przez warstwy utworów słaboprzepuszczalnych.

W Polsce pionierskie badania nad rolą przesączania wód przez utwory słaboprzepuszczalne w zasilaniu poziomów wodonośnych podjęto jeszcze w latach siedemdziesiątych ubiegłego wieku pod kierunkiem profesora 21

Tadeusza Macioszczyka z Uniwersytetu Warszawskiego (Macioszczyk, 1980, 1985; Michalak, Sikorska-Maykowska, Kazimierski, 1980). W wyniku tych badań, wykonanych z zastosowaniem modelowania matematycznego opracowano wielowarstwowy system krążenia wód i odpowiadający mu bilans wód w niecce mazowieckiej, w którym wykazano, że w zasilaniu poziomu wodonośnego oligocenu około 75% stanowi przesączanie wód z wyżejległego poziomu czwartorzędu przez kompleks słaboprzepuszczalnych utworów ilastych pliocenu (Macioszczyk, Kazimierski, 1985). Badania te rozwijano z powodzeniem w latach następnych w celu uszczegółowienia modelu systemu wodonośnego na potrzeby oceny zasobów i gospodarowania wodami podziemnymi w niecce mazowieckiej (Macioszczyk, Kazimierski, 1990), a także dla lepszego poznania procesu przesączania się wody przez utwory słaboprzepuszczalne (Krogulec, 1997).

W ostatnich dwudziestu latach obserwuje się intensywny rozwój badań procesu przesączania się wód przez utwory słaboprzepuszczalne (Neuman, Neretnieks, red., 1990; Remenda, 2001). Z jednej strony jest to związane z rolą, jaką odgrywają one w zasilaniu poziomów wodonośnych i w ochronie wód podziemnych przed przenikaniem zanieczyszczeń z powierzchni terenu, z drugiej strony – z ogromną niejednorodnością tych utworów pod względem przepuszczalności w obrębie tej samej warstwy oraz pomiędzy różnymi warstwami i wynikającymi z tego problemami badawczymi (Neuzil, 1986; Belitz, Bredehoeft, 1990).

W badaniach nad formowaniem się zasobów wód podziemnych regionalnych systemów wodonośnych głęboko przekształconych drenażem antropogenicznym zwraca się uwagę na znaczący, a często wręcz dominujący udział zasilania przez utwory słaboprzepuszczalne (Johnston, 1997; Macioszczyk, 1980; Gerber, Howard, 2000; Neuzil, 1986; Bocheńska, 1988; Haładus, Motyka, 1992; Dąbrowski, 1997; Carrillo-Rivera, 1996; Plummer, Sprinkle, 2001). Procentowy udział przesączania w zasilaniu zasobów wód podziemnych zależy oczywiście od warunków hydrogeologicznych i od stopnia ich przekształcenia stosowanym wymuszeniem eksploatacyjnym. Maksymalne wartości tego udziału wynoszą od około 70% do około 80% (Macioszczyk, 1985; Carrillo-Rivera, 2000). Na przykład w bilansie dopływu wód do kopalń miedzi w okręgu lubińsko-głogowskim wykazano, że udział wód z przesączania z poziomów czwartorzędu poprzez utwory słaboprzepuszczalne trzeciorzędu i górnego permu stanowi około 80% (Bocheńska, Kalisz, 1997).

Metody badań procesu przesączania wody poprzez utwory słaboprzepuszczalne w skali regionalnej oraz ilościowe jego ujęcie obejmują:

- zestawianie bilansów krążenia wód wielowarstwowych systemów wodonośnych (Carrillo-Rivera, 2000),
- badania przepływu wód w systemach wodonośnych na modelach matematycznych (Macioszczyk, 1985; Michalak i in., 1980; Bocheńska,

1988; Sadurski, 1989; Martin, Frind, 1998; Gerber, Howard, 2000),

- ocenę niejednorodności utworów słaboprzepuszczalnych i zmienności przesączania przez te utwory w skali regionalnej za pomocą metod geostatystycznych (James, Freeze, 1993; Ritzi, Dominic, Kausch, 1996; Desbarats i in., 2001),
- badania wieku wód na podstawie oznaczenia izotopów środowiskowych i gazów szlachetnych dla określenia czasu przebywania wody w systemie wodonośnym (Simpkins, Bradbury, 1992; Remenda, van der Kamp, Cherry, 1996; Zuber i in., 1999; Zuber i in., 2000; Plummer, Sprinkle, 2001),
- badania hydrogeochemiczne (Fortin, van der Kamp, Cherry, 1991; Robertson, Russel, Cherry, 1996; Carrillo-Rivera, Cardona, Moss, 1996).

Dokonywane pompowania badawcze w hydrowęzłach oraz analiza gradientu przepływu pionowego to metody wykorzystywane przede wszystkim do określenia przepuszczalności utworów słaboprzepuszczalnych, o ile proces przesączania zostaje uruchomiony i jest możliwy do obserwacji w stosunkowo krótkim czasie trwania eksperymentu badawczego (Hantush, 1960; Neuman, Witherspoon, 1972; Neuman, Gardner, 1989; van der Kamp, 2001).

W wielu pracach, także cytowanych poprzednio, badania procesu przesączania przez utwory słaboprzepuszczalne mają charakter kompleksowy, gdyż prowadzi się je z wykorzystaniem kilku z wymienionych metod. Na przykład badania izotopowe i hydrogeochemiczne znajdują zastosowanie w kalibracji modeli numerycznych wielowarstwowych systemów wodonośnych oraz w numerycznej analizie migracji roztworów przez utwory słaboprzepuszczalne (np.: Gerber i in., 2001; Harrison i in., 1992).

2.2. System krążenia wód podziemnych jako obiekt badań formowania się zasobów wód podziemnych

Identyfikacja obiektu, dla którego dokonuje się oceny zasobów wód podziemnych jest ściśle powiązana z rozpoznaniem stref zasilania i drenażu wód. Nierozłączność tego postępowania ma istotne znaczenie praktyczne w każdym przypadku, a szczególnie w obszarach intensywnego drenażu wód, w wyniku którego może nastąpić rozszerzenie obszarów zasilania i pojawiają się nowe źródła zasobów.

Rozwiązaniem omawianych problemów jest wydzielenie systemu krążenia wód podziemnych w schemacie obiegu wody w regionie (Maciosz-
czyk, Kazimierski, 1990; Lerner, Issar, Simmers, 1990; Szcze- 23

pański, 1993), nazywanego systemem wód podziemnych (Szymanko, 1980). Przez system krążenia wód podziemnych rozumie się, zgodnie z propozycją T. Macioszczyka i B. Kazimierskiego (1990), przestrzenny układ strumieni wód podziemnych w obrębie jednostki lub systemu hydrogeologicznego, traktowany jako całość, ograniczony w czasie i przestrzeni granicami o ściśle zdefiniowanym charakterze hydraulicznym, opisany siatką hydrodynamiczną, formą warstw wodonośnych i rozdzielających warstw słaboprzepuszczalnych oraz ich parametrami filtracyjnymi.

Tak zdefiniowany system jest wydzielany na podstawie kryteriów hydrostrukturalnych, związanych z podziałem geostrukturalnym i układem krążenia wód podziemnych (Szczepański, 1993). Jego fundamentalną jednostką jest warstwa lub poziom wodonośny, natomiast zespół warstw lub poziomów wodonośnych i warstw słaboprzepuszczalnych tworzy w przestrzeni strukturę hydrogeologiczną. Nałożenie na tę strukturę układu strumieni wód podziemnych (układu krążenia) i ustalenie warunków brzegowych w celu określenia powierzchni brzegowej, która tworzy kontur systemu i określa relacje, jakie występują pomiędzy wodami znajdującymi się wewnątrz systemu i w jego otoczeniu, umożliwia wydzielenie systemu krążenia wód podziemnych (systemu wodonośnego). Najkorzystniejszym rozwiązaniem byłoby wydzielanie takich systemów, w których powierzchnia brzegowa stanowiąca granicę systemu ograniczałaby przestrzeń, w obrębie której tworzy się zamknięty układ krążenia wód podziemnych, a na jego wejściu i wyjściu znajdują się wody powierzchniowe i atmosferyczne (Szymanko, 1980). Tak wyodrębniony, trwale zamknięty, system wodonośny stanowiłby obiekt do analizy warunków formowania się i bilansu zasobów wód podziemnych.

W regionalnych badaniach hydrogeologicznych dla oceny i ochrony zasobów wód podziemnych wydziela się zlewnie hydrogeologiczne, użytkowe poziomy wodonośne, zbiorniki i główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) (Kleczkowski, red., 1990). W Polsce jednostki GZWP odgrywają szczególną rolę. Dla nich ustala się zasoby wód podziemnych, dokumentuje się obszary ochronne i opracowuje programy ochrony wód.

Główne zbiorniki wód podziemnych są wyodrębniane w skałach wodonośnych określonej formacji geologicznej i dlatego często są to struktury jednowarstwowe (jednopoziomowe), a ich granice mają charakter geologiczno-strukturalny: erozyjny, sedymentacyjny lub tektoniczny, ale też hydrodynamiczny (Kleczkowski, red., 1990; Różykowski, red., 1990). Niekiedy dwa lub trzy zbiorniki wód podziemnych występują w układzie piętrowym, a ich wody podziemne kontaktują się ze sobą. Granice boczne GZWP przeważnie mają charakter mieszany – geologiczno-strukturalny i hydrodynamiczny, jeśli przebiegają wzdłuż działów wód podziemnych. Z tych powodów na ogół występuje brak zgodności granic zlewni wód podziemnych i powierzchniowych, szczególnie w obszarach intensywnego drenażu wód, w których wytworzyły się nowe strefy drenażowe. Zdarza się więc, że nie-

wodnych obejmujących swym zasięgiem duże zlewnie wód powierzchniowych (Herbich i in., 1991; Kowalczyk, 1996).

Z przedstawionych rozważań wynika, że GZWP niejednokrotnie nie odpowiadają kryteriom systemu wodonośnego trwale zamkniętego, ponieważ są to systemy otwarte, częściowo otwarte, lub – rzadziej – optymalnie zamknięte. Ich obszary zasilania, szczególnie w warunkach intensywnego drenażu antropogenicznego wód, częściowo są położone poza przyjętymi granicami zbiornika. W związku z tym analiza formowania się zasobów wód podziemnych GZWP i ich ocena wymagają rozpoznania rozległego systemu krążenia wód podziemnych, którego elementem składowym jest ten zbiornik traktowany jako podsystem.

W rzeczywistości możliwość wydzielania i badania takich idealnych systemów wodonośnych jest ograniczona zarówno ze względu na skomplikowanie budowy geologicznej, warunków hydrogeologicznych i hydrodynamicznych, jak i z uwagi na niedostateczność oraz zróżnicowany stopień rozpoznania jednostki, która potencjalnie mogłaby stanowić system wodonośny. Ponadto systemy tego typu miałyby duży zasięg obszarowy, co utrudniałoby albo wręcz uniemożliwiałoby efektywne ich badanie i rozpoznanie. Z tych powodów bardzo często w badaniach nad formowaniem się zasobów wód podziemnych, także w badaniach autora prezentowanych w niniejszej pracy, obiekt badań stanowi główny zbiornik wód podziemnych, a jednym z celów badań jest wtedy określenie pozycji i powiązań zbiornika, traktowanego jako podsystem, z innymi podsystemami tego samego systemu krążenia wód podziemnych.

2.3. Modelowanie matematyczne w badaniach nad formowaniem się zasobów wód podziemnych

Modelowanie matematyczne jest procesem umożliwiającym opisanie w sposób kompleksowy skomplikowanego systemu wodonośnego, z uwzględnieniem jego struktury i funkcjonowania (Macioszczyk, 1999). W ostatnim dwudziestolecu bardzo intensywnie rozwinęły się badania symulacyjne przepływu wód podziemnych na modelach numerycznych. W regionalnych systemach wodonośnych modele te są stosowane do badania *quasi*-ustalonego przepływu wody w systemie, do analizy zmian rozkładu wysokości hydraulicznej wywołanych zmianami zasilania i drenażu wód, do badania powiązań pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi, a także do bilansowania i oceny zasobów wód podziemnych (Fetter, 2001) oraz sterowania ich eksploatacją (Gorelick, 1983; Macioszczyk, Kazimierski, 1990). Zaletą modeli symulacyjnych jest to, że pozwalają one badaczowi na lepsze poznanie i zrozumienie funkcjonowania regionalnego systemu

hydrogeologicznego, a także badanie reakcji tego systemu na zadawane wymuszenia (Bredhoeft, Hall, 1995). W związku z tym w wyniku badań modelowych można zweryfikować i doprecyzować model koncepcyjny badanego systemu. Opracowany model umożliwia testowanie hipotez o funkcjonowaniu systemu w związku z naturalnymi lub wymuszonymi oddziaływaniami na ten system w przeszłości, a także w przyszłości.

Funkcjonowanie skomplikowanego systemu krążenia wód podziemnych, składającego się z kilku poziomów wodonośnych znajdujących się w kontakcie hydraulicznym, opisuje model deterministyczny, o parametrach rozłożonych, wyrażony równaniem Boussinesq'a, które dla strumienia pseudotrójwymiarowego podaje T. Macioszczyk (1999):

$$\beta' \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[k_x (H - Z) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k_y (H - Z) \frac{\partial H}{\partial y} \right] + W + Q + \frac{H - H'}{m'} k', \quad (1)$$

gdzie:

- β' – współczynnik pojemności wodnej; dla warstw o swobodnym zwierciadle jest on zastępowany współczynnikiem grawitacyjnej pojemności wodnej $[\mu]$,
- Z – rzędna spągu warstwy wodonośnej [L],
- W – natężenie zasilania powierzchniowego $[LT^{-1}]$,
- Q – natężenie źródeł i upustów (ujęć) $[LT^{-1}]$,
- H, H' – wysokość hydrauliczna (potencjał filtracji) w warstwie i warstwie sąsiadującej [L],
- k, k' – współczynnik filtracji warstwy wodonośnej i rozdzielającej warstwy półprzepuszczalnej [L],
- m' – miąższość rozdzielającej warstwy półprzepuszczalnej [L],
- t – czas [T],
- x, y, z – współrzędne przestrzenne [L].

U w a g a: Dla strumieni jednorodnych o zwierciadle napiętym $(H - Z) \Rightarrow m$ (gdzie m – miąższość warstwy wodonośnej).

Założenia tego modelu i jego uproszczenia szczegółowo zostały omówione w pracy T. Macioszczyka (1999). Warto jednak zwrócić uwagę na to, że opisany za pomocą tego modelu strumień wód podziemnych ma charakter strumienia pseudotrójwymiarowego – wielowarstwowego, tzn. że jest płaski w obrębie warstw wodonośnych, warstwy zaś są skomunikowane przesączaniem przez warstwy słaboprzepuszczalne, oraz że strumień ten jest nieustalony w czasie.

Rozwiązanie równania odbywa się na drodze numerycznego modelowania matematycznego za pomocą programów komputerowych rozwiązujących to równanie metodą elementów skończonych lub różnic skończonych (K i n z e l b a c h, 1986; A n d e r s o n, W o e s s n e r, 1992). W praktyce postępowanie jest następujące: dla konkretnego systemu wodonośnego z określonymi warunkami początkowymi i brzegowymi oraz dla znanego rozkładu wysokości hydraulicznej (przedstawionego na mapie hydroizohips) poszukuje się struktury tego systemu opisanej rozkładem parametrów. Chodzi o określe-

i rozdzielających je warstw słaboprzepuszczalnych (β , S , μ , k , k' , m , m' itp.) oraz parametrów równania, takich jak wielkość i rozkład zasilania powierzchniowego – W , a także natężenia źródeł i upustów wody (np. studzien i źródeł) – Q . Opisany sposób dochodzenia do rozwiązania zadania dla danego systemu wodonośnego, przy zadanych warunkach brzegowych i początkowych, jest rozwiązaniem zadania odwrotnego, a proces poszukiwania struktury systemu na podstawie danego rozwiązania nazywa się kalibracją lub identyfikacją modelu (Szymanko, 1980). Należy podkreślić, że na ogół parametry systemu są słabo poznane, jest to bowiem poznanie punktowe, uzyskane z różnych metod badawczych nie zawsze reprezentatywnych dla skali obiektu (Nawalań, 1999; Tsang, 2000).

2.3.1. Zasady konstrukcji modeli numerycznych i realizacji badań modelowych

Terminem model określa się pewien sposób przedstawienia rzeczywistości albo układ zastępczy obiektu rzeczywistego (Fetter, 2001). Modelem numerycznym jest równanie lub układ równań, które opisują badany system wodonośny wraz z warunkami początkowymi i brzegowymi. Konstrukcję modelu systemu krążenia wód podziemnych poprzedza wszechstronne badanie tego systemu metodami zarówno terenowymi, jak i laboratoryjnymi oraz opracowanie modelu konceptualnego.

W sporządzaniu modelu systemu krążenia wód podziemnych można wyróżnić kilka głównych etapów (Macioszczyk, Kazimierski, 1990; Anderson, Woessner, 1992):

1. Opracowanie modelu konceptualnego rzeczywistego systemu wodonośnego. Model koncepcyjny jest odzwierciedleniem hipotezy roboczej o strukturze i funkcjonowaniu badanego systemu wodonośnego.

2. Wybór programów komputerowych stosownie do celu badań oraz stopnia rozpoznania obiektu.

3. Konstrukcja modelu matematycznego: ustalenie granic modelu i jego podziału na bloki obliczeniowe, określenie warunków brzegowych i ewentualnie początkowych, wybór parametrów i zmiennych opisujących system na podstawie modelu konceptualnego.

4. Identyfikacja albo kalibracja modelu. Wykonuje się szereg symulacji, których celem jest ustalenie struktury modelu, określenie optymalnego rozkładu wartości jego parametrów oraz warunków brzegowych. W wyniku tych prac uzyskuje się rozkład wysokości hydraulicznej i ewentualnie wydatki strumienia, zbliżone do rozkładu rzeczywistego uzyskanego na etapie badań terenowych. Ocena jakości modelu, tzn. jego zgodności z systemem rzeczywistym ma charakter albo jakościowy, albo ilościowy (Anderson, 27

Woessner, 1992). Ocena jakościowa polega na porównaniu map hydroizohips: wynikowej – z symulacji modelowej, i wejściowej, skonstruowanej na podstawie pomiarów terenowych. Porównuje się zbieżność kształtu powierzchni zwierciadła wody, kierunków przepływu wód i ekstremalne położenia zwierciadła wody. Inny sposób polega na graficznym przedstawieniu zależności stanów wód pomierzonych w wybranych punktach reperowych (H_p) ze stanami obliczonymi w odpowiednich blokach modelu (H_o). Metoda ilościowa polega na badaniu wybranych kryteriów zgodności (kryteriów kalibracji) stanów wód określonych w drodze symulacji modelowej (H_o) ze stanami pomierzonymi systemu rzeczywistego (H_p). Najczęściej stosowane kryteria kalibracji opisują zależności (Anderson, Woessner, 1992):

1) błędu średniego

$$ME = 1/n \sum_{i=1}^n (H_p - H_o)_i, \quad (2)$$

2) średniego błędu bezwzględnego

$$MAE = 1/n \sum_{i=1}^n |(H_p - H_o)_i|, \quad (3)$$

3) pierwiastka kwadratowego średniego odchylenia standardowego

$$RMS = \left[1/n \sum_{i=1}^n (H_p - H_o)_i^2 \right]^{0,5} \quad (4)$$

Kryteria te pozwalają ocenić błąd kalibracji, celem kalibracji modelu zatem jest minimalizacja tego błędu.

5. Weryfikacja modelu polega na porównywaniu funkcjonowania modelu, po identyfikacji, z pracą systemu rzeczywistego. Weryfikacja jest możliwa wtedy, kiedy dostępny jest zestaw niezależnych danych, które nie były wykorzystane na etapie kalibracji modelu. Gdy na przykład w identyfikacji modelu wykorzystano stany zwierciadła wody dla systemu zaburzonego drenażem wód ujęciami, wówczas weryfikację można wykonać dla stanów z okresu poprzedzającego eksploatację ujęć. Jednakże w praktyce weryfikacja modeli, szczególnie dużych, regionalnych systemów wodonośnych nie zawsze jest możliwa, ponieważ na ogół brak jest danych historycznych, które pozwalałyby na skonstruowanie mapy hydroizohips, jak również wiarygodnych danych o rozkładzie poborów wody w przeszłości. W takim przypadku istotnym kryterium oceny zgodności wykonanego modelu z rozpoznaniem empirycznym badanego systemu jest spełnienie warunku bilansowego z oczekiwaną dokładnością, a także ocena stopnia zgodności wartości poszczególnych składników bilansu z wartościami oczekiwanymi, określonymi innymi metodami badań.

6. Model wykalibrowany i zweryfikowany może być przydatny w badaniach prognostycznych.

Rozwiązanie ciągłego modelu opisującego działanie systemu wodonośnego wymaga zamiany ciągłego modelu konceptualnego badanego systemu na model dyskretny, co polega na dokonaniu podziału obszaru modelu na bloki obliczeniowe o stałym lub zmiennym wymiarze, kwadratowe lub prostokątne (rys. 2.2), tak aby możliwe było jak najwierniejsze odwzorowanie zmienności elementów rozpoznania hydrogeologicznego. Do rozwiązania równania wymagane jest określenie warunków brzegowych (K i n z e l b a c h, 1986), które określają warunki wymiany wody na brzegu pomiędzy systemem a jego otoczeniem. Znane są dwa podstawowe rodzaje warunków brzegowych oraz warunek trzeci, będący ich kombinacją. Przykład rozmieszczenia warunków brzegowych, omawianych poniżej, przedstawia rys. 2.2. Warunek I rodzaju, nazywany warunkiem Dirichleta, oznacza swobodną wymianę wody między systemem a otoczeniem. Zadawany jest na brzegach, gdzie znany jest stan zwierciadła wody (wysokość hydrauliczna) w systemie wodonośnym. W praktyce stosuje się go zarówno na brzegu modelu, do odwzorowania rzek, jak i wewnątrz modelu, gdy zachodzi potrzeba odwzorowania odpowiedniego poziomu wody w rzece, w obrębie zbiornika wód powierzchniowych, wyrobisk górniczych lub dużych ujęć. Gdy przepływ wody przez granicę systemu jest znany, wówczas stosuje się warunek II rodzaju, nazywany warunkiem Neumanna. Najczęściej korzysta się z niego do odwzorowywania szczelnej granicy systemu (jest to przypadek szczególny tego warunku – bez przepływu), jak na przykład dolnej granicy systemu czy działu wód podziem-

Rys. 2.2. Przykład siatki modelu numerycznego z blokami reprezentującymi warunki brzegowe

nych (jako neutralnej linii prądu), a także do symulacji infiltracyjnego zasilania przez opady atmosferyczne oraz do symulacji poboru wody przez ujęcia.

W praktyce modelowania stosuje się również warunek III rodzaju, który jest liniową kombinacją warunków I i II rodzaju, i dlatego nazywa się go warunkiem mieszanym. Określa on wymianę wody przez słaboprzepuszczalną granicę pod wpływem zmian położenia zwierciadła wody na tej granicy, z uwzględnieniem parametrów systemu przy jego granicy. Warunek ten ma zastosowanie przy modelowaniu powierzchni brzegowych na konturach rzek i zbiorników wód powierzchniowych, zarówno na zewnątrz, jak i wewnątrz obszaru modelu, a także dla odwzorowania działu wód podziemnych pozostającego pod wpływem otoczenia oraz wymuszeń wewnętrznych.

2.3.2. Charakterystyka programu Modflow

Rozwój współczesnych technik obliczeniowych spowodował, że na rynku są dostępne liczne systemy programowe (Macioszczyk, 1999). Jednym z powszechniej wykorzystywanych zarówno w badaniach naukowych, jak i w pracach o charakterze utylitarnym, dotyczących regionalnych systemów hydrogeologicznych, jest program Modflow, który zastosowano również w badaniach autora prezentowanych w niniejszej pracy. I dlatego przedstawia się jego krótką charakterystykę opartą na oryginalnym tekście autorów tego programu – Mc Donalda i Harbougha (1988), ze zwróceniem uwagi na te jego funkcje, które znalazły zastosowanie w badaniach autora.

Program Modflow w sposób przybliżony rozwiązuje równanie (1) przepływu wody w systemie wodonośnym metodą różnic skończonych, z dyskretyzacją obszaru siatką prostokątną, w każdym bloku siatki. W rzeczywistości rozwiązywany jest zestaw równań odpowiadający liczbie węzłów zlokalizowanych w centrach bloków obliczeniowych. W rezultacie zostaje obliczona wysokość hydrauliczna w środku bloku. Program może symulować przepływ jednofazowy w strefie saturacji, w ośrodku porowym bądź szczelinowym, ale takim, który może być zastąpiony ekwiwalentnym ośrodkiem porowym o swobodnym i napiętym zwierciadle lub o charakterze mieszanym – swobodnym i napiętym.

Program symuluje zarówno system jednowarstwowy, jak i wielowarstwowy, pseudotrójwymiarowy, złożony z warstw wodonośnych rozdzielonych warstwami słaboprzepuszczalnymi, które jednak nie są odwzorowane wprost na modelu jako warstwy aktywne. Ich wpływ jest opisany parametrem przesączania pionowego B pomiędzy warstwami wodonośnymi reprezentowanymi na modelu, który jest obliczany lub szacowany na pod-

$$B = \frac{1}{\frac{\Delta m_g/2}{k_g} + \frac{\Delta m_{sp}}{k'_{sp}} + \frac{\Delta m_d/2}{k_d}}, \quad (5)$$

gdzie:

$\Delta m_g, \Delta m_{sp}, \Delta m_d$ – miąższości górnego poziomu wodonośnego, warstwy słaboprzepuszczalnej i dolnego poziomu wodonośnego,

k_g, k'_{sp}, k_d – współczynniki filtracji pionowej: górnego poziomu wodonośnego, warstwy słaboprzepuszczalnej i dolnego poziomu wodonośnego.

Przygotowanie modelu wymaga określenia w węzłach siatki (w blokach obliczeniowych) współczynnika filtracji oraz rzędnych stropu i spągu, rzędnych zwierciadła wody kolejnych warstw wodonośnych, a także parametru przesączania dla kolejnych warstw słaboprzepuszczalnych, rozdzielających warstwy wodonośne.

Do odwzorowania warunków brzegowych służą pakiety, nazywane od procesu lub funkcji, jakie opisują. Najważniejsze z nich, wykorzystywane w badaniach autora, umożliwiają odwzorowanie następujących procesów brzegowych:

- *recharge* – zasilanie z infiltracji opadów,
- *river package* – pakiet pozwalający na odwzorowanie granicy z warunkiem III rodzaju, na przykład na rzece,
- *wells* – pakiet umożliwiający odwzorowanie studni eksploatacyjnych,
- *horizontal-flow-barrier package* – pakiet umożliwiający symulowanie na modelu pionowych powierzchni geologicznych o małej przepuszczalności, stanowiących bariery dla przepływu poziomego.

W badaniach autora pakiet ten znalazł zastosowanie w odwzorowywaniu linii ważniejszych uskoku, przedstawionych na mapach geologicznych.

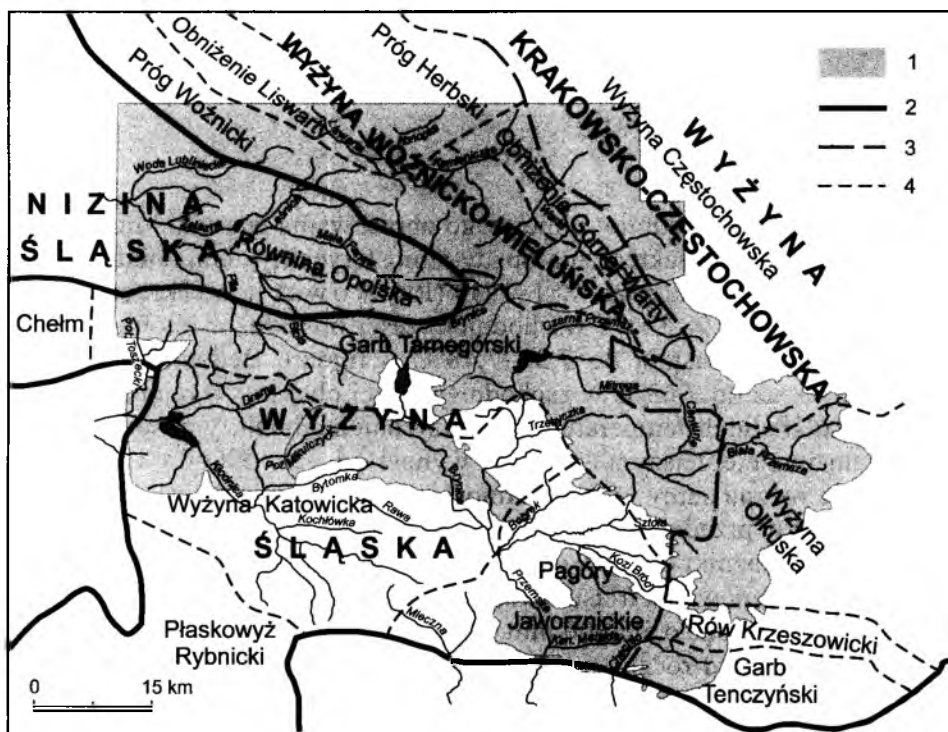
3. Ogólna charakterystyka obszaru triasu śląsko-krakowskiego

Obszar triasu śląsko-krakowskiego, będący przedmiotem rozważań w niniejszym rozdziale, rozciąga się od okolic Chrzanowa i Olkusza na południowym wschodzie, do Myszkowa i pod Częstochową na północy oraz po Lubliniec i Zawadzkie na zachodzie. Swym zasięgiem obejmuje północno-wschodni fragment konurbacji katowickiej (Runge, Zadrożny, 1989) z jej miastami lub ich dzielnicami, jak Bytom, Gliwice, Piekary Śląskie, Dąbrowa Górnicza i Jaworzno, oraz ośrodki urbanistyczno-przemysłowe położone poza jej zasięgiem, takie jak Chrzanów, Jaworzno, Olkusz, Zawiercie, Tarnowskie Góry i Lubliniec. Stanowi zatem część Górnos Śląskiego Okręgu Przemysłowego – regionu górniczo-przemysłowo-miejskiego (Czaja, 1999).

Pod względem zagospodarowania trias śląsko-krakowski jest obszarem specyficznym i zróżnicowanym. W jego obrębie funkcjonuje górnictwo węgla kamiennego oraz ośrodki górnictwa kruszcowego i skalnego. Liczne i rozległe są tereny zabudowy miejskiej, z czym wiąże się nasycenie infrastrukturą miejsko-przemysłową. Równocześnie duże są zwarte tereny leśne, zajmujące głównie północną część obszaru, i tereny rolnicze. Wielowiekowa i wielokierunkowa antropopresja związana z górnictwem, przemysłem i urbanizacją spowodowała trwałe i głębokie zmiany w środowisku geograficznym i geologicznym, w tym przemiany stosunków wodnych (Czaja, 1999).

3.1. Położenie geograficzne i geomorfologia

Obszar triasu śląsko-krakowskiego, w przyjętych do obecnego opracowania granicach, według podziału fizyczno-geograficznego J. Kondrackiego (1988), jest położony w zasięgu dwóch prowincji geograficznych: Wyżyny Śląskiej i niewielka zachodnia jego część – w zasięgu Niziny Śląskiej (rys. 3.1). Przeważająca część obszaru leży w obrębie makroregionów: Wyżyny Śląskiej, Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Woźnicko-Wieluńskiej. Charakterystyczną cechą ukształtowania północnej części Wyżyny Śląskiej jest rzeźba strukturalna, zaznaczająca się w formie równoleżnikowo biegnących pasm wzniesień rozdzielonych szerokimi obniżeniami denudacyjnymi, które stanowią odrębne jednostki geomorfologiczne (Gilewska, 1972). Pasma wzniesień tworzą: próg górnotriasowy, zwany Progiem Woźnickim, o wysokościach do 380 m n.p.m., i próg środkowotriasowy – oddzielone od siebie szerokim obniżeniem – Doliną Małej Panwi, o wysokościach 300–210 m n.p.m. (Gilewska, 1972). Próg środkowotriasowy jest mocno rozczłonkowany, w jego obrębie wyróżnia się szereg płasko-



Rys. 3.1. Obszar triasu śląsko-krakowskiego na tle jednostek fizyczno-geograficznych. Zestawiono na podstawie J. Kondrackiego (1988)

1 – obszar triasu śląsko-krakowskiego; granice jednostek fizyczno-geograficznych: 2 – prowincji, 3 – makroregionów, 4 – mezoregionów

wyży, pagórów i garbów (np. Garb Tarnogórski, Garb Ząbkowicki, Pagóry Jaworznickie) o wysokościach 350–380 m n.p.m., przeciętymi głębokimi kotlinami (Józefki i Przemszy) wciętymi poniżej 300 m n.p.m. do podłoża utworów triasu. W kierunku południowo-wschodnim na przedłużeniu Doliny Małej Panwi rozciąga się szeroka Kotlina Mitreği, o wysokościach rzędu 300–330 m n.p.m., wyścielona piaszczystymi osadami czwartorzędu. Jej charakterystycznym elementem jest Pustynia Błędowska. Z progiem środkowotriasowym od południa sąsiaduje Płaskowyż Bytomski o wysokościach 300–340 m n.p.m. Obszar triasu chrzanowskiego charakteryzuje urozmaicona rzeźba powierzchni, w której wyróżniają się wyniesienia (Pagóry Jaworznickie, Garb Tenczyński) o maksymalnych wysokościach rzędu 360 m n.p.m. i obniżenia, często o założeniach tektoniczno-denudacyjnych (Rów Chrzanowski, Rów Krzeszowicki, Niecka Wilkoszyńska), o wysokościach rzędu 240–260 m n.p.m.

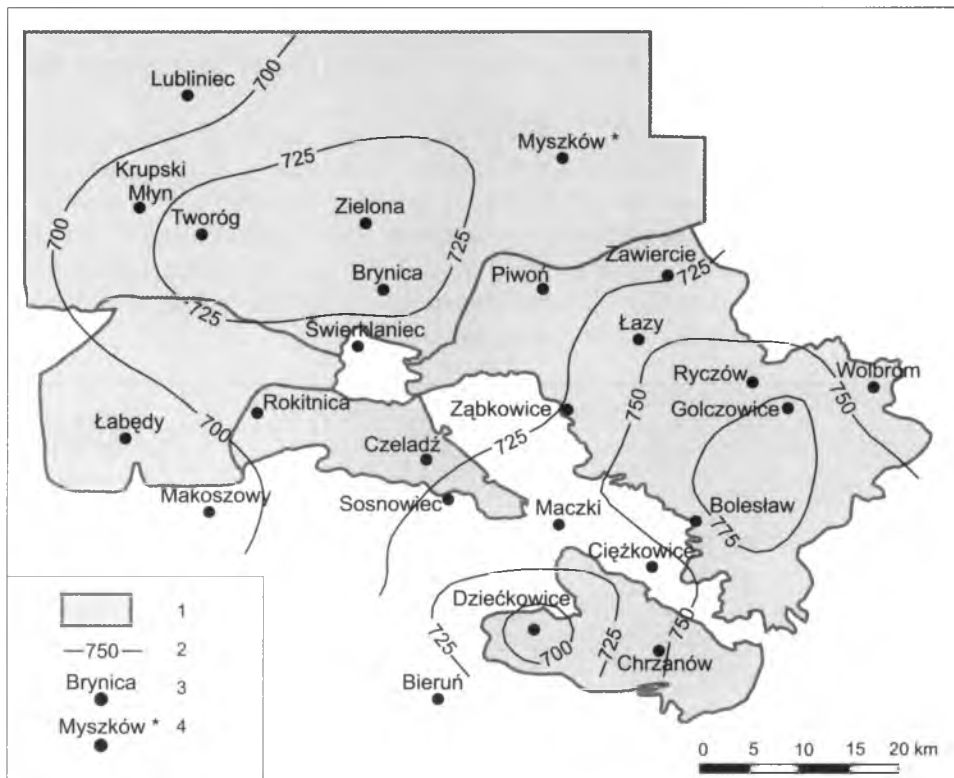
Wschodnia część obszaru triasu jest położona w obrębie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, która dzieli się na część północną – Wyżynę Częstochowską i południową – Wyżynę Olkuską. Jest to obszar zbudowany z wapieni jury górnej, a jego powierzchnia wznosi się maksymalnie do 400–460 m. U podnóża tej jednostki rozciąga się Obniżenie Górnej Warty.

3.2. Klimat i hydrografia

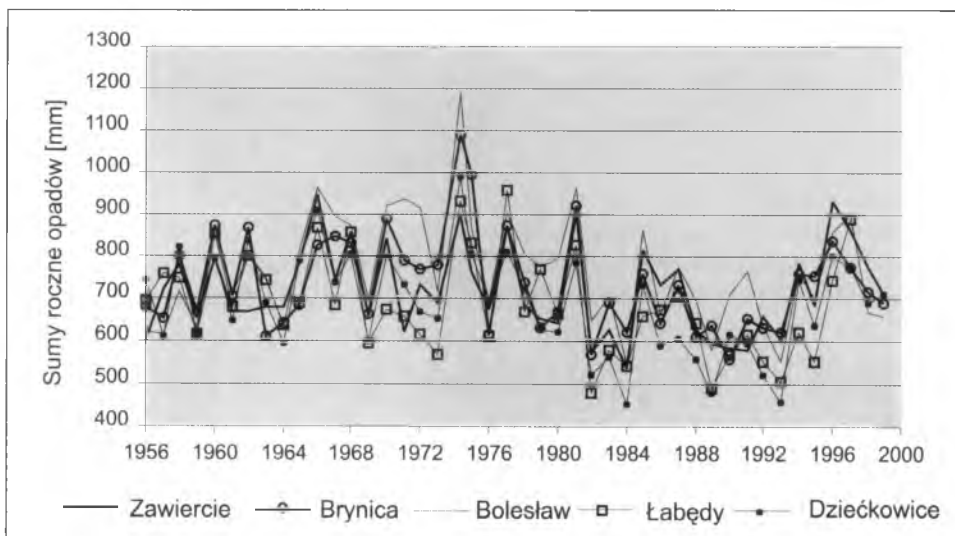
Ze względu na przedmiot niniejszego opracowania warunki klimatyczne obszaru najlepiej charakteryzują opady atmosferyczne i temperatura. Średnie temperatury roczne z lat 1881–1930 (RóŹkowski, Wilk, red., 1980) zmieniają się od 7,28°C we wschodniej części obszaru, w rejonie Pustyni Błędowskiej, i wzrastają do 7,32–7,48°C w rejonie Będzina, Sosnowca i Chrzanowa, aż do 7,63°C w zachodniej części obszaru, w rejonie Gliwic. Rozpiętość średnich temperatur pomiędzy najchłodniejszym miesiącem – styczniem i najcieplejszym – lipcem wynosi od –2––3°C do 17–17,5°C.

Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych z wielolecia 1951–1998 zawierają się w przedziale od poniżej 700 mm do około 800 mm (rys. 3.2). Najwyższe wskaźniki opadów obserwuje się we wschodniej części obszaru, w zasięgu występowania triasu olkusko-zawierciańskiego, w części zachodniej zaś są one niższe o 50–100 mm.

Najwyższy opad roczny wystąpił w posterunku Brynica w 1974 roku – 1092 mm, a najniższy w posterunku Zielona w 1982 roku – 473 mm. Generalnie lata 1982–1993 charakteryzują się niskimi opadami w stosunku do całego wielolecia (rys. 3.3). Jest to okres posuszny, w którym sumy roczne są niższe od wieloletnich, z lat 1951–1981 o 4% do 16% (Kowalczyk,



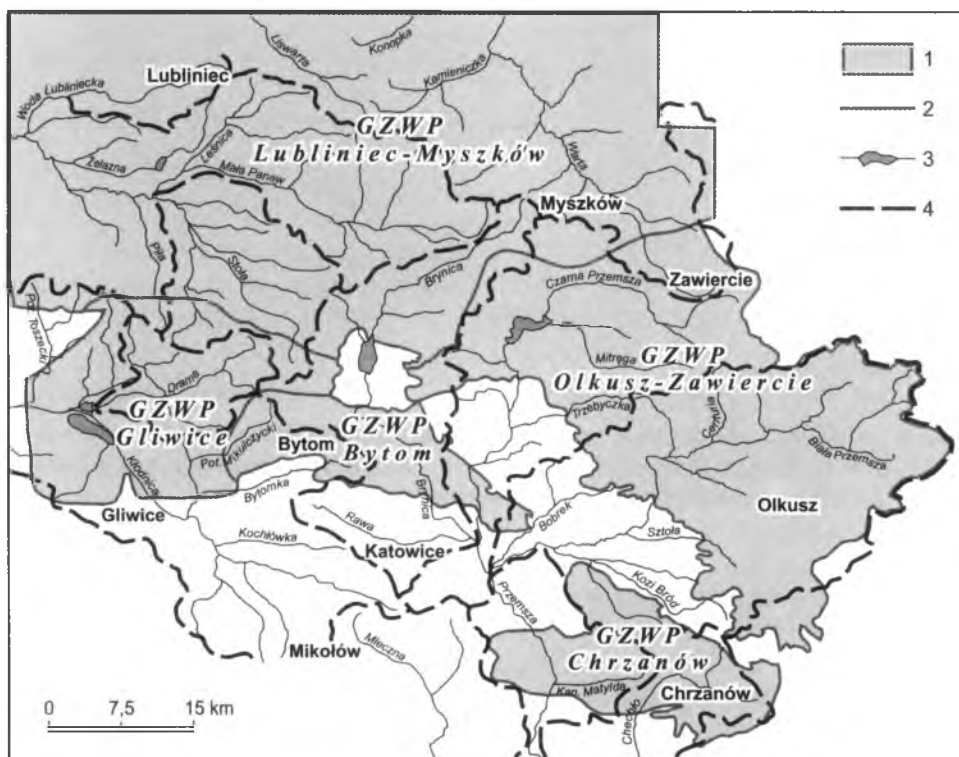
Rys. 3.2. Mapa średnich rocznych sum opadów atmosferycznych z wielolecia 1959–1997
 1 – obszar triasu śląsko-krakowskiego, 2 – izohiety, 3 – postępowanie opadów – wyniki obserwacji z lat 1959–1997, 4 – postępowanie opadów – wyniki obserwacji z lat 1959–1981



Rys. 3.3. Roczne sumy opadów atmosferycznych z lat 1956–1999 w wybranych posterunkach opadowych

ne opadów w większości stacji pomiarowych były wyższe od sum wieloletnich. Wiąże się to z wysokimi opadami w drugiej połowie lat dziewięćdziesiątych.

Obszar triasu śląsko-krakowskiego leży w dorzeczu Odry i Wisły. Dział wodny biegnie w przybliżeniu równoleżnikowo pomiędzy Zawierciem i Tarnowskimi Górami, a następnie skręca na południe (rys. 3.4). Północna i zachodnia część obszaru znajduje się w dorzeczu Odry i jest odwadniana przez rzeki: Wartę, Małą Panew i Kłodnicę. W dorzeczu Wisły obszar jest odwadniany przez rzeki: Brynicę, Czarną Przemszę i Białą Przemszę, a następnie Przemszę oraz Chechło – w triasie chrzanowskim.



Rys. 3.4. Mapa wód powierzchniowych triasu śląsko-krakowskiego
1 – obszar triasu śląsko-krakowskiego, 2 – granice GZWP, 3 – sieć rzeczna, 4 – działy wód powierzchniowych

Szczegółowa charakterystyka hydrograficzna obszaru triasu śląsko-krakowskiego jest przedstawiona w pracy monograficznej pod redakcją A. Rózkowskiego i Z. Wilka (1980). Z tego względu w niniejszej pracy ograniczymy się do scharakteryzowania potencjału zasobowego głównych rzek za pomocą przepływów średnich rocznych (tab. 3.1) oraz ich zmian w okresie wieloletnim (rys. 3.5). Dodajmy, że w większości tych rzek przepływy są zaburzone na skutek zrzutów ścieków i wód kopalnianych, a także inny-

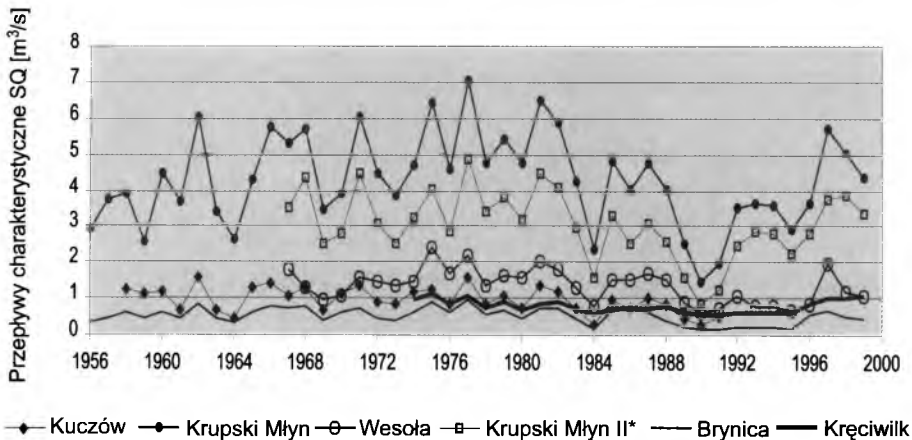
Tabela 3.1

**Przepływy średnie roczne rzek z wielolecia
w obszarze triasu śląsko-krakowskiego**

Rzeka	Przekrój wodowskazowy	Okres badań	SSQ [m ³ /s]
Mała Panew	Kuczów	1958–1991	0,95
		1956–1999	4,29
Brynica	Brynica	1956–1999	0,52
Warta	Kręciwilk	1974–1999	0,78
Biała Przemsza	Sławków	1956–1970	4,51
		1973–1997	1,29 ¹⁾
Czarna Przemsza	Piwoń	1956–1999	1,03
Przemsza	Jeleń	1951–1997	18,6
Chechło	Mętków	1971–1992	1,29
Kłodnica	Kłodnica	1971–1994	6,50
Stoła	Wesoła	1967–1999	1,35

¹⁾ Bez wód kopalnianych i ścieków.

mi czynnikami antropogenicznymi (Czaja, 1999; Jankowski, 1996a, 1996b). Na wielu odcinkach tych rzek obserwuje się ucieczki wód w podłoże. Zagadnienie to omawia się w dalszej części pracy, w kontekście zasilania wód podziemnych triasu śląsko-krakowskiego. Jedynie górne odcinki Małej Panwi, Brynicy, Białej Przemszy i Chechła można uznać za stosunkowo mało przekształcone antropogenicznie z uwagi na niewielkie zurbanizowanie tych odcinków zlewni.



* Przekrój obliczeniowy; przepływy obliczono z różnicy pomiędzy przekrojami wodowskazowymi Krupski Młyn na Małej Panwi i Wesoła na Stole

Rys. 3.5. Przepływy średnie roczne w wybranych przekrojach wodowskazowych rzek z tab. 3.1 w latach 1956–1999

3.3. Zarys budowy geologicznej

Obszar objęty niniejszym opracowaniem – region triasu śląsko-krakowskiego – leży w zasięgu monokliny śląsko-krakowskiej, cechującej się strukturą epoki alpejskiej. Struktura ta znajduje się w obrębie warwicyjskich jednostek strukturalnych: górnosłańskiego zapadliska warwicyjskiego i warwicydów krakowskich (K o t l i c k i, 1980; R ó ż k o w s k i, 1994).

3.3.1. Stratygrafia i litologia

Podłoże paleozoiczne

W bezpośrednim podłożu osadów triasu wyróżnia się utwory dewonu, karbonu i permu. Na omawianym obszarze utwory karbonu górnego, wchodzące w skład zapadliska górnosłańskiego, w części północnej budują siodło główne, a w części wschodniej – fragment niecki głównej. Na północno-wschodnim obrzeżeniu Górnosłańskiego Zagłębia Węglowego przebiega rów permski Sławkowa (B u k o w y, 1974). Rów ten (szerokości 10–15 km) jest wypełniony 100–500-metrową serią molasową: zlepieńców, piaskowców i mułowców cechsztynu. Na północny wschód od wspomnianego rowu strukturalne piętro warwicyjskie budują silnie sfałdowane i zdyslokowane utwory syluru, dewonu i karbonu. W ich obrębie trzeba wyróżnić dwie elewacje tektoniczne – antyklinę Siewierza, przechodzącą ku południowi w antyklinę Kluczy, oraz antyklinę Mrzygłodu – Pilicy, obydwie zbudowane w jądrach z dewońskich wapieni i dolomitów. Pomiedzy nimi leży synklina Woźnik wypełniona szarogłazami i łupkami kulmu (B u k o w y, 1974). Powierzchnia strukturalna piętra warwicyjskiego z uwagi na jej erozyjny charakter oraz późniejsze deformacje tektoniczne jest silnie urozmaicona. Jej deniwelacje lokalnie mogą przekraczać wartość 300–400 m (J u r a, 2001). Na powierzchni osady dewonu odsłaniają się koło Brudzowic i Zawiercia (rys. 3.6).

Trias

Utwory triasowe obszaru można podzielić na trzy podstawowe formacje litostratygraficzne (rys. 3.7): terygeniczne osady triasu dolnego, węglanowe utwory retu i triasu środkowego oraz mułowcowo-iłowcowe osady triasu górnego. Zasięg i miąższość poszczególnych formacji warunkuje niekiedy i monoklinalny (regionalnie) układ warstw oraz lokalna tektonika dysjunktywna (K o t l i c k i, 1977, 1980).

Pstry piaskowiec dolny i środkowy jest wykształcony w postaci zróżnicowanej litologicznie serii zlepieńców, piaskowców, mułowców i iłowców
38 (warstwy świerklanieckie) o bardzo zmiennej miąższości (od kilku do po-

nad 50 m), zależnej od reliefu podłoża paleozoicznego. Wychodnie tej formacji odsłaniają się na powierzchni współczesnej i podczwartorzędowej u podnóża kuesty środkowotriasowej oraz na skrzydłach niecki bytomskiej, wilkoszyńskiej i chrzanowskiej.

Pstry piaskowiec górny – ret też jest zróżnicowany litologicznie. W spagu przeważają cienkopłytkowe margle dolomityczne, z przewarstwieniami iłowców, mułowców oraz gipsów. Miąższość tzw. warstw gipsowych jest zmienna i wynosi od kilkunastu do 40 m. Seria wyższa retu – *warstwy górnośląskie* są wykształcone przede wszystkim w postaci gruboławicowych dolomitów marglistych oraz wapieni komórkowych. Ich miąższość wynosi od 20 m do 30 m. Utwory te odsłaniają się na powierzchni współczesnej i podczwartorzędowej w peryferyjnych częściach pokryw triasowych.

Wapień muszlowy w części spagowej jest zbudowany z 35–55-metrowej serii wapieni, z przeławiczeniami margli – tzw. *warstw gogolińskich*. Ponad nimi występują epigenetyczne *dolomity kruszconośne* o zmiennej miąższości (od 30 m do ponad 50 m) zastępowane obocznie przez wapień warstw gorażdzańskich, terebratulowych i karchowickich. W stropie triasu środkowego zaczynają znów przeważać syngenetyczne dolomity *warstw diploporowych* i *tarnowickich* o miąższości od 30 m do 60 m. Całkowita miąższość serii węglanowej triasu wynosi od około 150–200 m w części południowo-wschodniej omawianego obszaru i konsekwentnie wzrasta do ponad 250 m w części północno-zachodniej. Lokalnie (w osi niecki tarnogórskiej) w stropie utworów środkowotriasowych pojawia się 20–40-metrowa seria mułowców i iłowców, z przewarstwieniami dolomitów tzw. *warstw boruszowickich* i *miedarskich*. Wychodnie utworów węglanowych triasu budują mocno urzeźbione powierzchnie niecki bytomskiej, niecki chrzanowskiej, niecki wilkoszyńskiej, progu środkowotriasowego oraz pojawiają się na północy w licznych oknach (zrębach) tektonicznych, a także we wcięciach erozyjnych kopalnych dolin: Małej Panwi, Mitregi, Białej Przemszy i Warty.

Trias górny – kajper i retyk w partiach spagowych jest wykształcony w postaci iłowców i mułowców, z licznymi przeławiczeniami piaskowców i zlepieńców – kajpru. W utworach retyku zaczynają dominować mułowce i iłowce – z przewarstwieniami brekcji węglanowych i gipsów – *formacji lisowskiej*. W górnej części retyku występują pstre iłowce, z przewarstwieniami żwirowców wapiennych, *formacji woźnickiej*. W najwyższych ogniwach tej formacji występują w kilku poziomach bardzo charakterystyczne masywne wapień pelityczne i gruzłowe typu trawertynów – tzw. *wapień woźnickie*. Budują one wzgórza rejonu Woźnik i Cynkowa, a ich całkowita miąższość nie przekracza 25 m. Miąższość utworów górnotriasowych konsekwentnie wzrasta ku północy i osiąga maksymalne wartości ponad 200 m.

Jura

Jura dolna jest wykształcona w postaci żwirowo-piaszczystych utworów *warstw połomskich* oraz nadległych mułowców i piasków, z soczewkami 39

węgla brunatnych – *warstw blanowickich* i *łysieckich*. Miąższość utworów dolnojurajskich jest bardzo zmienna, na ogół nie przekracza 40–60 m. Osady te budują kulminacje w strefie Garbu Woźnickiego oraz płaskie powierzchnie w Kotlinie Białej Przemszy i dolinie górnej Warty (K a z i u k, 1978).

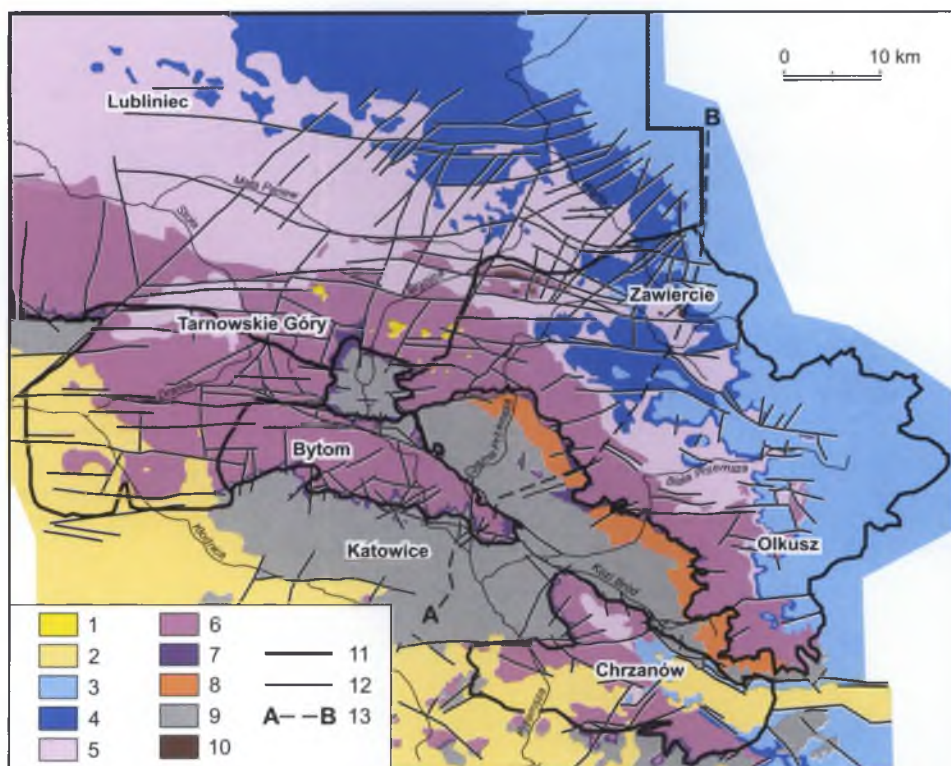
Jurę środkową reprezentują głównie mułowce i iłowce z syderytami *warstw rudonośnych* (bajos górny – baton). W części wschodniej są to piaskowce i zlepieniec batonu. W części północnej (rejon Żarek i Zawiercia) ponad wymienioną formacją pojawiają się piaskowce *warstw kościeliskich* o miąższości do 30 m. Utwory środkowojurajskie wieńczy cienkie ogniwo (do 10 m) margli glaukonitowych i wapieni piaszczystych keloweju. Całkowita miąższość utworów środkowojurajskich wynosi około 10–15 m w rejonie Chrzanowa i Olkusza, i konsekwentnie wzrasta ku północy – do 60 m w rejonie Zawiercia i do około 120 m w rejonie Poraja. Utwory środkowojurajskie odsłaniają się na wschodnich stokach doliny górnej Warty oraz budują rozległe wychodnie u podnóża kuesty górnójurajskiej (K a z i u k, 1978).

Jura górna jest wykształcona w postaci skał wapiennych budujących Wyżynę Krakowsko-Częstochowską oraz odizolowane wzgórza rejonu Niegowonic. W spągu formacji występują wapienie cienkoławicowe i margle oksfordu dolnego, przechodzące ku górze w wapienie gruboławicowe i wapienie skaliste oksfordu środkowego i górnego. Miąższość utworów górnójurajskich konsekwentnie wzrasta w kierunku północno-wschodnim – do około 300–500 m (K a z i u k, 1978).

Trzeciorzęd

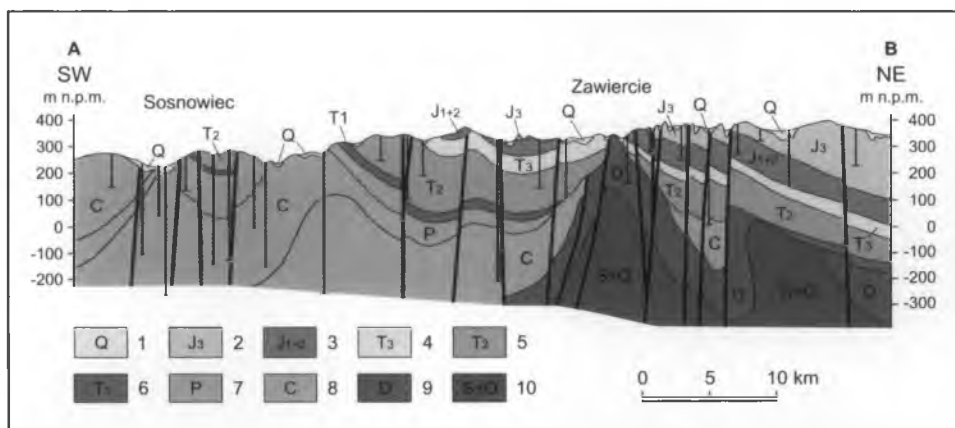
Karpat – baden. W południowej części regionu górnośląskiego strefę zapadliska przedkarpackiego wypełniają molasowe utwory miocenu środkowego. Lokalnie – w strefach rowów tektonicznych – występuje lądowo-jeziorna formacja *warstw kłodnickich* karpatu, wykształcona w postaci piaskowców, iłowców, margli i mułowców, o sumarycznej miąższości do 100 m. Zróznicowana miąższość (od kilkunastu do ponad 500 m) iłowców i mułowców (lokalnie z przewarstwieniami piasków) badenu oraz ich zasięg są uwarunkowane strukturami tektonicznymi. W peryferyjnej, północnej i wschodniej części zapadliska przedkarpackiego utwory miocenu największe miąższości osiągają w rowach tektonicznych Pyskowic, Kłodnicy, Zawady, Chrzanowa i Krzeszowic (J u r a, 2001).

Neogen lądowy. Na wychodniach skał środkowotriasowych i retu, w rejonie Tarnowskich Gór, Miasteczka Śląskiego, Taporkowic i Siewierza, w obrębie lejów krasowych i poliopodobnych zagłębień występują pstre utwory bardzo zmienne litologicznie: ility, gliny, piaski i żwiry, z gniazdami rud limonitowych. Osady te najprawdopodobniej reprezentują redeponowane regolity będące rezultatem intensywnej denudacji krasowej w neogenie (L e w a n d o w s k i, C i e s i e l c z u k, 1997). Ich miąższość jest bardzo zmienna i miejscami dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Trzeciorzędowe formy kra-



Rys. 3.6. Mapa geologiczna triasu śląsko-krakowskiego (bez utworów czwartorzędowych). Zestawiono na podstawie *Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000* (Kaziuk, 1978; Kotlicki, 1977. Wyd. Geol. Warszawa) ze zmianami

Trzeciorzęd: 1 – miocen: iły, iłowce, piaski, piaskowce, mułowce, margle, gipsy; 2 – pliocen: osady wypełniające leje krasowe – iły, gliny, piaski, żwiry, rudy limonitowe. Jura: 3 – jura górna: wapienie płytowe i skaliste oraz margle; 4 – jura środkowa i dolna: iły, żwiry, piaski, glinki ogniotrwałe, limonit i węgiel brunatny jury dolnej oraz iły rudonośne, syderyty, żwiry, piaskowce oraz margle jury środkowej. Trias: 5 – trias górny (kajper): iły pstre i iłowce, z przewarstwieniami piaskowców, wapienie woźnickie; 6 – trias środkowy (wapień muszlowy) i trias dolny (ret): dolomity, wapienie i margle oraz iły z ewaporytami (ret); dolomity, wapienie, margle i łupki wapienia muszlowego (ogólnie); 7 – trias dolny, warstwy świerklanieckie: piaskowce, mułowce i iłowce. Perm: 8 – zlepieńce, piaskowce, tufity i skały wylewne (ogólnie). Karbon: 9 – iłowce, mułowce, piaskowce, węgiel karbonu górnego (ogólnie). Devon: 10 – dolomity i wapienie (ogólnie); 11 – granice triasowych GZWP; 12 – uskoki; 13 – linia przekroju geologicznego A-B (rys. 3.7)



Rys. 3.7. Syntetyczny przekrój geologiczny przez obszar triasu śląsko-krakowskiego.

1 – Q – czwartorzęd, 2 – J₃ – jura górna, 3 – J₁₊₂ – jura dolna i środkowa, 4 – T₃ – trias górny (kaj-per), 5 – T₁₊₂ – trias dolny – ret – i trias środkowy – wapień muszlowy, 6 – trias dolny, warstwy świerklanieckie, 7 – perm, 8 – karbon, 9 – dewon, 10 – sylur z ordowikiem

sowe najpełniej rozwinęły się na wychodniach wapieni gogolińskich i dolo-
mitów kruszczońskich. Stwierdzone w kamieniołomach leje krasowe mają
głębokość 20–40 m, a ich średnica przekracza niejednokrotnie 50 m.

Formacja *piasków formierskich*, w rzeczywistości także glin i rumoszy,
pospolicie występuje na wychodniach wapieni górnojurajskich. Ich rozprze-
strzenienie ogranicza się do lejów i uwałów krasowych, zlokalizowanych
głównie w strefie wododziałowej Warta–Pilica na Wyżynie Częstochowskiej.
Osady te mają zmienną miąższość, wynoszącą od kilku do ponad 60 m (G r a-
d z i ń s k i, 1977).

Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe występujące zwartym płaszczem w strefach
dolinnych oraz płatami na obszarach wyżynnych wykazują dużą zmienność
litologiczną. Miąższość i litologia utworów czwartorzędowych ściśle są uwa-
runkowane rzeźbą powierzchni podczwartorzędowej (L e w a n d o w s k i,
1993). Największe rozprzestrzenienie poziome i pionowe osady czwartorzę-
dowe osiągają w strefach współczesnych i kopalnych dolin rzecznych: Ma-
łej Panwi, Stoły, Brynicy, Czarnej i Białej Przemszy oraz Warty, gdzie osią-
gają miąższość od kilkunastu do ponad 70 m. Główną doliną kopalną w pół-
nocnej części obszaru jest dolina pra-Małej Panwi. Kopalna dolina Stoły
biegnie od Jeziora Świerklanieckiego w kierunku Tworogu i w miejscowo-
ści Zawadzkie. Przez obszar Płaskowyżu Bytomsko-Katowickiego w kierun-
ku południowym przebiega kopalna dolina Brynicy, pod Sosnowcem łącząc
się z doliną Czarnej Przemszy, odwadniającą obszar Kotliny Dąbrowskiej.
W części wschodniej obszaru usytuowana jest kopalna dolina pra-Warty, bio-
rąca swój początek w rejonie Myszkowa i kierująca się na północ w stronę
Poraja. Na południe od Zawiercia kopalna dolina podkuestowa pra-Białej
Przemszy biegnie w kierunku Olkusza, a następnie skręca na zachód i pod
Jaworzniem łączy się z pra-Czarną Przemszą, by wspólnie skierować się na
południe w kierunku Chrzanowa do doliny Chechła.

W strefach wyniesień morfologicznych osady czwartorzędowe występu-
ją jedynie w wąskich dolinkach, nie przekraczając 10–20 m miąższości,
natomiast w strefach dolin i kotlin południowej, a także wschodniej części
Wyżyny Śląskiej wykształciły się w postaci piasków, lokalnie z przewarstwie-
niami żwirów w spągu oraz mułów piaszczystych w stropie.

W części północno-zachodniej (rejon Gliwic i obniżenie Małej Panwi)
występuje powszechnie jeden poziom, a w strefach dolin kopalnych dwa po-
ziomy glin zwałowych. Ich miąższości są zróżnicowane, ale na ogół górny
poziom nie przekracza 10 m miąższości, a dolny poziom (zachowany szcząt-
kowo) osiąga 10–15 m.

3.3.2. Tektonika

Omawiany obszar jest usytuowany w północnym i wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Stanowi on część pokrywy mezozoicznej typu platformowego, leżącej na różnych jednostkach strukturalnych piętra waryscyjskiego (Bukowy, 1974; Jura, 2001). W obrębie monokliny śląsko-krakowskiej lokalnie pofalowanej połogimi nieckami i szerokopromiennymi fałdami, nawiązującymi do struktur tektonicznych podłoża paleozoicznego można wyróżnić następujące jednostki strukturalne drugiego rzędu: zapadlisko pyskowskie (na zachodzie), nieckę tarnogórską (w centrum), nieckę bytomską (na południu), nieckę chrzanowską i nieckę wilkoszyńską (na południowym wschodzie), nieckę błędowską (na wschodzie) oraz liczne niecki i fałdy tzw. triasu północnego (Kotlicki, 1980).

Pokrywa mezozoiczna jest silnie spękana i porozrywana licznymi strukturami tektoniki dysjunktywnej. Obserwuje się dwa systemy uskoków (rys. 3.6, rys. 3.7). Prawdopodobnie starsze z nich – laramijskie, o przebiegu NE-SW oraz NW-SE, mają przeważnie charakter nożycowy lub zwiastowy. Do walnych (regionalnych) dyslokacji laramijskich należy zaliczyć uskok na linii Zacharzowice–Tworóg–Koszęcin, zrzucający skrzydło południowo-wschodnie o około 60–100 m, oraz uskok będziński ograniczający od północnego wschodu nieckę bytomską i nieckę wilkoszyńską o amplitudzie do 200 m. Pozostałe uskoki mają na ogół amplitudę rzędu 20–50 m. Towarzyszą im mniejsze i liczniejsze nieciągłości o zrzutach poniżej 20 m. Silnie zuskokowana jest także płyta górnjurajska, co przejawia się „zatokowym” przebiegiem kuesty oraz zróżnicowanym układem wychodni głównego poziomu wapieni skalistych.

Znacznie większe amplitudy, rzędu 50–250 m, wykazują uskoki o przebiegu W-E oraz zbliżone do równoleżnikowego (WNW-ESE). Rozbijają one pokrywę mezozoiczną na szereg zrębów i towarzyszących im rowów tektonicznych. Równoleżnikowe struktury tektoniczne najprawdopodobniej są związane z fazami młodoalpejskimi, kształtującymi powstawanie zapadliska przedkarpackiego na południu i wału metakarpackiego na północy. W części północnej główny zrąb tektoniczny występuje na linii Mrzygłód–Będusze. Kolejny zrąb tektoniczny, rozbity na kilka mniejszych struktur, przebiega na linii Brudzowice–Zawiercie. W jego obrębie na współczesnej powierzchni odsłaniają się węglanowe utwory dewonu, ogniwa stratygraficzne triasu zaś są silnie zredukowane. Elewacja ta (pokrywająca się z paleozoiczną strukturą antykliny Siewierza) przedłuża się w kierunku zachodnim, manifestując się obecnością licznych okien tektoniczno-erozyjnych (brak pokrywy górnotriasowej). W kierunku na południe od wymienionej struktury zlokalizowany jest rów tektoniczny na linii Siewierz–Ogrodzieniec, a w części zachodniej rów Brusiek–Krupski Młyn. Płyta triasowa na zachód od Bytomia obniża się schodowo w kierunku zapadliska przedkarpackiego, gdzie ulo-

kowany jest rów Pyskowic. W części wschodniej omawianego obszaru występuje Rów Krzeszowicki, ku zachodowi przechodzący w Rów Chrzanowa, a następnie w Rów Zawady. Nakładające się na siebie laramijskie niecki i młodoalpejskie zręby i rowy tektoniczne dają skomplikowany układ strukturalny pokrywy mezozoicznej (Kotlicki, 1977; Kaziuk, 1978; Jura, 2001).

3.3.3. Zjawiska krasowe

W utworach węglanowych triasu i jury górnej powszechnie występują formy krasowe przejawiające się na powierzchni obecnością licznych lejów, uwałów i dolinek krasowych. Przeważnie są to formy kopalne (nieczynnego) krasu neogeńskiego (Głazek, Szynkiewicz, 1987). Najbardziej sprzyjające warunki do intensywnego wietrzenia chemicznego z paleoklimatycznego i paleogeograficznego punktu widzenia istniały w paleogenie i dolnym miocenie (Lewandowski, Ciesielczuk, 1997). Masywy węglanowe w tym czasie uległy skrasowieniu do głębokości co najmniej 100 m. Jednak w okresach późniejszych, głównie w miocenie środkowym, otwarte formy krasowe (studnie, ponory i systemy jaskiń) uległy wypełnieniu regolitami, znanymi powszechnie jako glinki ogniotrwałe i piaski formierskie. W wiekach XIX i XX były one intensywnie eksploatowane na potrzeby hutnictwa. Młodsze, plioceniczne formy krasowe znane są głównie z obszaru Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Ich wiek dokumentują liczne znaleziska faunistyczne (Głazek, Szynkiewicz, 1987). Najmłodsze – czwartorzędowe formy krasowe powszechnie występują w wapieniach jury górnej, ale spotyka się je też w wapieniach i dolomitach triasu górnośląskiego i olkuskiego. Te ostatnie obserwowano w kopalniach rud cynkowo-ołowiowych. Czynne formy krasu czwartorzędowego występują głównie w strefach zrębów tektonicznych zbudowanych z wapieni skalistych jury górnej oraz wapieni gogolińskich triasu środkowego. Biorąc pod uwagę głębokość systemu kopalnych dolin rzecznych (Lewandowski, 1993), do których nawiązuje strefa freatyczna odwodnienia krasowego, należy przypuszczać, że kanały krasowe penetrują masywy węglanowe do głębokości około 60–150 m.

3.4. Zarys warunków hydrogeologicznych

Według podziału hydrogeologicznego Polski B. Paczyńskiego i in. (1995) obszar triasu śląskiego, będący przedmiotem rozważań przedstawionych w niniejszym rozdziale, należy do regionu śląsko-krakowskiego 43



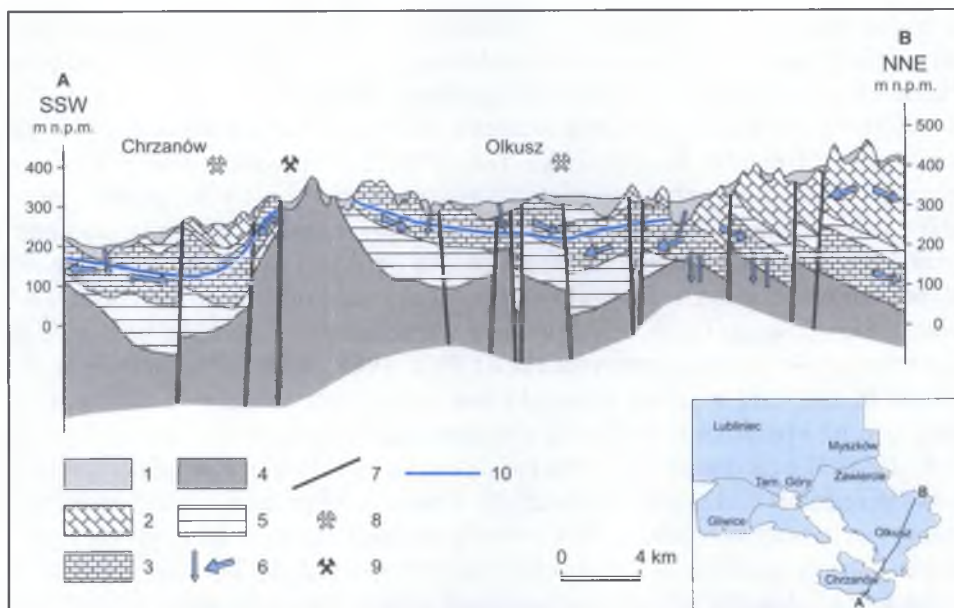
Rys. 3.8. Położenie triasu śląsko-kraakowskiego na tle podziału hydrogeologicznego Polski B. Paczyńskiego i in. (1995)

1 – granice regionów, 2 – granice subregionów, 3 – granice rejonów, 4 – obszar triasu śląsko-kraakowskiego

(rys. 3.8). W jego zasięgu występują subregiony: triasu śląskiego i jurajski, należące do monokliny śląsko-kraakowskiej, oraz górnośląski – należący do młodszego paleozoiku platformy paleozoicznej.

W profilu hydrogeologicznym obszaru (rys. 3.9) występują piętra i poziomy wodonośne prowadzące wody użytkowe w utworach czwartorzędu, jury, triasu, permu, karbonu i dewonu (Kotlicki, 1962; RóŹkowski, Wilk, red., 1980; RóŹkowski, Chmura, Siemiński, red., 1997).

Piętro wodonośne czwartorzędu spotyka się na przeważającej części opisywanego obszaru. Jednakże nie ma ono ciągłego rozprzestrzenienia ze względu na brak ciągłości osadów czwartorzędu na wyniesieniach zbudowanych ze skał starszego podłoża. Największe miąższości występują w dolinach kopalnych i współczesnych rzek. Tam też znajduje się od jednego do trzech poziomów wodonośnych. Czwartorzędowe poziomy wodonośne są ułożone na różnowiekowych utworach starszych formacji (RóŹkowski, Chmura, Siemiński, red., 1997). W północnej i wschodniej części obszaru są one izolowane ilastymi utworami retyko-kajpru, natomiast w części zachodniej, w rejonie Gliwic oraz w rejonie triasu chrzanowskiego – ilastymi utworami trzeciorzęd.



Rys. 3.9. Schematyczny przekrój hydrogeologiczny przez wschodnią część obszaru triasu śląskiego

1 – poziomy wodonośne czwartorzędu o zwierciadle swobodnym, 2 – poziomy wodonośne jury o zwierciadle swobodnym, a lokalnie napiętym, 3 – poziomy wodonośne triasu o zwierciadle napiętym i swobodnym, 4 – poziomy wodonośne w utworach paleozoiku: permu, karbonu i dewonu o zwierciadle napiętym, lokalnie swobodnym, 5 – miększe kompleksy utworów słaboprzepuszczalnych trzeciorzędu, jury dolnej i środkowej, triasu górnego i dolnego oraz paleozoiku, 6 – kierunki przepływu wód podziemnych, 7 – uskoki, 8 – kopalnie rud cynku i ołowiu, 9 – kopalnie węgla kamiennego, 10 – zwierciadło wody w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu

W pełnym profilu piętra wodonośnego jury występują trzy poziomy wodonośne: jury górnej, środkowej i dolnej. Występują one w północno-wschodniej i wschodniej części obszaru. Optymalne warunki hydrogeologiczne notuje się w obrębie poziomu górnajurajskiego. Jest to poziom szczelinowo-krasowo-porowy zbudowany z wapieni i podrzędnie margli, o miąższości od kilkudziesięciu do około 400 m (Różkowski, red., 1990; Różkowski, 1996; Różkowski, Pacholewski, 1996). Na przeważającej części obszaru swego występowania jest to poziom o zwierciadle swobodnym. Korzystne warunki występowania i ujmowania wód oraz znaczne zasoby decydują o znaczeniu gospodarczym tego poziomu wodonośnego (Kowalczyk i in., 2000).

Porowo-szczelinowy poziom jury środkowej oraz poziom porowy jury dolnej są słabo rozwinięte w zasięgu opisywanego obszaru, występują w północno-wschodniej i wschodniej jego części. Mają zmienną, na ogół niewielką, miąższość i nieciągłe rozprzestrzenienie, na przykład w rejonie Olkusza i Chrzanowa, oraz zróżnicowaną wodonośność. Są związane z piaskami i piaszczakami jury środkowej oraz osadami piaszczysto-żwirowymi jury dolnej, występującymi wśród kompleksów skał ilastych. Są to poziomy o zwierciad-

le napiętym, a na wychodniach – swobodnym. W rejonie wychodni poziom jury dolnej łączy się z poziomem wodonośnym czwartorzędu. Od dołu jest podścielony utworami ilastymi triasu górnego (kajpru).

Piętro wodonośne triasu reprezentują cztery poziomy wodonośne (Rózkowski, Chmura, Siemiński, red., 1997). W utworach ilastych triasu górnego występują przewarstwienia i soczewy wodonośnych mułków, piasków i słabozwięzłych piaskowców oraz wapieni woźnickich. Nie tworzą one jednak ciągłego poziomu wodonośnego. Na ogół jest to kompleks utworów słaboprzepuszczalnych. Dwa główne poziomy wodonośne, w utworach wapienia muszlowego i retu, zbudowane z wapieni i dolomitów, są poziomami szczelinowo-krasowo-porowymi (Motyka, 1988, 1998). Poziomy te w literaturze łączy się w jeden kompleks wodonośny serii węglanowej triasu ze względu na stwierdzone w wielu obszarach ich połączenie (Rózkowski, red., 1990; Rózkowski, Chmura, Siemiński, 1997). Kompleks ów stanowi przedmiot badań prezentowanych w niniejszej pracy i szczegółowo zostanie omówiony w rozdz. 4. W utworach dolnego triasu, w środkowym i niższym pstrym piaskowcu występuje porowy poziom wodonośny związany z piaskami i słabozwięzłymi piaskowcami warstw świerklanieckich (Rubin, Rubin, 1995). Jest to poziom o nieregularnym rozprzestrzenieniu, zmiennej miąższości i niewielkim zawodnieniu.

W zasięgu opisywanego obszaru triasu śląsko-krakowskiego piętra wodonośne paleozoiku w utworach permu, karbonu i dewonu są fragmentaryczne, głównie mieszczą się w południowej i południowo-wschodniej jego części. Piętro wodonośne permu pod względem hydrogeologicznym dotychczas jest bardzo słabo poznane. Występuje na ograniczonym obszarze w rejonie olkuskim i chrzanowskim, gdzie zostało rozpoznane pojedynczymi studniami o niskiej wydajności. Jest ono zbudowane ze zlepieńców i piaskowców charakteryzujących się bardzo niską wodonośnością.

Piętro wodonośne karbonu produktywnego występuje w podłożu piętra triasowego w południowej części obszaru triasu gliwickiego, w niecce bytomskiej oraz w triasie chrzanowskim. W profilu hydrogeologicznym piętra wodonośnego karbonu produktywnego występują zespoły poziomów wodonośnych zbudowane z piaskowców i mułowców, izolowane od siebie przewarstwieniami iłowców i łupków ilastych (Rózkowski, Wilk, 1982). Powiązania hydrauliczne poziomów karbońskich z kompleksem wodonośnym triasu zostały stwierdzone w sposób nie budzący wątpliwości tylko w zasięgu niecki bytomskiej (Kropka, 1996) oraz triasu chrzanowskiego (Rózkowski, Wilk, red., 1980; Kryza i in., 1995; Czop i in., 2001).

Piętro wodonośne dewonu jest związane z występowaniem zawodnionych skał węglanowych dewonu środkowego i górnego w antyklinie Brudzowice–Zawiercie–Ogrodzieniec, gdzie występują wychodnie tych utworów, a także w rejonie olkuskich kopalń rud cynku i ołowiu (Rózkowski, Wilk, red., 1980; Dziuk i in., 1999). W rejonie Brudzowice–Siewierz–Zawiercie 46 wody tego piętra są ujmowane nielicznymi studniami, w kilku przypadkach

są ujmowane wody z utworów dewonu i triasu łącznie. W wymienionych rejonach wody z utworów dewonu i triasu występują w więzi hydraulicznej poprzez kontakty typu sedymentacyjno-transgresywnego między tymi formacjami (M o t y k a, 1988).

Aktualny układ krążenia wód podziemnych w omawianym obszarze jest ukształtowany oddziaływaniem górnictwa węgla kamiennego i górnictwa rud cynku i ołowiu oraz skupionego poboru wód dużymi ujęciami studziennymi. Największe zmiany naturalnego układu krążenia nastąpiły w obrębie pięter wodonośnych karbonu i triasu (R ó ż k o w s k i, C h m u r a, S i e m i ń s k i, red., 1997). Zagadnienie to w odniesieniu do obszaru triasu śląsko-krakowskiego będzie omawiane w rozdz. 4.

4. Charakterystyka hydrogeologiczna kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu

Obecny stan hydrogeologicznego rozpoznania kompleksu wodonośnego utworów węglanowych triasu jest wynikiem kilkusetletnich prac i badań związanych z eksploatacją górnictwem złóż rud cynku i ołowiu oraz z budową ujęć wód podziemnych na zaopatrzenie ludności i przemysłu w regionie Górnego Śląska. Jednakże systematyczne badania naukowe o charakterze regionalnym znalazły swoje odzwierciedlenie w pracach publikowanych dopiero z końcem XIX wieku i na początku XX wieku. Od tego czasu wykonano wiele prac, przeprowadzono też badania studialne i dokumentacyjne, których zwieńczeniem jest obszerna monografia naukowa triasu śląsko-krakowskiego, opracowana przez liczny zespół autorów pod redakcją A. Rózkowskiego i Z. Wilka (1980), pod tytułem: *Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego*. Czytelnik może znaleźć w tej publikacji także omówienie historii badań hydrogeologicznych oraz zestawienie bogatej literatury.

Po ukazaniu się monografii zrealizowano wiele badań hydrogeologicznych w związku z dokumentowaniem zasobów wód podziemnych, ich zagrożeniami i ochroną, a także z funkcjonowaniem górnictwa rud cynku i ołowiu oraz jego wpływem na warunki hydrogeologiczne i jakość wód podziemnych w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu. Wyniki tych badań zostały przeanalizowane w pracach o charakterze naukowym (Rózkowski i in., 1995; Kropka i in., 1999; Witkowski i in., 2001), w regionalnych dokumentacjach hydrogeologicznych (Dziuk i in., 1997, 1999; Kawalec, Patorski, 1998; Pacholewski i in., 1994), oraz przedstawione w licznych publikacjach (Rózkowski, red., 1990; Rózkowski, 1991, 1994; Rózkowski, Chmura, Siemiński, red., 1997; Rózkowski i in., 1996; Kowalczyk i in., 1996; Kowalczyk i in., 1997; Kleczkowski, red., 1990; Witkowski, 1997, 2000; Kropka, 1996).

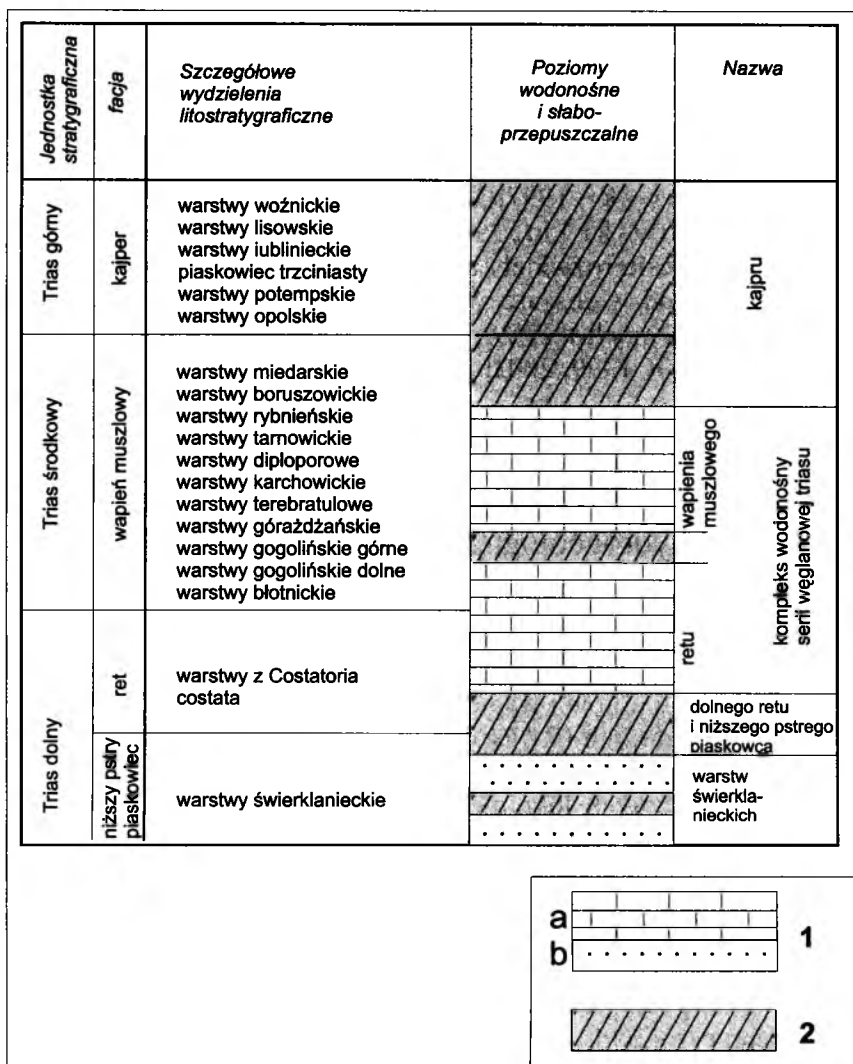
Szczególne znaczenie dla rozpoznania środowiska wód podziemnych w utworach triasu mają badania własności hydrogeologicznych skał węglanowych triasu i systemów krążenia wód (Motyka, 1975, 1988, 1998; Motyka, Szuwarzyński, 1996; Motyka, Wilk, 1976; Motyka i in., 1998; Motyka, Zuber, 1993; Motyka i in., 1994; Wilk i in., 1984, 1985; Kowalczyk, Witkowski, 1997; Motyka i in., 1996; Zuber, Motyka, 1994, 1997; Witkowski i in., 1996; Krajewski, Motyka, 1999).

W ostatnim okresie rozwinęły się badania modelowe regionalnych systemów krążenia wód w obszarze triasu śląsko-krakowskiego (Haładus, 1988; Haładus, Motyka, 1989; Kowalczyk, 1999; Kowalczyk i in. 1996, 1997, 1998a, b, 1999, 2002b).

4.1. Pozycja kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu w profilu hydrogeologicznym obszaru

Kompleks wodonośny serii węglanowej triasu w obszarze triasu śląsko-krakowskiego tworzą dwa poziomy wodonośne – wapienia muszlowego i retu, zbudowane z dolomitów i wapieni, rozdzielone marglisto-ilastymi utworami warstw gogolińskich (RóŹkowski, red., 1990). Warstwa rozdzielająca na skutek uwarunkowań sedymentacyjnych i tektonicznych oraz przeobrażeń geochemicznych lokalnie traci swoje właściwości izolujące, co umożliwia połączenie wymienionych poziomów wodonośnych. Ponadto w wielu studniach oraz nieprawidłowo zlikwidowanych otworach poszukiwawczych poziomy te są połączone. Sumaryczna miąższość utworów budujących wodonośny kompleks węglanowy zmienia się w szerokim zakresie – od 10 m na wychodniach do około 250 m w północnej części obszaru.

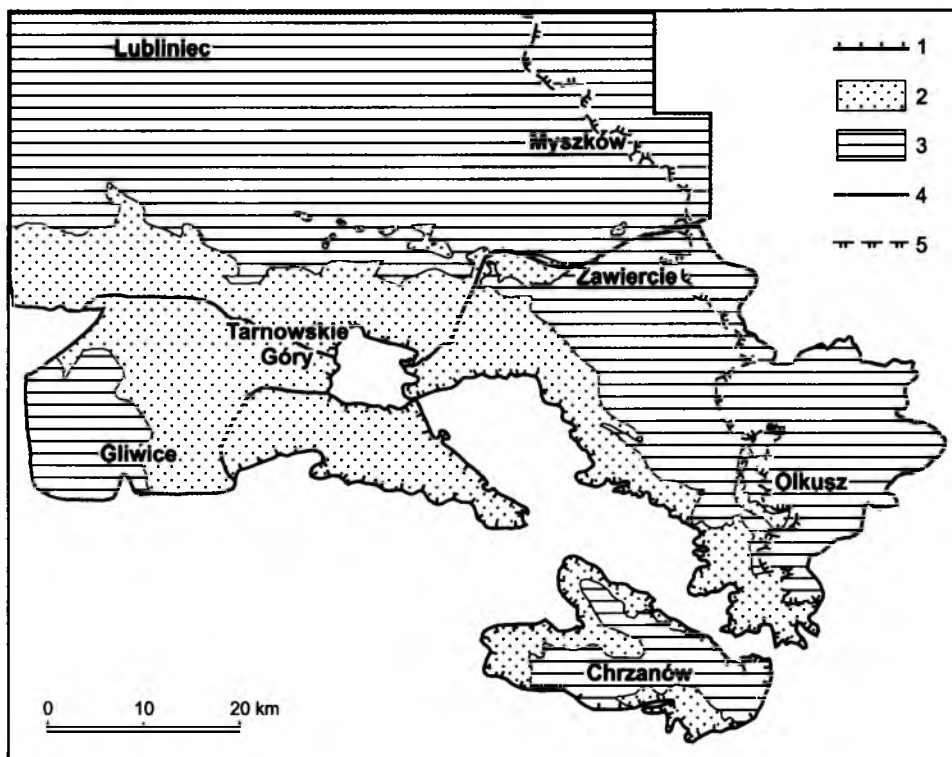
Pozycję hydrogeologiczną węglanowego kompleksu wodonośnego triasu ilustrują: przekrój hydrogeologiczny przez obszar triasu śląsko-krakowskiego (rys. 3.9), profil hydrostratygraficzny triasu śląskiego (rys. 4.1), a także mapa hydrogeologiczna obszaru (rys. 4.2). Bezpośrednie i podczwartorzędowe wychodnie tego kompleksu występują na obszarze o powierzchni około 1300 km² (rys. 4.2). Na pozostałym obszarze kompleks jest zakryty słaboprzepuszczalnymi utworami triasu górnego (kajpru), a w rejonie Gliwic i Pyskowic utworami trzeciorzędu. Na utworach triasu górnego, w części północno-wschodniej i wschodniej obszaru, występują utwory jury zawierające od jednego do kilku poziomów wodonośnych, które lokalnie w oknach hydrogeologicznych, na przykład w rejonie olkusko-zawierciańskim, mogą mieć połączenie z węglanowym kompleksem wodonośnym triasu (Pacholewski i in., 1994; RóŹkowski, Wilk, red., 1980). Na przeważającej części obszaru występuje czwartorzędowe piętro wodonośne, jednak o nieciągłym rozprzestrzenieniu i bardzo zróżnicowanym zawodnieniu. 49



Rys. 4.1. Profil hydrostratygraficzny triasu śląsko-krakowskiego. Opracowano na podstawie profilu stratygraficznego S. K o t l i c k i e g o (1980)

1 – poziomy wodonośny: a – w skałach węglanowych, b – w piaskowcach, piaskach i mułowcach; 2 – poziomy słaboprzepuszczalny

Podstawę węglanowego kompleksu wodonośnego stanowią marglisto-ila-
ste utwory dolnego retu oraz iły niższego pstrego piaskowca, a tam, gdzie
one nie występują, granicę stanowią izolujące utwory permu i karbonu (R ó ż-
kowski, Chmura, Siemiński, red., 1997; Pacholewski i in., 1994;
Szuwarzyński, Kryza, 1989).



Rys. 4.2. Mapa hydrogeologiczna obszaru triasu śląsko-krakowskiego

1 – zasięg węglanowego kompleksu wodonośnego triasu, 2 – obszar wychodni węglanowego kompleksu wodonośnego triasu na powierzchnię oraz pod utworami czwartorzędu, 3 – obszar występowania słaboprzepuszczalnych utworów triasu górnego i trzeciorzędu, 4 – granice głównych zbiorników wód podziemnych w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu, 5 – zasięg poziomu wodonośnego jury górnej

4.2. Środowisko wód podziemnych serii węglanowej triasu

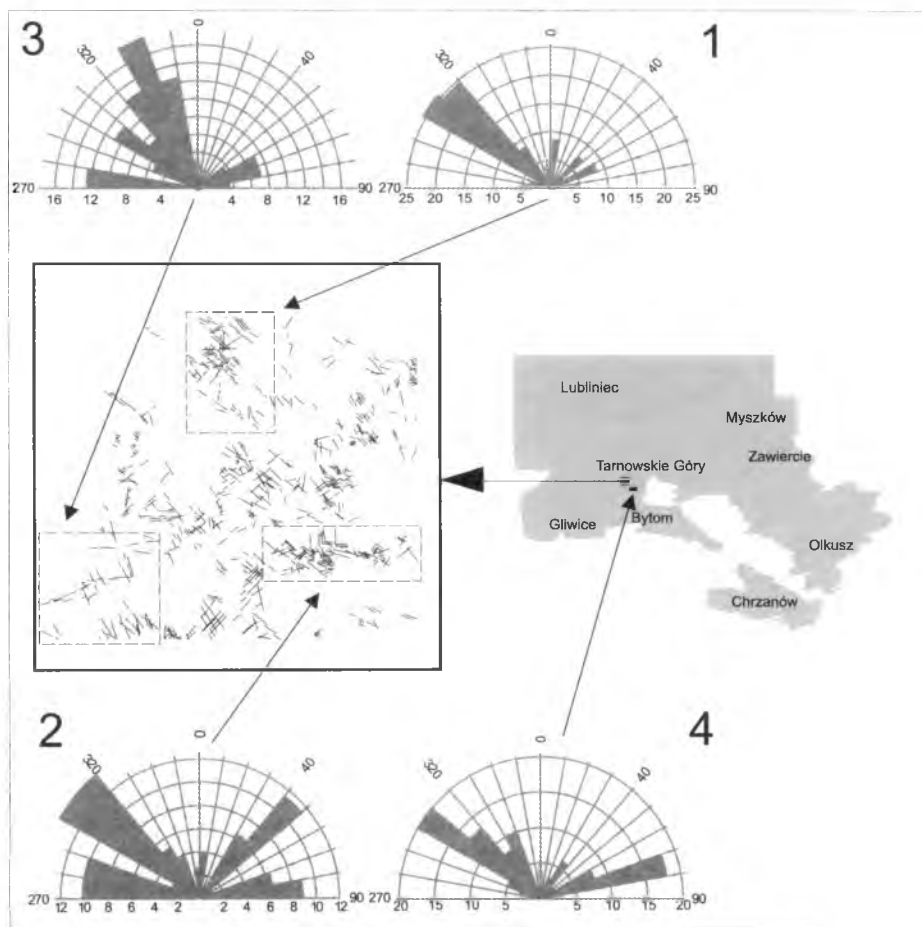
Przepływ wód podziemnych w utworach węglanowych wapienia muszlowego i retu w omawianym obszarze jest uwarunkowany zespołem cech litologicznych i geologiczno-strukturalnych masywu węglanowego oraz skomplikowaną siecią hydrauliczną.

Cechami, które w sposób decydujący świadczą o niejednorodności tego wodonośca, są: warstwowanie uwarunkowane zmiennością litologiczną skał, dyslokacje najwyższego rzędu – uskoki, spękania i szczeliny, a także przestrzeń porowa tzw. matrycy skalnej i pustki krasowe (M o t y k a, 1988, 1998). Ponadto wyróżnia się nieciągłości sytuujące się co do częstości ich występowania pomiędzy dużymi uskokami oraz siecią spękań i szczelin obserwowanych w odsłonięciach. Są to fotolineamenty (B a r d z i ń s k i, 2000).

Podstawowym elementem decydującym o niejednorodności węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w makroskali jest jego zróżnicowanie litologiczne. W profilu pionowym tego kompleksu występuje szereg warstw litologicznych zbudowanych z wapieni, dolomitów i margli (Kotlicki, 1980), które budują wspomniane dwa poziomy wodonośne wapienia muszlowego i retu oraz rozdzielające je warstwy gogolińskie górne o właściwościach izolujących.

Drugim elementem wpływającym na warunki przepływu wód, w makroskali, są liczne uskoki (por. rozdz. 3.3.2, rys. 3.6). Amplituda ich zrzutów wynosi od kilku do ponad 100 m, a odstępów pomiędzy nimi wynoszą na ogół od jednego do kilku kilometrów.

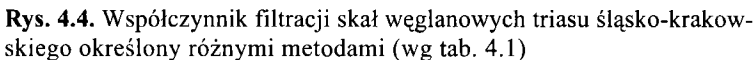
Inny rodzaj nieciągłości masywu węglanowego jest odczytywany ze zdjęć lotniczych i interpretowany jako fotolineamenty (Bardziński, 2000). Są



Rys. 4.3. Szkic rozmieszczenia fotolineamentów w rejonie Tarnobrzeg i diagramy kołowe ich orientacji (K o w a l c z y k i i n., 2002a)

Na opisane niejednorodności tektoniczne nakłada się skomplikowana, trójelementowa sieć hydrauliczna, na którą składają się pory, szczeliny i pustki krasowe, wzajemnie ze sobą połączone. Od struktury tej sieci pochodzi określenie rodzaju wodonośca: porowo-szczelinowo-krasowy (Motyka, 1988, 1998). Głównymi parametrami opisującymi tę sieć i każdy z wymienionych jej elementów są współczynniki filtracji, porowatości efektywnej i odsączalności. Ich ocena ilościowa jest wynikiem badań laboratoryjnych wykonywanych na małych próbkach skalnych, badań terenowych w odśrognięciach i w podziemnych wyrobiskach górniczych, interpretacji hydrogramów źródeł i ujęć, a także próbnych pompowań oraz badań modelowych.

W tabeli 4.1 oraz na wykresie (rys. 4.4) zestawiono cytowane w publikacjach i w materiałach archiwalnych wartości współczynnika filtracji skał budujących kompleks węglanowy triasu, określone w wyniku badań laboratoryjnych i terenowych oraz badań na modelach numerycznych. Zwraca uwa-



Wartości współczynnika filtracji skal węglanowych triasu śląsko-krakowskiego określone różnymi metodami

Obiekt badań	Litologia/stratygrafia	Skala próby [m]	Metoda	Współczynnik filtracji k [m/s]	Rejon	Źródło informacji
Przestrzeń porowa	wapienie	10^{-2}	laboratoryjna	$3,8 \times 10^{-10}$	olkuski	Motyka, 1988
Przestrzeń porowa	dolomity	10^{-2}	laboratoryjna	$2,6 \times 10^{-8}$	olkuski	Motyka, 1988
Przestrzeń porowa	cały profil	10^{-2}	laboratoryjna	$8,3 \times 10^{-9}$	olkuski	Motyka, Witczak, Zuber, 1994
Przestrzeń porowa	wapienie	10^{-2}	laboratoryjna	$1,9 \times 10^{-10}$	chrzanowski	Motyka, Szuwarzyński, 1996
Przestrzeń porowa	dolomity	10^{-2}	laboratoryjna	$2,2 \times 10^{-8}$	chrzanowski	Motyka, Szuwarzyński, 1996
Przestrzeń porowa	dolomity	10^{-2}	laboratoryjna	$8,4 \times 10^{-10}$	siewierski	Witkowski i in., 1996
Przestrzeń porowa	dolomity	10^{-2}	laboratoryjna	$6,5 \times 10^{-7}$	tarnogórski	Witkowski i in., 1996
Szczeliny	seria węglanowa	$10^1 - 10^2$	oblicz. wzorem na podst. pom. teren.	$4,9 \times 10^{-5}$	olkuski	Wilk, Motyka, Józefko, 1984
Szczeliny	seria węglanowa	$10^1 - 10^2$	oblicz. wzorem na podst. pom. teren.	$3,2 \times 10^{-2}$	olkuski	Motyka, Witczak, Zuber, 1994
Szczeliny	seria węglanowa	$10^1 - 10^2$	oblicz. wzorem na podst. pom. teren.	$2,4 \times 10^{-6}$	chrzanowski	Motyka, Zuber, 1993
Szczeliny	seria węglanowa	$10^1 - 10^2$	oblicz. wzorem na podst. pom. teren.	$5,4 \times 10^{-5}$	tarnogórski	Witkowski i in. 1996]
Masyw	seria węglanowa	$10^2 - 10^3$	próbne pompowanie	$6,5 \times 10^{-3}$	olkuski	Motyka, Wilk, 1976
Masyw	seria węglanowa	$10^2 - 10^3$	próbne pompowanie	$1,1 \times 10^{-5}$	chrzanowski	Motyka, Zuber, 1993
Masyw	wapien muszlowy	$10^2 - 10^3$	próbne pompowanie	$9,0 \times 10^{-5}$	olkusko-za-wierciański	Motyka, Wilk, 1976
Masyw	ret	$10^2 - 10^3$	próbne pompowanie	$7,2 \times 10^{-6}$	olkusko-za-wierciański	Motyka, Wilk, 1976
Masyw	seria węglanowa	$10^2 - 10^3$	próbne pompowanie	$5,7 \times 10^{-3}$	lubliniecko-myszkowski	Kowalczyk i in., 2001
Masyw	seria węglanowa	$10^2 - 10^3$	próbne pompowanie	$3,32 \times 10^{-5}$	gliwicki	Kowalczyk i in., 1999
Masyw	seria węglanowa	10^4	modelowanie numeryczne	$9,4 \times 10^{-6}$	chrzanowski	Kowalczyk i in., 1998
Masyw	seria węglanowa	10^4	modelowanie numeryczne	$4,6 \times 10^{-5}$	lubliniecko-myszkowski-gliwicki	Kowalczyk i in., 1999

gę fakt, że określone na podstawie próbnych pompowań, badań szczelinowatości i modeli numerycznych współczynniki filtracji masywu skalnego, o rozmiarach rzędu 10^2 – 10^4 m, mieszczą się w zakresie 10^{-6} – 10^{-4} m/s i na ogół są o dwa rzędy większe od wartości określonych dla przestrzeni porowej na próbkach o wymiarach rzędu 10^{-2} m.

Zróżnicowanie przepuszczalności skał węglanowych, porowo-szczelinowo-krasowych L. Kiraly (1975) wiąże z efektem skali. Badacz ten zestawiał wyniki badań przepuszczalności wykonane na próbach różnej wielkości i różnymi metodami: laboratoryjnymi i terenowymi. Przepuszczalność małych próbek skalnych określona metodami laboratoryjnymi wynosi najczęściej 10^{-7} – 10^{-6} m/s i jest uwarunkowana obecnością por oraz mikrospeką. Przepuszczalność masywu skalnego o wymiarach 10^1 – 10^2 m określona na podstawie próbnych pompowań studni wynosi najczęściej 10^{-6} – 10^{-5} m/s i zależy głównie od obecności szczelin i spek. Przepuszczalność masywu skalnego o rozmiarach rzędu 10^4 m, zdaniem cytowanego autora, waha się najczęściej w granicach 10^{-3} – 10^{-1} m/s i jest uwarunkowana występowaniem systemów pustek krasowych. Mimo że zróżnicowanie współczynnika filtracji i jego fizyczne uzasadnienie podane przez Kiraly'ego niezupełnie pokrywa się z wynikami zestawionymi w tab. 4.1, to niewątpliwie swoje odzwierciedlenie w tych wynikach znajduje efekt skali. Na efekt skali w ocenie przepuszczalności skał węglanowych zwracają uwagę między innymi B. Adams i P. Smart (1995).

Według J. Motyki (1998) oraz J. Motyki i M. Szuwarzyńskiego (1996) porowatość otwarta przestrzeni porowej wapieni wynosi średnio 0,017, a dolomitów 0,11 – w triasie olkusko-zawierciańskim, oraz odpowiednio 0,0385 i 0,13 – w triasie chrzanowskim. Porowatość szczelinowa dla całego profilu w tych rejonach jest równa odpowiednio 0,0022 i 0,0021, a porowatość kawernowa (kawerny otwarte) – 0,002–0,006 i 0,0023. Współczynnik odsączalności przestrzeni porowej według tych samych autorów, określony wartościami średnimi arytmetycznymi, wynosi 0,00064 dla wapieni i 0,028 dla dolomitów triasu olkusko-zawierciańskiego oraz odpowiednio 0,0045 i 0,046 dla utworów triasu chrzanowskiego. Uogólnione wartości tych parametrów dla utworów wodonośnych triasu olkusko-zawierciańskiego, uwzględniające wszystkie wymienione elementy sieci hydraulicznej: przestrzeń porową, szczeliny, kawerny otwarte i wypełnione wynoszą odpowiednio dla wapieni i dolomitów: porowatość – 0,032 i 0,13, współczynnik odsączalności – 0,01 i 0,048 (Motyka, 1998). Określony na podstawie analizy hydrogramu dużego ujęcia wód podziemnych, posiadającego obszar zasilania o powierzchni około 45 km^2 , współczynnik odsączalności masywu węglanowego retu w rejonie Tarnowskich Gór mieści się pomiędzy podanymi wartościami i wynosi 0,0317 (Kowalczyk, Witkowski, 1997). J. Motyka (1975) opierając się na wynikach próbnych pompowań, określa współczynnik zasobności masywu węglanowego triasu olkusko-zawierciańskiego na 0,05.

Przedstawione wartości parametrów opisujących sieć hydrauliczną potwierdzają porowo-szczelinowo-krasowy charakter kompleksu węglanowego triasu oraz to, że każdy z opisywanych elementów sieci odgrywa swoją rolę w przepływie i w magazynowaniu wody (Motyka, 1988, 1998). O przepływie wody decydują przede wszystkim szczeliny, później kawerny, o zmagazynowaniu i zasobach wody zaś stanowiąca ogromny rezerwuuar przestrzeń porowa. Są to jednak systemy połączone, które w funkcjonowaniu hydrodynamicznym wodonośca węglanowego o objętości rzędu 10^7 – 10^9 m³ i większej nie uwydatniają swej odrębności, tak jak to ma miejsce w typowych ośrodkach szczelinowo-krasowych i krasowych typu „Aliou” w ujęciu Mangina (1975). Opisywany wyżej wodonośiec triasowy z jego trójelementową siecią hydrauliczną pod względem hydrodynamicznym odpowiada modelowi zbiornika typu „Torcal” według klasyfikacji Mangina (Motyka i in., 1993), z elementem pojemnościowym powodującym spowolnioną i mniej wrażliwą reakcję na zasilanie opadami. Potwierdzeniem tego poglądu są obserwacje przebiegu eksploatacji dużego ujęcia wód podziemnych Staszic w rejonie Tarnowskich Gór (Kowalczyk, Idziak, 1996) oraz dopływów wód do kopalń rud cynku i ołowiu w rejonie bytomskim (Kropka, Respondek, 2000) i olkuskim (Adamczyk, Motyka, 2000). W przypadku ujęcia Staszic ujmującego poziom wodonośny retu częściowo zakryty marglistymi utworami warstw gogolińskich czas reakcji na opady jest nie mniejszy niż 7 miesięcy po ich wystąpieniu, a „czas zapamiętania” impulsu opadowego rozciąga się na okres do kilkunastu miesięcy. Jeśli chodzi o kopalnię, reakcja jest szybsza i wynosi około 2 miesiące, co wiąże się z tym, że znaczna część obszarów ich zasilania leży w strefie bezpośrednich wychodni odwadnianego kompleksu, oraz że w rejonie kopalń górotwór jest mocno porożcinany wyrobiskami górniczymi ułatwiającymi przyspieszone zasilanie. „Czas zapamiętania” impulsu opadowego jest podobnie długi i rozciąga się na kilka do kilkunastu miesięcy.

Przedstawione rozważania o strukturze, właściwościach hydrogeologicznych i hydrodynamicznym funkcjonowaniu węglanowego kompleksu wodonośnego triasu upoważniają do wyrażenia poglądu, że wodonośiec ten, rozważany w skali regionalnej, funkcjonuje analogicznie do ciągłego ośrodka porowego. Dlatego też do badań dotyczących zasilania i zasobów oraz bilansów wód podziemnych możliwe, a także uzasadnione jest korzystanie z metod modelowania matematycznego, stosowanych w badaniach ośrodków porowych.

4.3. Antropogeniczne czynniki kształtowania warunków hydrogeologicznych w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu

Antropopresja wyrażająca się zurbanizowaniem i uprzemysłowieniem dużej części obszaru triasu śląsko-krakowskiego, związana z wielowiekową działalnością górnictwa rudnego i skalnego, przyczyniła się do znacznego przekształcenia naturalnych warunków hydrogeologicznych w utworach serii węglanowej triasu. Głównymi czynnikami zmian warunków zasilania i krążenia wód są:

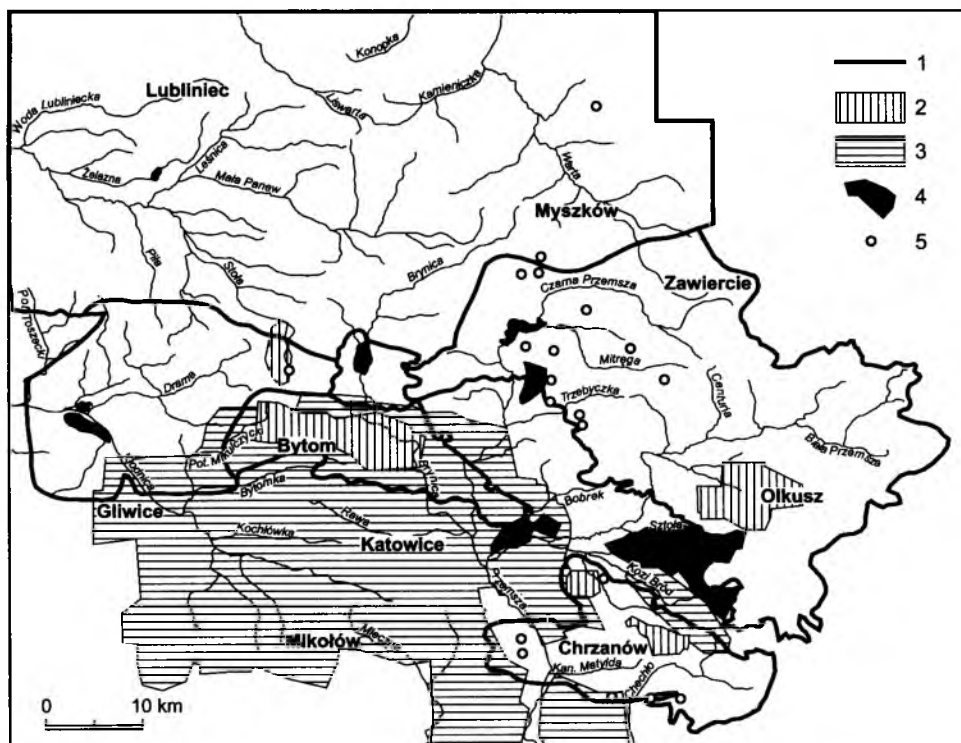
- 1) intensywna eksploatacja wód ujęciami studziennymi w celu zaopatrzenia ludności i przemysłu,
- 2) rozcięcie górotworu wyrobiskami górniczymi i drenaż wód tymi wyrobiskami,
- 3) aglomeracje miejsko-przemysłowe.

Dwa wymienione na początku czynniki: pobór wód ujęciami studziennymi i drenaż górniczy mają decydujący wpływ na formowanie się zasobów wód podziemnych w omawianym obszarze (Haładus, Motyka, 1992; Kropka, 1996; Kowalczyk 1996, 1999; Kowalczyk i in., 1998; Rubin i in., 2001; Witkowski, Kowalczyk, 1998, 2000). Wpływ urbanizacji w skali regionalnej przejawia się między innymi rozmiarami eksploatacji wód ujęciami studziennymi na potrzeby ludności i przemysłu oraz rozmiarami jej skutków w środowisku wód podziemnych. Natomiast lokalnie oddziaływanie aglomeracji jest związane z kontrolowanym i niekontrolowanym obiegiem ścieków i stratami wody z sieci wodociągowej. Zagadnienie sygnalizowano w rozdz. 2., a szerzej jest omówione w rozdz. 7.

4.3.1. Górnictwo i drenaż wód

Obszar triasu śląsko-krakowskiego kojarzy się przede wszystkim z mającym ponad 800-letnią udokumentowaną historię górnictwem kruszcowym (Rózkowski, Wilk, red., 1980). Eksploatowano głównie rudy cynku, ołowiu i srebra, a w rejonie tarnogórskim także rudy żelaza. Ponadto aktywne było i pozostaje nadal górnictwo surowców skalnych oraz, nie związane bezpośrednio z górotworem triasowym, górnictwo węgla kamiennego.

Eksploatacja górnicza rud kruszczowych rozwinęła się w czterech rejonach: tarnogórskim, bytomskim, olkuskim i chrzanowsko-jaworznickim (rys. 4.5). W przeszłości w każdym z tych rejonów eksploatację złoża prowadzono metodą odkrywkową, a następnie wyrobiskami podziemnymi. Skutkiem tak pro-

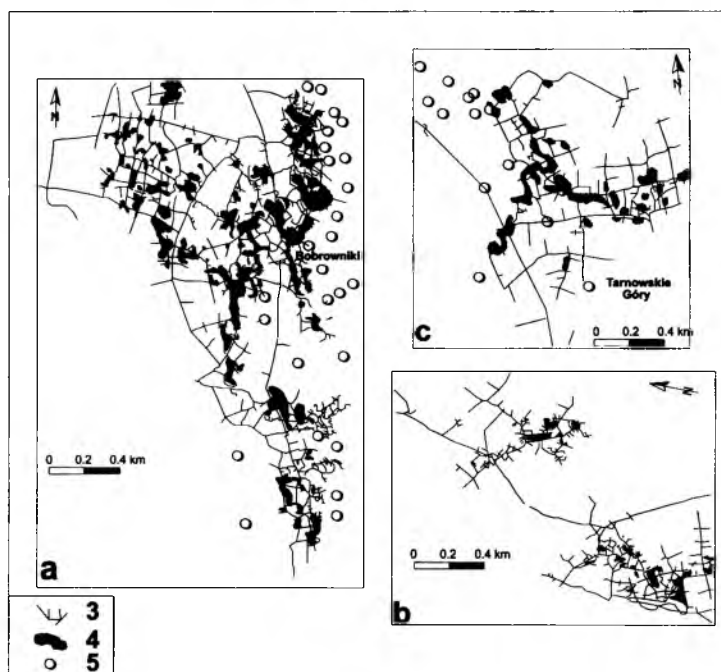
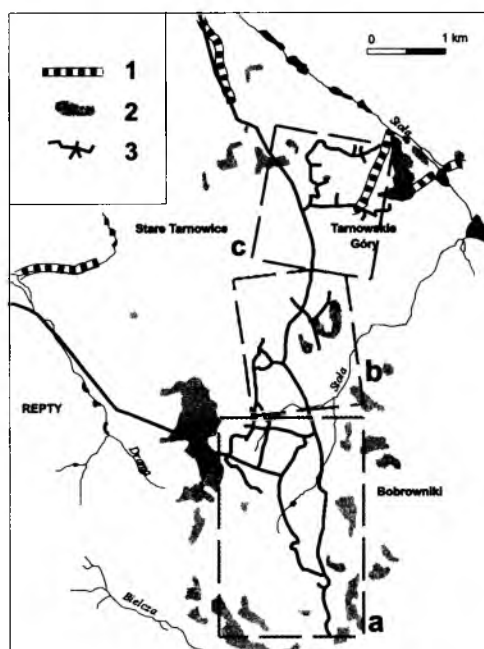


Rys. 4.5. Rozmieszczenie głównych ośrodków górnictwa w obszarze triasu śląsko–krakowskiego (zestawiono wg: R ó ż k o w s k i, C h m u r a, red., 1996)

1 – granice GZWP w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu, 2 – górnictwo kruszcowe, 3 – górnictwo węgla kamiennego; górnictwo surowców skalnych: 4 – piaskownie, 5 – większe kamieniołomy

wadzonej eksploatacji złóż jest rozcięcie górotworu na znacznych obszarach wyrobiskami poziomymi i pionowymi. Są to odkrywki, szyby i sztolnie, których lokalizacja nie zawsze jest rozpoznana. Stopień rozcięcia górotworu triasowego przez górnictwo kruszcowe i skalne w rejonie Tarnowskich Gór na przełomie XVIII i XIX wieku (C z a j a, 1996), w obszarze o powierzchni około 40 km², przedstawia mapa na rys. 4.6. Do dzisiaj zachowało się tam przynajmniej kilkadziesiąt kilometrów sztolni (C z a j a, 2001), które drenują górotwór triasowy i odprowadzają wodę do rzek (K o w a ł c z y k i in., 2002a). Powierzchnia pozostałych trzech obszarów eksploatacji złóż rud cynku i ołowiu, na których nastąpiło rozcięcie górotworu, wynosi orientacyjnie: w rejonie olkuskim 40 km², w niecce bytomskiej 65 km² i w rejonie chrzanowsko-jaworznickim – 10–12 km². Maksymalna głębokość rozcięcia górotworu tymi wyrobiskami wynosi od około 60 m w rejonie tarnogórskim i 100 m w rejonie bytomskim do około 150 m w rejonie olkuskim i 270 m w rejonie Chrzanowa.

Prawie w całym obszarze wychodni skał węglanowych triasu mieszczą
58 się liczne kamieniołomy o różnej powierzchni i głębokości. Największe



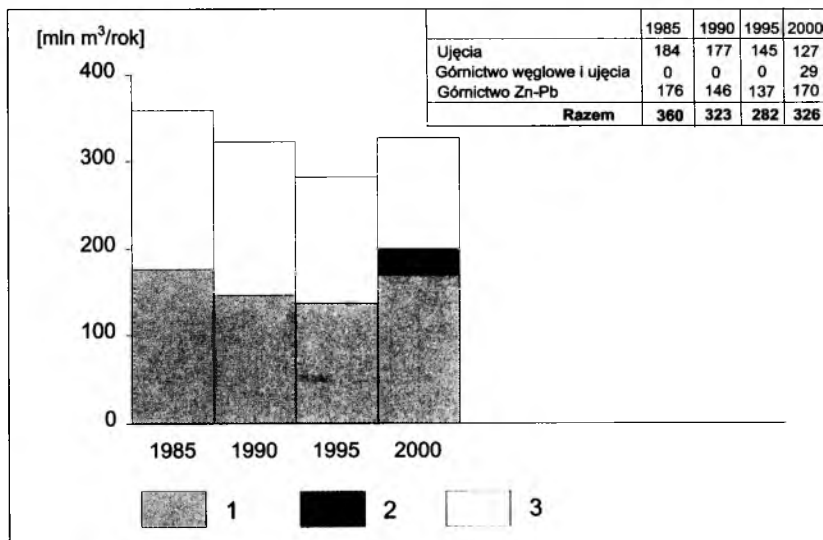
Rys. 4.6. Mapa wyrobisk górnictwa kruszcowego w rejonie Tarnowskich Gór z przełomu XVIII i XIX wieku (C z a j a, 2001)

a, b, c, – fragmenty obszaru; 1 – fragmenty sztolni z XVII wieku, 2 – obszary eksploatacji szymbami, 3 – sztolnie z przełomu XVIII i XIX wieku, 4 – komory eksploatacyjne wokół sztolni, 5 – szyby

z nich są zlokalizowane w rejonie Tarnowskich Gór, Siewierza i Chrzanowa, a ich głębokość dochodzi do około 60 m.

W zasięgu omawianego obszaru triasu śląsko-krakowskiego było zlokalizowanych 25 kopalń węgla kamiennego. Mimo że górnictwo węglowe prowadzi eksploatację poniżej utworów triasu, jego wpływ na górotwór triasowy, w niektórych obszarach, jest oczywisty i udokumentowany (Rózkowski, Chmura, Siemiński, red., 1997). Polega na naruszeniu i udrożnieniu górotworu dla przepływu pionowego wód do wyrobisk kopalń węglowych. Działalność ta przejawia się osiadaniem terenu oraz powstawaniem niecek bezodpływowych i zalewisk. Znaczne obszary są zajęte przez zabudowę przemysłową, składowiska odpadów i osadniki. Najsilniej wpływ górnictwa węglowego na górotwór zbudowany ze skał triasowych przejawia się na obszarze niecki bytomskiej, gdzie osiadania powierzchni terenu osiągają ponad 30 m (Kropka, Respondek, 2000).

Drenaż wód wyrobiskami górnictwymi jest związany z górnictwem rud cynku i ołowiu, które funkcjonowało w przeszłości lub nadal jest aktywne. Są to rejon: olkuski i chrzanowski oraz bytomski (rys. 4.5), w którym odwadnianie prowadzi się mimo zakończonej eksploatacji rud. Pobór wód w tych rejonach jest kontrolowany pod względem ilości od wielu lat (Adamczyk, Motyka, 2000; Kropka, Respondek, 2000). Ponadto niekontrolowany drenaż wód z utworów triasu, grawitacyjnym systemem sztolni odprowadzających wody do rzek, odbywa się w rejonie Tarnowskich Gór (Kowalczyk i in., 2000). Także w obszarze niecki bytomskiej ma



Rys. 4.7. Drenaż wód z kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu w latach 1985–2000

1 – górnictwo rud cynku i ołowiu, 2 – górnictwo węglowe i ujęcia, 3 – ujęcia

miejsce niekontrolowany odpływ wód z kompleksu węglanowego triasu do niżej położonych wyrobisk górniczych kopalń węgla kamiennego (K r o p k a, 1996). W innych, nielicznych przypadkach na bazie wyrobisk górniczych wybudowano ujęcia studzienne. Jeśli chodzi o górnictwo surowców skalnych i licznych kamieniołomów, to tylko w jednym przypadku, w rejonie Siewierza, eksploatację surowca dolomitowego prowadzi się z równoczesnym odwadnianiem górotworu za pomocą wielootworowego ujęcia studziennego.

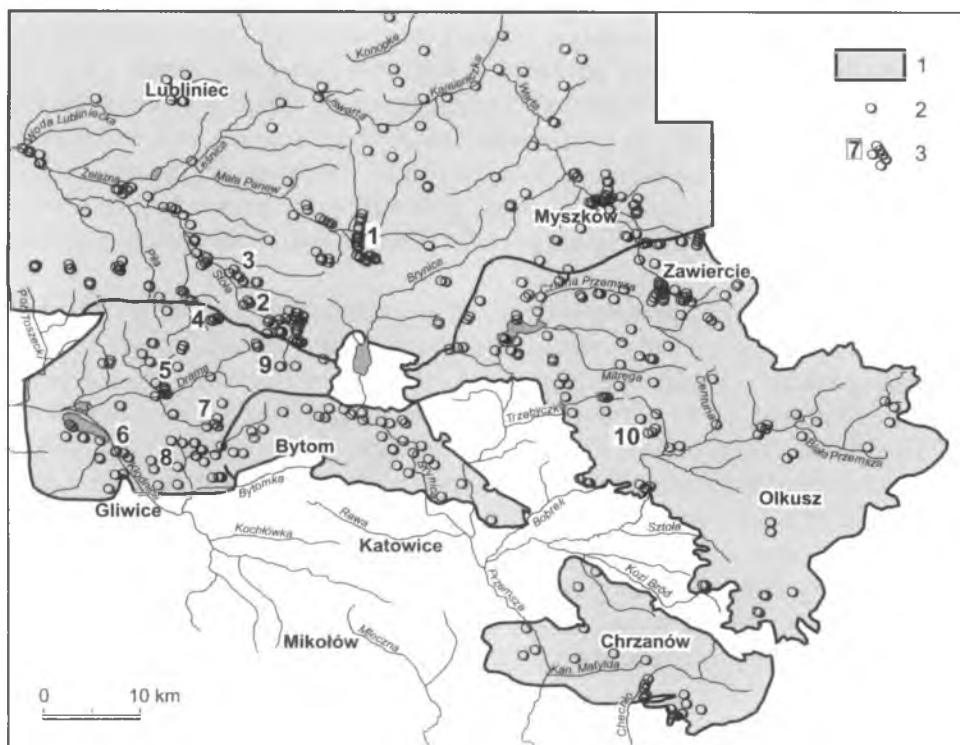
Drenaż wód z węglanowego kompleksu wodonośnego triasu wyrobiskami górniczymi kopalń rud cynku i ołowiu w rejonach: olkuskim, bytomskim i chrzanowskim wynosił 176 mln m³ (5,58 m³/s) w 1985 roku, zmniejszył się do 137 mln m³ (4,34 m³/s) w 1995 roku, a następnie wzrósł do 170 mln m³ (5,39 m³/s) w 2000 roku (rys. 4.7). Jeśli doliczyć do tej wartości wody drenowane przez górnictwo węgla kamiennego z utworów triasu, to łączny drenaż górniczy wód wyniósł 199 mln m³/rok. Zmiany drenażu górniczego wód w analizowanym czasie są związane przede wszystkim z okresem posuszonym, jaki wystąpił na przełomie lat osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych, oraz z okresem mokrym pod koniec lat dziewięćdziesiątych (A d a m c z y k, M o t y k a, 2000; K r o p k a, R e s p o n d e k, 2000).

4.3.2. Eksploatacja wód z utworów serii węglanowej triasu ujęciami studziennymi

Ilościowym wyrazem wpływu antropopresji na system wodonośny jest między innymi liczba i rozmieszczenie ujęć oraz innych ośrodków drenażu, a także ich potencjał eksploatacyjny oraz faktyczny pobór wód.

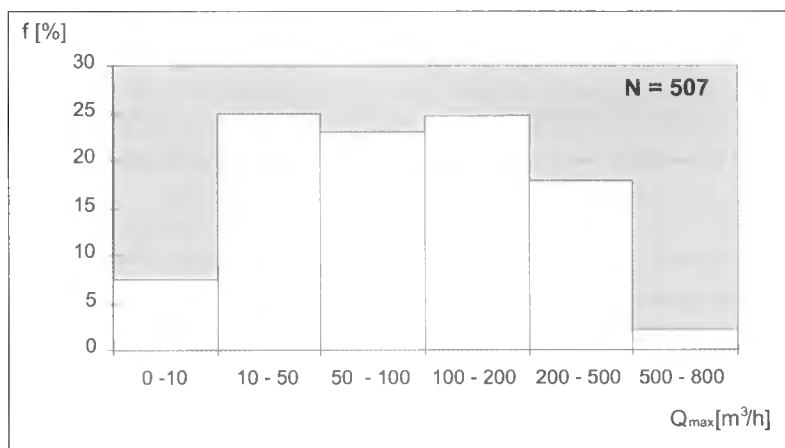
Pierwsze ujęcia wód z utworów węglanowych triasu śląsko-krakowskiego rozpoczęły swe funkcjonowanie w drugiej połowie XIX wieku. Od tamtego czasu ich liczba wzrastała w szybkim tempie, szczególnie od połowy XX wieku. W większości są to ujęcia jednootworowe, liczne są jednak ujęcia wielootworowe o potencjalnie dużych wydajnościach.

W połowie lat dziewięćdziesiątych minionego wieku w materiałach archiwalnych było zarejestrowanych ponad 500 studni (rys. 4.8) o wydajności maksymalnej w przedziale od poniżej 10 m³/h do ponad 600 m³/h. Najliczniejszą grupę, blisko 50-procentową, stanowią studnie o wydajności mieszczącej się w przedziale od 50 m³/h do 200 m³/h (rys. 4.9). Ujęcia wielootworowe, o wydajności powyżej 10 000 m³/d, obejmują stosunkowo nieliczną grupę, liczącą 10 ujęć (rys. 4.8). Największe jest grupowe ujęcie Bibiela, które maksymalnie pobierało około 105 000 m³/d wody (4375 m³/h).



Rys. 4.8. Mapa ujęć studziennych wód podziemnych z węglanowego kompleksu wodonośnego triasu (zestawiono wg: R ó ż k o w s k i, C h m u r a, red., 1996)

1 – obszary GZWP w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu, 2 – studnie, 3 – duże ujęcia o zasobach eksploatacyjnych powyżej 10 000 m³/d (1 – Bibiela, 2 – Borszowice, 3 – Tworóg, 4 – Miedary, 5 – Zawada, 6 – Gliwice-Łabędy, 7 – Zabrze-Grzybowice, 8 – Szalsza, 9 – Staszic, 10 – Łazy Błędowskie)

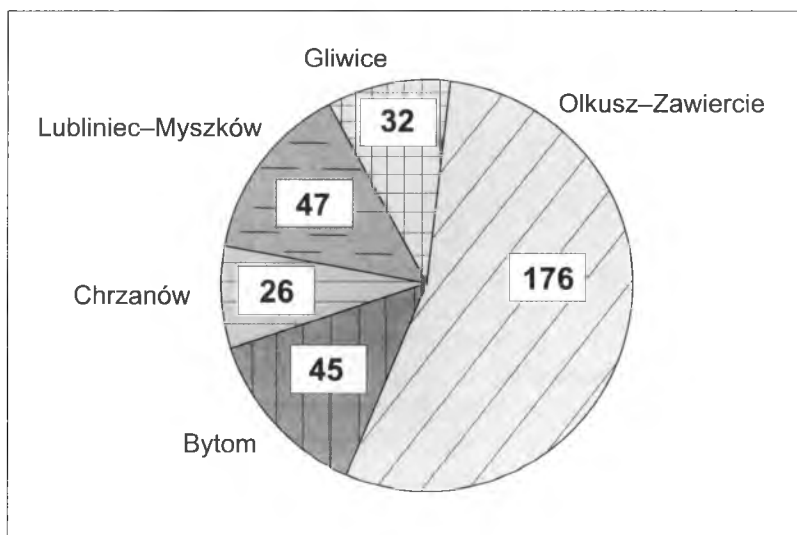


Rys. 4.9. Rozkład wydajności maksymalnych studni ujmujących wody z kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu

Eksploatacja wód ujęciami studziennymi na przestrzeni lat podlegała zmianom związanym z rozwojem gospodarczym regionu śląskiego. Brak miarodajnych archiwalnych danych o rzeczywistym poborze wody z ujęć uniemożliwia przedstawienie wielkości poboru w skali tak rozległego regionu w przeszłości i jego faktycznych zmian w czasie. Dane z lat osiemdziesiątych i początku lat dziewięćdziesiątych mają charakter szacunkowy i są obarczone błędem większym niż dane z końca lat dziewięćdziesiątych. Generalnie można przyjąć, że maksymalny pobór wody utrzymywał się w drugiej połowie lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku i wynosił około 184 mln m³/rok (5,83 m³/s; rys. 4.7). Od początku lat dziewięćdziesiątych nastąpił jego spadek do około 127 mln m³/rok (4,03 m³/s). Obserwowany spadek poboru z końcem lat dziewięćdziesiątych do poziomu około 127 mln m³/rok wynosił 31% poboru maksymalnego. Jest on związany z restrukturyzacją gospodarki narodowej i ograniczaniem zużycia wody w gospodarce komunalnej.

*
* *

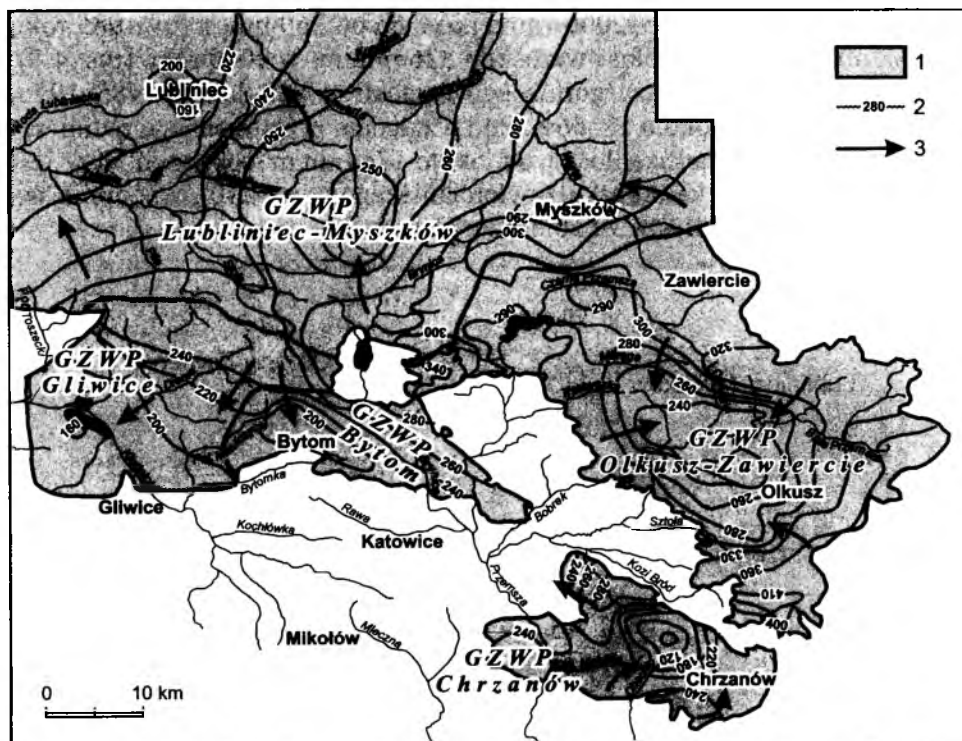
Całkowity drenaż wód ujęciami studziennymi oraz dokonywany przez górnictwo rud cynku i ołowiu z kompleksu wodonośnego triasu śląsko-kra-kowskiego w latach 1985–2000 zmniejszył się od 360 mln m³ w 1985 roku do 282 mln m³ w 1990 roku i wzrósł do 326 mln m³ w 2000 roku (rys. 4.7). W tej ilości udział drenażu górniczego wynosił 49% w latach 1985–1995, a ostatnio wzrósł do około 52–56%. Pod względem przestrzennego rozmieszczenia drenażu największa ilość wód, około 176 mln m³/rok, czyli 54%, jest pobierana ze zbiornika olkusko-zawierciańskiego (rys. 4.10), a najmniejsza – 26 mln m³/rok, czyli 8%, ze zbiornika Chrzanów.



Rys. 4.10. Drenaż wód podziemnych z triasowych głównych zbiorników wód podziemnych według stanu w 2000 roku [mln m³]

4.4. Układ krążenia wód podziemnych w utworach węglanowych triasu i jego zmiany pod wpływem antropopresji

Wody w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu w zależności od głębokości oraz charakteru przykrycia utworów pokrywających charakteryzują się swobodnym lub napiętym zwierciadłem, niekiedy o charakterze artezyjskim. Układ zwierciadła wody, jaki ukształtował się w ostatnich latach, przedstawiony na mapie hydroizohips dla stanów z połowy lat dziewięćdziesiątych (rys. 4.11), jest wynikiem ponadstuletniego funkcjonowania ośrodków drenażu wód, omówionych wcześniej. Maksymalne rzędne zwierciadła są związane z wyniesieniami powierzchni terenu w części wschodniej obszaru i w rejonie Olkusza wynoszą około 410 m n.p.m., a w rejonie Zawiercia – około 340 m n.p.m. Najniższe położenia zwierciadła występują w rejonach eksploatacji górniczej: olkuskim do rzędnej +175 m n.p.m., bytomskim – do +170 m n.p.m. i chrzanowskim do +48 m n.p.m. Głębokie obniżenia zwier-



Rys. 4.11. Mapa hydroizohips węglanowego kompleksu wodonośnego triasu według stanu z 1995 roku (R ó ż k o w s k i, C h m u r a, red., 1996, ze zmianami autora)

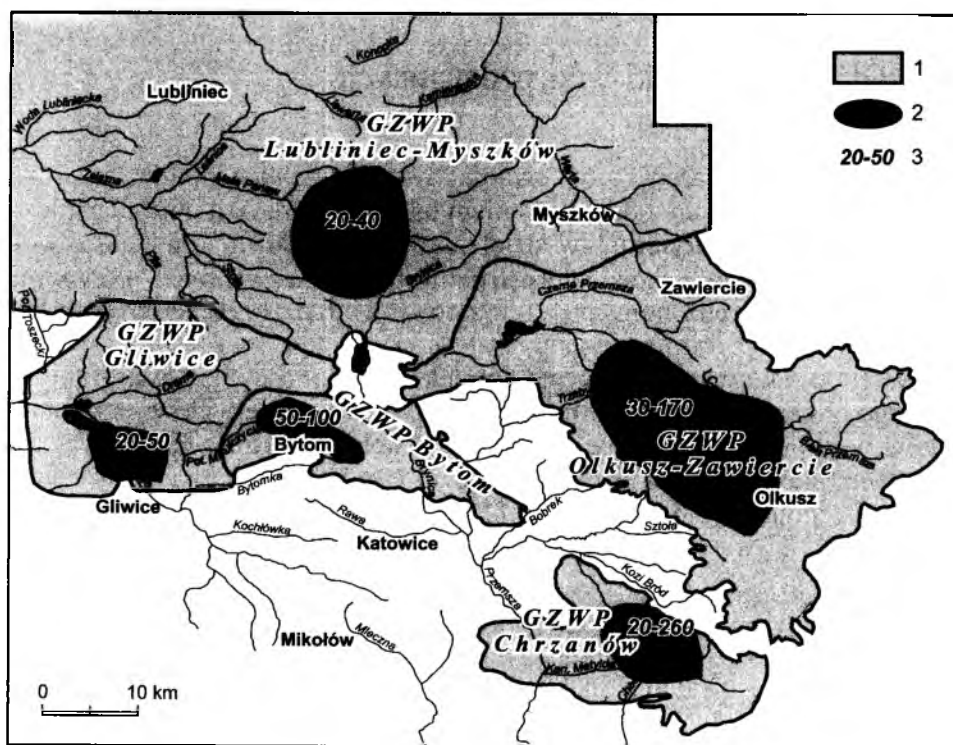
1 – obszary GZWP w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu, 2 – hydroizohipsy, m n.p.m., 3 – kierunki przepływu wód podziemnych

ciadła wody wytworzyły się także wokół dużych ujęć: w rejonie Gliwic do poziomu około +160 m n.p.m., w rejonie Bibieli do +240 m n.p.m. i w rejonie Łaz Będowskich do +240 m n.p.m.

Mimo że dominujące znaczenie w drenażu wód węglanowego kompleksu wodonośnego mają ośrodki antropogeniczne, to część wód jest drenowana przez większe rzeki, na przykład Małą Panew, Wartę, Czarną i Białą Przemszę, poza zasięgiem oddziaływania antropogenicznych stref drenażowych.

Skutkiem długookresowego, intensywnego drenażu wód jest wytworzenie się głębokich i rozległych stref zdepresjonowania zwierciadła wody w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu w stosunku do pierwotnego położenia, o kilkadziesiąt metrów w rejonach ujęć studziennych (rys. 4.12), a maksymalnie do 260 m w rejonie chrzanowskim.

W związku z funkcjonowaniem głębokich i zróżnicowanych pod względem zasięgu oddziaływania stref drenażowych aktualny układ zwierciadła wody w omawianym obszarze węglanowego kompleksu wodonośnego triasu jest niewątpliwie zdeformowany w stosunku do naturalnego układu krążenia wód i bardziej skomplikowany (Rózkowski, Rudzińska, 1976).



Rys. 4.12. Mapa obszarów maksymalnych obniżen zwierciadła wody w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu

1 – obszary GZWP w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu, 2 – obszary maksymalnych obniżen zwierciadła, 3 – wartość obniżenia [m]

O kierunkach odpływu na przeważającej części obszaru decydują przede wszystkim antropogeniczne strefy drenażowe rozmieszczone wewnątrz tego obszaru. Jedynie w północnej części obszaru obserwuje się regionalny odpływ wód w kierunku północno-zachodnim i zachodnim, a w triasie gliwickim – w kierunku południowo-zachodnim i zachodnim.

Brak odpowiednich danych o położeniu zwierciadła wody w kompleksie wodonośnym triasu w całym obszarze jego występowania z okresu poprzedzającego antropogeniczny drenaż wód uniemożliwia odtworzenie układu zwierciadła wody w warunkach naturalnych. Na podstawie przybliżonych fragmentarycznych informacji można przypuszczać, że główne strefy drenażowe były związane z dolinami większych rzek, płynących zarówno w obszarze występowania wodonośnego kompleksu triasu węglanowego, jak i poza jego granicami, na przykład Wisły i Odry (RóŹkowski, Wilk, red., 1980; Kowalczyk, 1999). Strefy działów wód podziemnych będące zarazem głównymi strefami zasilania kompleksu triasowego w warunkach naturalnych wiązały się z wyniesieniami powierzchni strukturalnej stropu utworów węglanowych triasu w obszarach ich wychodni.

4.5. Główne zbiorniki wód podziemnych

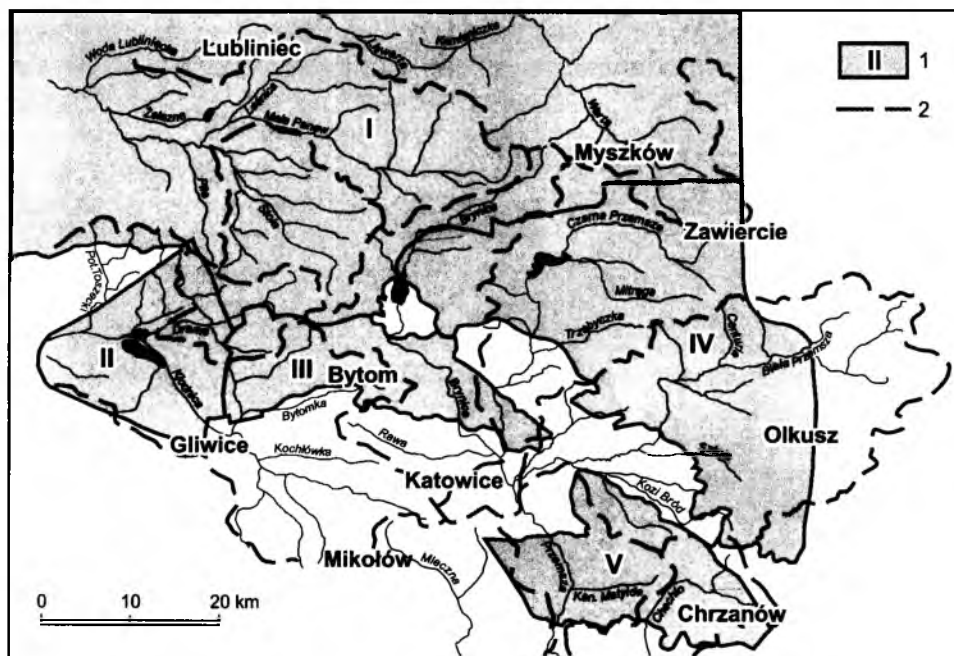
Opisany układ krążenia wód, uwarunkowany budową geologiczno-strukturalną i przekształcony oddziaływaniem ośrodków drenażu antropogenicznego, był jednym z kryteriów wydzielenia w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu jednostek hydrostrukturalnych, nazywanych głównymi zbiornikami wód podziemnych (Kleczkowski, red., 1990; RóŹkowski, red., 1990).

Od 1990 roku w węglanowym kompleksie wodonośnym w zasięgu omawianego obszaru triasu śląsko-krakowskiego wydzieliła się 5 głównych zbiorników wód podziemnych spełniających ustalone w wyniku badań kryteria hydrogeologiczne (Kleczkowski, red., 1990; RóŹkowski, red., 1990). Są to następujące zbiorniki (rys. 4.11): Lubliniec–Myszków, Gliwice, Bytom, Olkusz–Zawiercie i Chrzanów. Ich zasięg wyznaczono, opierając się na analizie geologiczno-strukturalnej, a także, o czym wspomniano, na aktualnym układzie krążenia wód. Dlatego też granice wydzielonych zbiorników mają charakter zarówno geologiczno-strukturalny, jak i hydrodynamiczny. Niektóre odcinki granic są jednak umowne, ponieważ brak było jednoznacznych kryteriów przyrodniczych dla ich ustalenia i wówczas kierowano się na przykład zasięgiem rozpoznania warunków hydrogeologicznych.

Wydzielone w ten sposób zbiorniki nie obejmują swym zasięgiem zamkniętych w planie układów krążenia wód podziemnych, ponieważ albo obszary zasilania częściowo leżą poza ich granicami, albo też strefy drenażo-

we są rozmieszczone zarówno wewnątrz, jak i poza obszarem zbiornika. Sytuację tę dokumentują kierunki przepływu wód podziemnych przedstawione na mapie hydroizohips (rys. 4.11). W obydwu tych przypadkach zatem odbywa się wymiana wód podziemnych z otoczeniem przez granice boczne zbiorników. W zbiornikach Bytom oraz Olkusz–Zawiercie relacja z otoczeniem polega przede wszystkim na tym, że prawie cały dopływ wód podziemnych do zbiornika zasila strefy drenażowe zlokalizowane wewnątrz obszarów tych zbiorników. Pozostałe trzy zbiorniki są określane w literaturze zbiornikami przepływowymi (RóŹkowski, red., 1990), ponieważ znaczna część wód odpływa poza ich granice. Wynika to z faktu, że układ krążenia wód w obszarach tych zbiorników jest ukształtowany nie tylko przez wewnętrzne strefy drenażowe, lecz także przez strefy zewnętrzne, położone poza obszarami zbiorników.

Podział obszaru na główne zbiorniki wód podziemnych w ogólnym zarysie nawiązuje do podziału na 5 jednostek hydrogeologicznych triasu śląsko-krakowskiego (rys. 4.13), dokonanego przez S. Kotlickiego (1962). Podstawą tamtego podziału była budowa geologiczno-strukturalna węglanowego kompleksu wodonośnego triasu i układ krążenia wód, a rozgraniczenia tych jednostek wspomniany autor dokonał na podstawie wynikającego



Rys. 4.13. Podział węglanowego kompleksu wodonośnego triasu na jednostki hydrogeologiczne w obszarze triasu śląsko-krakowskiego według S. Kotlickiego (1980)

I – jednostki hydrogeologiczne z numerami: I – trias północny, II – zapadlisko Pyskowic, III – niecka bytomska, IV – trias olkusko-zawierciański, V – trias chrzanowski; 2 – główne działy wód powierzchniowych

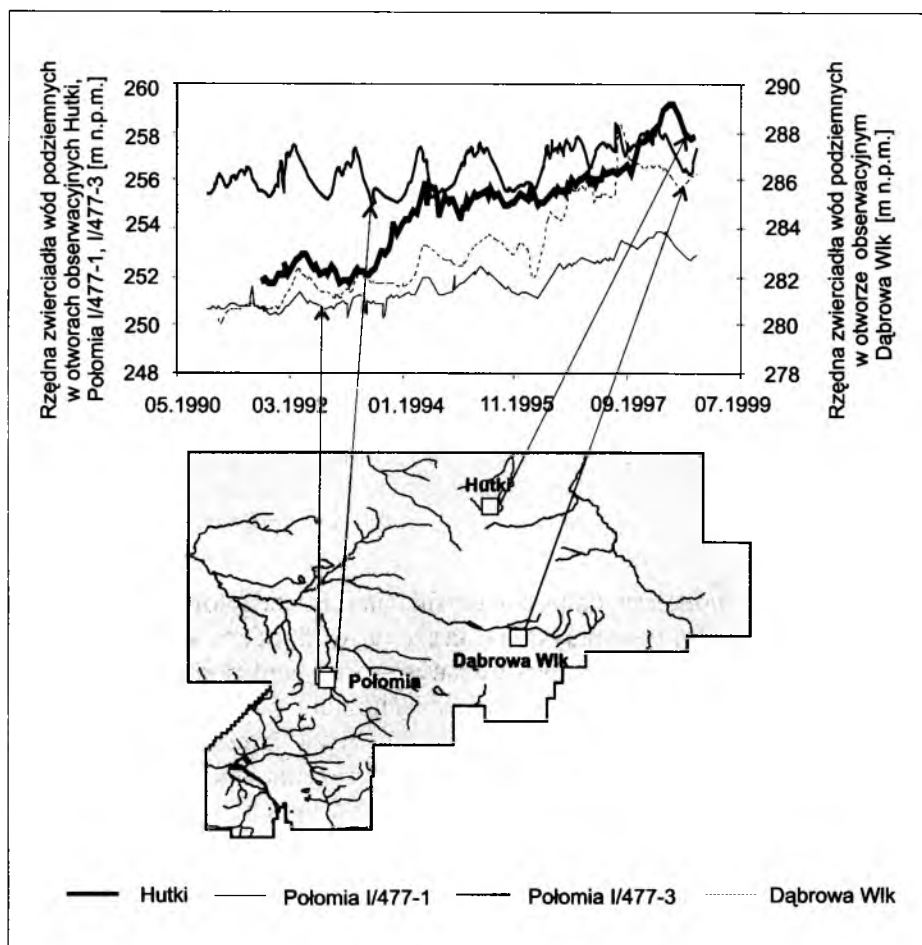
z ówczesnych obserwacji założenia, że kulminacje warstw gogolińskich stanowią działy wód podziemnych rozdzielające poszczególne jednostki. Porównanie zasięgów tych jednostek i głównych zbiorników wód podziemnych jest dodatkowym, chociaż pośrednim, potwierdzeniem przekształceń układu krążenia wód podziemnych w kompleksie wodonośnym triasu, jakie nastąpiły w okresie dzielącym opracowanie prezentowanych tu podziałów hydrostrukturalnych triasu śląsko-krakowskiego.

5. Badania modelowe wybranych triasowych głównych zbiorników wód podziemnych

Celem badań modelowych była weryfikacja i uszczegółowienie rozpoznanego badaniami terenowymi systemu krążenia wód, ocena wzajemnych powiązań pomiędzy poziomami wodonośnymi oraz wód podziemnych z wodami powierzchniowymi, ilościowa ocena udziału poszczególnych źródeł zasobów wód podziemnych systemu, a także wpływ drenażu antropogenicznego na przekształcenie naturalnego systemu krążenia wód.

Badania modelowe wykonano dla trzech głównych zbiorników: Lubliniec–Myszków, Gliwice i Chrzanów. Zbiorniki Lubliniec–Myszków oraz Gliwice sąsiadują ze sobą, oddziela je jedynie dział wód podziemnych. Z tego względu zbiorniki te objęto jednym wspólnym modelem. Odrębny model zbudowano dla zbiornika Chrzanów, ponieważ stanowi on niezależną, izolowaną dwuwymiarową strukturę, z głęboką i rozległą wewnętrzną strefą drenażową, uformowaną odwadnianiem kopalni rud cynku i ołowiu „Trzebionka”.

Symulacje modelowe wykonano dla przepływów ustalonych, odpowiadających średnim stanom wód podziemnych z końca lat dziewięćdziesiątych. W tym okresie bowiem nastąpiło względne ustalenie się warunków hydrodynamicznych badanych systemów po znaczących zmianach w poborze wód zachodzących po 1989 roku, a także w wyniku zwiększonego potencjalnego zasilania wód podziemnych z infiltracji opadów atmosferycznych, jakie nastąpiło po okresie posuszny przełomu lat osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych (rys. 5.1).



Rys. 5.1. Zmiany położenia zwierciadła wody w otworach obserwacyjnych ujmujących węglanowy kompleks wodonośny triasu

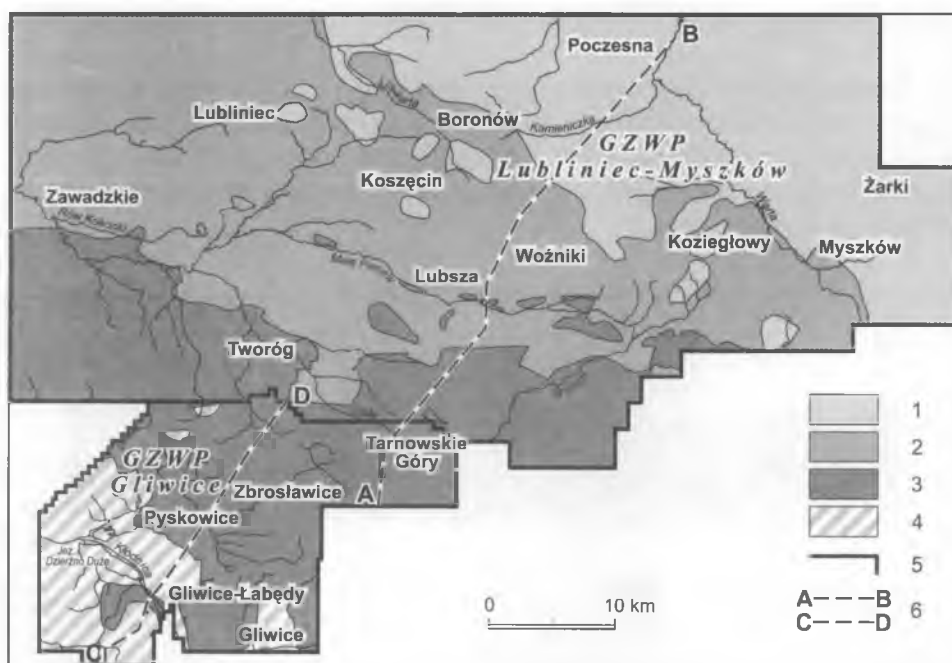
5.1. System wodonośny zbiorników Lubliniec–Myszków i Gliwice

Sąsiadujące ze sobą zbiorniki wód podziemnych Lubliniec–Myszków i Gliwice łączy nie tylko to, że są wydzielone w obrębie tego samego, węglanowego kompleksu wodonośnego triasu, lecz także to, że oddziaływania eksploatacyjne w każdym z nich przenoszą się na zbiornik sąsiedni. Skutkiem owych oddziaływań jest wypadkowa pozycja działu wód podziemnych oddzielających te zbiorniki, zmieniająca się w zależności od przestrzennego rozmieszczenia i intensywności poboru wody ujęciami studziennymi

(Kropka i in., 1999). Jak już bowiem wspomniano, obecny układ krążenia wód jest ukształtowany wieloletnią eksploatacją wód w całym systemie wodonośnym. Objęcie zatem wspólnym modelem matematycznym systemu wodonośnego, jaki tworzą dwa omawiane zbiorniki, umożliwiło uwzględnienie tych zależności i ich wpływu na kształtowanie się warunków krążenia oraz bilansu wód podziemnych.

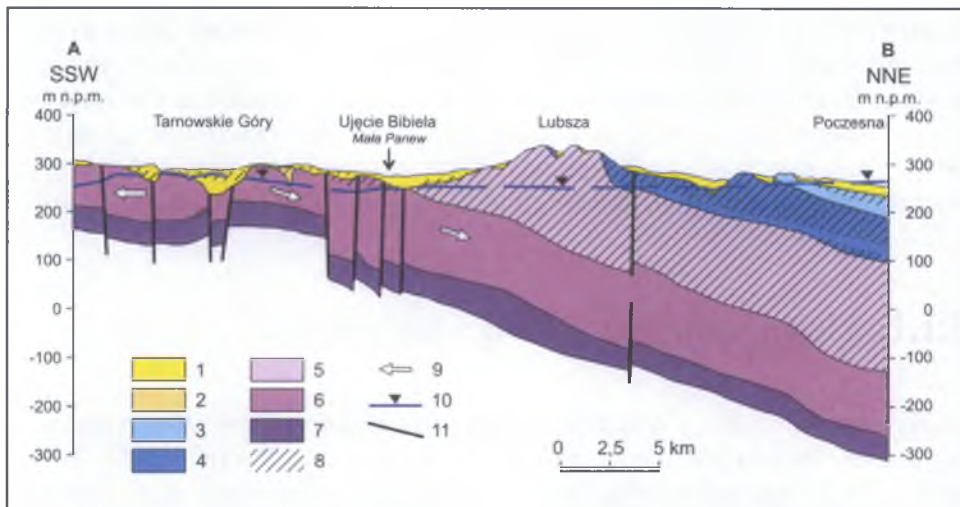
5.1.1. Model warunków hydrogeologicznych

System wodonośny w zasięgu opisywanych zbiorników na przeważającej części obszaru jest wielowarstwowy (Kowalczyk i in., 1999). W jego profilu pionowym występują dwa kompleksy wodonośne, na większości obszaru rozdzielone kompleksem utworów słaboprzepuszczalnych. Dominujący jest węglanowy kompleks wodonośny triasu, mający poza lokalnymi wystąpieniami dewonu w okolicach Siewierza i Zawiercia w zasadzie ciągłe rozprzestrzenienie (rys. 5.2, rys. 5.3).



Rys. 5.2. Mapa geologiczna obszaru GZWP Lubliniec–Myszków i Gliwice bez utworów czwartorzędu (Kowalczyk i in., 2002 b)

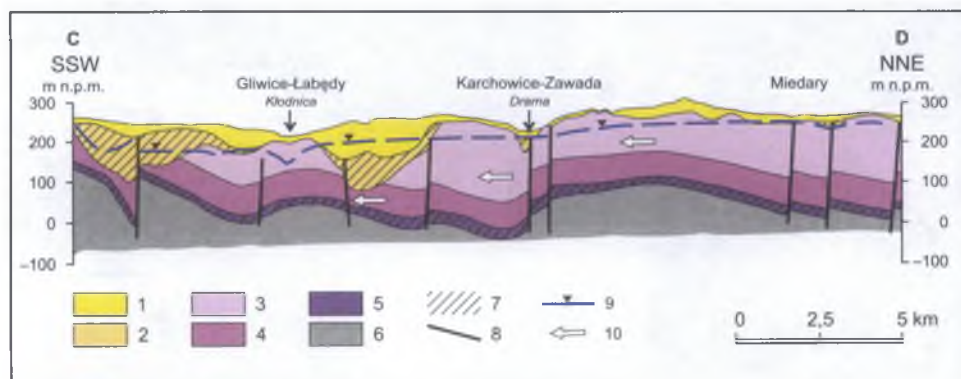
1 – obszar występowania utworów jury, 2 – obszar występowania słaboprzepuszczalnych utworów triasu górnego, 3 – obszar występowania węglanowych utworów triasu, 4 – obszar występowania słaboprzepuszczalnych utworów trzeciorzędu, 5 – granica obszaru modelu, 6 – linie przekrojów hydrogeologicznych



Rys. 5.3. Przekrój hydrogeologiczny przez obszar GZWP Lubliniec–Myszków (K o w a ł c z y k i in., 2002 b)

1 – piaski i żwiry czwartorzędu, 2 – gliny i ły czwartorzędu i trzeciorzędu, 3 – utwory jury środkowej, 4 – utwory jury dolnej, 5 – utwory triasu górnego, 6 – utwory triasu środkowego (wapienia muszlowego), 7 – utwory triasu dolnego (retu), 8 – utwory słaboprzepuszczalne, 9 – kierunki przepływu wód podziemnych, 10 – zwierciadło wody w utworach serii węglanowej triasu, 11 – uskoki

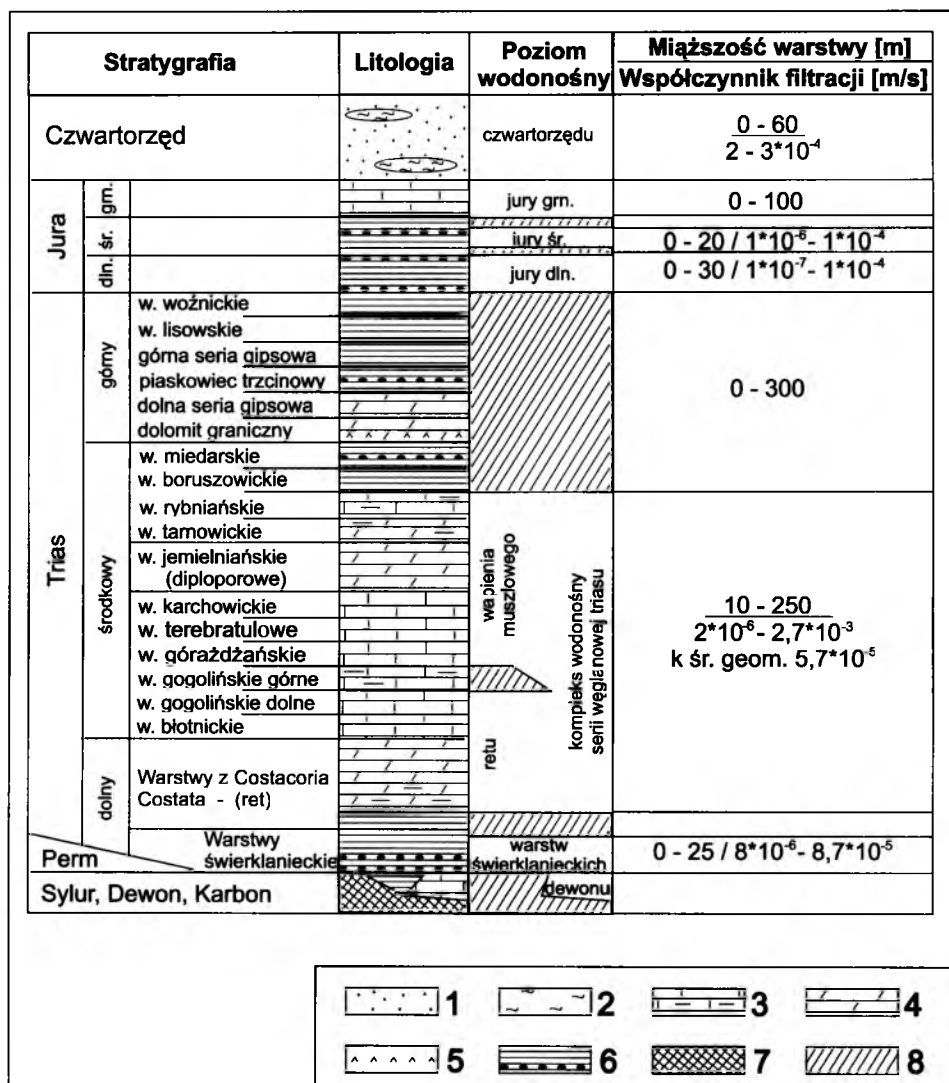
Poziom wodonośny występujący powyżej węglanowego kompleksu wodonośnego triasu obejmuje jedną warstwę lub zespół warstw wodonośnych w utworach czwartorzędu, a lokalnie w utworach jury oraz triasu górnego – kajpru. W dalszej części pracy będzie on nazywany umownie poziomem wodonośnym czwartorzędu.



Rys. 5.4. Przekrój hydrogeologiczny przez obszar GZWP Gliwice według J. Kropki (R ó ż k o w s k i, C h m u r a, S i e m i ń s k i, red., 1997)

1 – piaski i żwiry czwartorzędu, 2 – ły trzeciorzędu, 3 – utwory węglanowe triasu środkowego (wapien muszlowy), 4 – utwory węglanowe triasu dolnego (ret), 5 – utwory triasu dolnego (warstwy świerklanieckie), 6 – utwory karbonu górnego, 7 – utwory słaboprzepuszczalne, 8 – uskoki, 9 – zwierciadło wody w utworach serii węglanowej triasu, 10 – kierunki przepływu wód podziemnych

Warstwę rozdzielającą te dwa kompleksy wodonośne w zasięgu zbiornika Lubliniec–Myszków stanowią słaboprzepuszczalne, ilaste utwory kajpru i ilasto-margliste utwory warstw boruszowickich i miedarskich (górna część wapienia muszlowego; rys. 5.3, rys. 5.5) oraz lokalnie gliny czwartorzędowe. Ich miąższość zmienia się od około 10 m na południu do blisko 300 m na północy obszaru. Utwory triasu górnego występują zwartą pokrywą w północnej i we wschodniej części zbiornika, i zajmują około 75% jego po-

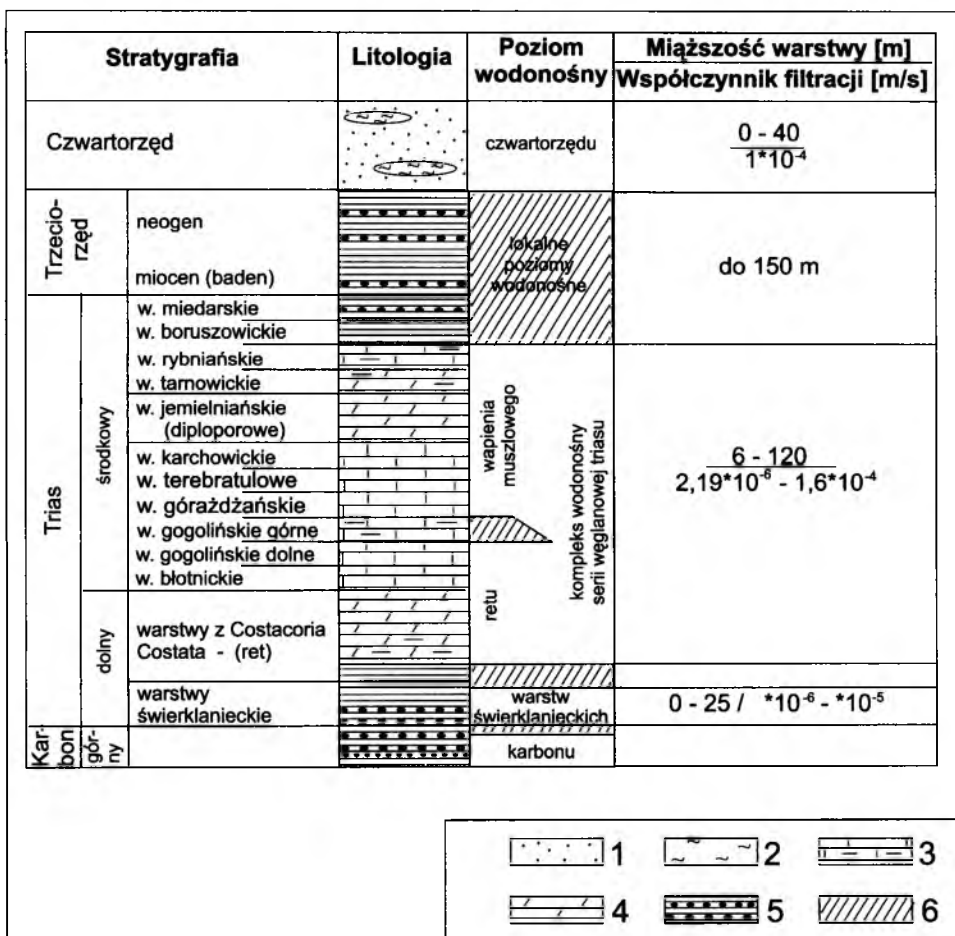


Rys. 5.5. Profil hydrostratygraficzny obszaru GZWP Lubliniec–Myszków (Kowalczyk i in., 2002 b)

1 – piaski i żwiry, 2 – gliny, ropy, 3 – wapienie, margle, 4 – dolomity, 5 – gipsy, 6 – ilowce, piaskowce, 7 – skały krystaliczne, 8 – utwory słaboprzepuszczalne

wierzchni. W południowej części obszaru omawianego zbiornika utwory te nie są obecne, a węglanowe utwory wodonośne spotyka się na powierzchni lub też pod pokrywą utworów czwartorzędu. W zasięgu zbiornika Gliwice rolę warstwy rozdzielającej odgrywają ilasto-mułowcowe utwory trzeciorzędu (rys. 5.4, rys. 5.6) występujące ciągłą pokrywą w zachodniej części obszaru tego zbiornika, a lokalnie także warstwa glin czwartorzędowych.

Podstawę węglanowego kompleksu wodonośnego triasu tworzą ilasto-margliste utwory dolnego retu oraz ilasto-mułowcowe utwory niższego pstrego piaskowca, a tam, gdzie one nie występują – utwory paleozoiku: permu, karbonu i dewonu. Syntetyczne profile hydrostratygraficzne omawianego systemu wodonośnego oraz zmienność głównych parametrów charakteryzujących występujące poziomy wodonośne i poziomy je rozdzielające w obydwu zbiornikach przedstawiono na rys. 5.5 i 5.6.

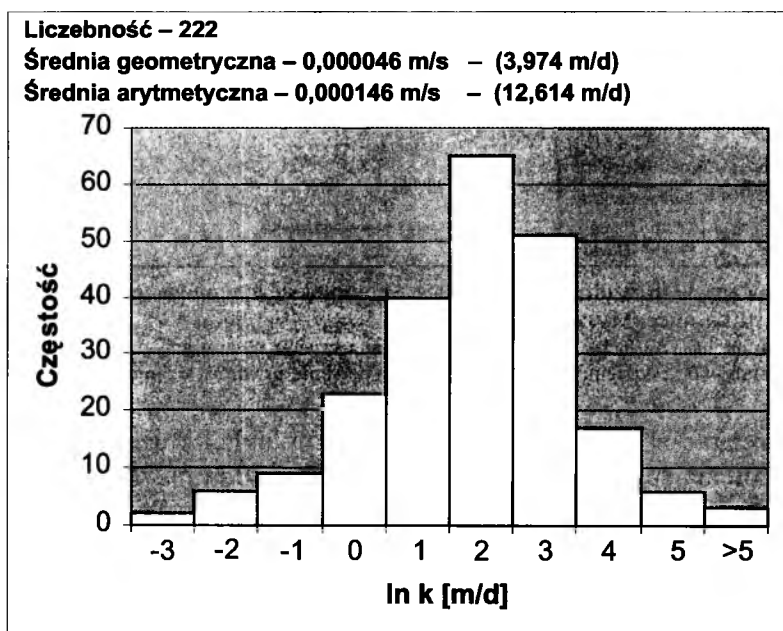


Rys. 5.6. Profil hydrostratygraficzny obszaru GZWP Gliwice

1 – piaski i żwiry, 2 – gliny, iły, 3 – wapienie, margle, 4 – dolomity, 5 – iły i piaski oraz łożowce i piaskowce, 6 – utwory słaboprzepuszczalne

Duża niejednorodność hydrogeologiczna pierwszego poziomu wodonośnego wyraża się bardzo zmienną przewodnością, związaną z różnorodnością litologiczną i zmienną miąższością utworów wodonośnych, a także zróżnicowanym ukształtowaniem powierzchni zwierciadła wody nawiązującym do morfologii powierzchni terenu. Jest to poziom o zwierciadle swobodnym lub lokalnie słabo napiętym. Dominują w nim lokalne systemy krążenia wód drenowane rzekami. Drenaż ujęciami studziennymi zasadniczo nie istnieje. Poziom ten, jakkolwiek podrzędny pod względem użytkowości, ma podstawowe znaczenie w formowaniu się systemu krążenia wód, spełniając funkcję tranzytową w obszarach zasilania głównego kompleksu wodonośnego triasu i przesączania się wód do tego kompleksu. Z tego względu poziom ów ma istotne znaczenie w kształtowaniu się bilansu wód niższej części triasu-wego kompleksu wodonośnego.

Węglanowy kompleks wodonośny triasu występuje na całym obszarze, jednak lokalnie w północno-wschodniej części obszaru, gdzie utwory triasu nie występują, łączy się z piętrzem paleozoicznym reprezentowanym przez węglanowe utwory dewonu. Miąższość tego kompleksu zawiera się w przedziale od 20 m do ponad 200 m. Współczynnik filtracji wodonośnych utworów węglanowych triasu zmienia się najczęściej w granicach od $8,4 \times 10^{-5}$ m/s do $5,8 \times 10^{-4}$ m/s (rys. 5.7), a jego wartość średnia geometryczna, obliczona na podstawie wyników próbnych pompowań, wynosi $4,6 \times 10^{-5}$ m/s.



Rys. 5.7. Rozkład wartości współczynnika filtracji węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w obszarze zbiorników Lubliniec–Myszków i Gliwice na podstawie próbnych pompowań studni

uwarunkowana wyniesieniami powierzchni strukturalnej utworów serii węglanowej triasu, a także skutkami eksploatacji wód w obydwu zbiornikach. Z tego względu ma ona charakter dynamiczny, a biegnący przez tę kulminację dział wód podziemnych, od Tarnowskich Gór w kierunku na zachód, ma położenie odbiegające od działów wód powierzchniowych. Odpływ wód podziemnych odbywa się na ogół ze wschodu na zachód, poza granicę zachodnią i północną zbiornika. Dominuje regionalny charakter odpływu wód w kierunku doliny Odry, który lokalnie jest zaburzony kilkoma wewnętrznymi strefami drenażowymi uformowanymi w obszarach skoncentrowanej eksploatacji wód ujęciami studziennymi. Na układ krążenia wód mogą mieć wpływ również doliny rzek Warty i Małej Panwi, na co wskazuje kształt powierzchni zwierciadła wody w opisywanych poziomach wodonośnych czwartorzędu i triasu.

Układ krążenia wód w obszarze zbiornika Gliwice w skali makro ma postać strumienia spływającego z północnego wschodu na południowy zachód. Jest on silnie deformowany skoncentrowanym poborem wód dużymi ujęciami studziennymi, co uwidacznia się na mapie hydroizohips (rys. 5.8) głębokimi i rozległymi strefami drenażowymi. Warto zwrócić uwagę, że strefa drenażowa rozwinęta w południowo-zachodniej części obszaru, w rejonie Gliwic, stanowi rozległą barierę hydrauliczną, przechwytyującą znaczną część odpływu wód ze zbiornika w kierunku południowym i zachodnim.

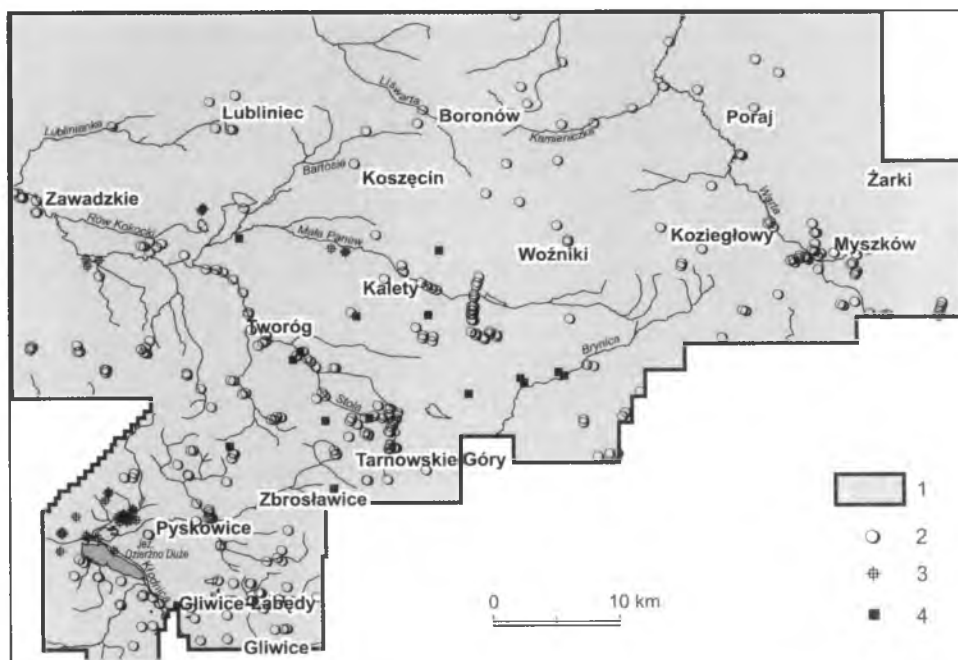
W rejonie Tarnowskich Gór wody triasowego kompleksu wodonośnego są drenowane nie tylko ujęciami studziennymi, lecz także siecią sztolni powstałych na potrzeby eksploatacji rud metali, które odprowadzają wody do rzek Dramy i Stoły. Drenaż ten powoduje lokalne obniżenie zwierciadła wody omawianego kompleksu do poziomu 255–260 m n.p.m.

Głównym źródłem zasilania wód podziemnych rozpatrywanego wielopoziomowego systemu wodonośnego jest infiltracja efektywna opadów atmosferycznych do poziomów czwartorzędu i jury oraz na wychodniach wodonośnych utworów serii węglanowej triasu. Jak wynika z mapy hydroizohips (rys. 5.8), opisywany system wodonośny w granicach przyjętych do badań jest zasilany również z dopływu bocznego wód, przede wszystkim z kierunku wschodniego. Jednym ze źródeł zasilania węglanowego kompleksu wodonośnego triasu jest przesączanie się wód z przypowierzchniowych poziomów wodonośnych poprzez warstwę utworów słaboprzepuszczalnych. Na tę możliwość zasilania wskazują wyniki pierwszego modelu matematycznego opracowanego dla tego zbiornika (K o w a l c z y k i in., 1996). Jego intensywność zależy od wykształcenia litologicznego tych utworów i ich miąższości, a także od różnicy stanów zwierciadła wody w poziomach wodonośnych: czwartorzędowym i triasowym ($\Delta H = H_Q - H_T$). Na przeważającym obszarze występowania pokrywy utworów słaboprzepuszczalnych różnica ta jest dodatnia i wynosi przeważnie 10–30 m. Jedynie w części południowo-zachodniej zbiornika Lubliniec–Myszków oraz w dolinie Warty, a także na niewielkim obszarze zbiornika Gliwice różnica ta jest ujemna w zakresie od 77

kilku do 10 m, co oznacza przesączenie się wód, z dołu do góry, z kompleksu triasowego do przypowierzchniowych warstw wodonośnych. Z uwagi na nieciągłe rozprzestrzenienie słaboprzepuszczalnych utworów triasu górnego w obszarze zbiornika Lubliniec–Myszków zasilanie kompleksu triasowego odbywa się także w zasięgu okien hydrogeologicznych (rys. 5.8).

5.1.2. Eksploatacja wód podziemnych

Z końcem lat dziewięćdziesiątych wody triasowego kompleksu wodonośnego w zbiornikach Lubliniec–Myszków i Gliwice zostały ujęte około 220 studniami, z których część tworzyła grupowe ujęcia o dużym poborze wody (rys. 5.9). Poziomy przypowierzchniowe tylko sporadycznie eksploatowano ujęciami studziennymi. Pobór wody pod koniec lat dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku z węglanowego kompleksu wodonośnego wynosił w zasięgu zbiornika Gliwice około 104,5 tys. m³/d, w 2000 roku spadł do 79,5 tys. m³/d, a ze zbiornika Lubliniec–Myszków wahał się od 134 tys. m³/d do 128,5 tys. m³/d. Intensywność poboru odniesiona do powierzchni każdego



Rys. 5.9. Mapa studni ujmujących węglanowy kompleks wodonośny triasu w obszarze zbiorników Lubliniec–Myszków i Gliwice

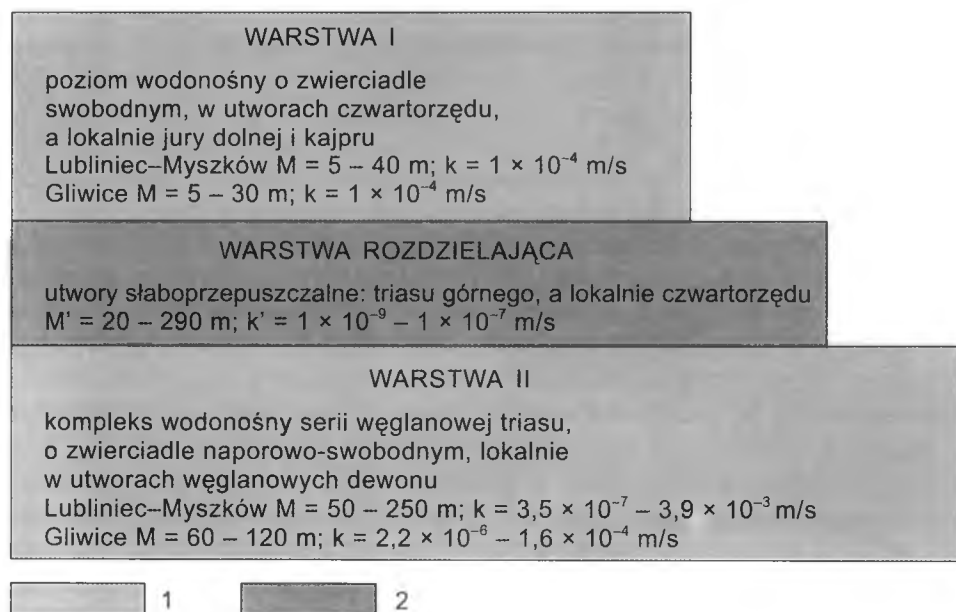
1 – obszar modelu GZWP; studnie: 2 – ujmujące węglanowy kompleks wodonośny triasu, 3 – ujmujące poziom wodonośny czwartorzędu, 4 – otwory obserwacyjne

z tych zbiorników wynosi odpowiednio $2,8 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ i $0,76 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$. Jednakże jego rozkład w zasięgu zbiorników jest nierównomierny, ponieważ około 50% poboru wody w zbiorniku Lubliniec–Myszków przypada na jedno wielootworowe ujęcie Bibiela. Pobór wody z innych poziomów wodonośnych, czwartorzędu, jury i triasu górnego wynosi około $10 \text{ tys. m}^3/\text{d}$.

5.1.3. Numeryczny model systemu wodonośnego

Dla przedstawionego schematu warunków hydrogeologicznych opracowano model numeryczny systemu wodonośnego, obejmujący swym zasięgiem dwa zbiorniki: GZWP Lubliniec–Myszków (nr 327) oraz GZWP Gliwice (nr 330). Pierwszy ze zbiorników zajmuje powierzchnię 2023 km^2 , a drugi – 432 km^2 , łącznie jest to 2455 km^2 .

Zbudowany pseudotrójwymiarowy model systemu składa się z dwóch warstw reprezentujących poziomy wodonośne – pierwszy w utworach czwartorzędu i jury oraz triasu górnego (kajpru), o zwierciadle swobodnym i napiętym, oraz drugi poziom, główny, o zwierciadle napiętym w utworach węglanowych triasu (rys. 5.10). Te dwie warstwy modelu rozdziela warstwa utworów słaboprzepuszczalnych.

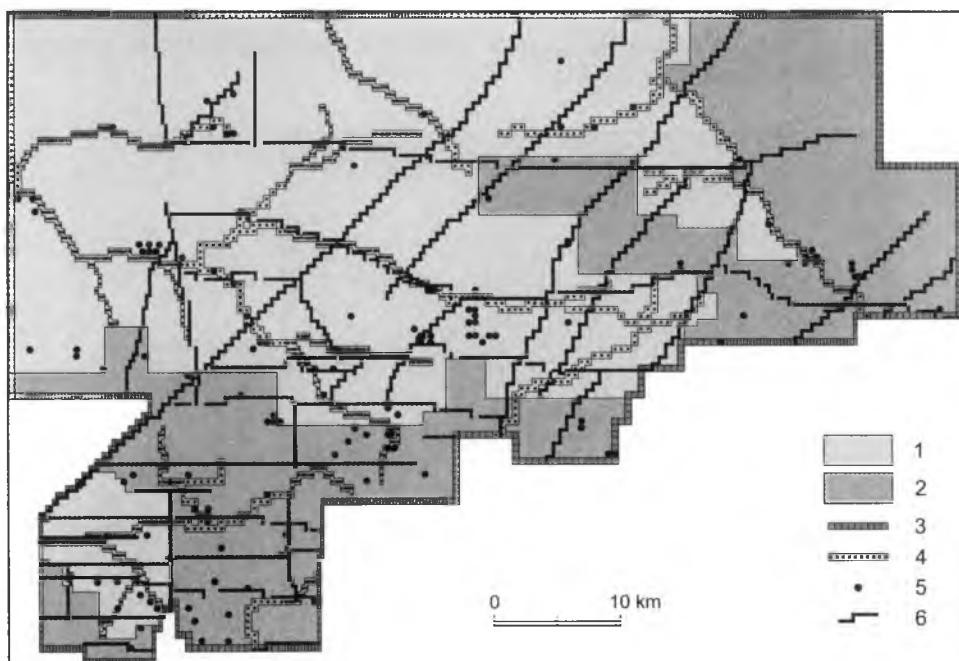


Rys. 5.10. Schemat struktury modelu systemu GZWP Lubliniec–Myszków i GZWP Gliwice
1 – warstwy modelu reprezentujące poziomy wodonośne, 2 – warstwa reprezentująca utwory słaboprzepuszczalne z możliwym pionowym przesączaniem wody

Ze względu na nieciągłe rozprzestrzenienie utworów wodonośnych tworzących poziomy przypowierzchniowe, a także z uwagi na fakt, że w niektórych rejonach kompleksem pierwszym od góry jest kompleks wodonośny triasu, warstwę pierwszą modelu odwzorowano na ograniczonym obszarze modelu. W zasięgu zbiornika Gliwice zajmuje ona powierzchnię 91 km^2 , a w zbiorniku Lubliniec–Myszków – 1430 km^2 ; łącznie jest to 1521 km^2 .

Dolną granicę tak schematyzowanego systemu wodonośnego przyjęto w spągu utworów serii węglanowej triasu. Granice boczne modelu w przybliżeniu pokrywają się z granicami zewnętrznymi tych zbiorników, co uwidoczniono na rys. 5.8.

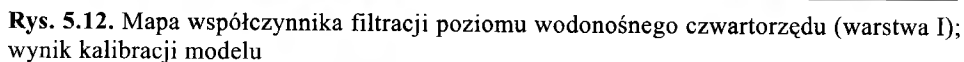
Obszar modelu został podzielony na bloki obliczeniowe o zmiennym kroku: 500 m i 250 m. Na warstwie pierwszej otrzymano 9384 bloki, a na warstwie drugiej uzyskano 14 924 bloki obliczeniowe. Rozmieszczenie bloków z zadanymi warunkami brzegowymi modelu pokazano na rys. 5.11. Granice boczne modelu poszczególnych warstw, przebiegające wzdłuż działów wód podziemnych, linii prądu lub umowne, oraz większe rzeki zostały odwzorowane warunkiem III rodzaju, symulującym przepływ wody w zależności od wysokości hydraulicznej. Obszary bezpośredniego zasilania warstw z infiltracji opadów atmosferycznych oraz pobór wody studniami odwzorowano

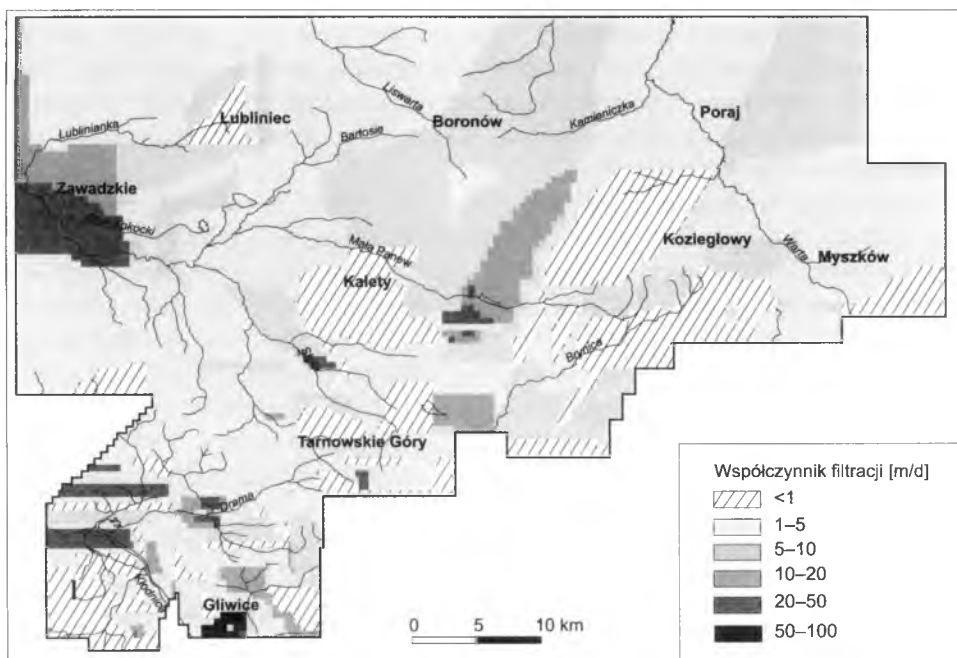


Rys. 5.11. Mapa obszaru modelu GZWP Lubliniec–Myszków i Gliwice (Kowalczyk i in., 2002 b)

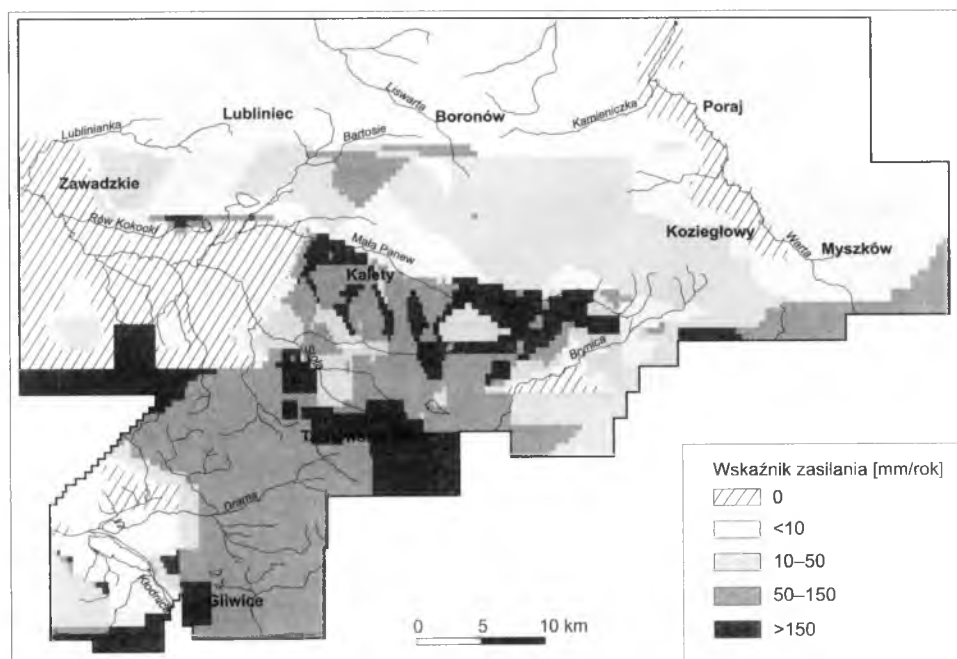
Obszar modelu: 1 – warstwa I, 2 – warstwa II, poza zasięgiem warstwy I, 3 – bloki z warunkiem III rodzaju na brzegu obszaru modelu, 4 – bloki z warunkiem III rodzaju na rzekach, 5 – bloki z warunkiem II rodzaju odwzorowujące studnie, 6 – uskoki odwzorowane na modelu jako bariery słabo-przepuszczalne

Kalibracja modelu polegała na dokonaniu zmian w rozkładzie, a także w wielkościach wprowadzonych parametrów hydrogeologicznych, w szczególności współczynnika filtracji i wysokości zasilania z infiltracji opadów atmosferycznych oraz parametru przesączania warstwy rozdzielającej warstwy wodonośne, przewodności koryt rzecznych i oporu hydraulicznego barier symulujących uskoki. Określone w wyniku kalibracji modelu wartości współczynnika filtracji przedstawiono dla obydwu warstw modelu na rys. 5.12 i na rys. 5.13, wskaźnik zasilania z infiltracji zaś pokazano na rys. 5.14. Uzyskany w części obszaru mozaikowy rozkład zasilania węglanowego kompleksu wodonośnego triasu jest efektem tarowania modelu. Jednakże rozkład ten w ogólnym zarysie nawiązuje do stopnia zakrycia tego kompleksu utworami słaboprzepuszczalnymi. W północnej części obszaru GZWP Lubliniec–Myszków i w zachodniej części GZWP Gliwice, gdzie kompleks wodonośny jest zakryty słaboprzepuszczalnymi utworami triasu górnego lub trzeciorzędu o dużej miąższości, wskaźnik zasilania jest najniższy i nie przekracza 10 mm/rok.

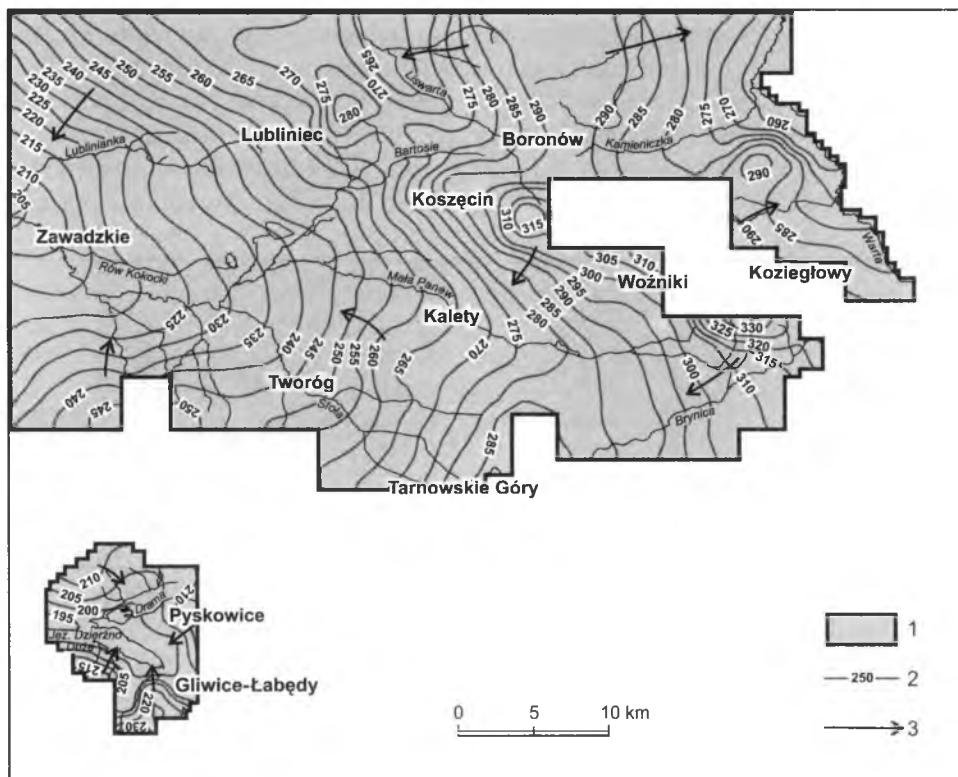




Rys. 5.13. Mapa współczynnika filtracji węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w obszarze GZWP Lubliniec–Myszków i Gliwice (warstwa II); wynik kalibracji modelu

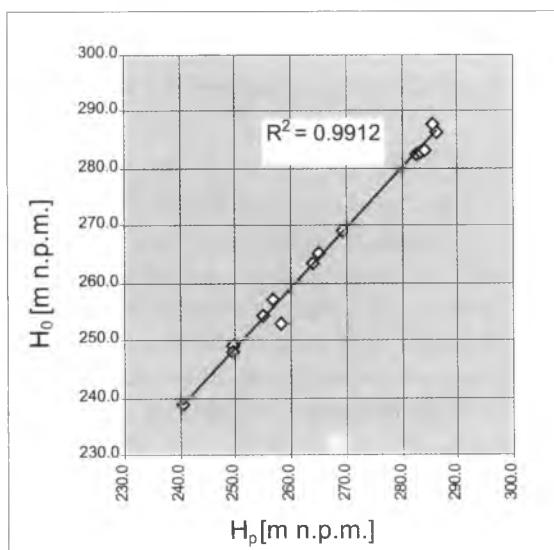


Rys. 5.14. Mapa wskaźnika zasilania węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w obszarze GZWP Lubliniec–Myszków i Gliwice; wynik kalibracji modelu

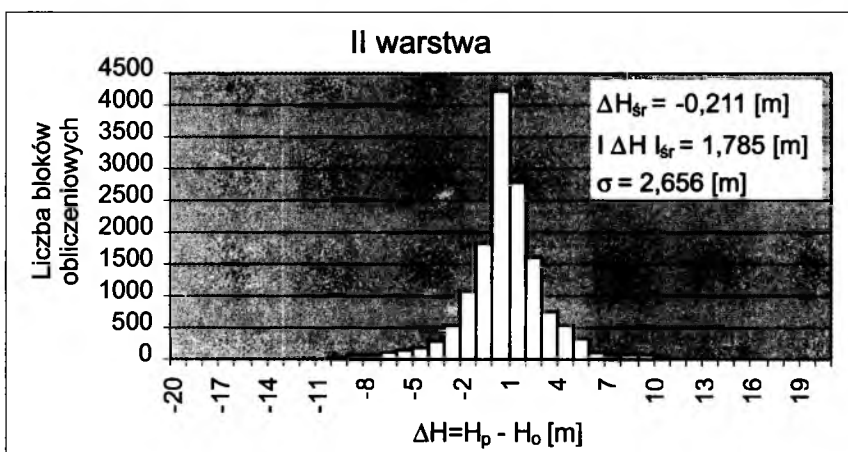
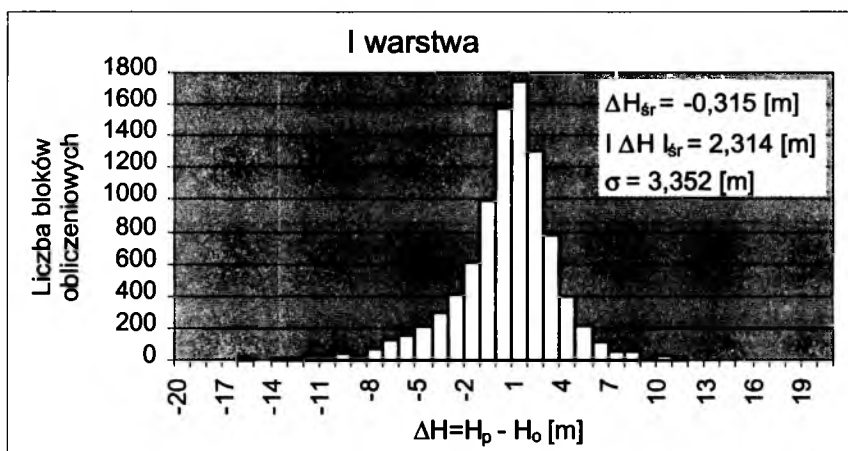


Rys. 5.16. Mapa hydroizohips czwartorzędowego poziomu wodonośnego dla stanu warunków z eksploatacją wód w 1998 roku; wynik kalibracji modelu

1 – obszar modelu warstwy I, 2 – hydroizohipsy, m n.p.m., 3 – kierunki przepływu wód



Rys. 5.17. Związek rzędnych zwierciadła wody węglanowego kompleksu wodonośnego triasu pomierzonych w otworach obserwacyjnych z obliczonymi na modelu

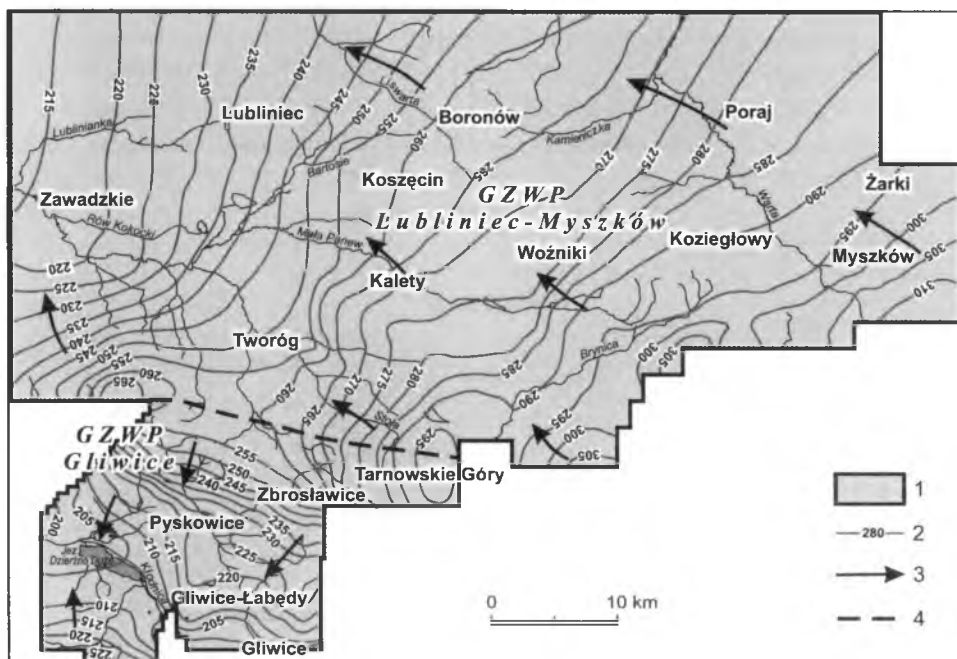


Rys. 5.18. Rozkłady błędu kalibracji modelu dla warstwy I i II

5.1.4. Układ krążenia i bilans wód podziemnych oraz jego zmiany w stosunku do warunków naturalnych

Mapy hydroizohips (rys. 5.15, rys. 5.16) uzyskane w wyniku symulacji przepływu wód na modelu, a także bilanse krążenia wód dla warunków hydrodynamicznych ukształtowanych eksploatacją i dla stanu warunków pseudonaturalnych sprzed eksploatacji (zestawione w tab. 5.1, 5.2, 5.4) potwierdzają słuszność przyjętego schematu krążenia wód z przesączaniem pomiędzy poziomami wodonośnymi. Wykonany model umożliwia identyfikację źródeł zasobów wód podziemnych i ich ocenę ilościową w warunkach hydrodynamicznych przekształconych poborem wody.

Układ krążenia wód podziemnych w warunkach hydrodynamicznych dla stanu z 1998 roku, odtworzony w drodze symulacji modelowej, jest zgodny z układem rozpoznany na podstawie badań terenowych, który został omówiony wcześniej. Komentarza wymaga natomiast wynik symulacji stanu pseudonaturalnego przedstawiony na mapie hydroizohips (rys. 5.19).



Rys. 5.19. Mapa hydroizohips węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w obszarze GZWP Lubliniec-Myszków i Gliwice dla stanu pseudonaturalnego; wynik symulacji modelowej

1 – obszar modelu GZWP, 2 – hydroizohipsy, m n.p.m., 3 – kierunki przepływu wód

Porównanie modelowych map hydroizohips dla stanu aktualnego (rys. 5.8) ze stanem pseudonaturalnym (rys. 5.19) wskazuje, że eksploatacja w skali regionalnej nie powoduje całkowitego przekształcenia układu krążenia wód. Generalnie system ten jest otwarty na przepływy boczne, a wewnętrzne obszary zasilania pozostają w tych samych rejonach. Nie zmieniają się główne, regionalne kierunki odpływu wód: północno-zachodni, zachodni i południowo-zachodni, ukształtowane relacją pomiędzy obszarami zasilania na wyniesieniach powierzchni terenu oraz regionalną strefą drenażową związaną z doliną Odry. Istotne zmiany w układzie krążenia polegają na ogólnym obniżeniu się powierzchni zwierciadła wody i wytworzeniu się lokalnych systemów krążenia wokół stref drenażowych związanych z dużymi ujęciami.

Biorąc pod uwagę, że rozpatrywamy tu zbiornikom Lubliniec-Myszków i Gliwice odpowiadają odrębne systemy krążenia wód, z niezależnymi źród-

dłami zasilania i drenażu, uzasadniona jest analiza bilansów zestawionych odrębnie dla każdego z tych zbiorników.

5.1.4.1. GZWP Lubliniec–Myszków

Odwzorowany na modelu poziom wodonośny czwartorzędu obejmuje swym zasięgiem tylko około 71% powierzchni całkowitej zbiornika (1430 km^2). Z tego względu w celu scharakteryzowania głównych składników bilansu i porównania ich dla obydwu poziomów wodonośnych w tabelach obok wartości bezwzględnych [m^3/d] podaje się również wartości wskaźnikowe: [dm^3/skm^2] oraz [mm/rok], umożliwiające porównanie bilansów i ich składowych dla obu warstw modelu.

W bilansie stanu aktualnego poziomu czwartorzędu zasilanie całkowite zrównoważone drenażem wynosi $4,24 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ ($134 \text{ mm}/\text{rok}$) (tab. 5.1). Dominuje zasilanie z infiltracji opadów wynoszące średnio $3,16 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ ($100 \text{ mm}/\text{rok}$), co stanowi 13,6% opadu atmosferycznego średniego z wielolecia, który jest równy $731 \text{ mm}/\text{rok}$. Po stronie drenażu dominuje odpływ podziemny do dolin rzecznych. W obszarze modelu tej warstwy wynosi on $2,7 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ ($85 \text{ mm}/\text{rok}$). Oznacza to, że aż 85% zasilania z infiltracji efektywnej odpływa do dolin rzecznych i opuszcza system wodonośny.

W bilansie stanu aktualnego triasowego kompleksu wodonośnego drenaż antropogeniczny wód ujęciami studziennymi stanowi blisko 62% sumy bilansowej. Jego intensywność wyrażona przeciętną wartością modułową wynosi $0,76 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ ($24 \text{ mm}/\text{rok}$). W tym bilansie zwraca uwagę stosunkowo niewielki udział dopływu bocznego, świadczący o względnie dobrym zamknięciu zbiornika na zasilanie boczne. Stanowi ono 12,6% całkowitej sumy bilansowej i koncentruje się głównie na wschodniej granicy obszaru. Znaczący jest natomiast odpływ boczny, głównie poza granicę zachodnią i, w mniejszym stopniu, poza granicę północną zbiornika, stanowiąc 29% drenażu całkowitego. Jest to druga co do wielkości jego składowa świadcząca o otwarciu omawianego zbiornika triasowego na odpływ w kierunku regionalnej bazy drenażowej.

O sposobach zasilania i o powiązaniach triasowego kompleksu z poziomem czwartorzędu świadczy struktura bilansu, przede wszystkim po stronie przychodów (rys. 5.20). W zasilaniu całkowitym zbiornika wynoszącym $39 \text{ mm}/\text{rok}$ dominuje przesączanie pionowe w dół, które na obszarze o powierzchni 1610 km^2 (rys. 5.20) wynosi przeciętnie $31 \text{ mm}/\text{rok}$ i stanowi 63% zasilania całkowitego. Przeciętna wartość zasilania z infiltracji efektywnej na wychodniach triasowego kompleksu wodonośnego, zajmujących powierzchnię 115 km^2 , według wykalibrowanego modelu to $155 \text{ mm}/\text{rok}$, co czyni około 22% zasilania całkowitego. Powiązanie zidentyfikowanych 87

Tabela 5.1

**Bilans krążenia wód podziemnych systemu wodonośnego GZWP Lubliniec–Myszków
według badań modelowych dla stanu z 1998 roku**

Składniki bilansu	[m ³ /d / m ³ /s]	[dm ³ /skm ² /mm/rok]	[%]
WARSTWA I. Poziom wodonośny czwartorzędu Powierzchnia 1430 km²			
Zasilanie			
– infiltracja opadów	390 128	3,16/100	74,4
– dopływ boczny	84 946		16,2
– infiltracja z rzek	30 141		5,7
– przesączanie z warstwy II	19 109		3,7
R a z e m	524 420/6,06	4,24/134	100,0
Drenaż			
– pobór ujęciami	2 675		0,5
– drenaż do rzek	333 243	2,7/85	63,5
– przesączanie do warstwy II	123 535		23,6
– odpływ boczny	64 966		12,4
R a z e m	524 419/6,06	4,24/134	100,0
WARSTWA II. Kompleks wodonośny triasu Powierzchnia 2023 km²			
Zasilanie			
– zasilanie pionowe, „z góry” ¹⁾	190 074	1,25/40	85,6
w tym:			
przesączanie w obszarze modelu warstwy I ²⁾	120 937		
przesączanie poza obszarem modelu warstwy I ³⁾	16 142		
razem przesączanie „z góry” z warstwy I ⁴⁾	137 079	0,98/31	63,2
infiltracja na wychodniach ⁵⁾	48 716	4,9/155	
infiltracja z rzek	4 279		12,4
– dopływ boczny	26 957		2,0
R a z e m	217 031/2,51	1,24/ 39	100,0
Drenaż			
– pobór ujęciami	133 569	0,76/24	61,5
– odpływ boczny	62 310		28,7
– drenaż do rzek	2 042		1,0
– przesączanie „w górę” do warstwy I ⁶⁾	19 109	/23	8,8
R a z e m	217 030/2,51	1,24/ 39	100,0

¹⁾ Suma infiltracji opadów na wychodniach, przesączania pionowego z warstwy I oraz infiltracja wody z cieków powierzchniowych, nie odwzorowanych na modelu warstwy II – w obszarze o powierzchni 1725 km².

²⁾ W zasięgu modelu warstwy I, w obszarze o powierzchni 1132 km².

³⁾ W obszarze o powierzchni 478 km².

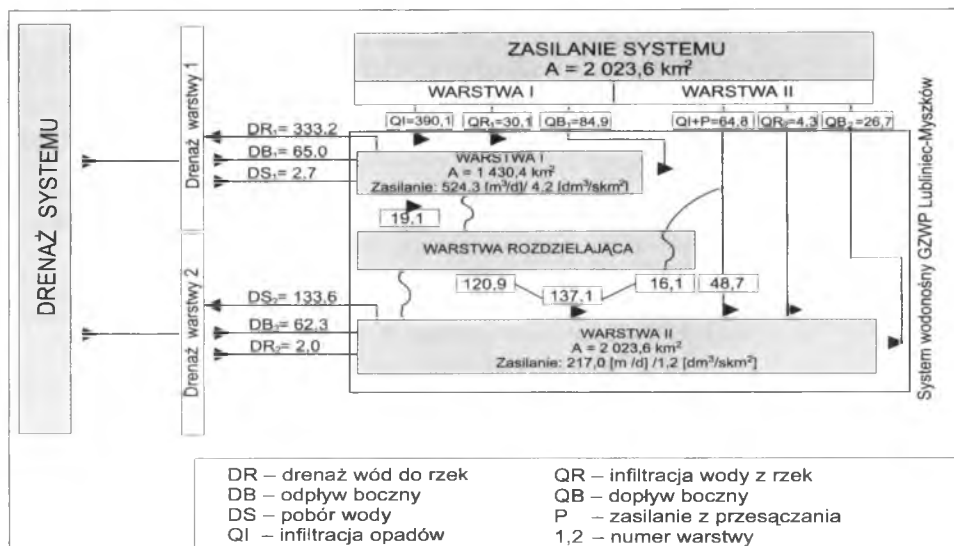
⁴⁾ W obszarze o powierzchni 1610 km².

⁵⁾ W obszarze o powierzchni 115 km², poza zasięgiem modelu warstwy I.

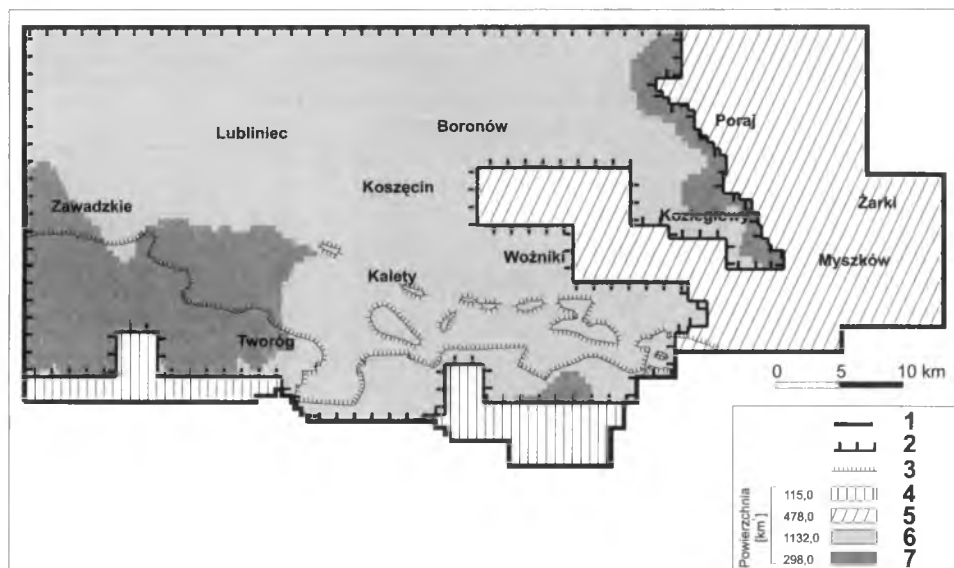
⁶⁾ W obszarze o powierzchni 298 km².

elementów składowych bilansu wód w zbiorniku przedstawiono schematycznie na rys. 5.21.

W bilansie stanu pseudonaturalnego systemu wodonośnego przy nie zmienionym jego zasilaniu z infiltracji efektywnej zmieniają się wartości pozo-
88 stałych składowych zasilania oraz wzajemne relacje i udział poszczególnych



Rys. 5.20. Schemat struktury bilansu krążenia wód systemu wodonośnego GZWP Lubliniec-Myszków dla stanu z poborem wód w 1998 roku według wyników symulacji podanych w tab. 5.1 (w tys. m^3/d)



Rys. 5.21. Obszary zasilania w infiltracji: z powierzchni i z przesączania wód pomiędzy warstwami modelu zbiornika Lubliniec-Myszków na podstawie symulacji modelowej stanu z poborem wód w 1998 roku

1 – granica obszaru modelu warstwy II zbiornika Lubliniec-Myszków, 2 – granica obszaru modelu warstwy I, 3 – zasięg występowania warstwy utworów słaboprzepuszczalnych triasu górnego, 4 – obszar wychodni węglanowego kompleksu wodonośnego triasu – zasilanie bezpośrednie z powierzchni, poza obszarem warstwy I, 5 – obszar zasilania pośredniego, z przesączania poza obszarem modelu warstwy I, 6 – obszar zasilania warstwy II z przesączania, w zasięgu modelu warstwy I, 7 – obszar przesączania wód z warstwy II do warstwy I modelu

składowych tego bilansu (tab. 5.2). Mniejsze jest zasilanie z infiltracji z rzek i z dopływu bocznego na obydwie warstwy. Znacznie większy jest drenaż wód do rzek z pierwszej warstwy – wynosi 3,3 dm³/skm² (104 mm/rok). Zasilanie całkowite kompleksu triasowego jest równe 0,81 dm³/skm²

Tabela 5.2

Bilans krążenia wód podziemnych systemu wodonośnego GZWP Lubliniec–Myszków dla stanu bez eksploatacji wód według badań modelowych

Składniki bilansu	[m ³ /d /m ³ /s]	[dm ³ /skm ² /mm/rok]	[%]
WARSTWA I. Poziom wodonośny czwartorzędu Powierzchnia 1430 km²			
Zasilanie			
– infiltracja opadów	390 128	3,16/100	74,3
– dopływ boczny	73 857		14,1
– infiltracja z rzek	17 797		3,4
– przesączanie z warstwy II	43 239		8,2
R a z e m	525 021/6,08	4,24/134	100,0
Drenaż			
– pobór ujęciami	0		
– drenaż do rzek	407 650	3,3/104	77,7
– przesączanie do warstwy II	45 841		8,7
– odpływ boczny	71 529		13,6
R a z e m	525 020/6,08	4,24/134	100,0
WARSTWA II. Kompleks wodonośny triasu Powierzchnia 2023 km²			
Zasilanie			
– zasilanie pionowe, „z góry” ¹⁾	110 219	0,83/27	77,4
w tym:			
przesączanie w obszarze modelu warstwy I ²⁾	45 624		
przesączanie poza obszarem modelu warstwy I ³⁾	16 142		
razem przesączanie „z góry” z warstwy I ⁴⁾	61 766	0,48/15	43,4*
infiltracja na wychodniach ⁵⁾	48 716	4,9/155	
infiltracja z rzek	3 296		
– dopływ boczny	28 710		
R a z e m	142 225/1,64	0,81/26	100,0
Drenaż			
– pobór ujęciami	0		
– odpływ boczny	90 802		63,8
– drenaż do rzek	8 335		
– przesączanie „w górę” do warstwy I ⁶⁾	43 089		
R a z e m	142 226/1,64	0,81/26	100,0

¹⁾ Suma infiltracji opadów na wychodniach, przesączania pionowego z warstwy I oraz infiltracja wody z cieków powierzchniowych, nie odwzorowanych na modelu warstwy II – w obszarze o powierzchni 1438 km².

²⁾ W zasięgu modelu warstwy I, w obszarze o powierzchni 1005 km².

³⁾ W obszarze o powierzchni 478 km².

⁴⁾ W obszarze o powierzchni 1483 km².

⁵⁾ W obszarze o powierzchni 115 km², poza zasięgiem modelu warstwy I.

⁶⁾ W obszarze o powierzchni 425 km².

(26 mm/rok). Główna różnica w stosunku do bilansu stanu aktualnego wyraża się znacznie mniejszym przesączaniem się wód z poziomu czwartorzędu. Mniejszy jest obszar tego przesączania (1483 km²) oraz jego wartość, która wynosi średnio 15 mm/rok i stanowi około połowę wartości przesączania w warunkach wymuszonych eksploatacją. Przesączanie to wynosi około 43% zasilania zbiornika triasowego.

Uogólniając przedstawiony w tab. 5.1 szczegółowy bilans krążenia wód pomiędzy warstwami modelu, uzyskuje się bilans zasilania i drenażu wód wielowarstwowego systemu wodonośnego (tab. 5.3), którego elementem jest analizowany triasowy GZWP. Bilans ten zestawiono przyjmując założenie, że wartości modułowe infiltracji opadów i drenażu wód do rzek z warstwy pierwszej, zestawione w tab. 5.1, są reprezentatywne dla całego obszaru jej występowania o powierzchni 1908 km². W bilansie wodnym systemu wodonośnego, co oczywiste, nie uwzględnia się „wewnętrznej” wymiany wód pomiędzy warstwami modelu. Zasilanie całkowite systemu z zewnętrznych źródeł wynosi około 4,1 dm³/skm² (29 mm/rok) – pochodzi głównie z infiltracji opadów atmosferycznych oraz z dopływu bocznego i z infiltracji wody z rzek. Jest równoważone (w kolejności malejącej) odpływem wód do rzek, poborem wód i odpływem poza system.

Tabela 5.3

Zasilanie i drenaż systemu wodonośnego Lubliniec–Myszków (powierzchnia 2023 km²)

Składniki bilansu	[m ³ /d /m ³ /s]	[dm ³ /skm ² /mm/rok]	[%]
Zasilanie			
– infiltracja opadów	569 646	3,26/103	79,0
– dopływ boczny	111 903		15,6
– infiltracja z rzek	34 420		5,4
R a z e m	715 969/8,3	4,1/129	100,0
Drenaż			
– drenaż do rzek	447 098	2,6	62,9
– pobór ujęciami	136 244	0,78	19,2
– odpływ boczny	127 276		17,9
R a z e m	710 618/8,2	4,1/129	100,0

Zestawiając wartości modułowe zasilania całego systemu wodonośnego (4,1 dm³/skm²) i poziomu czwartorzędu (4,24 dm³/skm²) z wartościami dla kompleksu triasowego uzyskuje się, dla warunków z poborem wód, stosunki odpowiednio 4,1 : 1,24 oraz 4,24 : 1,24. Wynika z tego, że w kompleksie triasowym w warunkach wymuszonych eksploatacją krąży tylko około 30% tej ilości wody, która znajduje się w obiegu w systemie wodonośnym. Dla warunków bez poboru wód stosunek modułów zasilania poziomu czwartorzędu i triasu wynosi jak 4,24 : 0,8,

Oznacza to, że w kompleksie triasowym krąży tylko niespełna 20% tej ilości wody, która jest w obiegu w poziomie czwartorzędu.

5.1.4.2. GZWP Gliwice

Badania symulacyjne bilansu zbiornika Gliwice wykonano dla trzech stanów hydrodynamicznych. Dwa z nich odpowiadają warunkom wymuszonym eksploatacją wód w latach 1964 i 1998, trzeci zaś odpowiada warunkom pseudonaturalnym, bez eksploatacji wód. Z badań tych wynika, że w warunkach eksploatacji wód pozycja działu wód podziemnych, rozgraniczającego dwa zbiorniki, jest zbliżona. Powierzchnia zbiornika Gliwice zatem jest nieznacznie tylko większa dla stanu z 1998 roku niż dla stanu z 1964 roku

Tabela 5.4

Bilans krążenia wód podziemnych systemu wodonośnego GZWP Gliwice dla stanu eksploatacji wód w 1998 roku według badań modelowych

Składniki bilansu	[m ³ /d]	[dm ³ /skm ² /mm/rok]	[%]
WARSTWA I. Poziom wodonośny czwartorzędu Powierzchnia 91 km²			
Zasilanie			
– infiltracja opadów	23 225	2,95/93	43,5
– dopływ boczny	12 560		23,5
– infiltracja z rzek	17 601		33,0
R a z e m	53 356	6,8/214	100,0
Drenaż			
– pobór ujęciami	7 688		14,4
– drenaż do rzek	42 347		79,3
– przesączanie do warstwy II	1 787		3,4
– odpływ boczny	1 568		2,9
R a z e m	53 390	6,8/214	100,0
WARSTWA II. Węglanowy kompleks wodonośny triasu Powierzchnia 432 km²			
Zasilanie			
– zasilanie pionowe ¹⁾	96 230	2,57/81	73,7
w tym:			
w obszarze odkrytym ²⁾	89 791	3,04/96	
przesączanie w obszarze zakrytym z warstwy I ³⁾	6 439	/26	4,9
– dopływ boczny	16 817		
– infiltracja z rzek	1 304		
R a z e m	130 538	3,5/110	100,0
Drenaż			
– pobór ujęciami	104 522	2,8/88	80,0
– odpływ boczny	24 846		
– drenaż do rzek	1 305		
R a z e m	130 669	3,5/110	100,0

¹⁾ Suma infiltracji opadów, przesączania pionowego w obszarze zakrytym oraz ucieczki wody z cieków powierzchniowych, nie odwzorowanych na modelu warstwy II, poza zasięgiem modelu warstwy I.

²⁾ Poza zasięgiem utworów słaboprzepuszczalnych trzeciorzędu w obszarze o powierzchni 341 km².

³⁾ W obszarze o powierzchni 91 km².

(Kropka i in., 1999) i wynosi odpowiednio 432 km² i 417 km². Zdecydowanie mniejsza jest powierzchnia zbiornika Gliwice w symulacji stanu pseudonaturalnego obejmująca 356 km². Należy podkreślić, że na przebieg działów wód podziemnych wyznaczających granice zbiornika Gliwice ma wpływ zmieniające się w czasie rozmieszczenie i natężenie drenażu wód zarówno w tym zbiorniku, jak i w obszarach przyległych, przede wszystkim w zbiorniku Lubliniec–Myszków.

Odwzorowany na modelu poziom wodonośny czwartorzędu obejmuje swym zasięgiem tylko 91 km², co stanowi około 21% powierzchni całkowitej zbiornika według stanu w 1998 roku. Ma on zatem podrzędne znaczenie w bilansie krążenia wód systemu wodonośnego rozpatrywanego zbiornika, co z uwagi na niewielką powierzchnię wyraża się względnie niską sumą bilansową tego poziomu wodonośnego (tab. 5.4).

Przedstawione w tab. 5.4 i w tab. 5.5 bilanse wodne GZWP Gliwice zostały wyznaczone dla poboru wód wynoszącego w 1998 roku 107 024 m³/d

Tabela 5.5

Bilans krążenia wód podziemnych systemu wodonośnego GZWP Gliwice dla stanu eksploatacji wód w 1964 roku według badań modelowych

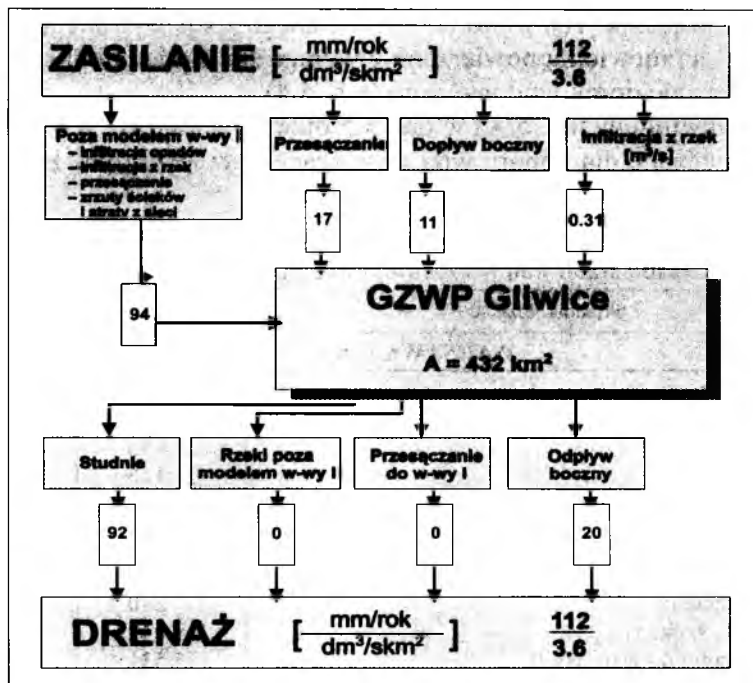
Składniki bilansu	[m ³ /d]	[dm ³ /skm ² /mm/rok]
WARSTWA I, A = 91 km²		
Zasilanie		
– infiltracja opadów	24 990	2,95/93
– dopływ boczny	5 843	
– infiltracja z rzek	15 128	
– przesączanie z warstwy II	316	
R a z e m	46 277	5,9/186
Drenaż		
– pobór ujęciami	240	
– drenaż do rzek	29 142	
– przesączanie do warstwy II	15 531	
– odpływ boczny	1 448	
R a z e m	46 361	5,9/186
WARSTWA II. Węglanowy kompleks wodonośny triasu Powierzchnia 417 km²		
Zasilanie		
– zasilanie pionowe ¹⁾	112 276	3,42/102
w tym:		
w obszarze odkrytym ²⁾	96 345	
przesączanie w obszarze zakrytym z warstwy I ³⁾	15 931	
– dopływ boczny	16 865	
– infiltracja z rzek	30 998	
R a z e m	160 139	4,45/140

¹⁾ Suma infiltracji opadów, przesączania pionowego w obszarze zakrytym oraz ucieczki wody z cieków powierzchniowych, nie odwzorowanych na modelu warstwy II, poza zasięgiem modelu warstwy I.

²⁾ Poza zasięgiem utworów słaboprzepuszczalnych trzeciorzędu w obszarze o powierzchni 326 km².

³⁾ W obszarze o powierzchni 91 km².

($2,9 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$) i w 1964 roku $138\,362 \text{ m}^3/\text{d}$ ($3,8 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$). W sposób syntetyczny strukturę bilansu krążenia wód w systemie wodonośnym zbiornika Gliwice ilustruje rys. 5.22. Głównym źródłem zasilania w każdym z analizowanych stanów hydrodynamicznych jest zasilanie pionowe obejmujące infiltrację efektywną na wychodniach, która wynosi odpowiednio $3,04 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ ($102 \text{ mm}/\text{rok}$) i $3,42 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$. Dopływ boczny nie ma zasadniczego znaczenia, szczególnie w warunkach bez eksploatacji wód, co oznacza, że zbiornik ten dla poziomego zasilania zewnętrznego jest prawie zamknięty.



Rys. 5.22. Schemat struktury bilansu krążenia wód systemu wodonośnego GZWP Gliwice dla stanu z poborem wód w 1998 roku według wyników symulacji podanych w tab. 5.4

W warunkach bez poboru wody zbiornik triasowy Gliwice jest otwarty dla odpływu, jednak intensywna eksploatacja wód ponaddwukrotnie ogranicza odpływ poza zbiornik (tab. 5.6). Zestawiając wartości modułowe zasilania całkowitego zbiornika obliczone dla trzech analizowanych stanów hydrodynamicznych: „aktualnego” w 1998 roku, w 1964 roku, i pseudonaturalnego, uzyskuje się stosunek jak $3,5 : 4,45 : 3,0$. Jest to efekt największego drenażu wód w 1964 roku i nieco mniejszej powierzchni zbiornika, niż przyjmuje się to obecnie.

Tabela 5.6

Bilans krążenia wód podziemnych systemu wodonośnego GZWP Gliwice dla stanu pseudonaturalnego według badań modelowych

Składniki bilansu	[m ³ /d]	[dm ³ /skm ² /mm/rok]
WARSTWA I, A = 91 km²		
Zasilanie		
– infiltracja opadów	23 269	2,95/93
– dopływ boczny	4 026	
– infiltracja z rzek	12 694	
– przesączanie z warstwy II	5 315	
R a z e m	45 305	5,8/182
Drenaż		
– pobór ujęciami	0	
– drenaż do rzek	40 376	
– przesączanie do warstwy II	2 305	
– odpływ boczny	2 626	
R a z e m	45 387	5,8/182
WARSTWA II. Węglanowy kompleks wodonośny triasu Powierzchnia 356 km²		
Zasilanie		
– zasilanie pionowe ¹⁾	76 443	3,24/102
w tym:		
w obszarze odkrytym ²⁾	74 138	
przesączanie w obszarze zakrytym z warstwy I ³⁾	2 305	
– dopływ boczny	1 778	
– infiltracja z rzek	13 771	
R a z e m	91 992	3/94
Drenaż		
– pobór ujęciami	0	
– odpływ boczny	52 121	
– drenaż do rzek	34 991	
R a z e m	92 430	3/94

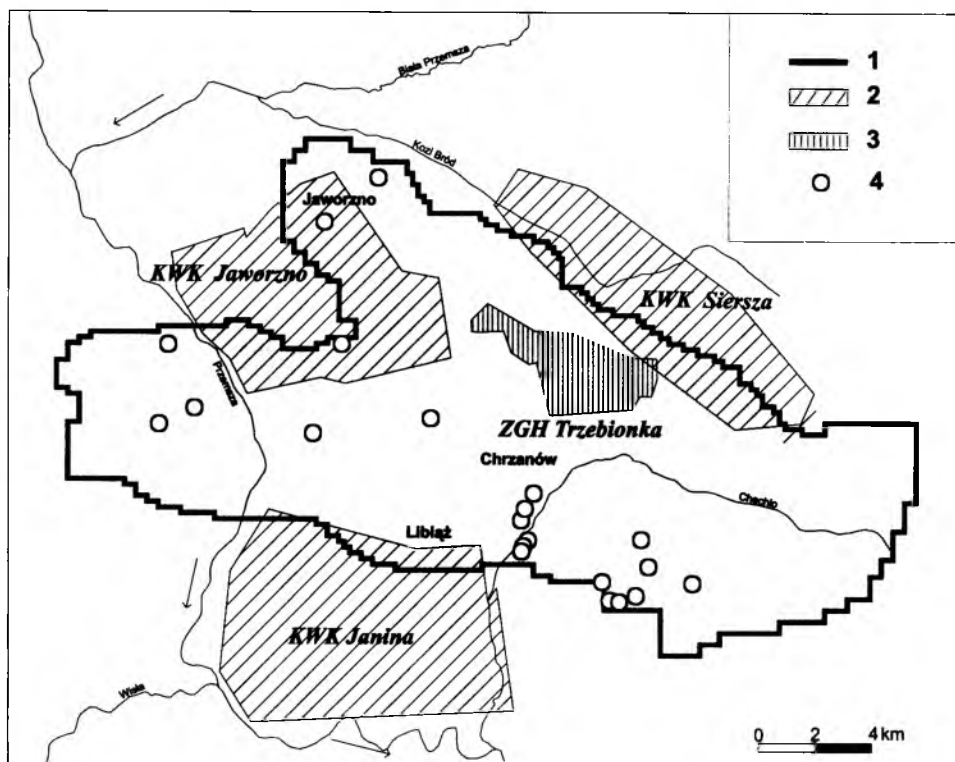
¹⁾ Suma infiltracji opadów, przesączania pionowego w obszarze zakrytym oraz ucieczki wody z cieków powierzchniowych, nie odwzorowanych na modelu warstwy II, poza zasięgiem modelu warstwy I.

²⁾ Poza zasięgiem utworów słaboprzepuszczalnych trzeciorzędu w obszarze o powierzchni 265 km².

³⁾ W obszarze o powierzchni 91 km².

5.2. System wodonośny GZWP Chrzanów

Aktualny stan warunków hydrodynamicznych w obszarze zbiornika Chrzanów został ukształtowany z udziałem przede wszystkim górnictwa rud cynku i ołowiu oraz w mniejszym stopniu górnictwa surowców skalnych i górnictwa węgla kamiennego (rys. 5.23). Przejawia się on rozcięciem górotworu triasowego w centralnej i północno-zachodniej części obszaru, 95

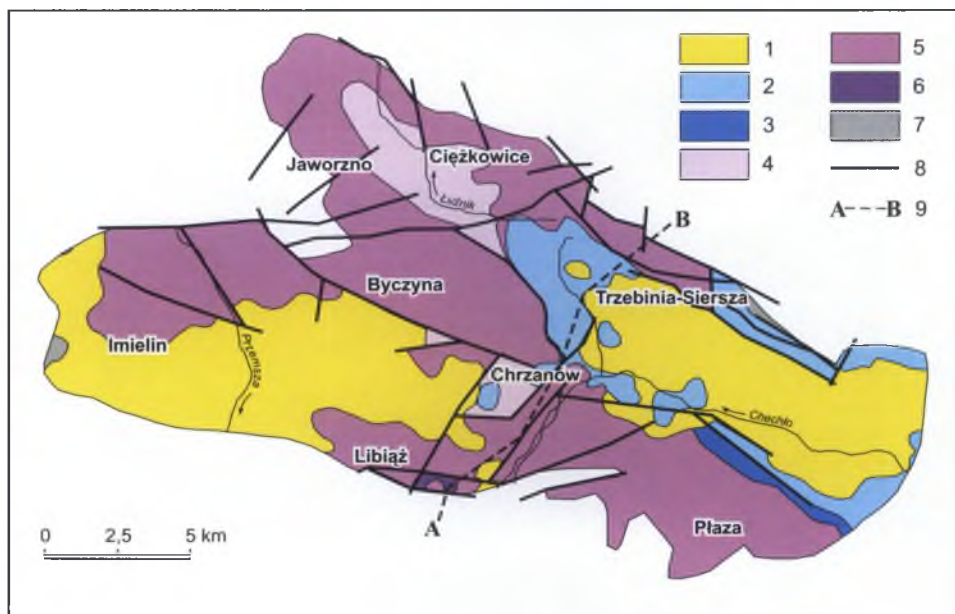


Rys. 5.23. Główne ośrodki drenażu wód podziemnych w zasięgu GZWP Chrzanów i w jego otoczeniu

1 – granica obszaru modelu zbiornika, 2 – obszary górnicze kopalń węgla kamiennego, 3 – obszar górniczy kopalni rud cynku i ołowiu „Trzebieńka”, 4 – ujęcia studziennie

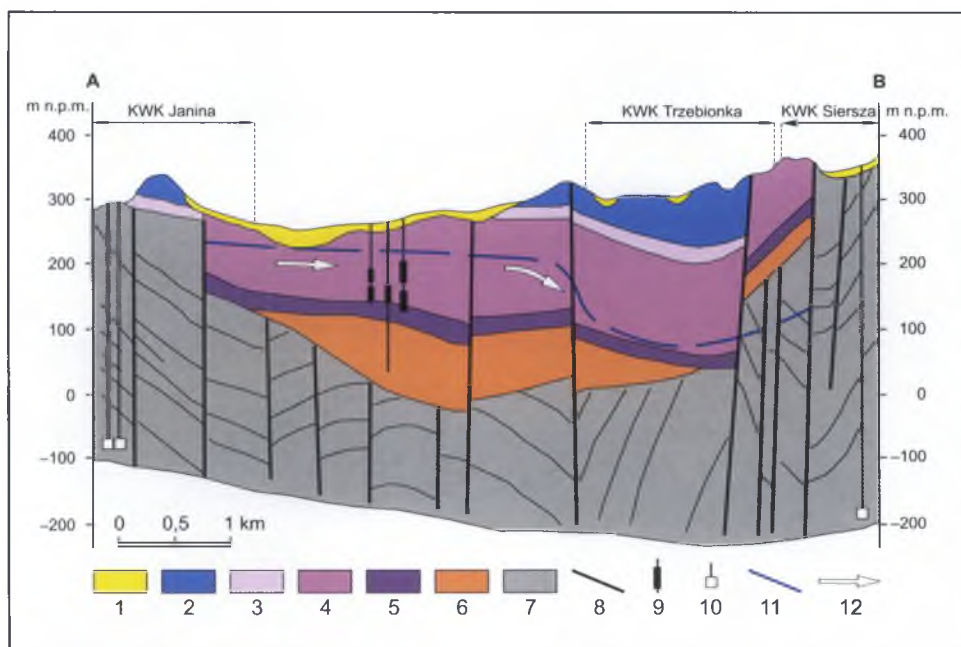
a także zdrenowaniem wód podziemnych wyrobiskami górniczymi i ujęciami studziennymi, maksymalnie do głębokości około 270 m poniżej powierzchni terenu.

Warunki hydrogeologiczne obszaru omawianego zbiornika szczegółowo zostały omówione w licznych publikacjach i opracowaniach dokumentacyjnych o charakterze archiwalnym (Pałys, 1965; Pałys, Zajączkowski, 1967; Rózkowski, Wilk, red., 1980; Rózkowski, Chmura, Siemiński, red., 1997; Motyka, Szuwarzyński, 1996; Kawalec, Patorski, 1998; Kowalczyk i in., 1998; Szuwarzyński, 2000). W niniejszej pracy ograniczono się do syntetycznego przedstawienia modelu warunków hydrogeologicznych, głównie w formie graficznej, koncentrując się na układzie krążenia wód podziemnych.



Rys. 5.24. Schematyczna mapa geologiczna obszaru GZWP Chrzanów bez utworów czwartorzędowych (W i t k o w s k i i in., 2001)

1 – trzeciorzęd, 2 – jura górna, 3 – jura środkowa, 4 – trias górny, 5 – trias środkowy (wapień muszlowy) i trias dolny (ret) – węglanowy kompleks wodonośny, 6 – trias dolny – niższy pstry piasek, 7 – karbon, 8 – główne uskoki, 9 – linia przekroju hydrogeologicznego



Rys. 5.25. Przekrój hydrogeologiczny przez obszar GZWP Chrzanów (R u b i n i n., 2001)
 1 – czwartorzęd, 2 – jura dolna, 3 – trias górny, 4 – trias środkowy (wapień muszlowy) i trias dolny (ret) – węglanowy kompleks wodonośny, 5 – trias dolny – niższy pstry piaskowiec, 6 – perm, 7 – karbon produktywny, 8 – uskoki, 9 – studnie, 10 – szyby, 11 – zwierciadło wody w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu, 12 – kierunki przepływu wód podziemnych

5.2.1. Model warunków hydrogeologicznych

W profilu hydrogeologicznym obszaru, który syntetycznie przedstawiono na przekroju (rys. 5.25), występują cztery piętra wodonośne prowadzące wody użytkowe: czwartorzędowe i jurajskie, triasowe i karbońskie (Rózkowski, Wilk, red., 1980; Rózkowski, Chmura, Siemiński, red., 1997). Poziomy wodonośne w utworach czwartorzędu i jury mają nieciągłe rozprzestrzenienie i ograniczony zasięg występowania, co jest uwarunkowane budową geologiczną obszaru (rys. 5.24). Charakteryzuje je niska wodonośność i z tego względu nie mają znaczenia użytkowego. Poziomy te są izolowane od dołu albo występują w kontakcie hydraulicznym z niżej występującym węglanowym kompleksem wodonośnym triasu (rys. 5.25). Rozpoznanie hydrogeologiczne obydwu wymienionych poziomów jest bardzo słabe, niewystarczające do określenia rzeczywistego ich rozprzestrzenienia i warunków występowania oraz krążenia wód podziemnych (Kowalczyk i in., 1994; Szwarzynski, 2000).

Triasowe piętro wodonośne jest reprezentowane przez kompleks wodonośny serii węglanowej triasu, obejmujący poziomy wodonośne wapienia muszlowego i retu. Podrzednie występuje poziom wodonośny niższego pstrego piaskowca o zredukowanej miąższości i ograniczonym rozprzestrzenieniu oraz niewielkim zawodnieniu. Szczelinowo-krasowy zbiornik Chrzanów stanowi izolowana struktura synklinalna i zrębowa utworów węglanowych triasu. Granice jego mają charakter erozyjno-tektoniczny (Rózkowski, Chmura, Siemiński, red., 1997). Miąższość węglanowego kompleksu wodonośnego zmienia się od około 20 m do 150 m.

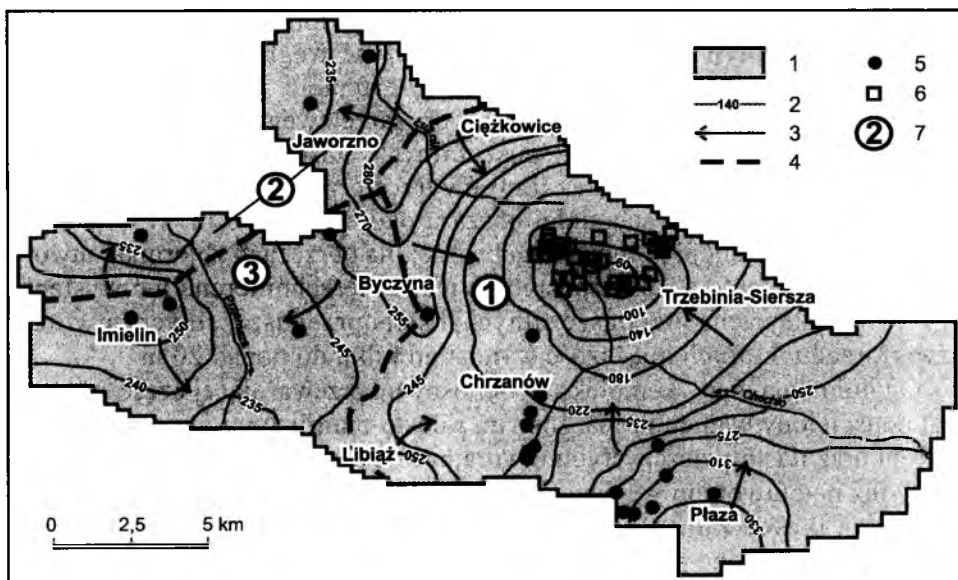
Kompleks wodonośny na znacznym obszarze swego występowania jest przykryty kompleksem słaboprzepuszczalnych, ilasto-mułowcowych utworów triasu górnego (kajpru) oraz iłowców trzeciorzędu (rys. 5.25). Ich miąższość osiąga w części wschodniej obszaru około 200–250 m. W części południowej, zachodniej i północno-zachodniej, na obrzeżach zbiornika, utwory węglanowe odsłaniają się bezpośrednio na powierzchni terenu lub występują pod przykryciem przepuszczalnych i słaboprzepuszczalnych utworów czwartorzędu, których miąższość wynosi od kilku do ponad 20 m.

Od dołu omawiany kompleks wodonośny na przeważającej części obszaru jest podścielony wapienno-marglistymi i ilasto-marglistymi utworami dolnego retu oraz ilasto-piaszczystymi utworami niższego pstrego piaskowca. Niekiedy tuż pod utworami węglanowymi retu, lub obocznie w stosunku do nich, występują iłowce zaliczane do karbonu i permu. Wszystkie wymienione tu utwory są traktowane jako izolujące i stanowią spąg opisywanego kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu (Rózkowski, Wilk, 1980; Szwarzynski, Kryza, 1989).

Zwierciadło wody w węglanowym kompleksie wodonośnym jest swobodne w obszarach wychodni i pod przykryciem utworami słaboprzepuszczal-

nymi kajpru, w rejonie najgłębszego zdrenowania górotworu wokół kopalni „Trzebieńka”. W pozostałej, zakrytej części obszaru jest ono napięte.

Aktualny układ pola hydrodynamicznego w zbiorniku triasowym jest uwarunkowany skomplikowaną, blokową budową geologiczną obszaru oraz silnym przekształceniem systemu krążenia wód na skutek odwadniania kopalni i eksploatacji ujęć studziennych. W przedstawionym na mapie układzie hydroizohips (rys. 5.26) zaznacza się jedna rozległa głęboka strefa depresyjna ukształtowana wokół kopalni „Trzebieńka”. Wyróżniają się także dwie strefy elewacji zwierciadła wody, wzdłuż których biegną działy wód podziemnych dzielące zbiornik na trzy części przynależne do różnych zlewni wód podziemnych. Pierwsza z nich ma podstawę drenażu w wyrobiskach kopalni „Trzebieńka” i obejmuje swym zasięgiem wschodnią część zbiornika, a dwie pozostałe zlewnie mają podstawy drenażu zlokalizowane poza obszarem zbiornika. Podstawa drenażu drugiej zlewni, obejmującej północno-wschodnią część zbiornika, jest usytuowana w rejonie kopalni „Jaworzno”, w kierunku której odpływają wody kompleksu triasowego i są drenowane za pośrednictwem przepuszczalnych utworów czwartorzędu, już poza obszarem zbiornika. W trzeciej zlewni, obejmującej południowo-zachodnią część zbiornika, wody podziemne odpływają w kierunku doliny Przemszy, która jest otwarta w kierunku doliny Wisły. Można zatem przyjąć, że dolina Wisły stanowi regionalną podstawę drenażu wód podziemnych dla tej zlewni.

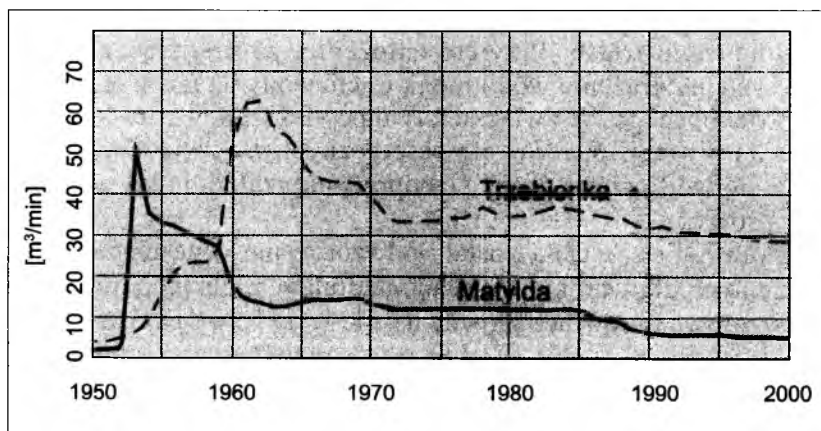


Rys. 5.26. Mapa hydrogeologiczna GZWP Chrzanów

1 – obszar modelu GZWP Chrzanów, 2 – hydroizohipsy wg stanu w 1998 r., m n.p.m., 3 – kierunki przepływu wód podziemnych, 4 – działy wód podziemnych, 5 – studnie, 6 – główne dopływy wód do kopalni „Trzebieńka”, 7 – numery zlewni wód podziemnych

Zasilanie kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu zależy od stopnia przykrycia nieprzepuszczalnym nadkładem. Głównymi obszarami alimentacji są strefy bezpośrednich wychodni skał serii węglanowej lub będące pod cienkim przykryciem na ogół przepuszczalnych osadów czwartorzędu. Zasilanie pośrednie odbywa się w drodze przesączania poprzez słabo-przepuszczalne utwory miocenu, jury i kajpru, o czym świadczą obserwowane, słabe, dopływy wód z tych utworów do wyrobisk górniczych kopalni „Trzebionka” (Szuwaryński, 2000). Inne źródło zasilania w aktualnej sytuacji hydrodynamicznej stanowią infiltrujące rzeki, płynące w obszarach wychodni triasowego kompleksu wodonośnego. Potwierdzone badaniami terenowymi są ucieczki wody z potoków Chechło (Wilk, 1969) i Łużnik (Rózkowski, Wilk, red., 1980; Kowalczyk i in., 1994). Dodatkowymi źródłami zasilania mogą być straty wody w sieci wodociągowej oraz rozproszone zrzuty ścieków, gdyż teren jest objęty siecią wodociągów i bardzo słabo skanalizowany. Na podstawie badań hydrochemicznych dopływów wód do najniżej położonych wyrobisk kopalni „Trzebionka” stwierdza się, że na skutek obniżenia ciśnień w kompleksie wodonośnym triasu możliwe jest również ascenzyjne przesączanie wód z utworów karbonu w strefach dyslokacji (Kryza i in., 1995; Motyka i in., 1999).

Stwierdzony badaniami drenaż wód triasowego kompleksu wodonośnego wyrobiskami górniczymi ma miejsce tylko w kopalni „Trzebionka”. Pobór wody z tej kopalni, pierwotnie wysoki, rzędu $1 \text{ m}^3/\text{s}$, od dłuższego czasu jest ustabilizowany na poziomie $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ (rys. 5.27). Pozostałe ośrodki górniczego drenażu wód, kopalnie rud kruszcowych „Matylda” i „Galman”, zostały przekształcone w ujęcia otworowe. Całkowita ilość wód drenowanych ujęciami studziennymi oraz wyrobiskami górniczymi kopalni „Trzebionka” z kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu w zasięgu analizowanego GZWP Chrzanów wynosiła maksymalnie w latach sześćdziesią-



Rys. 5.27. Dopływ wód do kopalni „Trzebionka” i „Matylda” (Szuwaryński, 2000)

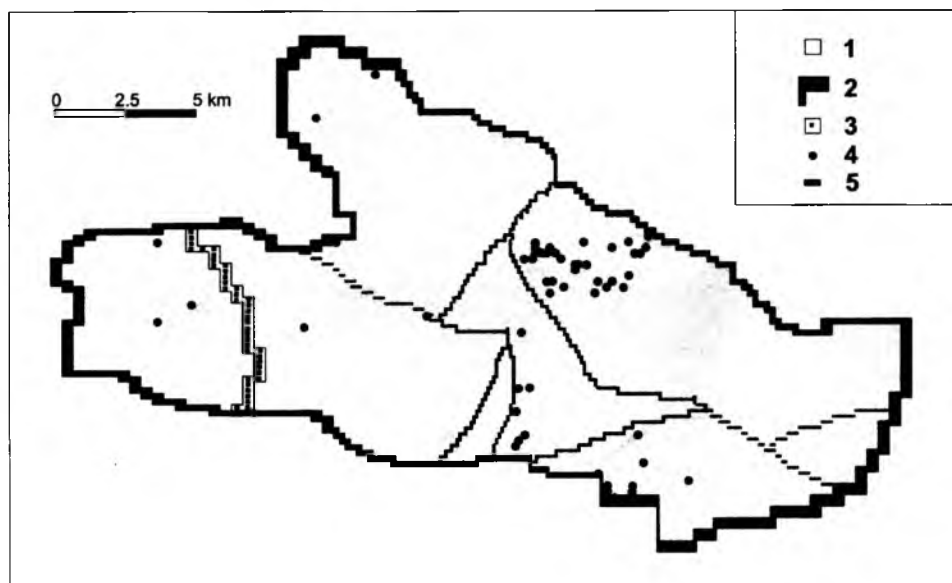
tych $1,17 \text{ m}^3/\text{s}$, a z końcem lat dziewięćdziesiątych ustabilizowała się na poziomie $0,84 \text{ m}^3/\text{s}$. W tej ilości około $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ drenuje kopalnia „Trzebionka”, a $0,34 \text{ m}^3/\text{s}$ drenują pozostałe ujęcia. Intensywność antropogenicznego drenażu wód przez górnictwo i ujęciami studziennymi, wyrażona wartością modułową w odniesieniu do całkowitej powierzchni zbiornika (273 km^2), wynosi przeciętnie $3,1 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$.

5.2.2. Numeryczny model systemu wodonośnego

Dla przedstawionego schematu warunków hydrogeologicznych opracowano model numeryczny obejmujący swym zasięgiem obszar zbiornika o powierzchni 273 km^2 . Ze względu na ograniczone rozprzestrzenienie poziomów wodonośnych w utworach czwartorzędu i jury, ich dużą niejednorodność i niewielką wodonośność, jak również z powodu bardzo słabego ich rozpoznania zbudowano model jednowarstwowy reprezentujący kompleks wodonośny serii węglanowej triasu. Górną granicę modelu stanowi swobodne zwierciadło wody, a w obszarach zwierciadła napiętego granicą jest strop utworów przepuszczalnych węglanowego kompleksu wodonośnego. Granicę dolną przyjęto jako nieprzepuszczalną w spągu tego kompleksu. Granice boczne modelu: południowo-wschodnia, wschodnia i północno-wschodnia przebiegają wzdłuż działów wód podziemnych, pozostałe zaś przebiegają wzdłuż maksymalnego zasięgu triasowego kompleksu wodonośnego. Odwzorowano je warunkiem III rodzaju (rys. 5.28).

Odwzorowano również rzekę Przemszę, natomiast w tej fazie badań modelowych nie odwzorowano innych mniejszych rzek, jak Chechło z dopływami i drobnymi ciekami, które w warunkach głębokiego zdrenowania górotworu znajdują się powyżej zwierciadła wód podziemnych w kompleksie wodonośnym triasu. Przyjęto założenie, że drenują one najpłytsze, lokalne systemy krążenia wód i mogą tracić wody na rzecz głównego kompleksu wodonośnego. W związku z tym powiększają wartość zasilania pionowego z infiltracji opadów atmosferycznych na wychodniach i z przesączania się wód przez utwory słaboprzepuszczalne, przykrywające kompleks triasowy.

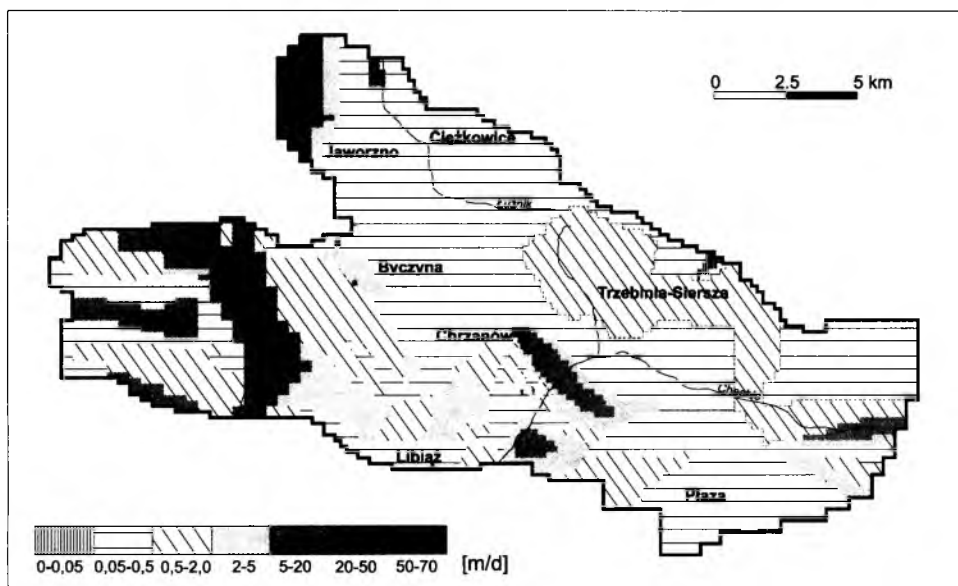
Niektóre mniejsze ciekły zostały odwzorowane w następnej fazie badań symulacyjnych dla warunków pseudonaturalnych, bez poboru wód z systemu. Odwzorowano również główne uskoki (rys. 5.28). Drenaż wód wyrobiskami górniczymi kopalni „Trzebionka” odwzorowano studniami fikcyjnymi rozmieszczonymi w obszarze wyrobisk, przypisując im pobór wody odpowiadający szacowanym dopływom. Drenaż ten, jak i inne studnie eksploatujące wody w zbiorniku odwzorowano warunkiem II rodzaju. Symulowany łączny pobór wody wynosi $72\,868 \text{ m}^3/\text{d}$.



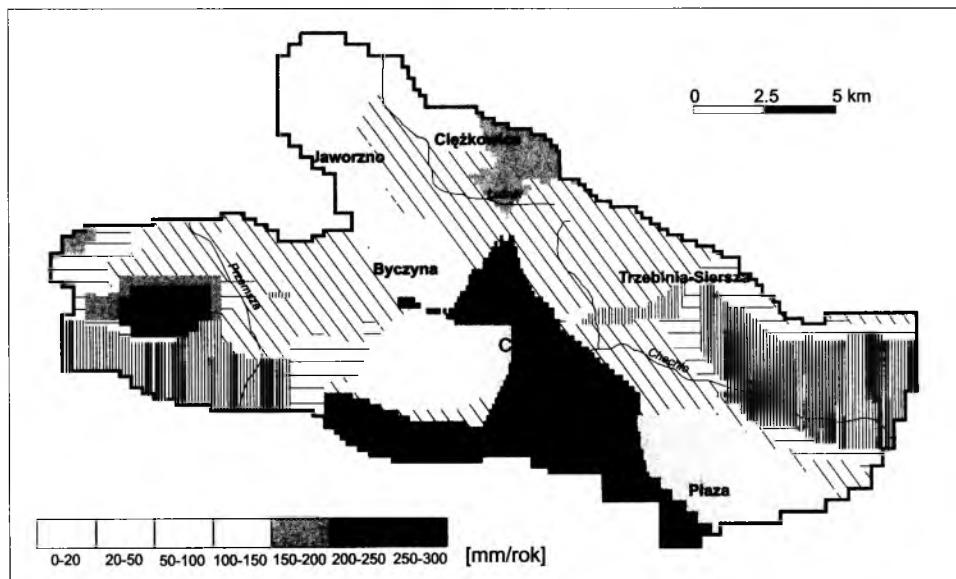
Rys. 5.28. Mapa modelu numerycznego GZWP Chrzanów

1 – bloki z warunkiem III rodzaju na brzegu obszaru modelu, 2 – bloki z warunkiem II rodzaju – zasilanie z powierzchni, 3 – bloki z warunkiem III rodzaju na rzekach, 4 – bloki z warunkiem II rodzaju odwzorowujące pobór wody studniami i z wyrobisk kopalni „Trzebionka”, 5 – uskoki odwzorowane na modelu jako bariery słaboprzepuszczalne

Kalibracja modelu przebiegała wieloetapowo dla stanów wód podziemnych z lat 1997–1999, a wyniki wstępnych modeli były publikowane (Kowalczyk i in, 1998; Kowalczyk, 1999; Rubin i in., 2001). Należy podkreślić, iż w rozważanym obszarze o położeniu zwierciadła wody w kompleksie triasowym decyduje niezmiennie w czasie położenie i głębokość stref drenażowych związanych z górnictwem. Z tego powodu ogólny kształt powierzchni zwierciadła wody i stan warunków hydrodynamicznych nie zmieniał się w tym okresie, o czym świadczy między innymi praktycznie stały w ostatnich latach dopływ wody do kopalni „Trzebionka” (rys. 5.27). Nie wielkie zmiany położenia zwierciadła wody, rzędu 1–5 m, można uznać za nieznaczne w stosunku do całkowitej różnicy położenia tego zwierciadła w zbiorniku, przekraczającej 200 m. Dlatego też można przyjąć, że przedstawiona na rys. 5.26 mapa hydroizohips jest miarodajna dla warunków z końca lat dziewięćdziesiątych. Określone w wyniku kalibracji rozkłady głównych parametrów modelu, współczynnika filtracji i zasilania pionowego kompleksu triasowego przedstawiono na rys. 5.29 i 5.30. Uzyskany mozaikowy rozkład wartości wskaźnika zasilania węglanowego kompleksu wodonośnego triasu jest wynikiem tarowania modelu. Jednakże wyraźnie nawiązuje on do stopnia zakrycia tego kompleksu utworami słaboprzepuszczalnymi triasu górnego i trzeciorzędu o znacznej miąższości. W tych obszarach wskaźnik zasilania jest najniższy i nie przekracza 50 mm/rok (rys. 5.30).

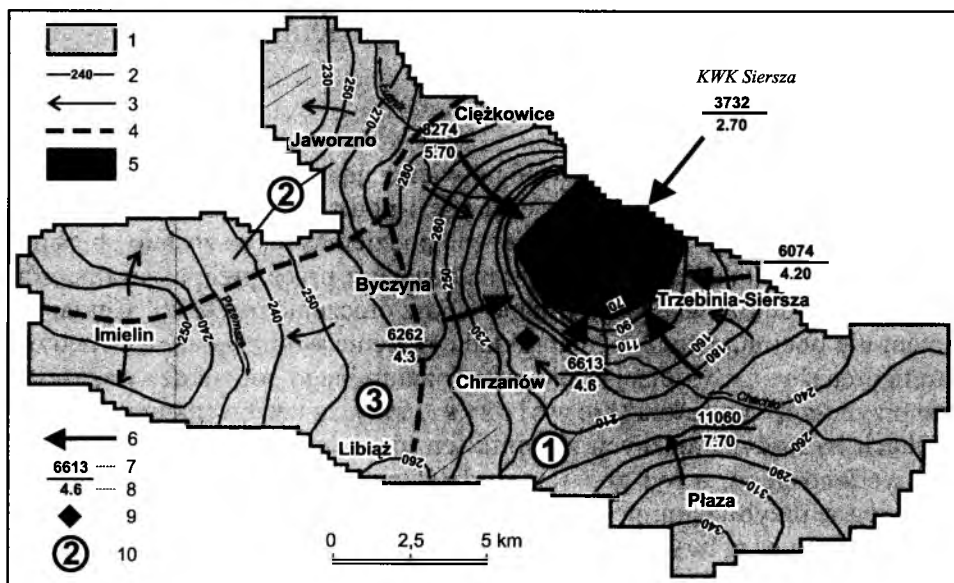


Rys. 5.29. Mapa współczynnika filtracji węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w GZWP Chrzanów; wynik kalibracji modelu



Rys. 5.30. Mapa wskaźnika zasilania pionowego węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w GZWP Chrzanów; wynik kalibracji modelu

Ocena prawidłowości kalibracji modelu opierała się na uzyskanej, zadowalającej zgodności ogólnego kształtu zwierciadła wody przedstawionego na mapie wejściowej (rys. 5.26) i na mapie modelowej (rys. 5.31), oddającej kształt powierzchni zwierciadła wody w obszarze zbiornika. Drugim kry-



Rys. 5.31. Mapa hydroizohips węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w GZWP Chrzanów. Wynik symulacji modelowej stanu z poborem wód w 1998 roku

1 – hydroizohipsy, m n.p.m., 2 – kierunki przepływu wód podziemnych, 3 – działy wód podziemnych, 4 – obszar górniczy kopalni „Trzebieńka”, 5 – główne kierunki dopływu wód do kopalni „Trzebieńka”; wartość dopływu, 6 – m³/d, 7 – m³/min, 8 – szyb Józef nieczynnej kopalni „Matylda”, 9 – numery zlewni wód podziemnych

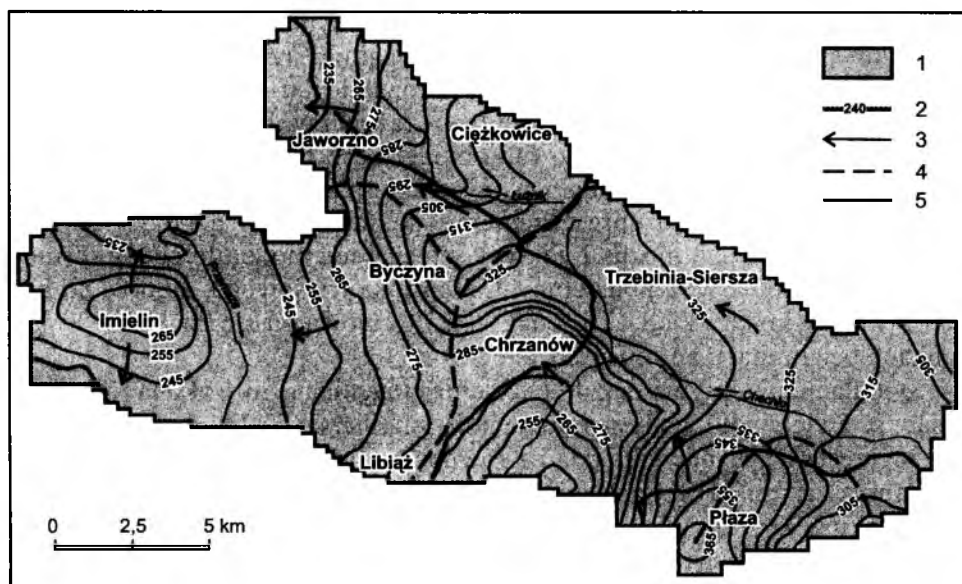
terium oceny kalibracji była uzyskana zgodność symulowanych na modelu kierunków i wielkości dopływów wód do kopalni „Trzebieńka” (rys. 5.31) z dopływami szacowanymi w wyrobiskach kopalni (Rubin i in., 2001). Wyniki te, jak również domykający się bilans krążenia wód (tab. 5.7) dają podstawę do stwierdzenia, że zbudowany model koresponduje z rozpoznaniem schematem warunków hydrogeologicznych zbiornika chrzanowskiego. Mimo ograniczeń związanych z uproszczeniem systemu wodonośnego do schematu jednowarstwowego można było wykorzystać ten model do oceny formowania się zasobów wód podziemnych zbiornika triasowego, a także do badań symulacyjnych układu krążenia wód i formowania się zasobów w warunkach bez drenażu antropogenicznego.

Symulację przepływu bez drenażu antropogenicznego wykonano, zakładając, że zwierciadło wody w rejonie kopalni „Siersza” odbuduje się na skutek zaprzestania jej odwadniania i z równoczesnym zachowaniem aktualnego stanu zwierciadła wody w rejonie oddziaływania drenażu w obszarze jaworznickich kopalń węgla kamiennego. Warunki te symulowano przez wyłączenie poboru wody w obszarze modelu i odwzorowanie na brzegach modelu stanów zwierciadła wody odpowiadających opisanym warunkom (Rubin i in., 2001). Ponadto odwzorowano większe cieki wód powierzchniowych, które w warunkach zbliżonych do pierwotnych mogą drenować wody podziemne zbiornika triasowego.

5.2.3. Układ krążenia i bilans wód podziemnych oraz jego zmiany

Wykonane badania symulacyjne potwierdzają przyjęty schemat krążenia wód w obszarze zbiornika. Jego cechą jest podział systemu wodonośnego zbiornika triasowego na trzy zlewnie wód podziemnych, co zostało objaśnione wcześniej, a także jego otwarcie na zewnątrz przez przepuszczalne granice boczne umożliwiające wymianę wód z otoczeniem. GZWP Chrzanów zatem nie obejmuje zamkniętego układu krążenia wód z jedną, wewnętrzną strefą drenażową. Symulacja stanu pseudonaturalnego potwierdza wcześniejsze przypuszczenia autora (K o w a l c z y k, 1999), że także w naturalnych warunkach hydrodynamicznych zbiornik ten nie stanowił zamkniętego systemu wodonośnego, a był podzielony działami wód podziemnych, których przebieg w przybliżeniu pokrywa się z głównymi działami wód powierzchniowych pomiędzy trzy różne systemy wodonośne, związane z rzekami: Białą Przemszą, Przemszą i Wisłą przez zlewnię Chechła (rys. 5.32).

Porównanie modelowych map hydroizohips dla stanu z 1998 roku (rys. 5.31) i pseudonaturalnego (rys. 5.32) wskazuje, iż w ogólnym zarysie układ krążenia wód w warunkach intensywnego drenażu antropogenicznego uległ znacznemu przekształceniu. Istotne jego zmiany polegają na ogólnym obniżeniu się powierzchni zwierciadła wody i wytworzeniu się lokal-



Rys. 5.32. Mapa hydroizohips węglanowego kompleksu wodonośnego triasu dla stanu pseudonaturalnego – bez poboru wód; wynik symulacji modelowej

104 1 – granica modelu GZWP Chrzanów, 2 – hydroizohipsy, m n.p.m., 3 – kierunki przepływu wód podziemnych, 4 – dział wód podziemnych, 5 – dział wód powierzchniowych

nego systemu krążenia wód wokół strefy drenażowej związanej z odwadnianiem wyrobisk kopalni „Trzebionka”. Obserwowane maksymalne obniżenie zwierciadła wody w centrum tej strefy wynosi około 260 m.

Tabela 5.7

Bilans krążenia wód podziemnych w GZWP Chrzanów [A = 273 km²] dla warunków hydrodynamicznych ukształtowanych eksploatacją wód. Wynik symulacji modelowej

Warunki z eksploatacją wód				Warunki bez eksploatacji wód
Składniki bilansu	[m ³ /d]	[dm ³ /skm ² /mm/rok]	[%]	[m ³ /d/dm ³ /skm ²]
Zasilanie				
– zasilanie pionowe, w tym:	75 791	3,21/101	74,7	75 791
w obszarze odkrytym ¹⁾ – infiltracja	53 772	/141		
w obszarze zakrytym ²⁾ – przesączanie	22 019	/61		
– dopływ boczny	23 186		22,8	5 616
– infiltracja z rzek	2 505 ³⁾		2,5	1 987 ⁴⁾
R a z e m	101 482	4,3/135	100,0	83 394/3,5
Drenaż				
– drenaż antropogeniczny razem:	72 868	3,1/97,4	71,8	0
drenaż górniczy (kop. „Trzebionka”)	44 453			
pobór ujęciami	28 415			
– odpływ boczny	18 406		18,1	42 768
– drenaż do rzek	10 208 ³⁾		10,1	40 694 ⁴⁾
R a z e m	101 482	4,3/135	100,0	462/3,5

¹⁾ Powierzchnia obszaru – 139 km².

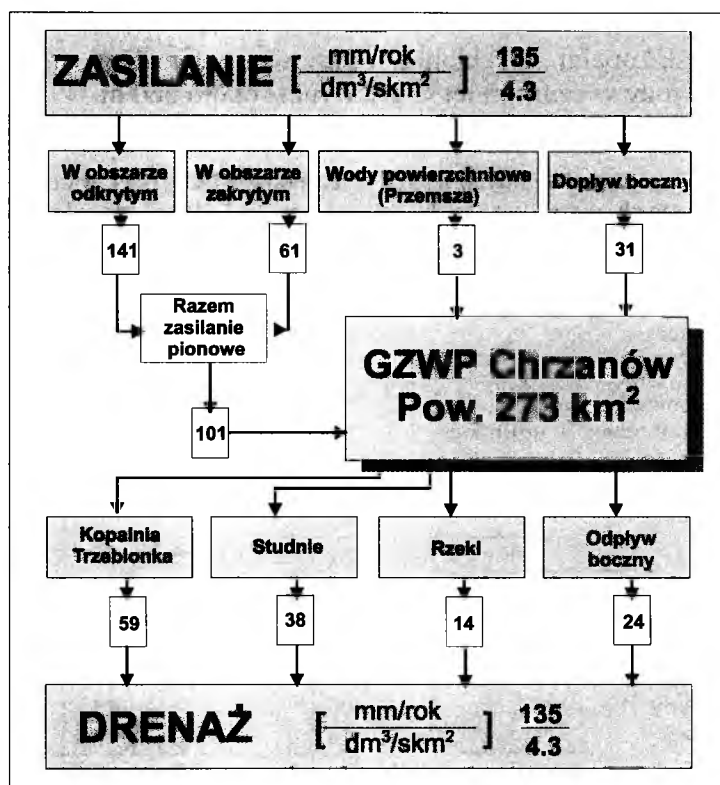
²⁾ Powierzchnia obszaru – 134 km².

³⁾ Uwzględniona tylko Przemsza.

⁴⁾ Uwzględniona Przemsza oraz inne rzeki, według mapy – rys. 5.32.

Przedstawione w tab. 5.7 bilanse krążenia wód podziemnych potwierdzają, że analizowany system jest otwarty dla przepływów bocznych w obydwu analizowanych stanach warunków hydrodynamicznych. Objawia się to zmieniającym natężeniem przepływu przez te granice, ze zmiennością znaku włącznie, z tym że w symulacji stanu pseudonaturalnego dominuje odpływ poza obszar zbiornika na przeważającej długości granic. W symulacji stanu aktualnego całkowity drenaż wód wyrobiskami kopalni „Trzebionka” i ujęciami studziennymi stanowi blisko 72% sumy bilansowej. Intensywność drenażu wód odniesiona do powierzchni zbiornika wynosi średnio 3,1 dm³/skm² (97 mm/rok). Względny udział przepływów bocznych w sumie bilansowej jest stosunkowo wysoki, gdyż dopływ boczny stanowi blisko 23% i lokalizuje się głównie wzdłuż północnej granicy zbiornika, a odpływ poza obszar bilansowy osiąga 18,5%.

Głównym źródłem zasilania zbiornika jest zasilanie pionowe. Stanowi ono blisko 75% całkowitej sumy zasilania i wynosi przeciętnie 3,2 dm³/skm² (101 mm/rok). Powiązanie zidentyfikowanych w symulacji modelowej i zestawionych w tab. 5.7 składników bilansu krążenia wód w zbiorniku zilustrowano na rys. 5.33.



Rys. 5.33. Schemat struktury bilansu krążenia wód systemu wodonośnego GZWP Chrzanów dla stanu z poborem wód w 1998 roku według wyników symulacji z tab. 5.7

W bilansie stanu pseudonaturalnego zwraca uwagę przede wszystkim znacznie niższa suma bilansowa obszaru. Odpowiada jej średni moduł drenażu $3,5 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ (112 mm/rok). Bardzo niski jest także względny udział zasilania bocznego zbiornika – około 7% i zarazem stosunkowo wysoki odpływ boczny – 51%. Taka struktura bilansu mimo uproszczeń i bardzo szacunkowych wartości jego składowych podobnie jak układ krążenia wód potwierdza wcześniej sformułowany wniosek odnoszący się do naturalnych warunków krążenia wód o powiązaniach zbiornika triasowego z otoczeniem oraz o jego rozdzieleniu pomiędzy odrębne systemy krążenia wód. Z badań tych wynika, że obszar rozważanego zbiornika w warunkach naturalnych był obszarem zasilania wód podziemnych systemów wodonośnych zlewni rzek: Białej Przemszy, Przemszy i Wisły.

6. Zasoby wód podziemnych GZWP triasu śląsko-krakowskiego i ich zmiany w warunkach drenażu antropogenicznego wód

6.1. Zasoby wód podziemnych

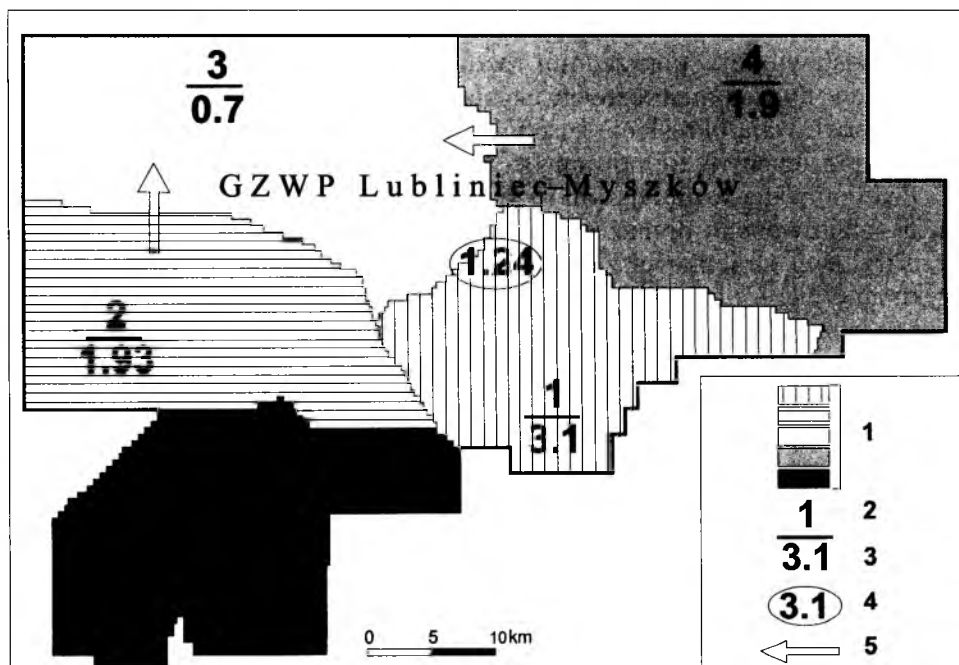
Przedstawione w poprzednim rozdziale bilanse wód podziemnych dla warunków hydrodynamicznych ukształtowanych poborem wód i bez poboru umożliwiają określenie zasobów wód podziemnych, identyfikację ich źródeł oraz zmiany w formowaniu się tych zasobów wywołane poborem wód.

Prezentowana w niniejszym rozdziale ocena zasobów odnosi się do stanu ukształtowanego drenażem antropogenicznym wód. W celu określenia przestrzennej zmienności zasobów w zasięgu analizowanych zbiorników wykonano bilanse cząstkowe dla wydzielonych na potrzeby obliczeń obszarów zasobowych wód podziemnych. Było to możliwe dzięki zastosowaniu programu obliczeniowego „Water Budget-Zones” z pakietu Modflow (McDonald, Harbaugh, 1988). Nie wchodząc w szczegóły dotyczące podstaw wydzielenia tych obszarów należy wyjaśnić, iż ocena zasobów w podziale na obszary jest uzasadniona dlatego, że warunki hydrogeologiczne decydujące o formowaniu się zasobów są bardzo zróżnicowane w granicach każdego z analizowanych zbiorników, a intensywność poboru wód jest rozłożona nierównomiernie. Czynniki te wpływają na zróżnicowany udział poszczególnych składników zasilania i w ogóle na zróżnicowanie zasobów w zbiornikach.

W celu uzupełnienia prezentowanej tu oceny zasobów trzech analizowanych zbiorników triasowych przedstawiono również ocenę zasobów wód podziemnych dla pozostałych dwóch zbiorników triasu śląsko-krakowskiego – Olkusz–Zawiercie i Bytom.

6.1.1. GZWP Lubliniec–Myszków

Jest to największy pod względem powierzchni z rozpatrywanych zbiorników. Jego zasoby wynoszą $2,51 \text{ m}^3/\text{s}$, a średni moduł zasobów tylko $1,24 \text{ m}^3/\text{skm}^2$ (tab. 6.1). Stanowią one około 30% zasobów całego wielowarstwowego systemu wodonośnego (por. rozdz. 5.1). Tak niskie zasoby tłumaczy przede wszystkim zakrycie warstwą utworów słaboprzepuszczalnych triasu górnego, która zajmuje co najmniej 75% powierzchni zbiornika. Wrazem tego są niskie wartości modułowe zasobów w północnej, zakrytej części zbiornika, w obszarach o nr 3 i nr 4 (rys. 6.1), a stosunkowo wysokie w części południowej, tylko częściowo zakrytej warstwą utworów słaboprzepuszczalnych. Na zróżnicowanie zasobów w obrębie zbiornika triasowego wpływ ma niewątpliwie oprócz zróżnicowania warunków hydrogeologicznych i stopnia zakrycia także drenaż antropogeniczny wód. W obszarze 1. (rys. 6.1), który stanowi zlewnię dużego ujęcia studziennego, w zasadzie zamkniętą dla dopływu bocznego, intensywność tego drenażu jest ponadtrzykrotnie większa niż w obszarze 2. o zbliżonych warunkach zasilania „z góry”. Zasoby tego obszaru wyrażone wartością modułową też są większe o około 60%.



Rys. 6.1. Zasoby wód podziemnych triasowych GZWP Lubliniec–Myszków i Gliwice w podziale na obszary zasobowe

1 – obszary zasobowe, 2 – numer obszaru, 3 – moduł zasobów [dm^3/skm^2], 4 – moduł zasobów dla całego GZWP, 5 – kierunek dopływu wód z sąsiednich obszarów zasobowych

Potwierdzeniem dobrego ekranowania zbiornika triasowego, wpływającego na wartość jego zasobów, jest również zestawienie obliczonych w rozdz. 5.1.4.1 (tab. 5.1) modułów zasobowych poziomu czwartorzędu ($4,24 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$) i węglanowego kompleksu wodonośnego ($1,24 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$) wyrażające się stosunkiem $4,24 : 1,24$. Nie bez wpływu na niską wartość zasobów zbiornika triasowego jest ponadto dość dobre zamknięcie zbiornika na zasilanie z dopływu bocznego i to niezależnie od rozmiarów symulowanych wymuszeń eksploatacyjnych.

Tabela 6.1

Zasoby wód podziemnych triasowych GZWP

Lp.	Nazwa triasowego GZWP	Powierzchnia [km ²]	Opad [$\frac{\text{mm}}{\text{rok}}$] [$\frac{\text{dm}^3}{\text{skm}^2}$]	Drenaż antropogeniczny [$\frac{\text{m}^3/\text{s}}{\text{dm}^3/\text{skm}^2}$]	Zasilanie = zasoby		Źródło informacji
					[$\frac{\text{m}^3/\text{s}}{\text{dm}^3/\text{skm}^2}$]	[% opadu]	
1	Lubliniec–Myszków	2023	<u>731/826</u> 23,1/26,1	<u>1.55</u> 0,75	<u>2.51</u> 1,24	4,8	tab. 5.1, rozdz. 5.1
1a		2023		0	0,81 ¹⁾		
2	Gliwice	432	<u>696/787</u> 22,125	<u>0.86</u> 2,8	<u>1.51</u> 3,5	14	tab. 5.4, rozdz. 5.1
2a		356		0	3,0		
3	Chrzanów	273	<u>689/779</u> 21,8/24,7	<u>0.84</u> 3,1	<u>1.17</u> 4,3	17,4	tab. 5.7, rozdz. 5.2
4	Olkusz–Zawiercie	902	<u>717/810</u> 22,6/25,5	<u>5.6</u> 6,2	<u>6.5</u> 7,2	28,2	Witkowski i in., 2000
5	Bytom	180	<u>710/802</u> 22,5/25,4	<u>1.41</u> 7,86	<u>1.41</u> 7,86	30,9	Kropka, 2002a
	R a z e m	3810	–	<u>10.26</u> –	<u>13.10</u> –	–	

¹⁾ Według symulacji stanu pseudonaturalnego.

Należy zwrócić uwagę na fakt, że określone zasoby wód podziemnych dwóch głównych poziomów wodonośnych, czwartorzędu i triasu, tworzących wielowarstwowy system wodonośny nie sumują się, co wynika z układu krążenia wód w tym systemie. Są to bowiem zasoby dynamiczne właściwe każdemu z tych poziomów bilansowych, a równocześnie są one źródłem zasobów drugiego poziomu. Tak więc zasoby całego systemu wodonośnego określono na poziomie $4,1 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ (por. rozdz. 5.1.4.1, tab. 5.3).

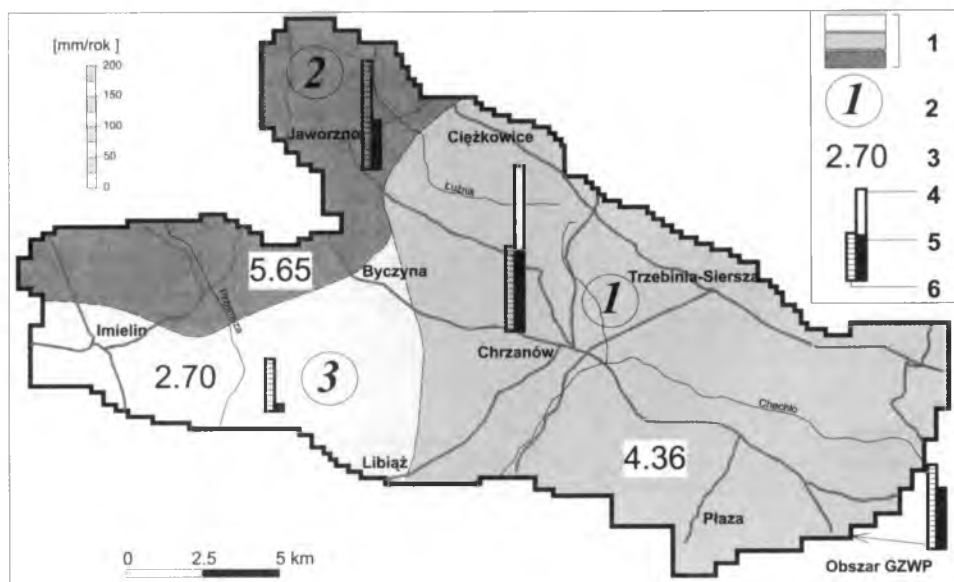
6.1.2. GZWP Gliwice

Zasoby zbiornika Gliwice wynoszą $1,51 \text{ m}^3/\text{s}$ ($3,5 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$; tab. 5.4, rys. 6.1). W stosunku do prawie pięciokrotnie większego sąsiedniego zbiornika Lubliniec–Myszków zasoby te, w wartości bezwzględnej, są tylko niepełna dwukrotnie niższe. Natomiast wartość modułowa zasobów jest prawie trzykrotnie wyższa. Wiąże się to z dobrymi warunkami zasilania pionowego z różnych źródeł możliwe ze względu na stosunkowo niewielką powierzchnię zakrycia zbiornika warstwą utworów słaboprzepuszczalnych i z intensywnym drenażem antropogenicznym wód, którego natężenie wynosi przeciętnie $2,8 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$.

6.1.3. GZWP Chrzanów

Zasoby GZWP Chrzanów, najmniejszego z trzech analizowanych zbiorników, wynoszą $1,17 \text{ m}^3/\text{s}$, a w wartościach modułowych są wyższe niż zasoby każdego z dwóch omówionych zbiorników i wynoszą $4,3 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$. Najwyższy jest też moduł drenażu antropogenicznego, który wynosi $3,1 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$. Jednakże jego rozłożenie jest nierównomierne w obszarze zbiornika i w zależności od obszaru zasobowego zmienia się od $0,58 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ w obszarze nr 3 (rys. 6.2) do $3,9 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ w obszarze nr 1 (obszar zasilania kopalni „Trzebionka”).

Warunki zasilania zbiornika są zróżnicowane, ale na znacznym obszarze korzystne. Odzwierciedleniem tych warunków, a także nierównomiernego rozłożenia drenażu wód jest duże zróżnicowanie zasobności węglanowego kompleksu wodonośnego – od $2,7 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ (85 mm/rok) w obszarze 3. (rys. 6.2), praktycznie zakrytym słaboprzepuszczalnymi utworami kajpru i trzeciorzędu, i słabo eksploatowanym, do $5,6 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ (177 mm/rok) w obszarze 2., odsłoniętym dla infiltracji opadów i wód powierzchniowych i intensywnie drenowanym także poza granicami zbiornika. W obszarze 1. zasoby wynoszące $4,36 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ (137 mm/rok) zasadniczo są drenowane w całości wyrobiskami kopalni „Trzebionka” oraz ujęciami studziennymi. Równocześnie szacuje się, że przepływający przez ten obszar potok Chechło mimo stwierdzanych ucieczek wody z koryta jest zasilany wodami z płytkich warstw wodonośnych, które nie są drenowane przez kopalnię, w ilości przeciętnie $4,58 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ (Kowalczyk i in., 1994). Sumując zasilanie tych dwóch ośrodków drenażu wód podziemnych – kopalni z ujęciami oraz rzeki – uzyskamy wartość około $8,9 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ (281 mm/rok). Jest to drenaż wód podziemnych w rozważanym obszarze zasobowym 1., w wielo-
110 warstwowym systemie wodonośnym, na który składa się nie tylko węgla-



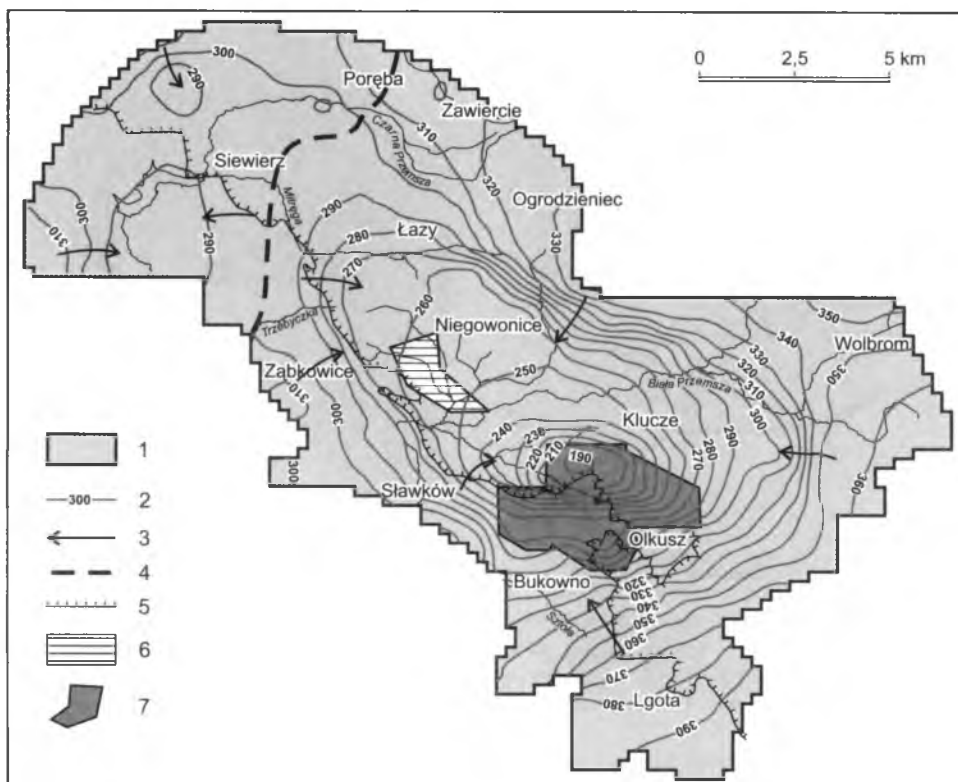
Rys. 6.2. Zasoby wód podziemnych GZWP Chrzanów w podziale na obszary zasobowe 1 – obszary zasobowe, 2 – numer obszaru, 3 – moduł zasobów [dm^3/skm^2], 4 – drenaż wód podziemnych do rzek [mm/rok], 5 – drenaż antropogeniczny wód zbiornika triasowego [mm/rok], 6 – zasoby triasowego kompleksu wodonośnego [mm/rok]

nowy kompleks wodonośny, lecz także przypowierzchniowe warstwy wodonośne objęte płytszym systemem krążenia wód i drenowane przez cieki powierzchniowe. Liczbę tę można zatem traktować jako miernik zasobów wód podziemnych systemu wodonośnego w tym obszarze zasobowym, w którym przynajmniej 50% stanowią zasoby triasowego kompleksu wodonośnego, szczyptywane prawie w całości drenażem antropogenicznym.

6.1.4. GZWP Olkusz–Zawiercie

Zasoby zbiornika Olkusz–Zawiercie, zajmującego powierzchnię 902 km^2 , obliczono na podstawie wyników badań modelowych zawartych w pracy archiwalnej wykonanej z udziałem autora (Witkowski i in., 2001). Zbiornik stanowi główny poziom wodonośny w wielowarstwowym systemie wód podziemnych, w skład którego wchodzi wyżej leżące poziomy wodonośne czwartorzędu i jury górnej, o mniejszym zasięgu niż zbiornik triasowy. Na znacznej części swego obszaru zbiornik ten jest zakryty słabo-przepuszczalnymi utworami triasu górnego (kajpru) i jury dolnej, środkowej i górnej (rys. 6.3).

W układzie krążenia wód podziemnych w omawianym zbiorniku zaznacza się wyraźny jego podział na dwa obszary: południowy – olkuski i pół- **111**



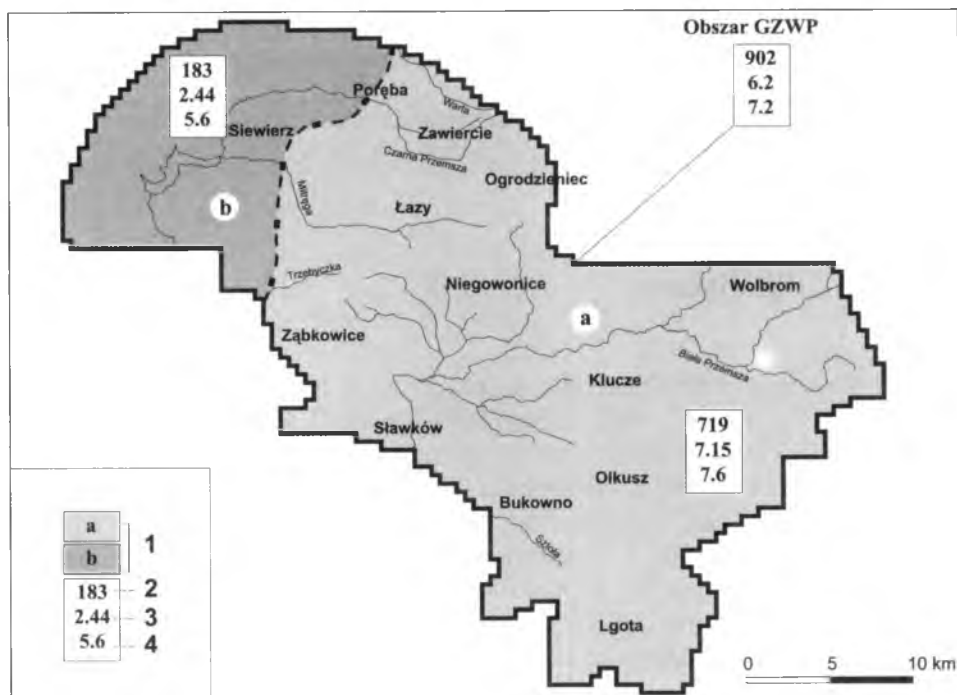
Rys. 6.3. Mapa hydrogeologiczna GZWP Olkusz–Zawiercie

1 – obszar modelu GZWP, 2 – hydroizohipsy, m n.p.m., 3 – kierunki przepływu wód podziemnych, 4 – dział wód podziemnych, 5 – zasięg występowania utworów słaboprzepuszczalnych triasu górnego, 6 – ujęcie Łazy Błędowskie, 7 – obszary górnicze kopalń olkuskiego rejonu rudnego

nocny – siewiersko-zawierciański (rys. 6.3). Obszar olkuski obejmuje swym zasięgiem znaczną część zlewni hydrogeologicznej kopalń rud cynku i ołowiu olkuskiego rejonu rudnego i dużego ujęcia studziennego w Łazach Błędowskich. Jest on drenowany bardzo intensywnie przez te ośrodki drenażu, a w niewielkim tylko stopniu przez rzeki (Sawicki, 2000). Maksymalne obniżenie zwierciadła wody w rejonie kopalń wynosi około 110–130 m w stosunku do jego pierwotnego położenia. Obszar północny jest drenowany przez rzekę Czarną Przemszę z dopływami oraz przez ujęcia studzienne.

Główne elementy bilansowo-zasobowe tego zbiornika triasowego w podziale na dwa wymienione obszary zasobowe przedstawiono na mapie (rys. 6.4). Drenaż antropogeniczny wód w zbiorniku dokonany przez górnictwo i ujęcia studzienne wynosi $5,59 \text{ m}^3/\text{s}$, z tego $5,13 \text{ m}^3/\text{s}$ przypada na obszar olkuski. W przeliczeniu na powierzchnię obszaru intensywność drenażu wynosi $6,2 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ ($195 \text{ mm}/\text{rok}$) w całym zbiorniku, a w części olkuskiej – $7,15 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ ($226 \text{ mm}/\text{rok}$). Należy podkreślić, że drenaż ten

112 jest odnoszony do obszaru bilansowego zawartego w granicach zbiornika tria-



Rys. 6.4. Zasoby wód podziemnych GZWP Olkusz–Zawiercie

1 – obszary zasobowe, numer obszaru, 2 – powierzchnia obszaru zasobowego [km²], 3 – moduł drenażu antropogenicznego wód podziemnych [dm³/skm²], 4 – moduł zasobów zbiornika triasowego

sowego, mimo że wiadomo, iż zlewnia podziemna strefy drenażowej kopalń olkuskich rozciąga się poza jego granice (Sawicki, 2000), i w związku z tym zbiornik ten jest otwarty na zasilanie z dopływu bocznego. Wiadomo także z cytowanych tu (i innych) prac (Haładus, 1988; Haładus, Motyka, 1992), że część wód podziemnych z wyżej leżących poziomów wodonośnych, głównie czwartorzędu i jury, zasila wody powierzchniowe. Z badań J. Sawickiego (2000) wynika, że zasilanie wód powierzchniowych Białej Przemszy i jej dopływów w obszarze olkuskim w okresie intensywnego drenażu górniczego w latach 1973–1997 wynosiło około 2,1 dm³/skm². Jeśli zatem zsumujemy te dwie składowe drenaże wód: antropogenicznego (kopalnie i ujęcia) – 7,15 dm³/skm² i do rzek – 2,1 dm³/skm², to otrzymany wynik – 9,25 dm³/skm² (292 mm/rok) będzie określał moduł zasobów wód podziemnych w całym wielowarstwowym systemie wodonośnym, w rejonie olkuskim tego zbiornika. Według badań J. Sawickiego (2000) całkowity drenaż wód (antropogeniczny i do rzek) w systemie wodonośnym zbiornika dla okresu 1973–1997 wynosi 8,12 dm³/skm², a zasilanie podziemne wód powierzchniowych w zlewni Białej Przemszy dla okresu poprzedzającego odwadnianie kopalń wynosi 8,82 dm³/skm², jest zatem zbliżone do wyniku autora (9,25 dm³/skm²). Różnice pomiędzy wynikami obliczeń zasobów nie są duże, jeśli zważyć prawdopodobne różnice pomiędzy przyjmowanymi do ob-

liczeń wartościami źródłowymi: powierzchni zlewni hydrogeologicznej strefy drenażowej kopalń olkuskich oraz drenażu górniczego wód. Różne są także zastosowane metody obliczeń.

W północnej części zbiornika zasoby wód podziemnych wyłącznie węglanowego kompleksu triasowego oszacowano na $5,6 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ (rys. 6.4).

6.1.5. GZWP Bytom

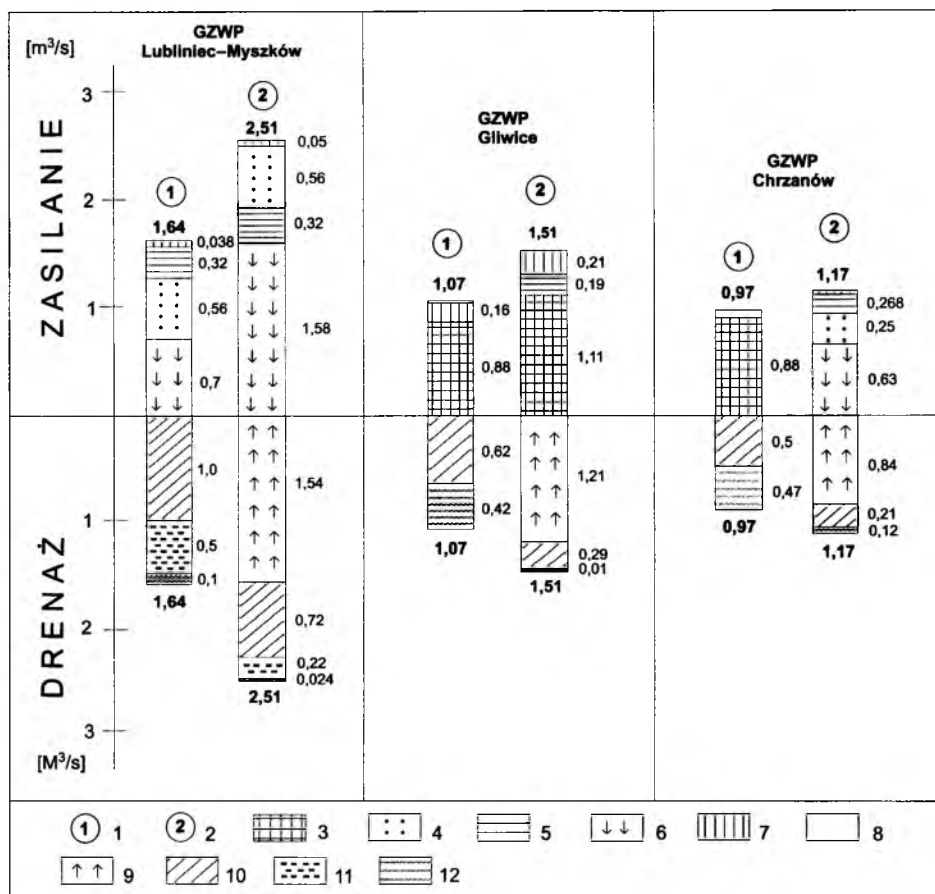
Prezentowana w tym rozdziale ocena zasobów wód podziemnych triasowego zbiornika Bytom została zaczerpnięta z pracy J. K r o p k i (2002a). Zasoby te określono na podstawie oceny drenażu wód do wyrobisk górniczych i ujęciami studziennymi. Powierzchnia obliczeniowa systemu wodonośnego niecki bytomskiej obejmującego swym zasięgiem zbiornik Bytom wynosi 180 km^2 (K r o p k a, 2002a). Zbiornik jest drenowany zarówno wyrobiskami górniczymi nieczynnych już kopalń rud cynku i ołowiu oraz nielicznymi ujęciami studziennymi, jak i zlokalizowanymi poniżej wyrobiskami górnictwa węgla kamiennego, maksymalnie do rzędnej 170 m n.p.m. (K r o p k a, R e s p o n d e k, 2000). Łączny drenaż wód przez górnictwo i w niewielkim stopniu ujęciami studziennymi w 2000 roku wynosił $1,41 \text{ m}^3/\text{s}$ (K r o p k a, 2002a), a w przeliczeniu na powierzchnię obszaru – $7,86 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ i 248 mm/rok. Wskaźniki drenażu określają wielkość zasobów odnawialnych wód podziemnych w tym zbiorniku. W obszarze zbiornika obserwuje się zróżnicowanie wymienionych wskaźników zasobowych od $6,53 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ (206 mm/rok) w części zachodniej do $13,95 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ (440 mm/rok) w części wschodniej. Istotny jest fakt, że prawie cały drenaż wód podziemnych jest kontrolowany w wyrobiskach górniczych i na ujęciach, co stanowi istotne uwiarygodnienie prezentowanych tu wskaźników zasobowych. Wysokie wartości modułowe zasobów, szczególnie we wschodniej części obszaru, wynikają najprawdopodobniej z udziału wód rzecznych i antropogenicznych w zasilaniu zbiornika. Zagadnienie to omówiono w rozdz. 7.3.

6.2. Źródła eksploatowanych zasobów wód podziemnych

Omawiając systemy wodonośne, których wody są intensywnie eksploatowane obecnie lub będą eksploatowane w przyszłości, nasuwa się pytanie, jakie są źródła eksploatowanych zasobów i w jakim stopniu uczestniczą one w zrównoważeniu tej eksploatacji. Odpowiedź na to pytanie można uzyskać, analizując strukturę bilansu wód badanego systemu wodonośnego i ilości-

wą ocenę zmian poszczególnych jego składowych w warunkach wymuszonych eksploatacją w stosunku do warunków naturalnych.

Przedstawiona wcześniej syntetyczna ocena zasobów wód podziemnych odnosi się do stanu hydrodynamicznego analizowanych systemów wodonośnych, ukształtowanego długotrwałym drenażem antropogenicznym wód. Ilościowej oceny udziału głównych źródeł zasilania zasobów dokonano na etapie wykonanych badań modelowych. Ich zestawienie zawierają tabele bilansowe dla poszczególnych zbiorników zamieszczone i omówione w rozdz. 5. Należy jednakże zastrzec, że bilanse zestawione dla warunków bez poboru wód dają tylko orientacyjne wartości poszczególnych składowych, ponieważ



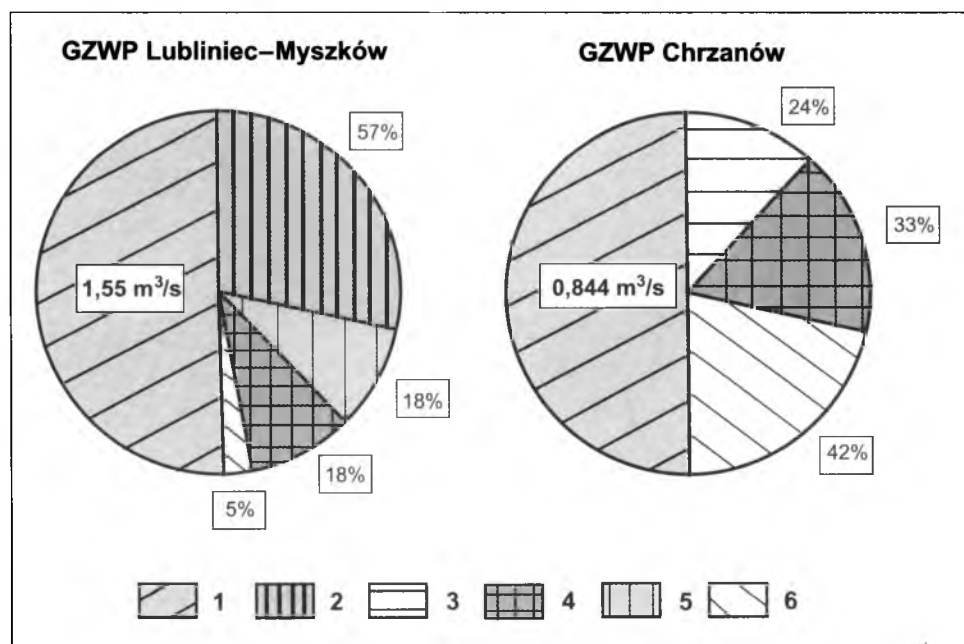
Rys. 6.5. Bilanse wód podziemnych zbiorników triasowych dla warunków z poborem i bez poboru wód

1 – bilans stanu z poborem wód, 2 – bilans stanu bez poboru wód; elementy zasilania: 3 – zasilanie pionowe „z góry” – infiltracja wód z powierzchni i przesączanie poprzez warstwę słaboprzepuszczalną, 4 – infiltracja wód z powierzchni, 5 – dopływ boczny, 6 – przesączanie, 7 – infiltracja wody z rzek, 8 – nie rozdzielone źródła zasilania; elementy drenażu: 9 – pobór wód – studnie i kopalnie, 10 – odpływ boczny, 11 – przesączanie wód „w górę” – do przypowierzchniowych poziomów wodonośnych, 12 – drenaż wód do rzek

zostały określone w drodze symulacji modelowej stanu pseudonaturalnego, bez możliwości weryfikacji modelu dla warunków naturalnych.

Z przedstawionych na rys. 6.5 oraz w tab. 6.2, 6.3 i 6.4 zestawień bilansów wód zbiorników Lubliniec–Myszków, Gliwice i Chrzanów dla stanów z poborem wód i bez poboru (pseudonaturalnych) wynika, że w każdym z tych trzech zbiorników zasoby wód w warunkach wymuszonych poborem, określone wartością zasilania, są większe odpowiednio o 53%, 41% i 21%. Ten przyrost zasilania w stosunku do stanu pseudonaturalnego odpowiada zasobom wzbudzonym tych zbiorników. Są one mniejsze niż pobór wód, jednakże w połączeniu z ograniczeniem drenażu naturalnego równoważą eksploatację wód.

Prezentowane na rys. 6.5 i 6.6 oraz w tab. 6.2, 6.3 i 6.4 zmiany bilansów wód wskazują na źródła i ilościowy ich udział w ogólnej wartości eksploatowanych zasobów. Źródła zasilania zasobów eksploatowanych zmieniają się w zależności od zbiornika. W zbiorniku Lubliniec–Myszków pobór wody jest w 57% zasilany ze zwiększonego przesączania wód z poziomów przypowierzchniowych (rys. 6.6), a w 43% jest uzupełniany ograniczeniem pierwotnego drenażu wód: odpływu bocznego i do rzek oraz przesączania do poziomu wodonośnego czwartorzędu. Na drenaż antropogeniczny wód



Rys. 6.6. Struktura zasilania zasobów wód podziemnych eksploatowanych w zbiornikach Lubliniec–Myszków i Chrzanów

1 – drenaż antropogeniczny wód, 2 – przesączanie „z góry” – z przypowierzchniowych poziomów wodonośnych, 3 – dopływ boczny, 4 – ograniczenie odpływu bocznego, 5 – ograniczenie przesączania „w górę” do przypowierzchniowych poziomów wodonośnych, 6 – ograniczenie drenażu do rzek

Tabela 6.2

Zmiany bilansu wód podziemnych w GZWP Lubliniec–Myszków [m^3/s]

Składnik bilansu	Stan hydrodynamiczny		Zmiana	
	aktualny (1)	pseudonaturalny (2)	(1)–(2)*	$\frac{(1)-(2)}{(2)}$ [%]
Zasilanie całkowite	2,51	1,64	0,87	0,53
1. Zasilanie pionowe „z góry”, w tym:	2,19	1,28	0,91**	71
– przesączanie	1,58	0,7	0,88	125
– infiltracja na wychodniach	0,56	0,56	–	
– infiltracja z rzek	0,05	0,038	0,012	
2. Dopływ boczny	0,32	0,32	–	
Drenaż	2,51	1,64	0,87	53
1. Drenaż antropogeniczny	1,54	0	–	
2. Drenaż wód do rzek	0,024	0,1	0,076**	
3. Przesączanie „w górę”	0,22	0,5	0,28**	–56
4. Odpływ boczny	0,72	1,0	0,28**	–28
Razem zmiana			1,55	

* Wartości bezwzględne.

** Suma tych wartości równoważy drenaż antropogeniczny wód.

w zbiorniku Chrzanów w 42% składa się zasilanie z uruchomionego dopływu bocznego (rys. 6.6) oraz z ograniczonego odpływu bocznego i drenażu wód do rzek. Podobna jest struktura zasilania zasobów wód w zbiorniku Gliwice (tab. 6.3), ale w tym przypadku intensywny drenaż antropogeniczny wód jest częściowo rekompensowany powiększeniem się obszaru zasilania tego zbiornika. Należy dodać, że w obydwu zbiornikach, w ich części zakrytej, gdzie występują przypowierzchniowe poziomy wodonośne, pobór wód prowadzi niewątpliwie do zintensyfikowania przesączania „z góry”. Jednakże

Tabela 6.3

Zmiany bilansu wód podziemnych w GZWP Gliwice [m^3/s]

Składnik bilansu	Stan hydrodynamiczny		Zmiana
	aktualny $A = 432 \text{ km}^2$ (1)	pseudonaturalny $A = 356 \text{ km}^2$ (2)	(1)–(2)* $dA = 76 \text{ km}^2$
1. Zasilanie całkowite:	1,51	1,07	0,44 (41%)
– zasilanie pionowe	1,11	0,88	0,23**
– infiltracja z rzek	0,19	0,021	0,169**
2. Dopływ boczny	0,21	0,16	0,145**
Drenaż	1,51	1,07	0,44
1. Drenaż antropogeniczny	1,21	0	–
2. Odpływ boczny	0,29	0,62	0,31**
3. Drenaż wód do rzek	0,015	0,42	0,385**
Razem zmiana			1,24

* Wartości bezwzględne.

** Suma tych wartości równoważy drenaż antropogeniczny wód.

Tabela 6.4

Zmiany bilansu wód podziemnych w GZWP Chrzanów [m³/s]

Składnik bilansu	Stan hydrodynamiczny		Zmiana
	aktualny $A = 273 \text{ km}^2$ (1)	pseudonaturalny $A = 273 \text{ km}^2$ (2)	(1)–(2) i [%]
Zasilanie całkowite:	1,17	0,97	0,20 (21%)
1. Zasilanie pionowe	0,88	0,88	0
– w obszarze odkrytym – infiltracja	0,25		
– w obszarze zakrytym – przesączanie	0,63		
– infiltracja z rzek	0,029	0,023	0,006**
2. Dopływ boczny	0,268	0,065	0,203** (312%)
Drenaż	1,17	0,97	0,63 (21)
1. Drenaż antropogeniczny	0,844	0	–
2. Odpływ boczny	0,213	0,495	0,282**
3. Drenaż wód do rzek	0,118	0,471	0,35**
Razem zmiana			0,844

* Wartości bezwzględne.

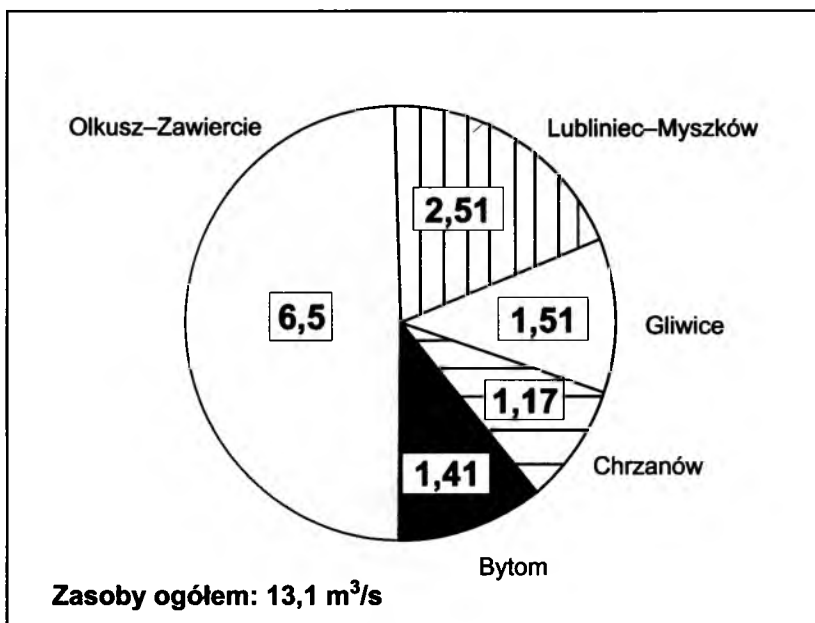
** Suma tych wartości równoważy drenaż antropogeniczny wód.

podobnie jak to ma miejsce w przypadku rzek, ilościowa ocena tej zmiany na modelu jednowarstwowym nie jest możliwa, ponieważ wartość przesączania jest zintegrowana w zasilaniu pionowym zbiornika.

*
* *
*

Łączne zasoby wód podziemnych głównych zbiorników triasu śląsko-kra-kowskiego wynoszą 13,1 m³/s. Odnoszą się one do powierzchni obliczeniowej tych zbiorników, która wynosi łącznie 3808 km². Z przedstawionego w tab. 6.1 zestawienia nie wynika związek wartości bezwzględnych zasobów z powierzchnią poszczególnych zbiorników. Wyraźne jest natomiast zróżnicowanie uśrednionych wartości modułowych zasobów pomiędzy zbiornikami. Największy pod względem powierzchni zbiornik Lubliniec–Myszków, zajmujący 50% powierzchni obszaru obliczeniowego, gromadzi niespełna 20% zasobów (rys. 6.7), a prawie 50% zasobów jest zgromadzone w zbiorniku Olkusz–Zawiercie, zajmującym około 23% powierzchni całkowitej. To zróżnicowanie zasobów jest uzasadnione różnorodnością warunków hydrogeologicznych w analizowanym obszarze triasu śląsko-kra-kowskiego, ale też intensywnością i rozmiarami drenażu antropogenicznego wód w poszczególnych zbiornikach.

Wysoki stopień zdrenowania zasobów ujęciami i w wyniku działalności górniczej, który w skali całego obszaru wynosi około 78%, w poszczególnych zbiornikach zmienia się w przedziale od 60% w zbiorniku Gliwice do 100% w zbiorniku Bytom (tab. 6.1). Porównując wskaźniki modułowe dre-

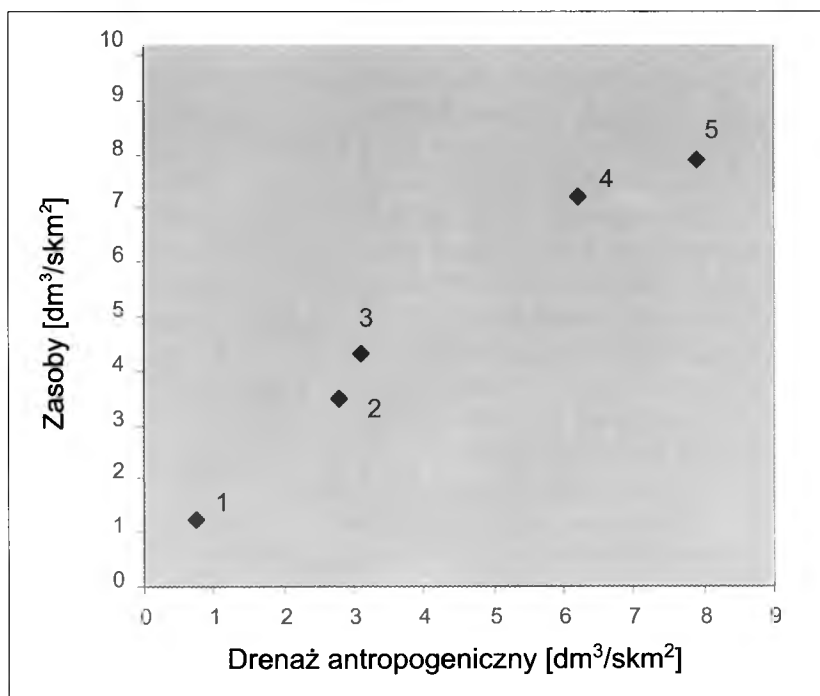


Rys. 6.7. Zasoby wód podziemnych triasowych GZWP [m³/s]

nażu i szacowanych zasobów należy zauważyć ścisłą zależność zasobów i drenażu antropogenicznego wód (rys. 6.8). Wynika z niej, że im wyższy moduł drenażu, tym większy moduł zasobów danego zbiornika. Zależność ta wiąże oceny zasobów wykonane dla pięciu zbiorników triasowych w drodze niezależnych, a nawet różnych co do metodyki badań i stanowi jakościowe potwierdzenie poprawności tych ocen.

Należy podkreślić, że określone w wyniku prezentowanych badań zasoby wód podziemnych zbiorników triasowych stanowią tylko część zasobów wielowarstwowych systemów wodonośnych, w których te zbiorniki występują. Na przykład wartości modułowe zasobów systemu wodonośnego zbiornika Lubliniec-Myszków wynoszą $4,16 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$, systemu zbiornika Chrzanów (w strefie drenażowej kopalni „Trzebionka”) – $8,9 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$, a systemu zbiornika Olkusz-Zawiercie (w części olkuskiej) – $9,25 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$.

Interesująco wypada porównanie zasobów zbiorników triasowych z opadami atmosferycznymi, będącymi głównym źródłem zasilania wód podziemnych. Zasoby zbiornika Lubliniec-Myszków stanowią zaledwie 4,8% opadów, zasoby zaś intensywnie drenowanych zbiorników Bytom i Olkusz-Zawiercie stanowią odpowiednio 28% i 31% opadów. Jeśli natomiast uwzględni się zasoby wielowarstwowych systemów wodonośnych Lubliniec-Myszków, Chrzanów (w obszarze zasobowym kopalni „Trzebionka”) i Olkusz-Zawiercie (w olkuskim obszarze zasobowym), to stanowią one w stosunku do opadów odpowiednio: 15,6%, 36% i 36,2%. Szczególnie wysokie wartości modułowe zasobów w stosunku do opadów atmosferycznych w systemach wo-



Rys. 6.8. Związek zasobów wód podziemnych z drenażem antropogenicznym GZWP triasu śląsko-krakowskiego; numery GZWP według tab. 6.1

donośnych zbiorników Chrzanów i Olkusz–Zawiercie, a także zbiornika Bytom potwierdzają dobre warunki zasilania tych systemów z powierzchni, czemu niewątpliwie sprzyja głębokie i rozległe ich rozcięcie, a także zdrenowanie wyrobiskami górniczymi oraz udział wód antropogenicznych w ich zasilaniu.

Na tle przedstawionych porównań wyróżnia się zbiornik Lubliniec–Myszków. Jego niskie zasoby są uwarunkowane nie tylko dobrym izolowaniem zbiornika i relatywnie niskim natężeniem poboru wody, lecz także są spowodowane pograżeniem znacznej części węglanowego kompleksu wodonośnego w stosunku do bazy drenażowej. Spąg zbiornika w północnej części jego obszaru znajduje się na poziomie od +100 do –300 m n.p.m. Ten ostatni aspekt znajduje uzasadnienie w schematach krążenia wód J. Tóth'a (1963), z których wynika, że nawet w jednorodnym systemie wodonośnym natężenia głębszych strug krążenia wód są coraz mniejsze. Na problem ten zwraca uwagę T. Macioszczyk (1997), uzasadniając coraz niższe wartości przepływu wód w kolejnych poziomach wodonośnych systemu hydrogeologicznego niecki mazowieckiej.

Przedstawione wyniki obliczeń zasobów wód podziemnych triasu śląsko-krakowskiego trudno jest zweryfikować, porównując je z wynikami innych
120 badań. Jedyne obliczenia zasobów dla tych zbiorników przedstawione w pra-

cy A. RóŹkowskiego i in. (1977) nie mogą być porównywane z powodu przyjętej tam koncepcji i zastosowanej metodyki obliczeń. Przyjęto bowiem, że zasilanie ma miejsce wyłącznie w drodze infiltracji opadów atmosferycznych i ucieczek wód z rzek w obszarach zasilania, wykluczając przesączanie wód poprzez utwory słaboprzepuszczalne. Obszary zasilania zajmują od 20% do 40% powierzchni w poszczególnych zbiornikach, a w zbiorniku Bytom – 100%. Obliczenia te wykonano, przyjmując arbitralnie bardzo wysoki wskaźnik infiltracji opadów, maksymalnie 0,7 w obszarach infiltracji bezpośredniej, 0,4 w obszarach infiltracji pośredniej i 0,1 w obszarach infiltracji utrudnionej. Najwyższe wskaźniki infiltracji opadów, powyżej 0,4 dla obszarów o powierzchni od kilku do kilkudziesięciu km², nie znajdują uzasadnienia w wykonanych badaniach modelowych, a także innych badaniach i obliczeniach przedstawionych w rozdz. 7. oraz w dostępnej literaturze. Rozbieżne z wykonanymi badaniami modelowymi autora jest również nieuwzględnienie przesączania jako jednego ze źródeł zasobów wód podziemnych.

7. Czynniki i warunki formowania się zasobów wód podziemnych triasu śląsko-krakowskiego

Wyniki badań modelowych i zestawione na ich podstawie bilanse wodne zbiorników triasowych, omówione w rozdz. 5. niniejszej pracy, wskazują na te czynniki, które mają dominujące znaczenie w procesie formowania się zasobów wód podziemnych triasu śląsko-krakowskiego. Głównym czynnikiem o charakterze bilansowym jest zasilanie systemu wodonośnego, na które składa się infiltracja efektywna opadów atmosferycznych, ucieczki wody z rzek i przesączanie się wód z poziomów wodonośnych wyżej leżących w stosunku do poziomu głównego oraz wymiana wód przez granice boczne z systemami otaczającymi. Podrzędne znaczenie ma również ascenzja wód z głębszych poziomów wodonośnych. Wymienione elementy zasilania występują jako wyodrębnione składniki bilansów lub trzy pierwsze są zintegrowane z zasilaniem pionowym z powierzchni. Na podstawie bilansów określa się ich udział ilościowy w zasobach zbiorników.

Czynnikiem o szczególnym znaczeniu, nie występującym po stronie zasilania, lecz wywołującym przyrost zasobów wód podziemnych badanych zbiorników triasowych w warunkach antropopresji, jest wymuszony drenaż tych wód. Wynika to z porównania bilansów wodnych dla warunków wymuszonych drenażem antropogenicznym i bez poboru wód, a także z relacji pomiędzy tym drenażem i zasilaniem zbiorników triasowych, przedstawionej na wykresie (rys. 6.8) w rozdz. 6.

Wymienione czynniki o charakterze bilansowym są ilościowym odzwierciedleniem uwarunkowań geologiczno-strukturalnych, które wpływają na formowanie się zasobów wód podziemnych. W tej grupie należy wymienić przede wszystkim piętrowość systemów wodonośnych, z czym wiąże się stopień odizolowania oraz powiązań zbiornika z innymi zbiornikami wód podziemnych i systemami wód powierzchniowych. Należy także uwzględnić

go, obecność licznych stref dyslokacji nieciągłych, jak również lokalne udrożnienie górotworu wyrobiskami górniczymi.

W poprzednich rozdziałach książki (por. rozdz. 5 i rozdz. 6) ukazano globalny udział poszczególnych czynników bilansowych w formowaniu się zasobów wód podziemnych, a także wzajemne relacje pomiędzy nimi. W tej części pracy bardziej szczegółowo zostanie omówiona rola głównych czynników, takich jak infiltracja efektywna i przesączanie pionowe wód z poziomów przypowierzchniowych, a także wód powierzchniowych i antropogenicznych w formowania się zasobów wód podziemnych zbiorników triasowych w powiązaniu z wymienionymi poprzednio uwarunkowaniami geologiczno-strukturalnymi triasu śląsko-krakowskiego.

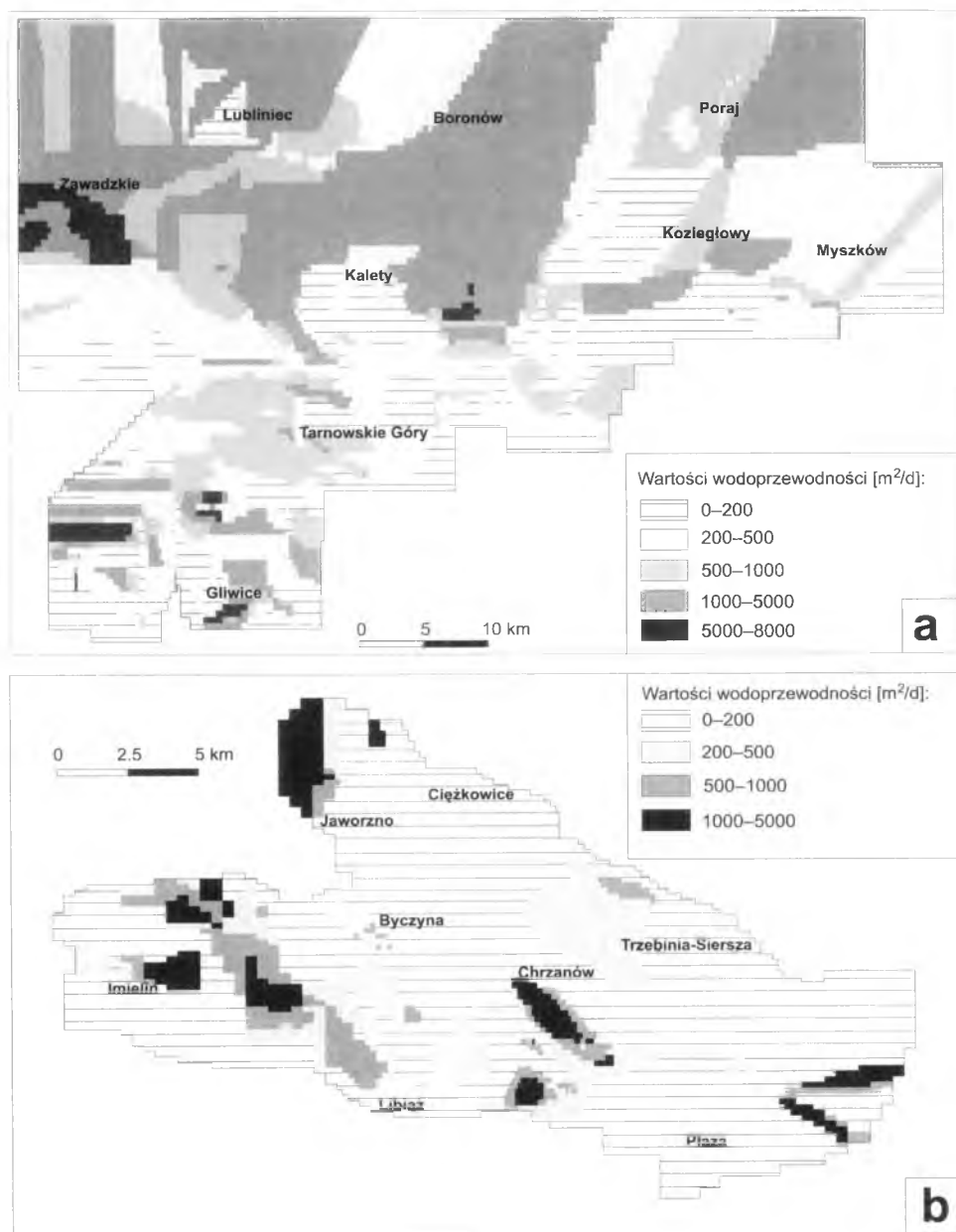
Prezentowana w kolejnych rozdziałach analiza wpływu wymienionych czynników determinujących formowanie się zasobów wód podziemnych opiera się przede wszystkim na wynikach przeprowadzonych badań modelowych, jednakże z odwołaniem się do wyników innych badań, na przykład badań terenowych, oraz oceny wieku wód na podstawie badań izotopowych.

7.1. Geologiczno-strukturalne warunki krążenia wód podziemnych

Pozycja zbiornika wód podziemnych w profilu systemu wodonośnego w stosunku do powierzchni terenu decyduje zarówno o sposobach, jak i drogach zasilania z powierzchni. Im większy stopień zakrycia zbiornika, tym mniejszy udział infiltracji efektywnej opadów i wód powierzchniowych w zasilaniu zbiornika. Wzrasta z kolei udział przesączania z poziomów przypowierzchniowych. Natomiast charakter dróg krążenia wód, obecność dyslokacji nieciągłych i udrożnienie górotworu wyrobiskami górniczymi decyduje o intensywności infiltracji wód z powierzchni na wychodniach poziomów wodonośnych, a także o warunkach gromadzenia i przepływu wód.

Charakterystykę węglanowego kompleksu wodonośnego triasu pod względem struktury, właściwości hydrogeologicznych i hydrodynamicznego funkcjonowania omówiono w rozdz. 4.1 zatytułowanym *Pozycja kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu w profilu hydrogeologicznym obszaru*. W efekcie przedstawionych tam rozważań stwierdzono, że charakteryzowany kompleks węglanowy reprezentuje typ ośrodka porowo-szczelinowo-krasowego. Wyrażono też pogląd, że wodonosiec ten, rozpatrywany w skali regionalnej, funkcjonuje podobnie jak ciągły ośrodek porowy. Wobec tego w wykonanych badaniach modelowych parametrem reprezentatywnym, charakteryzującym węglanowy kompleks wodonośny triasu z jego skomplikowaną siecią hydrauliczną jest współczynnik filtracji. Jest to parametr o charakterze globalnym, ponieważ charakteryzuje fragment ośrodka wodonośnego o wymiarach bloku obliczeniowego rzędu 10^2 m. Rozkład war-

tości współczynnika filtracji węglanowych utworów wodonośnych w obszarach zbiorników, dla których wykonano badania modelowe, przedstawiono na rys. 5.7, 5.13 i 5.29. Innym parametrem, również o charakterze globalnym, charakteryzującym zasobność zbiornika wód podziemnych jest współ-



Rys. 7.1. Współczynnik przewodnictwa wodnego węglanowego kompleksu wodonośnego triasu według badań modelowych

124 a – GZWP Lubliniec–Myszków i Gliwice, b – GZWP Chrzanów

czynnik przewodnictwa wodnego T , obliczany jako iloczyn współczynnika filtracji i miąższości poziomu wodonośnego w procedurze symulacji modelowej. Rozkład wartości tego parametru w obszarze zbiorników Lubliniec–Myszków, Gliwice i Chrzanów przedstawiono na rys. 7.1. Zarówno wartości współczynnika filtracji, jak i współczynnika przewodnictwa wodnego wskazują, że środowisko skał węglanowych w skali regionalnej wykazuje pewne zróżnicowanie warunków, generalnie jest jednak dobrym kolektorem do gromadzenia zasobów wód podziemnych.

7.1.1. Rola stref uskokowych w kształtowaniu warunków przepływu wód w kompleksie wodonośnym triasu

Rozwinięta sieć uskoków stanowi dominujący styl tektoniki utworów mezozoicznych na przeważającej części obszaru triasu śląsko-krakowskiego (Bukowy, 1974; Kotlicki, 1980). Amplitudy ich zrzutu mieszczą się w granicach od kilku centymetrów do około 200 m.

Hydrodynamiczna rola stref uskokowych w przepływie wód podziemnych polega na:

- 1) utrudnieniu lub blokowaniu przepływu poziomego w kierunku poprzecznym do biegu dyslokacji,
- 2) ułatwieniu i zintensyfikowaniu przepływu poziomego w kierunku równoległym do biegu,
- 3) ułatwieniu przepływu pionowego w wielopoziomowym systemie wodonośnym.

Możliwa jest jeszcze inna sytuacja, tzn. brak zaznaczającego się wpływu strefy uskokowej na zróżnicowanie warunków przepływu wód. W pierwszym przypadku uskoki działają jako słaboprzepuszczalne, naturalne bariery hydrodynamiczne powstałe na skutek zmniejszenia przepuszczalności ośrodka w związku z wypełnieniem szczelin materiałem słaboprzepuszczalnym albo spowodowane zmniejszeniem przewodnictwa wodnego na skutek gwałtownej redukcji miąższości skał wodonośnych w strefie zrzutu (Wilc, i in., 1977; Motyka, 1988). W drugim przypadku dzięki zwiększonej gęstości spękań zachodzi udrożnienie ośrodka skalnego i dlatego strefa uskoka działa jak naturalny dren, w którym koncentruje się przepływ wód w kierunku zbliżonym do biegu tej strefy. W trzecim przypadku następuje na przykład ascenzyjny dopływ wód głębszych o wyższej mineralizacji (Czop i in., 2001).

Oceny roli uskoków w kształtowaniu warunków krążenia wód dokonuje się kilkoma uzupełniającymi się metodami, bazującymi na obserwacjach terenowych. Należą do nich: kartograficzne odwzorowanie zwierciadła wody na mapie hydroizohips i badania geofizyczne (Castany, 1972; Krajew-

ski, 1972), obserwacje reakcji zwierciadła wody na wymuszenie pompowaniem studni w warunkach dopływu nieustalonego (Castany, 1982; Herbach, Krajewski, 1977; Herbach, 1980), analiza wydajności studzien (Krajewski, 1972; Fernandes, Rudolph, 2001) i obserwacje dopływu wód do wyrobisk górniczych kopalń (Wilk i in., 1977; Motyka, 1988; Rózkowski, Wilk, red., 1980; Szuwarzyński, 2000). W wielu przypadkach metody te dają wyniki o zasięgu lokalnym, prowadzone są bowiem na niewielkich obszarach w stosunku do rozmiarów systemu krążenia wód. Nawet metoda kartograficzna, która umożliwia opis dużego regionalnego systemu krążenia wód za pomocą mapy hydroizohips, wymaga skonstruowania dokładnej mapy opartej na gęstej sieci punktów pomiarowych, co na ogół jest realne, ale tylko dla niewielkiego fragmentu obszaru. I drugi aspekt tego rozpoznania to niekiedy zbyt krótki czas obserwacji reakcji strefy dyslokacji na wymuszenia wywołane pompowaniem studni lub odwadnianiem wyrobisk górniczych. Tak więc ograniczony czas obserwacji i często lokalny ich charakter może prowadzić do wniosków o izolującej roli uskoków i rozbiciu systemów wodonośnych na odrębne hydrostruktury, które są prawdziwe dla lokalnych systemów krążenia wód, a nie zawsze, zdaniem autora, znajdują potwierdzenie w analizie regionalnych systemów krążenia wód podziemnych i w ustalonych warunkach przepływu wód. Zastrzeżenia te odnoszą się przede wszystkim do oceny hydrogeologicznej roli uskoków jako barier słaboprzepuszczalnych w skali dużych systemów krążenia wód. Dlatego analiza tej roli uskoków na drodze symulacji przepływu na modelu matematycznym może weryfikować i uzupełniać wnioski płynące z obserwacji, badań terenowych o charakterze lokalnym.

Niewątpliwie większą wiarygodność wykazują wnioski o roli uskoków jako stref drenażowych. Ta ich funkcja jest potwierdzana w drodze bezpośrednich badań prowadzonych na przykład w związku z zagrożeniami wodnymi kopalń ze strony uskoków (Wilk i in., 1977) lub z oceny wydajności studni zlokalizowanych w strefach uskokowych (Krajewski, 1972; Herbach, 1980).

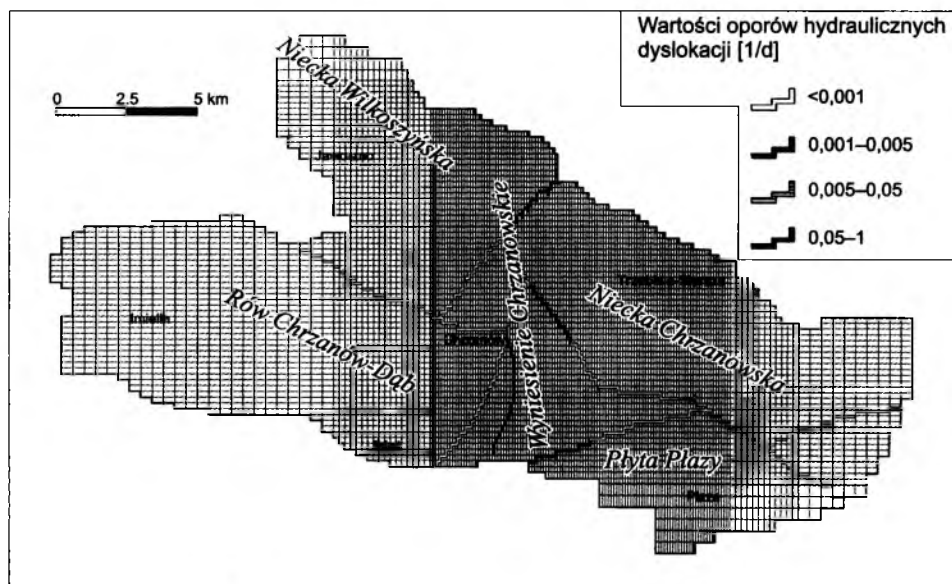
Badania nad hydrogeologiczną rolą uskoków w triasie śląsko-krakowskim prowadzone były przede wszystkim w zasięgu zbiornika olkusko-zawierciańskiego i, w mniejszym zakresie, w zbiorniku chrzanowskim. Wiązało się to z zakrojonymi na szeroką skalę pracami nad udokumentowaniem złóż rud cynku i ołowiu oraz z ich górniczym udostępnianiem i eksploatacją. Wyniki tych badań podsumowujące stan wiedzy o roli uskoków zostały przedstawione w sposób syntetyczny w pracy J. Motyki (1988). Modelową ocenę hydrogeologicznej roli uskoków w triasie olkusko-zawierciańskim można znaleźć w publikacjach A. Haładusa i in. (1978) oraz A. Haładusa (1988).

Jak wykazują badania na przykład J. Motyki (1975, 1988) oraz Z. Wilka i in. (1977) dotyczące wpływu odwadniania kopalń rud cynku i ołowiu w rejonie oluskim oraz M. Szuwarzyńskiego (2000) w rejonie chrzanowskim, rola uskoków jako barier utrudniających przepływ wód w kierunku

ku poprzecznym do ich biegu uwidacznia się przede wszystkim w warunkach wymuszonych bardzo głębokim drenażem wód wyrobiskami górniczymi. Jednakże i w takich warunkach funkcja uskoku zależy głównie od amplitudy jego zrzutu. Dyslokacja może radykalnie ograniczyć poprzeczny do jego biegu przepływ wody podziemnej, szczególnie wtedy, gdy amplituda zrzutu uskoku jest bliska lub większa od miąższości warstwy wodonośnej (Wilk i in., 1977; Haładus i in., 1978; Motyka, 1988).

W badaniach modelowych wykonanych dla zbiorników Lubliniec–Myszków, Gliwice i Chrzanów uwzględniono główne uskoki, które odwzorowano jako bariery hydrauliczne utrudniające przepływ wód podziemnych (rys. 7.2 i rys. 7.3). Symulując ich funkcjonowanie, kierowano się wielkością zrzutu oraz ewentualnym wpływem na ukształtowanie zwierciadła wody, przedstawionego na mapach hydroizohips. Ponadto analizowano informacje wynikające z obserwacji terenowych o reakcjach zwierciadła wody w strefach uskokowych na pompowanie wód (Nałęczki, 1994). Innym kryterium i zarazem argumentem na rzecz odwzorowania stref uskokowych był fakt, że po ich uwzględnieniu możliwe było łatwiejsze, szybsze i dokładniejsze odtworzenie, w procesie tarowania modelu, wejściowej mapy hydroizohips. Należy podkreślić, że odwzorowane na modelu bariery słaboprzepuszczalne odzwierciedlają w sposób bardzo przybliżony zidentyfikowane na mapach geologicznych, a niekiedy również domniemane uskoki lub zespoły blisko siebie występujących uskoków.

Działanie odwzorowanych na modelu stref uskokowych charakteryzuje opór hydrauliczny określony w drodze tarowania modelu, opisany stosun-



Rys. 7.2. Główne strefy dyslokacji odwzorowane w badaniach modelowych GZWP Chrzanów. Nazwy jednostek tektonicznych według J. Pałysa i W. Zajączkowskiego (1964) **127**

kiem współczynnika filtracji strefy uskokowej k'' do jej szerokości m' i wyrażony w jednostkach odwrotności czasu [1/d]. Dla większości tych barier opór ten mieści się w przedziale 0,00001–0,1 1/d (rys. 7.2 i rys. 7.3). Gdyby założyć, że przeciętna „szerokość hydrauliczna” m' strefy uskokowej zawiera się w przedziale 1–10 m, to współczynnik filtracji k'' odwzorowanych stref uskokowych mieściłby się w przedziale od $1,16 \times 10^{-9}$ m/s do $1,16 \times 10^{-5}$ m/s. Zważywszy, że współczynniki filtracji warstwy modelu w otoczeniu stref uskokowych są rzędu 1×10^{-5} m/s, można powiedzieć, że znaczna część odwzorowanych uskoków, na przeważającej ich długości, stanowi słaboprzepuszczalne bariery utrudniające przepływ wód w kierunku poprzecznym do ich biegu. W związku z tym obecność barier słaboprzepuszczalnych zmniejsza globalny współczynnik filtracji węglanowego kompleksu wodonośnego w kierunku przepływu wód.

7.1.1.1. GZWP Chrzanów

Zbiornik chrzanowski jest podzielony uskokami na kilka struktur o charakterze obniżen (rys. 7.2), oddzielonych od siebie wyniesieniami o postaci zrębowej (Pałys, Zajaczkowski, 1967). Występują tu uskoki o zróżnicowanych azymutach biegu, jednakże generalnie nawiązują one do systemów obserwowanych w skali regionalnej (por. rozdz. 3). Zrzuty tych uskoków są bardzo zróżnicowane, niekiedy przekraczają wartości miąższości węglanowego kompleksu wodonośnego triasu. W zależności od wielkości zrzutów struktury te są poprzesuswane względem siebie w kierunku pionowym, co znajduje odzwierciedlenie zarówno w ukształtowaniu powierzchni terenu, jak również, chociaż w złagodzonej formie, w powierzchni zwierciadła wody triasowego kompleksu wodonośnego (rys. 5.26). W związku z tym wyraża się pogląd, że trias chrzanowski jest podzielony na kilka odrębnych hydrostruktur oddzielonych uskokami, a zwierciadło wody w tych strukturach jest położone na różnych poziomach (Szuwarzyński, 2000; Wilk, 1968; fide Szuwarzyński, 2000).

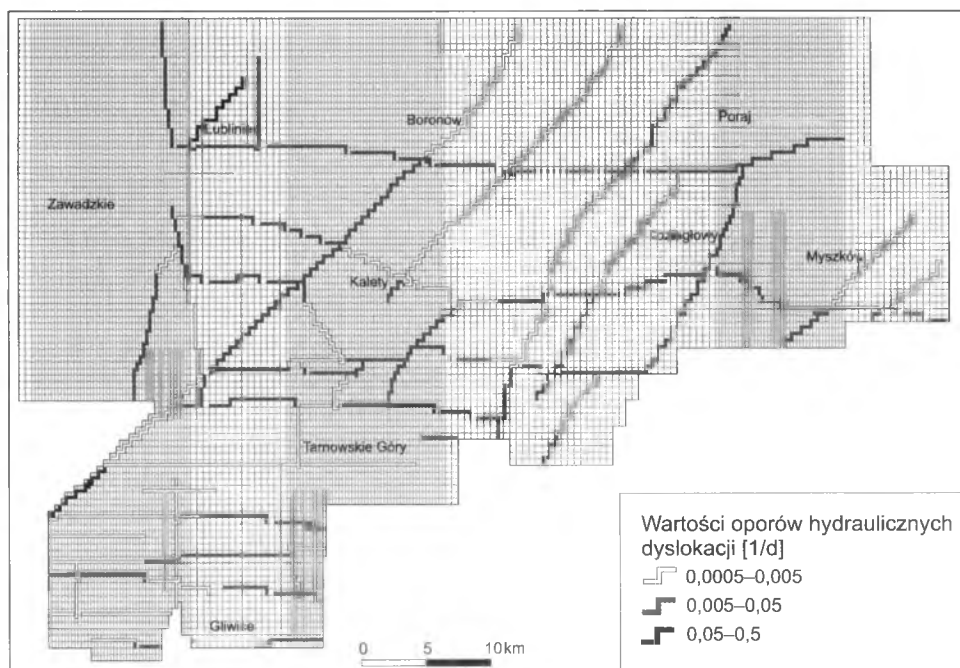
Odtworzona badaniami modelowymi mapa hydroizohips (rys. 5.31) potwierdza podział zbiornika na dwie części – wschodnią i zachodnią. Jest to jednak uwarunkowane relacją pomiędzy głębokimi strefami drenażowymi w kopalni „Trzebionka” i w dolinie Przemszy oraz strefą zasilania usytuowaną na wyniesieniu morfologicznym w rejonie Chrzanowa, ograniczonym strefami uskokowymi. Nie zaznacza się natomiast odrębność hydrostrukturalna innych, wydzielanych w pracy J. Pałysa i W. Zajaczkowskiego (1967), jednostek strukturalnych. Nawet wysoko wyniesiony blok Płazy, mimo że od północy jest oddzielony od pozostałej części zbiornika chrzanowskiego

glanowych triasu, to nie stanowi całkowicie odrębnej hydrostruktury. Jak wynika z przedstawionej mapy pola prędkości przepływu wód (rys. 7.4) uzyskanej w wyniku badań modelowych z zastosowaniem programu Modpath, wody podziemne z tego rejonu płyną w kierunku północnym, zasilając przede wszystkim wyrobiska kopalni „Trzebieńka” i inne ujęcia studzienne oraz płytki system krążenia wód drenowany przez potok Chechło. Potwierdzają to obserwacje terenowe odnotowujące obniżenie zwierciadła wody w tym rejonie w latach 1972–1991 o około 6 m, w związku z odwadnianiem kopalni „Trzebieńka” (Nałęczki, 1994).

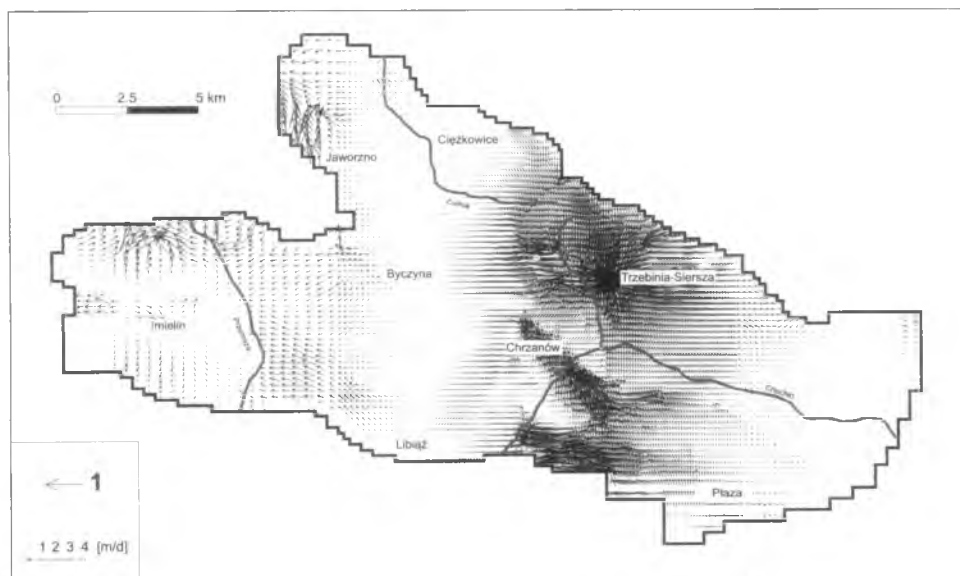
Podsumowując przedstawione rozważania można stwierdzić, że odwzorowane uskoki na ogół stanowią bariery słaboprzepuszczalne, utrudniające przepływ wód podziemnych w utworach triasu. Brak jest jednak podstaw do twierdzenia, że dzielą one zbiornik chrzanowski na kilka odrębnych hydrostruktur, łączy je bowiem układ krążenia wód, który potwierdziły badania modelowe. W przeciwnym wypadku trudno byłoby zidentyfikować i jednocześnie uzasadnić źródła i kierunki dopływu wód do kopalni „Trzebieńka” inne niż te, które zostały określone w wyniku bezpośrednich obserwacji (Szwarzzyński, 2000) i wykonanych badań modelowych.

7.1.1.2. GZWP Lubliniec–Myszków i Gliwice

W obszarze tych dwóch zbiorników występują uskoki należące do systemu o kierunkach NE-SW i NW-SE, a także uskoki o przebiegu równoleżnikowym W-E i zbliżonym do równoleżnikowego WNW-ESE (rys. 7.3). Z przedstawionej w rozdz. 3. charakterystyki dyslokacji wynika, że uskoki pierwszego systemu mają najczęściej zrzuty rzędu 20–50 m, a niektóre z nich 60–100 m. W uskokach drugiego systemu notuje się większe amplitudy, w przedziale 50–150 m. Uskoki te rozbijają pokrywę mezozoiczną na szereg zrębów i rowów tektonicznych. Podstawowe znaczenie dla układu krążenia wód podziemnych mają struktury zrębowe zbliżone do równoleżnikowych, przebiegające od rejonu Zawiercia w kierunku Tarnowskich Gór, tworząc strefę kulminacji powierzchni terenu i powierzchni zwierciadła wód podziemnych, wzdłuż której przebiega dział wód podziemnych (rys. 5.8). Równocześnie jest to strefa zasilania zbiornika Lubliniec–Myszków na północy oraz zbiorników Gliwice i Okłusz–Zawiercie na południu. Najlepiej rozpoznaną, obniżoną strukturą tektoniczną, uwarunkowaną uskokami o przebiegu równoleżnikowym, jest rów nazywany zapadliskiem Pyskowic (Kotlicki, 1980). Jednak w obecnym układzie zwierciadła wody przedstawionym na mapie hydroizhips, ukształtowanym pod wpływem intensywnej eksploatacji wód ujęciami studziennymi, struktura ta nie ma wyraźnego odzwierciedlenia.



Rys. 7.3. Główne strefy dyslokacji odwzorowane w badaniach modelowych GZWP Lubliniec–Myszków i Gliwice



Rys. 7.4. Pole prędkości wód podziemnych w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu GZWP Chrzanów. Wynik symulacji modelowej dla stanu z poborem wód w 1998 roku

Z analizy mapy hydroizohips węglanowego kompleksu wodonośnego triasu (rys. 5.8) w zestawieniu z przebiegiem stref uskokowych (rys. 7.3) wynika, że w warunkach intensywnego drenażu wód podziemnych uwydatnia się wpływ niektórych z tych stref jako barier słaboprzepuszczalnych. Są to zarówno strefy o przebiegu NE-SW, jak i równoleżnikowe.

Wykonane badania modelowe wykazały, iż wiele stref uskokowych w rzeczywistości może funkcjonować w postaci barier słaboprzepuszczalnych. Generalnie większe opory hydrauliczne mają strefy o kierunku NE-SW w zbiorniku Lubliniec–Myszków i równoleżnikowe o kierunku W-E w zbiorniku Gliwice (rys. 7.4). Są one zorientowane wyraźnie poprzecznie do kierunku przepływu wód. Uskokki zorientowane w przybliżeniu równolegle do kierunku przepływu wód wykazują mniejsze opory hydrauliczne, niezależnie od ich azymutu biegu. Jest to zrozumiałe, ponieważ w skrajnym przypadku, gdy nie ma przepływu poprzecznego przez uskok, jego opór nie może być ujawniony. Nie da się jednak wykluczyć, że w przypadku wyraźnej zmiany układu krążenia i kierunków przepływu wód przynajmniej niektóre z tych uskoków nie ujawniłyby się jako bariery słaboprzepuszczalne.

*
* *
*

Wyniki wykonanych badań modelowych umożliwiają dokonanie oceny roli uskoków w przepływie wód podziemnych przede wszystkim jako barier słaboprzepuszczalnych. Określone w tych badaniach opory i przepuszczalności stref uskokowych mają charakter jakościowej charakterystyki, pozwalającej na względną ocenę znaczenia tych stref w symulowanym przepływie wód podziemnych. Potwierdza się generalna zasada, odnosząca się do uskoków poprzecznie zorientowanych do kierunku przepływu wód, że większe opory hydrauliczne i mniejszą przepuszczalność mają strefy uskokowe o większym zrzućcie, porównywalnym z miąższością poziomu wodonośnego.

W wykonanych badaniach modelowych nie wykazano drenującego charakteru stref uskokowych. Nie były one odwzorowane wprost na modelu, a ich drenująca rola mogła być uwzględniona pośrednio, tzn. „ukryta” w wartości współczynnika filtracji i przewodnictwa wodnego poziomu wodonośnego. Z tego powodu, a także ze względu na wymiary bloków obliczeniowych znacznie większe niż przypuszczalna szerokość stref uskokowych trudno jest wyodrębnić i określić rolę strefy uskokowej w drenażu wód. Nie oznacza to jednak, że niektóre uskoki takiej funkcji nie spełniają.

Brak jest także obserwacji umożliwiających wyróżnienie tych stref uskokowych, które sprzyjają przepływowi pionowemu wód podziemnych pomiędzy różnymi poziomami wodonośnymi. Na taką możliwość zwraca uwagę A. Haładus (1988), opierając się na badaniach modelowych wykonanych dla triasu olkusko-zawierciańskiego. Wyniki badań hydrogeochemicznych wód naturalnych dopływających do wyrobisk kopalni „Trzebionka” w zbiorniku chrzanowskim (Kryza i in., 1995; Motyka i in., 1999) wskazują na

lokalny, ascenzyjny dopływ wód zasolonych z niżej leżących poziomów wodonośnych karbonu produktywnego, być może właśnie w strefach dyslokacji. Również J. Motyka (1976, 1988) zwraca uwagę na ascenzyjny dopływ wód do skał węglanowych triasu z podłoża paleozoicznego.

Hydrogeologiczna rola stref uskokowych jako barier słaboprzepuszczalnych ujawnia się przede wszystkim w warunkach wymuszonych intensywnym drenażem antropogenicznym wód i szczególnie w warunkach przepływów nieustalonych. Na podstawie zaprezentowanych wyników badań nie można jednak twierdzić, że niektóre strefy uskokowe rozbijają zbiorniki triasowe na odrębne hydrostruktury, skoro obejmuje je wspólny, lokalnie tylko zdeformowany, układ krążenia wód. W skali regionalnej, w ustalonych stacjach przepływu wód, uzasadniony jest pogląd o hydraulicznej ciągłości systemów wodonośnych analizowanych zbiorników triasowych, tak jak wynika to ze schematów J. Tótha (1963), nawet jeśli lokalnie słaboprzepuszczalne strefy uskokowe wyraźnie przepływ ten hamują i deformują układ krążenia wód.

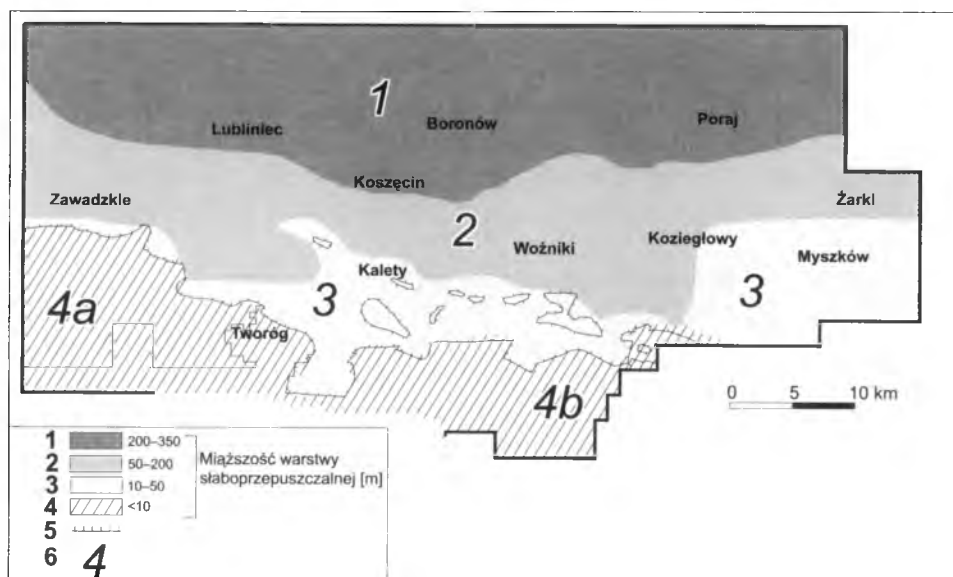
7.1.2. Rola utworów słaboprzepuszczalnych w zasilaniu zbiorników triasowych

Ze względu na znaczne zakrycie zbiorników triasowych od góry utworami słaboprzepuszczalnymi ich zasilanie z powierzchni, a także drenaż wód do rzek odbywa się w znacznym stopniu na drodze przesączania się wód przez te utwory. Udział i intensywność przesączania zależy między innymi od stopnia zakrycia zbiornika, a zwłaszcza od litologii i przepuszczalności utworów pokrywających, ich rozciągłości i miąższości oraz obecności okien hydrogeologicznych.

W zasięgu trzech zbiorników, dla których wykonano badania modelowe: Lubliniec–Myszków, Gliwice i Chrzanów, pokrywa utworów słaboprzepuszczalnych zajmuje odpowiednio 79%, 21% i 49% ich powierzchni. Udział przesączania w zasilaniu tych zbiorników jest znaczny i osiąga maksymalną wartość 63% w zbiorniku Lubliniec–Myszków (tab. 5.1). Problem hydrogeologicznej roli utworów słaboprzepuszczalnych w zasilaniu wód podziemnych zostanie przedstawiony szczegółowo na przykładzie zbiornika Lubliniec–Myszków, dla którego wykonano badania na modelu trójwarstwowym.

7.1.2.1. Charakterystyka geologiczna warstwy utworów słaboprzepuszczalnych pokrywającej triasowy zbiornik Lubliniec–Myszków

O zdolności warstw utworów słaboprzepuszczalnych do przewodzenia wody pomiędzy poziomami wodonośnymi i jej zróżnicowaniu przestrzennym w zasięgu zbiornika Lubliniec–Myszków decyduje zmienność litologiczna tych utworów. W budowie warstwy biorą udział przede wszystkim utwory triasu górnego (kajpru), a także, lokalnie, jury dolnej oraz czwartorzędu. Pod względem litologicznym są to iły i iłowce, mułowce, często spękane, oraz margle, z drobnymi warstewkami gipsów, zaliczane do utworów słaboprzepuszczalnych, ale także utwory przepuszczalne, takie jak piaski i piaskowce oraz wapienie i dolomity (Dziuk i in., 1999). W utworach czwartorzędu są to na ogół gliny o różnym stopniu zapiaszczenia. Utwory przepuszczalne występują w obrębie utworów słaboprzepuszczalnych w formie drobnych i grubszych warstw, o bardzo zmiennej rozciągłości, oraz o miąższości od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów. Ich sumaryczna miąższość może osiągać kilkadziesiąt metrów. Udział tych utworów w profilu warstwy słaboprzepuszczalnej może osiągać nawet 30%. Duża zmienność litologiczna i nieregularne rozprzestrzenienie poszczególnych warstw



Rys. 7.5. Miąższość warstwy utworów słaboprzepuszczalnych pokrywającej triasowy GZWP Lubliniec–Myszków

Miąższość warstwy utworów słaboprzepuszczalnych [m]: 1 – 200–350, 2 – 50–200, 3 – 10–50, 4 – 0–10, 5 – zasięg warstwy utworów słaboprzepuszczalnych triasu górnego, 6 – numer obszaru obliczeniowego według tab. 7.1

litologicznych, a także brak dokładniejszego ich rozpoznania geologicznego uniemożliwia prześledzenie dróg krążenia wód w obrębie tej warstwy.

Mięższność warstwy utworów słaboprzepuszczalnych wynosi od kilku do kilkunastu metrów w południowej części obszaru zbiornika i wzrasta na ogół zgodnie z monoklinalnym zapadaniem warstw do około 350 m w kierunku północy (rys. 7.5). W obrębie tej warstwy występują liczne okna hydrogeologiczne.

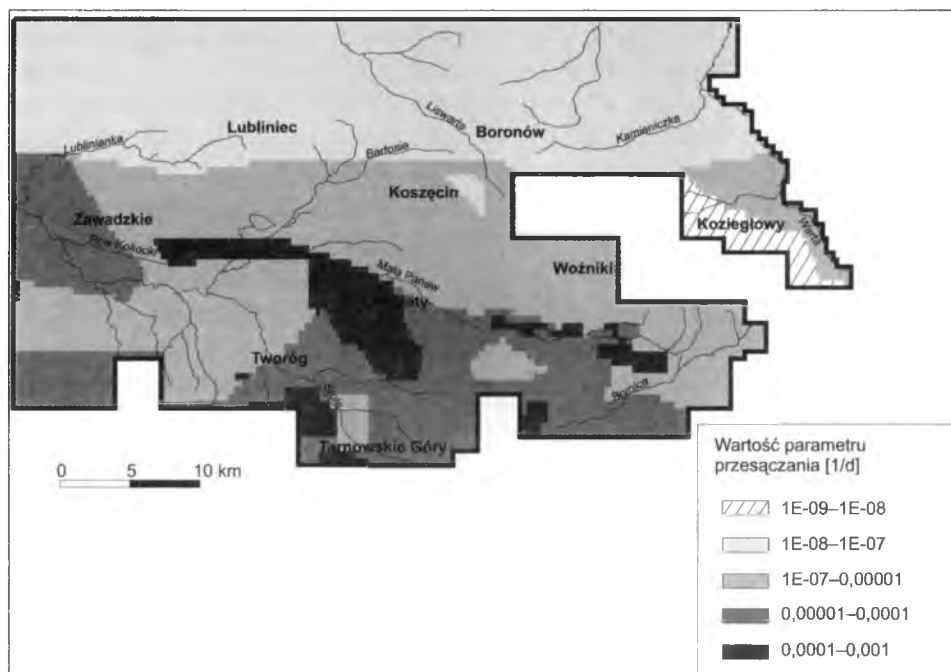
7.1.2.2. Parametr przesączania i współczynnik filtracji warstwy słaboprzepuszczalnej

Miarą zdolności utworów słaboprzepuszczalnych do przewodzenia wody pomiędzy dwoma poziomami wodonośnymi jest parametr przesączania B (zdefiniowany w rozdz. 2.3), a w uproszczeniu określany stosunkiem współczynnika filtracji k' tych utworów do ich mięższości. Podstawowe znaczenie w badaniach przepływu wód przez tego typu utwory ma określenie ich przepuszczalności.

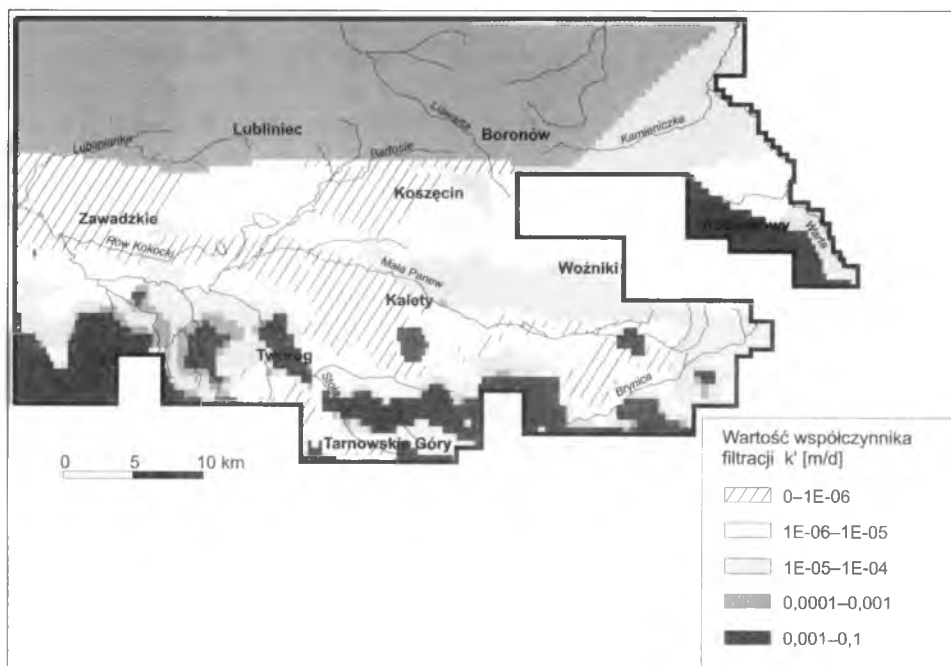
Parametr przesączania wyznaczono w wyniku tarowania modelu trójwarstwowego w zasięgu odwzorowanego pierwszego poziomu wodonośnego. Jego wartości, przypisane blokom obliczeniowym modelu, zmieniają się w przedziale od $n \times 10^{-9}$ 1/d do $n \times 10^{-3}$ 1/d ($n \times 10^{-13}$ 1/s – 1×10^{-9} 1/s) (rys. 7.6). Najwyższe wartości występują w południowej części obszaru, w którym warstwa słaboprzepuszczalna jest zbudowana przede wszystkim z utworów czwartorzędu i triasu górnego o mięższości do około 50 m. Możliwe jest także występowanie nie zidentyfikowanych okien hydrogeologicznych.

Współczynnik filtracji pionowej k' warstwy słaboprzepuszczalnej odwzorowanej w zasięgu modelu warstwy czwartorzędowej obliczono z parametru przesączania według wzoru: $k' = B \times m'$, gdzie m' jest mięższością tej warstwy. Przyjmuje on wartości w zakresie od 1×10^{-12} m/s do $n \times 10^{-7}$ m/s (1×10^{-7} do 1×10^{-1} m/d; rys. 7.7). Podobnie jak w przypadku parametru przesączania, wartości te odnoszą się do bloków obliczeniowych siatki modelu.

Ponieważ model warstwy pierwszej nie obejmuje całego obszaru zbiornika, dlatego dla całego obszaru warstwy słaboprzepuszczalnej obliczono współczynnik k' ze wzoru Darcy: $k' = v_v/I_v$, gdzie v_v jest intensywnością przesączania określoną na modelu, a I_v – pionowym spadkiem hydraulicznym obliczanym jako stosunek różnicy położenia zwierciadła wody ΔH w poziomie przypowierzchniowym H_Q i w zbiorniku triasowym H_T oraz mięższości



Rys. 7.6. Parametr przesączania warstwy utworów słaboprzepuszczalnych w obszarze modelu GZWP Lubliniec–Myszków. Wynik kalibracji modelu



Rys. 7.7. Współczynnik filtracji pionowej k' utworów słaboprzepuszczalnych według badań modelowych w obszarze GZWP Lubliniec–Myszków

Obliczenia według wzoru Darcy wykonano w obszarach wydzielonych na podstawie miąższości warstwy słaboprzepuszczalnej (rys. 7.5). W obszarach tych ustalono zakresy zmienności potrzebnych do obliczeń parametrów wejściowych, zestawione w tab. 7.1. Prędkość przesączania pionowego wykorzystana w tych obliczeniach, wyrażona w m/s, jest wartością średnią odniesioną do powierzchni danego obszaru obliczeniowego. Została ona wyznaczona z bilansu wodnego wykonywanego dla każdego obszaru obliczeniowego w drodze badań modelowych. Obliczony tym sposobem współczynnik filtracji pionowej k' warstwy utworów słaboprzepuszczalnych zawiera się w przedziale od $4,45 \times 10^{-10}$ m/s do $8,05 \times 10^{-8}$ m/s.

Tabela 7.1

Obliczenia współczynnika filtracji pionowej k' warstwy utworów słaboprzepuszczalnych triasu górnego i czasu pionowego przesączania w obszarze GZWP Lubliniec–Myszków wzorem Darcy¹⁾

Obszar obliczeniowy wg rys. 7.5	1	2	3	4	4a ²⁾	4b
Powierzchnia [km ²]	673	473	318	444	301	143
Prędkość przesączania v_v [m/d] [m/rok]	7 659	30 572	88 475	33 731	12 000	21 731
	0,0042	0,0236	0,102	0,053	0,014	0,052
Miąższość warstwy słaboprzepuszczalnej [m]	od	200	50	10	5	5
	do	350	200	50	20	20
	przeciętnie	275	125	20	10	10
ΔH [m]	od	10	5	2	1	1
	do	40	50	20	10	15
I_v	min.	0,029	0,04	0,04	0,05	0,05
	max	0,2	1,0	1,0	1,0	1,0
k' [m/s]	min.	$6,5 \times 10^{-10}$	$7,48 \times 10^{-10}$	$3,22 \times 10^{-9}$	$4,46 \times 10^{-10}$	$1,64 \times 10^{-9}$
	max	$4,48 \times 10^{-9}$	$1,87 \times 10^{-8}$	$8,05 \times 10^{-8}$	$1,12 \times 10^{-8}$	$3,28 \times 10^{-8}$
	przeciętnie	$1,82 \times 10^{-9}$	$5,0 \times 10^{-9}$	$1,0 \times 10^{-9}$	$2,2 \times 10^{-9}$	$1,7 \times 10^{-8}$
Czas pionowego przesączania [lata]	min.	47 619	2 119	98	357	96
	max	83 333	8 774	490	1428	384

¹⁾ Objaśnienia symboli w tekście.

²⁾ Przesączanie „w górę”, w pozostałych obszarach „z góry”.

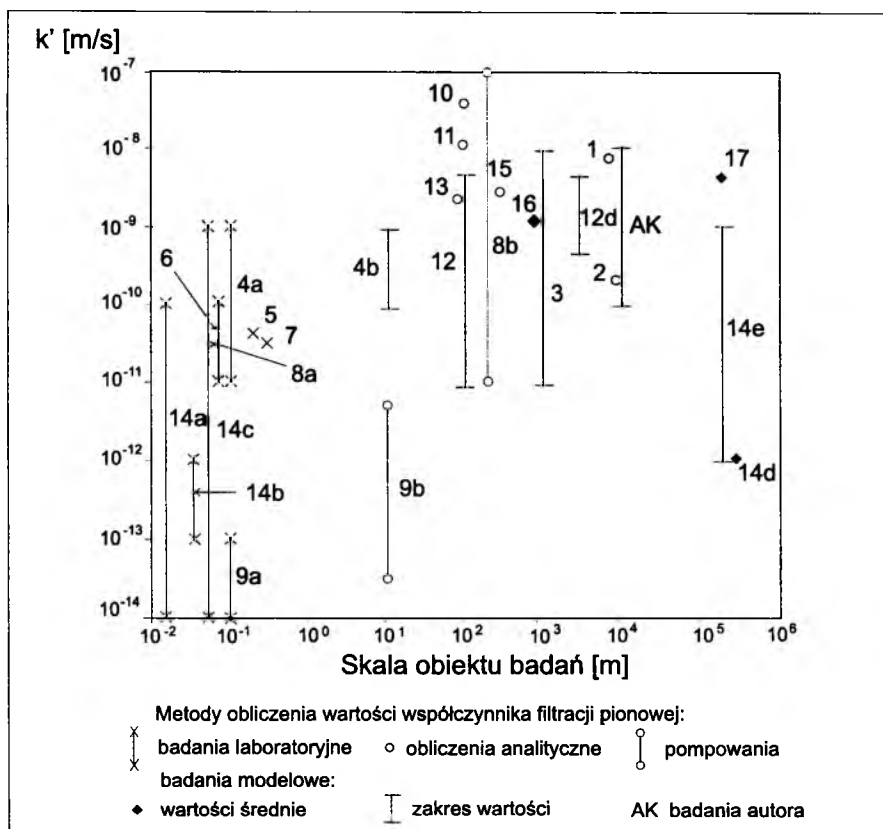
W rozkładzie obliczonych wartości współczynnika filtracji pionowej utworów słaboprzepuszczalnych można zauważyć, że zwykle mniejsze wartości występują w północnej części obszaru (strefa 1; rys. 7.5), a najwyższe raczej w części centralnej, w strefach 3 i 4. W północnej części obszaru miąższość całkowita tej warstwy jest największa, rzędu 200–350 m, a zarazem sumaryczna miąższość utworów o najniższej przepuszczalności jest najwyższa. Przepuszczalność tych właśnie utworów o najniższych wartościach współczynnika filtracji, w przepływie pionowym zorientowanym poprzecznie do horyzontalnego warstwowania, ma dominujące znaczenie w globalnej przepuszczalności warstwy. W południowo-środkowej części obszaru niejednorodność warstwy słaboprzepuszczalnej, o znacznie mniejszej miąż-

szości, jest niewątpliwie znacznie większa, chociażby z uwagi na liczne okna hydrogeologiczne. Dlatego też w tym obszarze wartości współczynnika filtracji pionowej k' są najwyższe.

Innym czynnikiem warunkującym zaobserwowaną zmienność obszaru wartości współczynnika filtracji k' może być zmieniająca się głębokość występowania utworów słaboprzepuszczalnych. Spąg tej warstwy zapada generalnie z południa w kierunku północy, od około 30–50 m do blisko 400 m. Według badań K. Belitza i J. Bredehoefta (1990) współczynnik filtracji pionowej słaboprzepuszczalnych łupków kredowych pokrywających zbiornik wód podziemnych „Południowa Dakota” zmniejsza się wraz z głębokością aż o trzy rzędy wielkości, przy zmianie głębokości od 300 m do 1000 m.

Wyniki otrzymane obydwoma sposobami obliczeń mają charakter szacunkowy i rzeczywiście są parametrami modelu warstwy utworów słaboprzepuszczalnych. Większy zakres zmienności współczynnika k' wyznaczonego z parametru przesączania wiąże się z tym, że był on obliczany dla bloków obliczeniowych o wymiarach 250–500 m, czyli rzędu $n \times 10^2$ m. To postępowanie w większym stopniu uwzględnia zmienność litologiczną i strukturalną utworów budujących warstwę słaboprzepuszczalną. Natomiast w obliczeniach wzorem Darcy obszar obliczeniowy ma wymiary w zakresie 5–50 km, a więc rzędu $n \times 10^3$ – 10^4 m. Z tego względu zarówno wartości wejściowe do obliczeń, jak i obliczone współczynniki filtracji pionowej są w pewnym sensie uśrednione dla obszarów o dwa rzędy większych niż bloki obliczeniowe modelu. Są to zatem wartości „globalne” albo „regionalne” ze względu na skalę obiektu, do którego się odnoszą. Biorąc jednak pod uwagę fakt, że obliczenia wykonane wzorem Darcy również bazują na wynikach badań modelowych, można przyjąć, że uzyskane tym sposobem wartości współczynnika filtracji k' są równie miarodajne, co wartości określone na podstawie parametru przesączania, przy czym zakres ich zmienności jako wartości uśrednionej jest mniejszy.

Wartości „regionalne” albo „globalne” współczynnika filtracji pionowej utworów słaboprzepuszczalnych pokrywających zbiornik Lubliniec–Myszków, zawierające się w przedziale wielkości 10^{-10} – 10^{-8} m/s dobrze korespondują z wynikami innych badaczy uzyskiwanymi również z badań modelowych. Na rys. 7.8 na podstawie nowszej literatury zestawiono wartości współczynnika filtracji pionowej utworów słaboprzepuszczalnych w zależności od skali obiektu i metody badań. Uwzględniono przede wszystkim wyniki regionalnych badań modelowych wykonane dla obiektów o wymiarach rzędu 10^3 – 10^5 m, a ponadto wyniki badań terenowych, głównie próbnych pompowań, dla obiektów rzędu 10^2 – 10^3 m, jak również wyniki badań laboratoryjnych wykonanych na próbkach z rdzenia o wielkości około 10^{-2} – 10^{-1} m. Nie jest zamiarem autora dyskusowanie oparte na niepełnych zestawieniach wyników innych badaczy akcentowanego w literaturze efektu skali w obliczeniach współczynnika filtracji utworów słaboprzepuszczal-



Rys. 7.8. Współczynnik filtracji pionowej k' utworów słaboprzepuszczalnych określony różnymi metodami

1 – Nowakowski, 1980, 2 – Michalak i in., 1980, 3 – Macioszczyk, 1997, 4, 4b – Krogulec, 1997, 5 – Marciniak, 1999, 6 – Van der Kamp, 2001, 7 – Desbarats, Hinton, 2001, 8a, 8b – Gerber, Howard, 2000, 9, 9a – Boisson i in., 2001, 10 – Neuman, Witherspoon, 1972, 11 – Neuman, Gardner, 1989, 12 – Martin, Frind, 1998, 13 – Simpkins, Bradbery, 1992, 14a–14d – Belitz, Bredehoeft, 1990, 15 – Lebbe, Van Meir, 2000, 16 – Kazimierzczak-Wijura, 1997, 17 – Rudolph i in., 1991, AK – badania modelowe autora

nych (Keller i in., 1989; Neuzil, 1994). Warto jednak zwrócić uwagę na duże zróżnicowanie wartości tego współczynnika, w zakresie 10^{-14} – 10^{-7} m/s, przy czym dla obiektów o rozmiarach większych niż 10^2 m wartości te na ogół mieszczą się w przedziale 10^{-12} – 10^{-8} m/s, gdy tymczasem wyniki uzyskane w badaniach laboratoryjnych na małych próbkach mogą wykazywać znacznie większe zróżnicowanie. C.E. Neuzil (1994) podaje, iż wielu badaczy uzyskuje regionalne wartości współczynnika filtracji pionowej określone w badaniach modelowych dla warstw słaboprzepuszczalnych zbudowanych z utworów ilastych o porowatości poniżej 0,4, mieszczące się w przedziale 10^{-12} – 10^{-9} m/s. Zestawiając natomiast wyniki badań laboratoryjnych

138 z wynikami badań modelowych autor ten dochodzi do wniosku, że tego typu

utwory, o porowatości nie przekraczającej 0,4, są na ogół jeszcze mniej przepuszczalne, o współczynnikach filtracji mieszczących się w przedziale 10^{-16} – 10^{-10} m/s.

Wobec tak znacznego zróżnicowania wyników i niemożliwości określenia wprost, a nie tylko badaniami modelowymi, w jaki sposób zróżnicowanie litologiczne warstwy słaboprzepuszczalnej wpływa na jej przepuszczalność w skali regionalnej, uzasadniony wydaje się postulat G. van der Kamp (2001), według którego przepuszczalność utworów słaboprzepuszczalnych powinna być określana w skali problemu, jaki jest do rozwiązania.

7.2. Zasilanie wód podziemnych

W badaniach regionalnych systemów wodonośnych, których celem jest ocena ilościowa zasobów wód podziemnych, decydujące znaczenie ma ocena wartości zasilania w skali tego systemu oraz identyfikacja jego źródeł (Scanlon, Healy, 2002). Jeśli pominiemy zasilanie boczne, które w systemach wodonośnych właściwie wyodrębnionych i okonturowanych granicami nieprzepuszczalnymi w zasadzie nie ma znaczenia, to głównym źródłem zasobów staje się zasilanie pionowe, „z góry”, na które składa się kilka źródeł. Ich identyfikacja i ilościowa ocena, a w dalszej kolejności zmienność przestrzenna jest głównym celem w ocenie zasobów wód podziemnych.

Zasilanie badanych zbiorników triasowych z powierzchni, jak wykazały wykonane badania modelowe, zawiera w sobie trzy podstawowe źródła, których procentowy udział jest zmienny w zależności od zbiornika. Są to:

- infiltracja opadów atmosferycznych,
- przesączanie wód z przypowierzchniowych poziomów wodonośnych,
- infiltracja wód z cieków powierzchniowych.

Niekiedy wyodrębnienie ilościowe tych składowych w zasilaniu zbiorników i dokładne określenie ich wzajemnych relacji nie jest możliwe z uwagi na brak dostatecznego rozpoznania systemu wodonośnego. Są one wówczas łączone, na przykład infiltracja opadów z infiltracją wody z rzek albo po prostu określa się zasilanie pionowe bez wyodrębniania poszczególnych jego składowych. Na obszarach zurbanizowanych w wartości infiltracji efektywnej opadów odwzorowanej na modelu na ogół ukryte są inne źródła zasilania, o których informacje nie są wystarczająco dokładne, jak na przykład ucieczki wody z sieci wodociągowej, czy rozproszone zrzuty ścieków (Lerner, 2002).

W tabeli 7.2 zestawiono wartości zasilania pionowego „z góry” dla trzech zbiorników triasowych, dla których wykonano badania modelowe. Z wartości tych wyłączono infiltrację wody z tych rzek, które były odwzorowane

Tabela 7.2

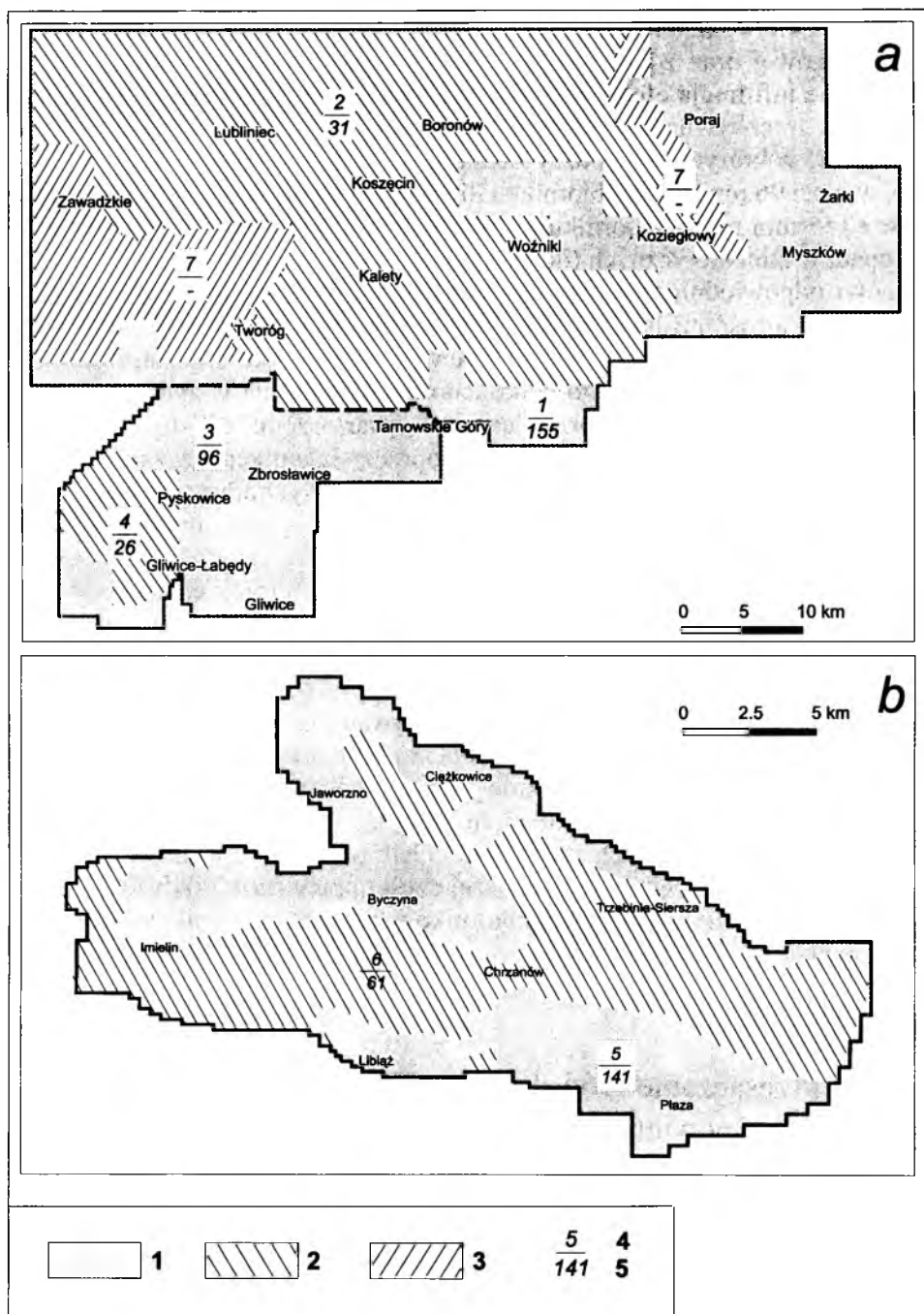
**Główne źródła zasilania pionowego zbiorników triasowych
(infiltracja z powierzchni i przesączanie z poziomów przypowierzchniowych)
według badań modelowych**

Zbiornik	Obszar obliczeniowy nr wg rys. 7.9	Powierzchnia [km ²] opad [mm/rok]	Źródło zasobów – rodzaj zasilania	Wartość zasilania [mm/rok]	Udział w zasilaniu całkowitym GZWP [%]	Procent opadu atmosferycznego
GZWP Lubliniec– Myszków	cały zbiornik w tym:	<u>1725</u> 826	zasilanie pionowe „z góry”	40	85,6	
	1) wychodnie	115	infiltracja efektywna	155	22	21,2
	2) obszar zakryty	1610	przesączanie	31	63,2	4,2
GZWP Gliwice	cały zbiornik w tym:	<u>432</u> 787	zasilanie pionowe „z góry”	81	73,7	10,3
	3) wychodnie	341	infiltracja efektywna	96	68,7	12,2
	4) obszar zakryty	91	przesączanie	26	4,9	
GZWP Chrzanów	cały zbiornik w tym:	<u>273</u> 779	zasilanie pionowe „z góry”	101	74,7	13
	5) wychodnie	139	infiltracja efektywna	141	53	18,1
	6) obszar zakryty	134	przesączanie	61	21,7	7,8

na modelach i wykazane w bilansach zbiorników. Przeciętne wartości tego zasilania odniesione do całego obszaru zasilania zbiorników (z infiltracji i z przesączania) wynoszą: 40 mm/rok w zbiorniku Lubliniec–Myszków, 81 mm/rok w zbiorniku Gliwice i 101 mm/rok w zbiorniku Chrzanów. Ilościowa ocena głównych składowych tego zasilania w zbiornikach triasu śląsko-krakowskiego jest przedmiotem rozważań niniejszego rozdziału. Podstawą tej oceny są wykonane badania modelowe, a także badania terenowe oraz badania czasu przebywania wód w systemie wodonośnym.

7.2.1. Infiltracja efektywna

Zasilanie wód podziemnych z infiltracji efektywnej zostało określone w obszarach, które nie są zakryte ciągłą pokrywą utworów słaboprzepuszczalnych i które umownie można nazwać obszarami wychodni. W zasięgu zbiorników Lubliniec–Myszków i Gliwice powierzchnia obszaru, na którym ten rodzaj zasilania został określony, wynosi odpowiednio: 115 km² i 341 km², a w zbiorniku Chrzanów – 139 km² (rys. 7.9). Niewątpliwie głównym składnikiem infiltracji są opady atmosferyczne, jednakże w tej wielkości mieszczą się również ucieczki wody z cieków powierzchniowych, nie



niczne, na które składają się rozproszone zrzuty ścieków i straty wody z sieci wodociągowej oraz z kanalizacji. Z tego względu właściwe wydaje się tu określenie infiltracji efektywnej, bez uściślenia wskazującego na pochodzenie wód. Intensywność infiltracji efektywnej odniesiona do powierzchni obszarów, w których ten rodzaj zasilania zbiorników triasowych ma miejsce, wynosi 96 mm/rok w zbiorniku Gliwice, 141 mm/rok w zbiorniku Chrzanów i 155 mm/rok w zbiorniku Lubliniec–Myszków (tab. 7.2). W stosunku do opadów atmosferycznych (do opadu hydrologicznego) ten rodzaj zasilania stanowi odpowiednio: 12,2%, 18,1% i 18,7%. Wyróżniająca się stosunkowo niska wartość infiltracji efektywnej w zbiorniku Gliwice wiąże się najprawdopodobniej z faktem, że zasilanie węglanowego kompleksu wodonośnego w obszarze, dla którego wykonano obliczenia, ma w znacznym stopniu charakter pośredni, poprzez utwory czwartorzędu, często z udziałem utworów słaboprzepuszczalnych, oraz poprzez słaboprzepuszczalne utwory górnej części triasu środkowego. Bezpośrednie wychodnie węglanowego kompleksu wodonośnego na powierzchnię zajmują znikomy procent powierzchni.

Określone w badaniach modelowych wartości infiltracji efektywnej trudno jest zweryfikować innymi metodami nie tylko ze względu na brak publikowanych wyników takich badań w omawianym rejonie, lecz także ze względu na skalę obszaru, dla którego określono tę wielkość, jak również metodę badań. Oceny infiltracji efektywnej dokonywane na podstawie badań terenowych, na przykład wahań zwierciadła wody w otworach albo badań lizymetrycznych mają charakter punktowy i nie charakteryzują procesu infiltracji w skali obszaru zasilania zbiornika (de Vries, Simmers, 2002; Scanlon, Healy, 2002). Mimo tych zastrzeżeń celem skonfrontowania uzyskanych wyników badań modelowych w dalszej części pracy (por. rozdz. 7.4) zestawiono wyniki obliczeń zasilania zbiorników triasowych wynikające z badań terenowych.

7.2.2. Przesączanie wód do zbiorników triasowych z przypowierzchniowych poziomów wodonośnych przez utwory słaboprzepuszczalne

Z przedstawionych w rozdz. 5 bilansów krążenia wód w systemach wodonośnych analizowanych zbiorników triasowych oraz z tab. 7.2 wynika, że udział przesączania wód z przypowierzchniowych poziomów wodonośnych w zasilaniu zbiorników triasowych wynosi od 4,9% w zbiorniku Gliwice i 22% w zbiorniku Chrzanów do 63,2% w zbiorniku Lubliniec–Myszków.

142 Intensywność tego przesączania, uśredniona na całą powierzchnię, na której

proces ten zachodzi, wynosi w skali roku przeciętnie od 26 mm w zbiorniku Gliwice i 31 mm w zbiorniku Lubliniec–Myszków do 61 mm w zbiorniku Chrzanów (rys. 7.9). Intensywność ta zmienia się w zależności od przepuszczalności warstwy utworów słaboprzepuszczalnych, jej miąższości i spadku hydraulicznego.

Zmiany przesączania pionowego wód przeanalizowano w obszarze zbiornika Lubliniec–Myszków. Obliczona w wyniku symulacji modelowej wielkość przesączania zmienia się w przedziale od poniżej 1 mm/rok do blisko 300 mm/rok. Natomiast wartości uśrednione w strefach wydzielonych do obliczeń współczynnika filtracji pionowej utworów słaboprzepuszczalnych (rys. 7.5) zmieniają się w zakresie od 4 mm/rok w strefie północnej do 102 mm/rok w strefie nr 3 (tab. 7.1). Tak wysoka intensywność przesączania w strefie nr 3 jest wymuszona intensywnym pompowaniem wody w dużym ujęciu Bibiela z oknami hydrogeologicznymi ułatwiającymi przepływ pionowy wód do zbiornika triasowego i stosunkowo wysokimi wartościami współczynnika filtracji utworów słaboprzepuszczalnych (tab. 7.1).

7.2.3. Infiltracja wód powierzchniowych

Zainteresowanie zasilaniem wód podziemnych triasu śląsko-krakowskiego wodami infiltrującymi z rzek przede wszystkim wiązało się z zagrożeniami wodnymi dla górnictwa kruszcowego, a sporadycznie z budową ujęć studziennych. Pierwsze publikowane obserwacje dotyczą ucieczek wody z rzeki Brynicy na obszarze triasowej niecki bytomskiej (Ł u c z k ó w, 1928; vide R ó ż k o w s k i, Wilk (red.), 1980; R o s ł o ŋ s k i, 1931, 1932; vide K o t l i c k i, 1964; K o w a l s k i, 1936) i z rzeki Chechło na obszarze triasu chrzanowskiego (Wilk, 1969).

Pierwsza systematyczna i kompleksowa ocena ucieczek wód rzecznych w podłoże w skali regionalnej została przedstawiona w pracy S. K o t l i c k i e g o (1964). Z analizy bilansów hydrologicznych rzek i pomiarów przepływu wody w korytach rzecznych, a także z analizy warunków geologiczno-strukturalnych i hydrogeologicznych autor ten wskazał odcinki rzek, z których wody infiltrują w podłoże. Wytypowano kilka odcinków na rzekach: Brynica, Biała Przemsza, Czarna Przemsza, Mała Panew i Warta. Na tej podstawie autor wyraża pogląd, że infiltracja wody z rzek do wodonośnych utworów triasu jest faktem i odgrywa znaczącą rolę w zawodnieniu utworów triasowych.

Infiltracja wody z rzek jest połączona z zabudową i zagospodarowaniem koryt rzecznych i z reżimem rzeki, a także ze stanem warunków hydrodynamicznych systemu wodonośnego, które to czynniki podlegają zmianom, dlatego informacje z lat ubiegłych mogą być nieaktualne. Mając na uwadze **143**

całokształt zmian tych warunków, skoncentrujemy się na wynikach badań z ostatnich kilku lat.

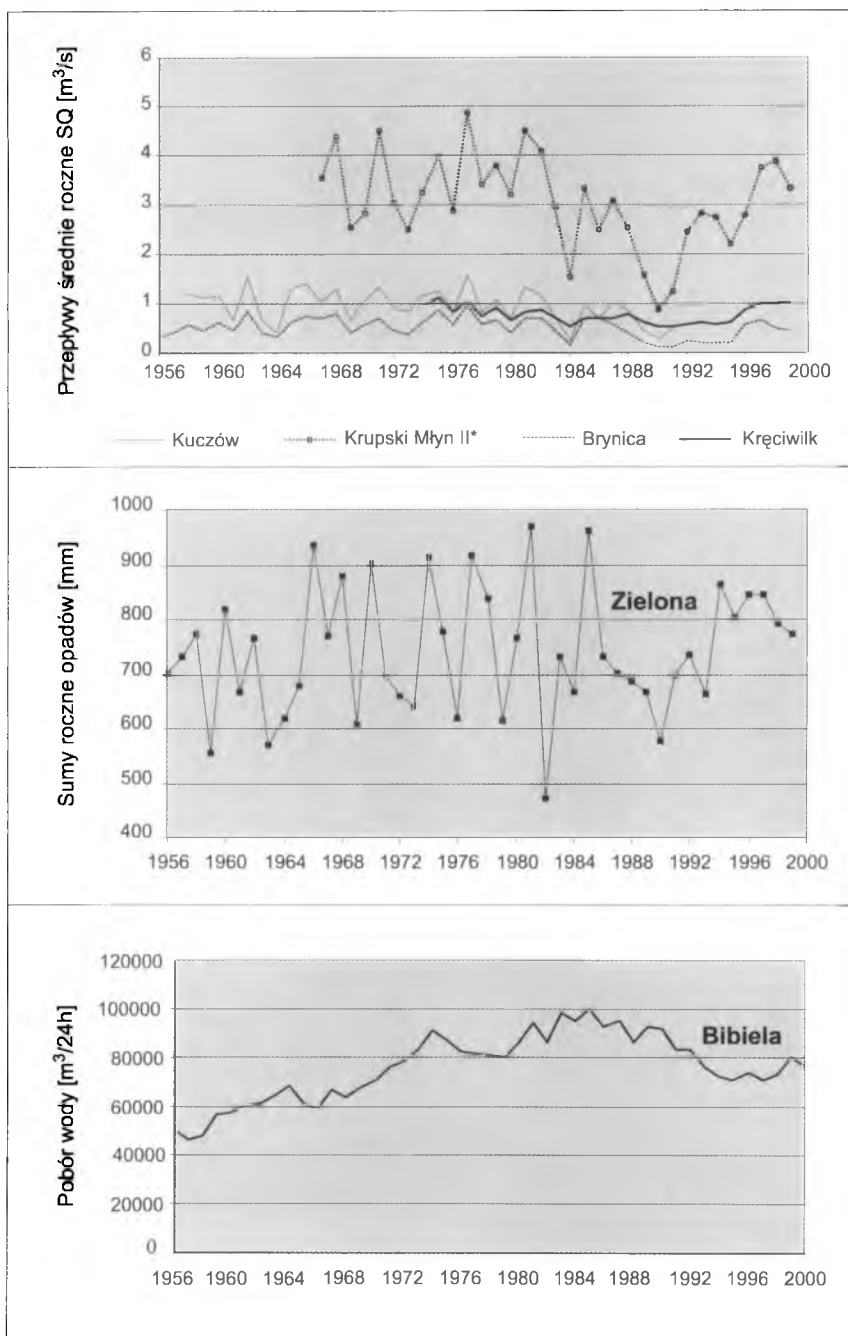
Kompleksowe badania infiltracji wody z rzek prowadzono w ramach regionalnych dokumentacji hydrogeologicznych zbiorników triasowych, wykonanych z udziałem autora. Był to zbiornik Lubliniec–Myszków (Dziuk i in. 1999) i zbiornik Gliwice (Dziuk i in., 1997). J. Motyka i K. Rózkowski (2001) prezentują wyniki badań wykonanych dla Białej Przemszy na odcinku o długości około 12 km, usytuowanym pomiędzy przekrojami wodowskazowymi Golczowice i Sławków, a badania J. Sawickiego (2000) odnoszą się do całego odcinka tej rzeki pomiędzy wspomnianymi przekrojami, o długości 23,1 km.

Zestawione w tab. 7.3 straty przepływu wód w rzekach opierają się na pomiarach przepływów chwilowych, a tylko wyniki J. Sawickiego (2000) opierają się na systematycznych pomiarach IMiGW. Według tego zestawienia sumaryczne straty wody z rzek w obszarze zbiornika Lubliniec–Myszków, oszacowane na podstawie trzech serii pomiarów w 1998 r., wynoszą minimalnie $0,386 \text{ m}^3/\text{s}$, a maksymalnie $1,64 \text{ m}^3/\text{s}$. Odnoszą się one do całego systemu krążenia wód, bez rozdzielienia na poziom czwartorzędu i triasu. W wykonanych badaniach modelowych zasilanie tego systemu wodami rzecznyymi oszacowano na poziomie $0,396 \text{ m}^3/\text{s}$, co w odniesieniu do zasilania systemu z powierzchni, które wynosi $6,96 \text{ m}^3/\text{s}$, stanowi zaledwie 7%.

Straty wody z rzek w zasięgu zbiornika Gliwice oszacowano na podstawie pomiarów terenowych przeprowadzonych w latach 1993–1995 w granicach $0,27\text{--}1,084 \text{ m}^3/\text{s}$. W badaniach modelowych zasilanie systemu wodonośnego z rzek oszacowano na poziomie $0,406 \text{ m}^3/\text{s}$, co w stosunku do zasilania systemu z powierzchni, które wynosi $2,1 \text{ m}^3/\text{s}$, stanowi prawie 20%.

Niestety, nie można potwierdzić przedstawionych wniosków o udziale wód rzecznych w zasilaniu wód podziemnych oraz o wpływie eksploatacji tych wód na rzeki na podstawie analizy wieloletnich przepływów średnich w rzekach przepływających przez obszar zbiorników Lubliniec–Myszków i Gliwice. Intensywna eksploatacja wód w zbiorniku Lubliniec–Myszków ujęciem Bibiela rozpoczęła się z początkiem lat sześćdziesiątych i nasiliła się w latach osiemdziesiątych. Wpływ jej na obniżenie przepływów średnich w rzekach trudno jest zauważyć (rys. 7.10), ponieważ po 1980 roku wystąpił okres posuszny, trwający aż do 1993 roku. Czytelny jest natomiast związek przepływów w rzekach z opadami atmosferycznymi.

Inaczej jest w przypadku Białej Przemszy w obszarze triasu olkusko-zawierciańskiego. Określeniem strat wody z tej rzeki zajmowali się między innymi W. Prussak (1982) i J. Motyka, K. Rózkowski (2001). Według nowszych badań J. Motyki i K. Rózkowskiego (2001) straty wody w tej rzece wynoszą przeważnie $0,465 \text{ m}^3/\text{s}$. Zasilają one dopływ wód do kopalń oluskich, który w warunkach *quasi*-ustalonych wynosi łącznie około $2,83\text{--}2,92 \text{ m}^3/\text{s}$, w tym udział wód z rzeki stanowi 16%. Straty wody z rzeki



* przekrój obliczeniowy

Rys. 7.10. Przepływy średnie roczne rzek SQ: Małej Panwi, Brynicy i Warty w obszarze GZWP Lubliniec–Myszków na tle opadów atmosferycznych
Lokalizacja przekrojów wodowskazowych, posterunków opadowych i ujęcia Bibiela na rys. 7.11

Tabela 7.3

Infiltracja wody z rzek według pomiarów przepływów chwilowych

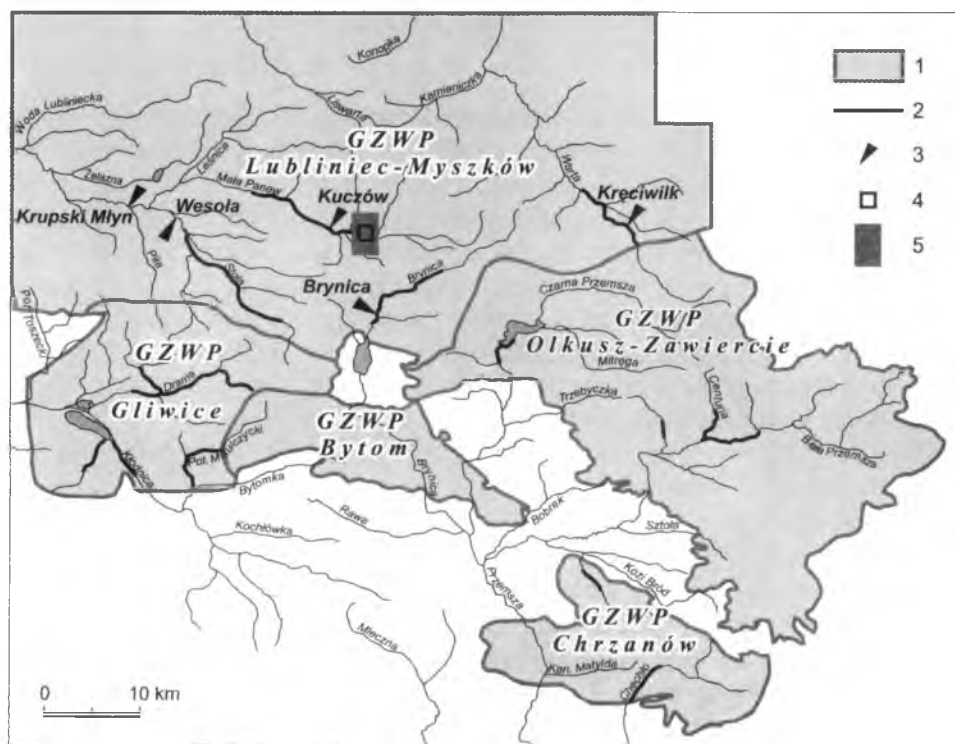
Rzeka	Strata przepływu wody Q [m³/s]	Rok	Źródło informacji
GZWP Lubliniec–Myszków			
Brynica	0,168–0,281	1998	Dziuk i in., 1999
Brynica	0,027	1991	
Mała Panew	0,011–0,274	1998	
Mała Panew	0	1990, 1991	
Stoła	0,07–0,401	1998	
Stoła	0	1991	
Brzeźnica	0,033	1998	
Brzeźnica	0	1993, 1994	
Warta	0,137–0,651	1998	
Warta	0	1993	
GZWP Gliwice			
Drama	0,100	1992	Kowalczyk, Kropka, 1992
Drama	0,121	1994	Dziuk i in., 1997
Drama	0,016	1993	Dziuk i in., 1997
Potok z Łubia	0,001	1993	Dziuk i in., 1997
Potok z Łubia	0,088	1994	Dziuk i in., 1997
Potok Rokitnica	0,221	1995	Dziuk i in., 1997
Potok Rokitnica	0	1993	Dziuk i in., 1997
Kozłowska	0,368	1994	Dziuk i in., 1997
Kozłowska	0,010	1993	Dziuk i in., 1997
Kłodnica	0,286	1995	Dziuk i in., 1997
Kłodnica	0	1993–1994	Dziuk i in., 1997
GZWP Chrzanów			
Chechło	0,105–0,145	1965–1966	Wilk, 1969
GZWP Olkusz–Zawiercie			
Biała Przemsza	0,465	1996	Motyka, Rózkowski, 2001
Biała Przemsza	3,62	1997	Motyka, Rózkowski, 2001
Biała Przemsza	0,44	1996	Sawicki, 2000 ¹⁾
Biała Przemsza	0	1997	Sawicki, 2000
GZWP Bytom			
Szarlejka i Brynica	0,105	1999–2000	Kropka, 2000b

¹⁾ Według systematycznych obserwacji IMiGW.

około 0,105–0,145 m³/s (Wilk, 1969) i było to około 10–15% dopływu całkowitego, zasilającego strefę drenażową kopalń „Trzebionka” i „Matylda”, który w tamtym okresie wynosił około 1 m³/s.

Według badań J. Kropki (2002b) wykonanych dla rzek Szarlejki i Brynicy w GZWP Bytom ucieczki wody z tych rzek w latach 1999–2000 wynosiły łącznie 0,105 m³/s.

Duże zróżnicowanie wyników oceny ucieczek wody z rzek uzyskanych na podstawie pomiarów przepływu wód oraz badań modelowych skłaniają do bardzo ostrożnych wniosków i to przede wszystkim o charakterze jakościowym. Wyniki badań terenowych opierają się na pomiarach przepływów chwilowych i na ogół brak jest ich potwierdzenia w drodze systematycznych obserwacji, a ponadto nie obejmują one wszystkich cieków. Jednak nawet systematyczne obserwacje przepływu w przekrojach wodowskazowych oddalonych od siebie o kilkadziesiąt kilometrów, z których wynika ogólny przyrost przepływu wody w rzece, nie wykluczają możliwości lokalnych ucieczek wody z rzeki. Możliwe są bowiem lokalne, czy wręcz punktowe ucieczki wody z koryta rzeki, w szczególności na obszarach zbudowanych ze skał szczelinowo-krasowych, tak jak to wykazano w badaniach J. Motyki i K. Rózkowskiego (2001) dla Białej Przemszy. Ponadto w wielu przypadkach ocena infiltracji z rzek odnosi się do wielowarstwowego systemu wodonośnego, a więc nie zawsze do głębiej występującego zbiornika triasowego. Z tych powodów w skali regionalnej nie można dokonać syntetycznej oceny ilościowej zasilania zbiorników triasowych z wód powierzchniowych na podstawie przedstawionych tu pomiarów terenowych.



Rys. 7.11. Sieć rzeczna z zaznaczonymi odcinkami rzek, na których stwierdzono ucieczki wód
 1 – obszary triasowych GZWP, 2 – odcinki rzek ze stwierdzoną infiltracją, 3 – przekroje wodowskazowe uwzględnione na rys. 7.10, 4 – postępek opadowy uwzględniony na rys. 7.10, 5 – ujście Bibiela

Wyniki oceny zasilania wód podziemnych wodami z rzek uzyskane z badań modelowych mają nieco inny charakter, jest to bowiem zasilanie średnie, określone dla stanów ustalonych badanych systemów wodonośnych. Nie są to jednak ucieczki wody z rzek, lecz zasilanie ze strefy doliny rzecznej, która została odwzorowana na modelu blokiem o szerokości na ogół 500 m lub 250 m. Ponadto nie wszystkie ciekły wód powierzchniowych zostały odwzorowane na wykonanych modelach, ale określone w drodze symulacji modelowej zasilanie wód podziemnych z rzek uzupełnia bilans wodny systemu wodonośnego, a także umożliwia skuteczniejszą kalibrację modelu.

Mimo przedstawionych zastrzeżeń wszystkie wyniki zestawione w tab. 7.3 dowodzą, że infiltracja wody z rzek jest faktycznym i niekiedy znaczącym źródłem zasilania wód podziemnych w obszarze triasu śląsko-krakowskiego. Przeprowadzone badania, mimo że nie umożliwiają dokładnych ocen ilościowych, to wskazują na lokalizację tych stref i odcinków rzek lub dolin rzecznych (rys. 7.11), gdzie proces ten zachodzi oraz na jego znaczenie w formowaniu się zasobów wód podziemnych.

7.2.4. Inne źródła zasilania wód podziemnych

Z rozważań o źródłach zasilania wód podziemnych przedstawionych w rozdz.: 3, 7.3.2 i 7.3.3 wynika, że ich identyfikacja, a tym bardziej ilościowe określenie udziału w zasilaniu całkowitym systemu jest zadaniem trudnym, a w odniesieniu do wód antropogenicznych – często niewykonalnym. Odnosnie do obszaru triasu śląsko-krakowskiego można znaleźć tylko dwie publikowane prace, w których zaledwie sygnalizuje się ilościowy udział wód z sieci wodociągowych i ścieków w zasilaniu wód podziemnych. J. Kropka i J. Respondek (2000) oceniają, że w dopływie wód do systemu drenażowego szybu Bolko, który odwadnia nieczynne kopalnie rud cynku i ołowiu w niecce bytomskiej, wynoszącym $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$, udział wód ze strat z sieci wodociągowej i ścieków wyniósł w 1996 roku około $0,083\text{--}0,117 \text{ m}^3/\text{s}$. W przeliczeniu na powierzchnię obszaru zasilania tego systemu wynoszącą $55,24 \text{ km}^2$ (Kropka, 2002a) wskaźnik roczny zasilania z tego źródła wynosi $48\text{--}67 \text{ mm}$. J. Kropka (2002b) szacuje, że udział wód z sieci wodociągowej i cieków wynosi około $6\text{--}7\%$ zasilania zbiornika Bytom.

Według szacunkowych ustaleń dla miejsko-przemysłowej aglomeracji miasta Tarnowskie Góry, zajmującej powierzchnię 77 km^2 , której pobór wody wynosił do niedawna około $21 \text{ tys. m}^3/\text{d}$, straty wody z sieci wodociągowej wynoszą 30% , czyli około $7000 \text{ m}^3/\text{d}$ (Kowalczyk i in., 2002a). W przeliczeniu na powierzchnię wskaźnik roczny zasilania wód podziemnych z tego źródła wynosi 33 mm . Do tej wartości należałoby dodać nie znane co do

burzowych. W zasilaniu tego obszaru, ustalonym w badaniach modelowych w zakresie 150–270 mm/rok, udział wód antropogenicznych może osiągnąć 20–25%.

Przedstawione dwa przykłady ilustrują problem udziału wód antropogenicznych w zasilaniu wód podziemnych w skali lokalnej. Brak dostępu do wiarygodnych danych dotyczących dystrybucji wody i ścieków uniemożliwia wykonanie takiej oceny w skali systemów wodonośnych badanych zbiorników triasowych. Z tego powodu zarówno w niniejszej pracy, jak i w wielu innych badaniach zasobów regionalnych systemów wodonośnych problem wyodrębnienia wód antropogenicznych na ogół jest pomijany (Lerner, 2002), tym bardziej że w zasięgu omawianych zbiorników triasowych obszary zurbanizowane na ogół zajmują niewielki procent ich powierzchni, niewielka jest też ilość wód krążących w sieci na tych terenach w porównaniu z zasobami systemów wodonośnych. Udział wód antropogenicznych w zasobach wód podziemnych zatem może mieć lokalne znaczenie w niedużych pod względem powierzchni zbiornikach Bytom, Chrzanów i Gliwice. Nie ma natomiast istotnego znaczenia w rozległym pod względem powierzchni zbiorniku Lubliniec–Myszków, w którym obszary zurbanizowane stanowią jedynie niewielką jego część.

7.3. Ocena zasilania zbiorników triasowych w świetle badań terenowych

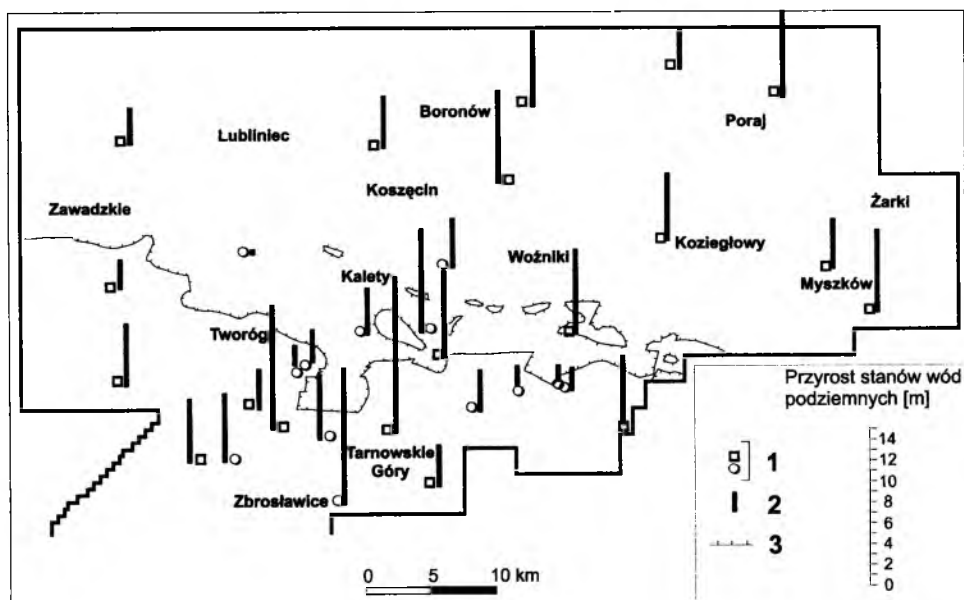
Ocena zasilania wód podziemnych z infiltracji efektywnej, niezależnie od przyjętej metody, daje wynik przybliżony. Ocena ta zawsze ma charakter pośredni, nie jest bowiem wynikiem bezpośredniego pomiaru. Z tego względu uzasadnione jest konfrontowanie wyników oceny zasilania uzyskanych różnymi metodami (de Vries, Simmers, 2002; Scanlon, Healy, 2002). W celu porównania wyników badań modelowych wykonano obliczenia zasilania na podstawie wahań zwierciadła wody i wydajności stref drenażowych oraz zestawiono wyniki badań innych autorów.

Podstawą oceny zasilania wód podziemnych na drodze infiltracji jest określenie związków tych wód z opadami atmosferycznymi jako głównym źródłem zasilania systemów wodonośnych. Można tego dokonać na podstawie analizy wahań zwierciadła wody w otworach obserwacyjnych, a także zmian wydajności antropogenicznych stref drenażowych, takich jak ujęcia i wyrobiska górnicze kopalń. Obserwacje te dostarczają informacji o wrażliwości systemu lub poziomu wodonośnego na zasilanie oraz umożliwiają ilościową ocenę zasilania.

7.3.1. Wahania zwierciadła wód podziemnych i zmiany wydajności stref drenażowych na tle opadów atmosferycznych

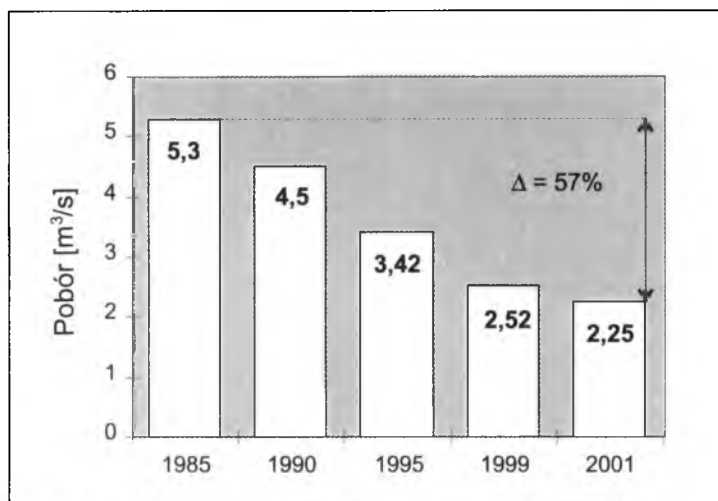
W kompleksie wodonośnym triasu śląsko-krakowskiego zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych oraz wydajności źródeł i ujęć są uwarunkowane głównie zmiennością zasilania, ale są one zakłócone zmianami drenażu antropogenicznego wód w czasie (por. rozdz. 4). Trudno zatem w sposób bezsporny rozdzielić i określić wartości zmian położenia zwierciadła wody wywołane wymienionymi dwoma czynnikami.

Analiza stanów zwierciadła wód podziemnych w obszarze zbiornika Lubliniec–Myszków i Gliwice po 1990 roku wskazuje, że do 1998 roku nastąpiło podniesienie się zwierciadła od około 2–3 m do około 15 m (rys. 7.12). Największe przyrosty wystąpiły w części środkowej i południowej obszaru przedstawionego na rysunku, a najmniejsze na jego obrzeżeniu. Rejon dużych przyrostów położenia zwierciadła jest obszarem zasilania wymienionych zbiorników i charakteryzuje się bardzo dużym zasilaniem z infiltracji i z przesączania wód (por. rozdz. 7.3.2). Ponadto jest to obszar intensywnej eksploatacji wód licznymi ujęciami, która po 1990 roku uległa znacznemu ograniczeniu. Odnosi się to w szczególności do rejonu Tarnowskich Gór i ca-



Rys. 7.12. Zmiany położenia zwierciadła wody w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu w GZWP Lubliniec–Myszków i Gliwice

1 – otwory obserwacyjne, 2 – przyrosty stanów wód podziemnych [m], 3 – zasięg utworów słabo-przepuszczalnych triasu górnego

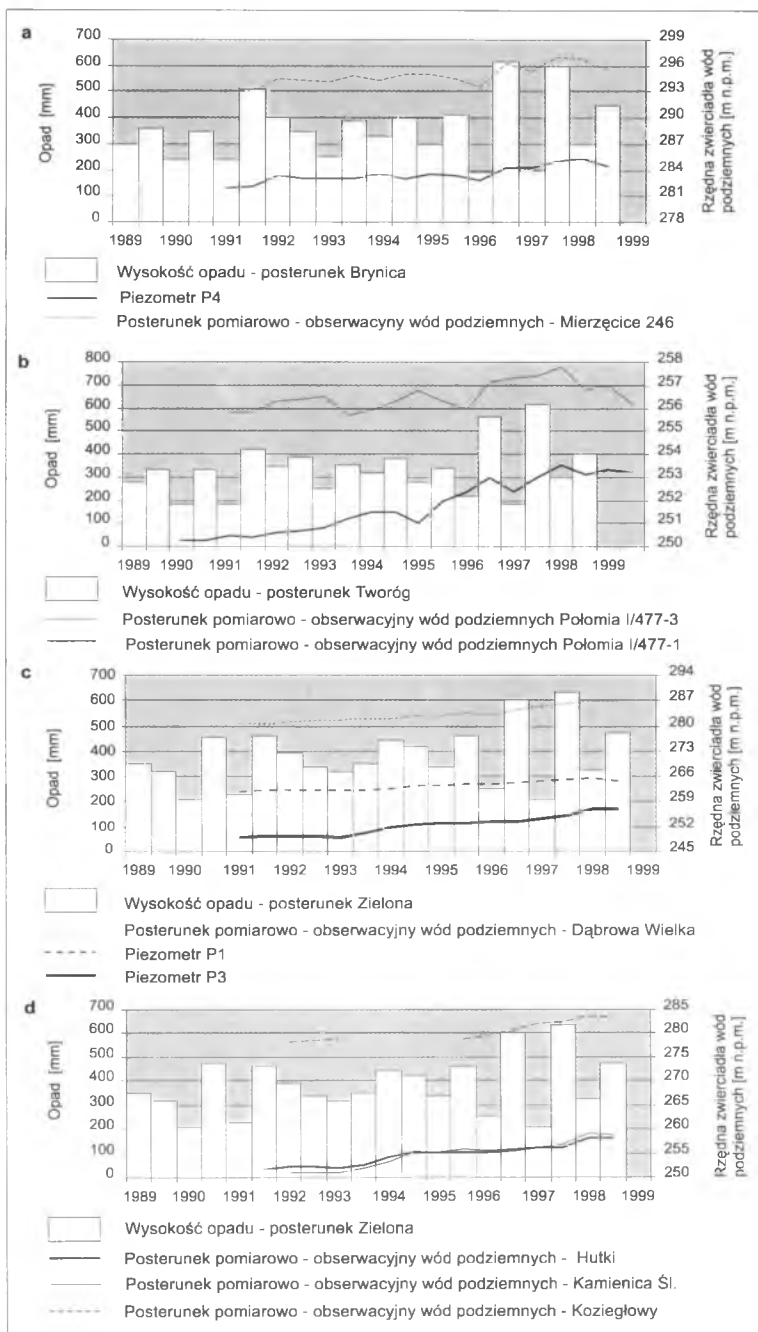


Rys. 7.13. Pobór wód w GZWP Gliwice w latach 1985–2001

tego obszaru zbiornika Gliwice (rys. 7.13). Niewątpliwie oddziaływania te mogą się przenosić na południowy obszar zbiornika Lubliniec–Myszków, przyczyniając się do znacznych wzrostów położenia zwierciadła wody.

Dynamika zmian położenia zwierciadła wody w okresie obserwacji jest różna w zależności od usytuowania punktu obserwacyjnego w stosunku do obszarów intensywnej eksploatacji wód oraz stopnia zakrycia zbiornika warstwą słaboprzepuszczalnych utworów triasu górnego (rys. 7.12). Generalnie w latach 1989–1998 wyróżnia się trzy etapy zmian położenia zwierciadła wody (rys. 7.14), niezależnie od lokalizacji punktu obserwacyjnego w zbiorniku. Na przełomie lat osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych występuje etap niskich stanów wód, a po okresie 1992–1994, w zależności od lokalizacji punktu obserwacyjnego, następuje etap wzrostu stanów, najpierw łagodny, a od lat 1995–1996 roku przyrost ten jest bardziej zdecydowany. W 1998 roku i w latach kolejnych następuje okres względnej stabilizacji zwierciadła. Ten charakter zmian położenia zwierciadła wody nawiązuje do zmian rocznych sum opadów atmosferycznych. W kilkuletnim okresie obserwacji zatem istnieje ogólna zgodność trendów zmian położenia zwierciadła wód podziemnych i rocznych sum opadów.

W punktach położonych w obszarze pod przykryciem miększej warstwy utworów słaboprzepuszczalnych (rys. 7.14 c, d) trudno jest na podstawie prezentowanych wyników ocenić opóźnienie reakcji zwierciadła wody na zasilanie opadami, ponieważ reakcja ta objawia się na wykresach w bardzo złagodzonej formie. Przede wszystkim nie jest do końca wyjaśnione, jaki jest mechanizm wiążący zaobserwowane zależności pomiędzy zwierciadłem wody i opadami w obszarze zakrytym utworami słaboprzepuszczalnymi, skoro prędkości przesączania wód są tu rzędu kilku – kilkunastu milimetrów na rok (por. rozdz. 7.3.2). Prawdopodobnie jest to efekt transferu ciśnień, **151**

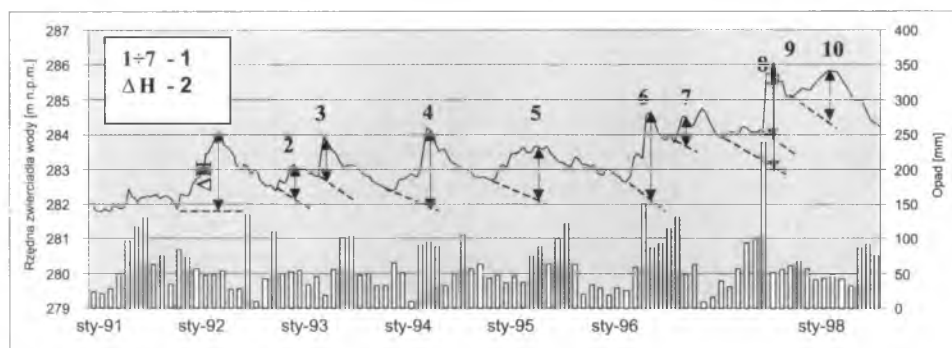


Rys. 7.14. Zmiany położenia zwierciadła wody w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu GZWP Lubliniec–Myszków na tle opadów atmosferycznych

a, b – punkty obserwacyjne zlokalizowane w obszarze odkrytym zbiornika,
c, d – punkty zlokalizowane w obszarze zakrytym utworami słaboprzepuszczalnymi triasu górnego według rys. 7.12

od obszaru zasilania, w zbiorniku, w którym na przeważającej części obszaru zwierciadło wody występuje pod ciśnieniem, a czas opóźnienia tego transferu można szacować na około 2 lata.

W punktach obserwacyjnych położonych w południowej części obszaru, w obszarze odkrytym, poza zasięgiem występowania ciągłej warstwy utworów słaboprzepuszczalnych triasu górnego związek wahań zwierciadła z opadami jest bardzo czytelny zarówno w cyklu wieloletnim (rys. 7.14), jak i w cyklu kilkumiesięcznym (rys. 7.15). Opóźnienie reakcji zwierciadła wody na opady wynosi w zależności od punktu obserwacyjnego około 1–2 miesiące, jeśli chodzi o maksymalne stany zwierciadła. Natomiast wznios zwierciadła rozpoczyna się po kilku dniach do kilkunastu dni. Jest to widoczne na przykładzie silnych impulsów opadowych w 1996 roku i w 1997 roku (rys. 7.15).



Rys. 7.15. Wahania zwierciadła wody w piezometrze P-4 na tle miesięcznych sum opadów atmosferycznych z lat 1991–1998

1 – kolejne stany maksymalne zwierciadła, 2 – maksymalny wznios zwierciadła

Związek wód podziemnych z zasilaniem opadami atmosferycznymi badali J. Kropka i J. Respondek (2000) dla triasu bytomskiego na podstawie zmian dopływów wód do nieczynnych kopalń rudnych w rejonie Bytomia oraz Z. Adamczyk i J. Motyka (2000) odnośnie do kopalń olkuskiego rejonu rudnego w trzasku olkusko-zawierciańskim. W obydwu przypadkach autorzy badali wpływ silnego impulsu opadowego, jakim były katastrofalnie wysokie opady, które wystąpiły w ciągu 3, 4 dni lipca 1997 roku. W przypadku niecki triasu bytomskiego autorzy stwierdzili, że maksymalny dopływ do kopalń wystąpił około trzy tygodnie po wystąpieniu tych opadów. Podobnie krótki czas opóźnienia, około 1 miesiąca, zaobserwowano w przypadku dopływu wód do kopalni dolomitu „Siewierz”, położonej w północnej części zbiornika olkusko-zawierciańskiego.

W trzasku olkusko-zawierciańskim maksymalne dopływy do kopalni „Olkuszk” wystąpiły z opóźnieniem około dwumiesięcznym, a do kopalni „Pomorzany” po około 10 miesiącach. Krótkie czasy opóźnienia koncentracji maksymalnych dopływów świadczą o wyjątkowym udrożnieniu górotworu

i to w skali obszarów zasilania tych kopalń, a więc rzędu kilkudziesięciu km². Wydłużony czas opóźnienia dopływu maksymalnego do kopalni „Pomorzany” autorzy badań (A d a m c z y k, M o t y k a, 2000) tłumaczą znacznie większą powierzchnią zlewni podziemnej tej kopalni, niż kopalni „Olkusz”.

Podobne czasy reakcji na zasilanie z infiltracji opadów jak dla kopalni „Pomorzany”, w granicach 7–12 miesięcy, określono dla wodonośnego kompleksu triasowego, eksploatowanego ujęciem Staszic w rejonie Tarnowskich Gór (K o w a l c z y k, I d z i a k, 1996). W tym jednakże przypadku ujmowany poziom wodonośny retu w obszarze zasilania ujęcia jest częściowo zakryty słaboprzepuszczalnymi, marglistymi utworami warstw gogolińskich.

7.3.2. Obliczenia zasilania na podstawie wahań zwierciadła wody

Czytelny związek wahań zwierciadła wody z opadami atmosferycznymi w otworze obserwacyjnym P-4 umożliwił dokonanie obliczeń zasilania kompleksu wodonośnego triasu z infiltracji efektywnej na podstawie hydrogramu z lat 1991–1998 (rys. 7.15). Otwór ten jest zlokalizowany w obszarze odkrytym zbiornika Lubliniec–Myszków (rys. 7.2), a zwierciadło wody występuje tu na głębokości około 20 m. Obliczenia infiltracji R w okresie przyrostu stanów wód wykonano według wzoru $R = S \times \frac{\Delta H}{\Delta t}$ (H e a l y, C o o k, 2002) (gdzie ΔH jest różnicą położenia zwierciadła wody w okresie wzniosu w czasie Δt , a S jest współczynnikiem odsączalności skał). Jego wartość $S = 0,05$ przyjęto jako reprezentatywną dla masywu skał węglanowych, opierając się na badaniach J. M o t y k i (1975). Na podstawie hydrogramu wyodrębniono 10 okresów wzniosu zwierciadła. Inne dane do obliczeń zestawiono w tab. 7.4. Uzyskane wartości infiltracji efektywnej wynoszą od 55 mm w okresie wzniosu zwierciadła wody trwającym niecałe 4 miesiące w 1992 roku do 155 mm w okresie 6 miesięcy w 1997 roku. W stosunku do opadów wywołujących wznios zwierciadła obliczona infiltracja stanowi od 23% do 51%. Sumując wartości infiltracji w skali roku, otrzymamy roczną infiltrację efektywną w zakresie od 60 mm w 1993 roku do 260 mm w 1997 roku, a średnio w okresie obserwacji – 130 mm/rok. Należy podkreślić, że są to wskaźniki minimalne, ponieważ w niektórych okresach recesji zwierciadła również występowały opady, które powodowały nieznaczny jego wznios lub wolniejsze opadanie, czyli że infiltracja również miała miejsce.

Odnosząc obliczone roczne wielkości infiltracji do opadu rocznego, uzyskamy wskaźnik infiltracji zmieniający się w przedziale 8,4%–26,7%, a średni z analizowanego okresu obserwacji wynoszący 15,6%. Do obliczeń przyjęto, podobnie jak poprzednio, opad hydrologiczny.

Tabela 7.4

Obliczenia infiltracji efektywnej (w latach 1992–1998) z hydrogramu otworu obserwacyjnego P-4

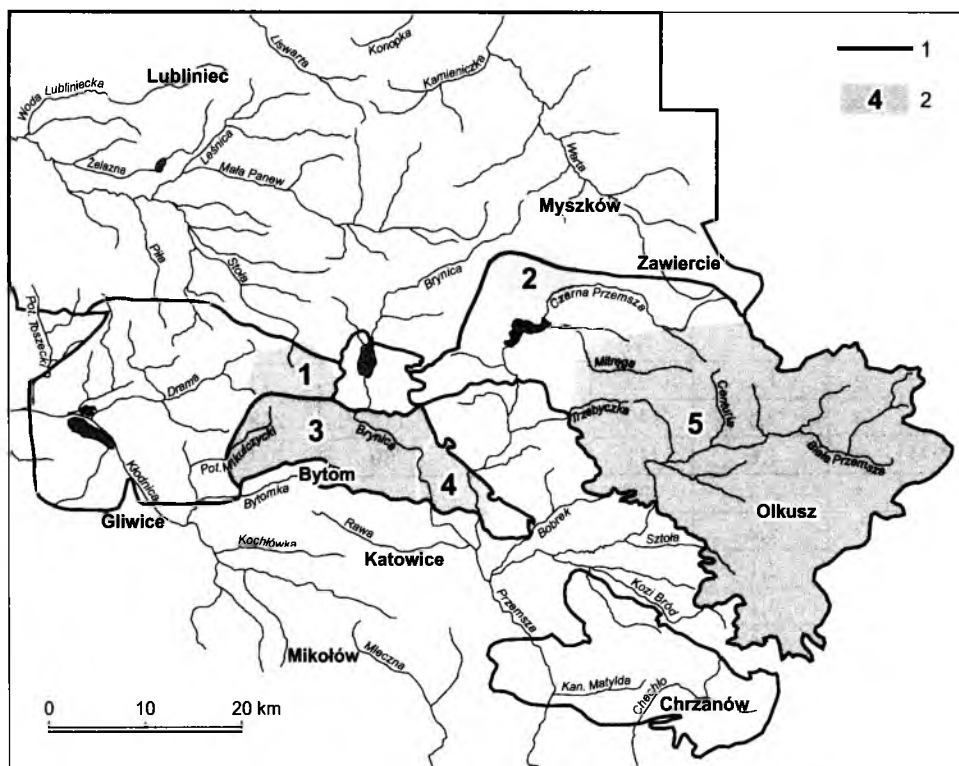
Rok	Numer piku na hydrogramie	Wznios zwierciadła wody ΔH [m]	Czas wzniosu Δt [dni]	Infiltracja w okresie wzniosu R [mm]	Infiltracja roczna [mm]	Opad z okresu wzniosu P [mm]	Opad roczny P [mm]	Wskaźnik infiltracji [%]	
								w okresie wzniosu	roczny
1992	1	2,1	140	105		383		27,4	
1992	2	1,1	64	55	160	237	774	23,0	20,7
1993	3	1,2	22	60	60	72	719	–	8,4
1994	4	2,3	140	115	115	288	836	40,0	13,8
1995	5	1,6	111	80	80	223	752	33,6	10,6
1996	6	2,4	90	120		260		46,0	
1996	7	1,2	85	60	180	124	929	40,0	19,4
1997	8	2,1	42	105		269		39,0	
1997	9	3,1	180	155	260	626	973	24,8	26,7
1998	10	1,6	130	80	80	278	850	28,8	9,4

Wyniki obliczeń infiltracji efektywnej opadów ze względu na dokonane uproszczenia, w tym przyjęty współczynnik odsączalności skał, a także z uwagi na założenia metodyczne (Healy, Cook, 2002), mają charakter szacunkowy. Mimo to jednoznacznie potwierdzają oceniony w badaniach modelowych udział infiltracji opadów atmosferycznych w zasilaniu zbiornika Lubliniec–Myszków.

7.3.3. Ocena zasilania zbiorników triasowych na podstawie dopływu wód do ujęć i do kopalń

W tabeli 7.5 zestawiono wyniki obliczeń zasilania zbiorników triasowych wykonanych na podstawie własnych obserwacji oraz dostępnych w literaturze. Podstawą tych obliczeń był kontrolowany drenaż wód ujęciami studziennymi i wyrobiskami górniczymi kopalń, a w przypadku rejonu kopalń olkuskich – także drenaż wód do rzek. Lokalizację obiektów lub obszarów, dla których wykonano obliczenia, przedstawiono na rys. 7.16.

Obszary zasilania obiektów wymienionych w punktach 1–5 są położone poza zasięgiem występowania ciągłej pokrywy słaboprzepuszczalnych utworów triasu górnego, a obszar zasilania olkuskich kopalń rudnych jest częściowo zakryty tymi utworami.



Rys. 7.16. Lokalizacja obszarów obliczeniowych zasilania węglanowego kompleksu wodonośnego triasu zestawionych w tab. 7.5

1 – granice triasowych GZWP, 2 – obszary, dla których wykonano obliczenia; numery zgodne z tabelą

Wartości zasilania są bardzo zróżnicowane, ale na ogół wysokie i bardzo wysokie, od 158 mm/rok do 440 mm/rok (tab. 7.5). W każdym przypadku jest to zasilanie całkowite, pochodzące z różnych źródeł. Zasadniczo tylko w przypadku odkrywkowej kopalni dolomitu „Siewierz” można przyjąć, że jedynym źródłem zasilania są opady atmosferyczne, z których prawie 28% infiltruje do poziomu wodonośnego triasu. W pozostałych przypadkach udział w zasilaniu mają w różnym stopniu wody antropogeniczne i wody rzeczne infiltrujące w podłoże. Stąd też wysoki jest wskaźnik zasilania w stosunku do opadów – najwyższy dla obszaru wschodniego niecki bytomskiej, bo wynoszący aż 55%.

Wszystkie przytoczone w tab. 7.5 wartości zasilania zostały określone dla bardzo specyficznych obszarów i warunków hydrogeologicznych. Przede wszystkim są to obszary o największej intensywności drenażu wód, który, jak to wykazano w rozdz. 6.1 (rys. 6.1), jest mechanizmem intensyfikującym zasilanie. W części są to obszary o powierzchni rzędu kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych, w których może być duży udział wód antropogenicznych, jak również wód rzecznych w stosunku do zasilania całkowitego.

Tabela 7.5

**Obliczenia zasilania wodonośnego kompleksu triasu na podstawie dopływu wody
do ujęć i wyrobisk górniczych kopalń**

Numer obszaru obliczeniowego	Nazwa strefy drenażowej ujęcia/kopalni – nazwa GZWP	Powierzchnia obszaru zasilania strefy drenażowej [km ²]	Dopływ = drenaż [m ³ /s]	Moduł drenażu [dm ³ /skm ²]	Zasilanie = drenaż Z [mm/rok]	Średni opad roczny P [mm]	Wskaźnik zasilania Z/P [%]	Prawdopodobne źródła zasilania	Źródło informacji
1	Staszic – GZWP Gliwice	45–55	0,324–0,463	7,2–8,4	227–265	779	29–34	IO, IR, IA (S+W)	obliczenia autora
2	Siewierz–Brudzowice – Olkusz–Zawiercie	36	0,248	6,88	216	776	27,8	IO	obliczenia autora
3	szyb Bolko – GZWP Bytom	55,24	0,5	9,05	285	802	35,5	IO, IR, IA	Kropka, 2002
4	W _r – ret, część zach. – GZWP Bytom	91,95	0,461	3,13	158	802	19,7	IO, IA, IR	Kropka, 2002
5	E _r – ret, część wsch. – GZWP Bytom	32,17	0,449	13,95	440	802	54,9	IO, IR, IA	Kropka, 2002a
6	kopalnie olkuskie – GZWP Olkusz–Zawiercie	680	4,03	5,92	188	810	23,2	IO, IR, IA	Sawicki, 2000
7	kopalnie olkuskie i rzeki – GZWP Olkusz–Zawiercie	680	5,53	8,12	258	810	31,8	IO, IR, IA	Sawicki, 2000

Objaśnienia: IO – infiltracja opadów, IR – infiltracja wody z rzek, IA – wody antropogeniczne, W – straty z sieci wodociągowej, S – ścieki.

Ponadto są to obszary wychodni bezpośrednich lub pośrednich węglanowego kompleksu triasowego, niekiedy dodatkowo perforowane wyrobiskami górniczymi, charakteryzujące się dobrymi warunkami infiltracji wód.

Prezentowane w tab. 7.6 wyniki obliczeń zasilania odnoszą się do fragmentów obszaru triasu śląsko-krakowskiego, różniących się wielkością i usytuowaniem w systemie wodonośnym. Mimo różnych metod obliczeń z zestawienia tego wyniku bardzo wyraźne zróżnicowanie wielkości zasilania tego systemu wodonośnego, co wiąże się nie tylko ze zróżnicowaniem warunków hydrogeologicznych, lecz także z samym procesem zasilania. W obszarach zasilania zbiorników położonych z dala od stref drenażowych głównym jego elementem jest infiltracja opadów atmosferycznych, w niewielkim stopniu zintensyfikowana drenażem antropogenicznym lub uzupełniana zasilaniem z innych źródeł. Przykładem jest wynik uzyskany z wahań zwierciadła wody w obszarze zasilania zbiornika Lubliniec–Myszków. Na drugim krańcu są obszary obliczeniowe zlewni hydrogeologicznych głębokich i na

Tabela 7.6

Zestawienie wyników obliczeń zasilania węglanowego kompleksu wodonośnego triasu

Sposób obliczeń	Obiekt badań	Wartości bezwzględne zasilania [mm/rok]		Wskaźnik zasilania, średni z wielolecia [% opadu]	Źródło informacji
		zakres	wartości średnie		
Wahania zwierciadła wody	piezometr P-4	60–260	130	15,6	tab. 7.5
Kontrolowana wydajność strefy drenażowej	zlewnie hydrogeologiczne stref drenażowych		158–440 158–285 ¹⁾	20–55 20–35,5 ¹⁾	tab. 7.5
Badania modelowe	obszary zasilania (wschodnie) GZWP:	50–300			rozdz. 7.2.1
	Gliwice,		96	12,2	
	Chrzanów,		141	18,1	
	Lubliniec–Myszków		155	18,7	

¹⁾ Po odrzuceniu wartości maksymalnej z tab. 7.5.

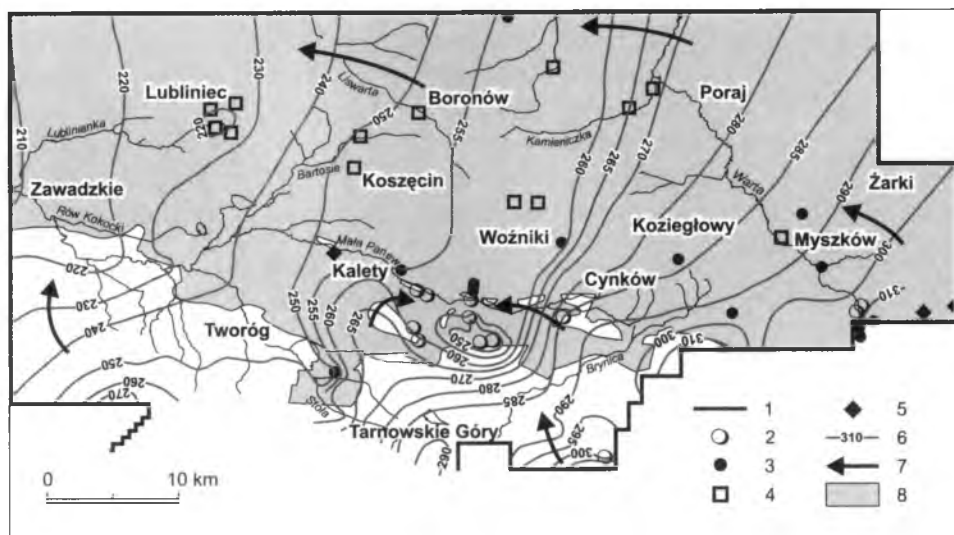
ogół rozległych stref drenażowych. Obejmują one swym zasięgiem nie tylko obszary zasilania, lecz także strefy drenażowe, w których zasilanie wysokie co do wartości bezwzględnej oraz w stosunku do opadów (tab. 7.5) jest przede wszystkim mocno zintensyfikowane i pochodzi z różnych źródeł, nie tylko z opadów atmosferycznych. Wykazano to na przykładzie zbiorników Bytom i Olkusz–Zawiercie (por. rozdz. 6.1).

7.4. Źródła i drogi zasilania wód podziemnych w świetle badań znaczników środowiskowych

Celem badań znaczników środowiskowych w wodach podziemnych jest określenie wieku wód rozumianego jako czas przepływu od momentu infiltracji do miejsca poboru (R ó ż a ń s k i, Z u b e r, 2000). Określenie wieku wód bezpośrednio na podstawie radioaktywnych izotopów środowiska (np. ^3H i ^{14}C) i trwałych izotopów (np. ^3He , ^4He i ^{40}Ar) oraz pośrednio przez pomiar składu izotopowego wody (d^{18}O i d^2H) i stężenia rozpuszczonych w niej gazów szlachetnych (Ne, Ar, Kr i Xe) ma zastosowanie w opracowaniu modelu systemu hydrogeologicznego, kalibracji i weryfikacji numerycznego modelu hydrodynamicznego, a także w ocenie podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia antropogeniczne (Z u b e r i in., 2000; R ó ż a ń s k i, Z u b e r, 2000).

Regionalne badania znaczników środowiskowych w wodach podziemnych w zasięgu badanych zbiorników triasu śląsko-krakowskiego zostały
158 wykonane dla GZWP Lubliniec–Myszków. Badania składu izotopowego wód

oraz ^{14}C i ^3H przeprowadzono w latach 1973–1976, a ich wyniki opublikowano w pracy A. RóŹkowskiego (1993). W połowie dekady lat dziewięćdziesiątych wykonano badania składu izotopów trwałych, zawartości trytu oraz stężeń gazów szlachetnych (Zuber i in., 1999). Badaniami objęto łącznie 42 punkty – studnie i otwory obserwacyjne, a ich lokalizację przedstawiono na rys. 7.17.



Rys. 7.17. Lokalizacja punktów i wyniki badań znaczników izotopowych wód podziemnych w GZWP Lubliniec–Myszków

1 – zasięg obszaru modelu GZWP Lubliniec–Myszków; wiek wód: 2 – wody współczesne, 3 – wody starsze holoceniowe, 4 – wody glacialne, 5 – wody mieszane, 6 – hydroizohipsy węglanowego kompleksu wodonośnego triasu, m n.p.m., 7 – kierunki przepływu wód podziemnych, 8 – zasięg warstwy utworów słaboprzepuszczalnych triasu górnego

W wyniku owych badań stwierdzono występowanie wód współczesnych z zawartością trytu i starszych holoceniowych – bez trytu, a także wód glacialnych. Wody współczesne stwierdzono w części południowej obszaru zbiornika, poza zasięgiem warstwy utworów słaboprzepuszczalnych triasu górnego, a także w jej zasięgu, lecz w sąsiedztwie okien hydrogeologicznych. Dodajmy, że jest to obszar intensywnie drenowany ujęciami studziennymi, w wyniku czego zwierciadło wody zostało obniżone o około 40 m. Starsze wody holoceniowe stwierdzono w obszarze zakrytym utworami słaboprzepuszczalnymi triasu górnego, znajdującym się w części południowej i południowo-wschodniej zbiornika. Wody glacialne, a więc starsze niż 10 tys. lat, stwierdzono w północnej i wschodniej części obszaru zbiornika zakrytej kompleksem utworów słaboprzepuszczalnych o znacznej miąższości, z dala od wychodni kompleksu wodonośnego triasu i okien hydrogeologicznych.

Na obecność wód glacialnych w północnej części zbiornika wskazują również wyniki wykonanych badań modelowych. Obliczone na ich podsta- **159**

wie czasy pionowego przesączania wód wynoszą od 10 tys. do ponad 80 tys. lat (tab. 7.1). Natomiast maksymalny czas przepływu poziomego wód w węglanowym kompleksie wodonośnym, obliczony na wytarowanym modelu zbiornika za pomocą programu Modhpath, z założeniem średniej wartości współczynnika porowatości efektywnej masywu węglanowego 0,05, wynosi kilkaset lat. Gdyby jedynym albo głównym źródłem zasilania zbiornika były wody infiltrujące w obszarze jego wychodni w południowej części obszaru, wówczas w całym zbiorniku występowałyby wody współczesne.

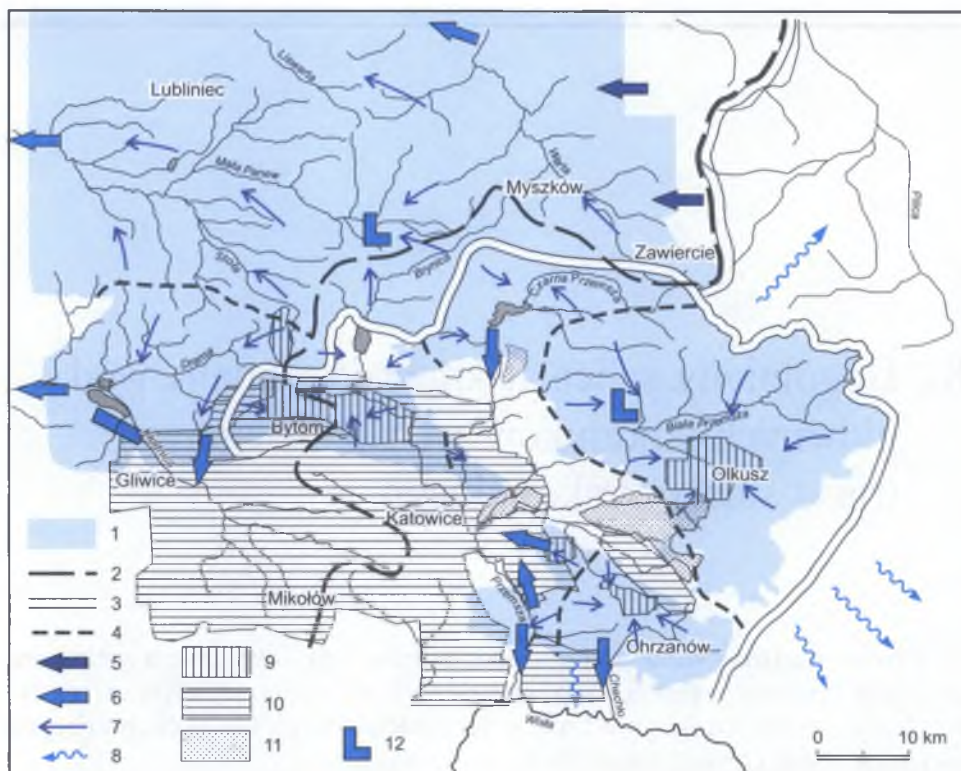
Przedstawione wyniki badań izotopowych korespondują z wynikami badań modelowych i potwierdzają wniosek, że znaczącym źródłem zasilania zbiornika triasowego Lubliniec–Myszków jest przesączanie pionowe wód przez warstwę utworów słaboprzepuszczalnych. Otrzymane wyniki są jakościowo zgodne ze sobą. Potwierdzają słuszność przyjętego modelu krążenia wód w systemie wodonośnym omawianego zbiornika i dominujących źródeł jego zasilania.

8. Uogólniony schemat krążenia i bilans wód głównych zbiorników wód podziemnych triasu śląsko-krakowskiego

Przeprowadzone badania modelowe umożliwiają dokonanie uogólnienia struktury systemu krążenia i bilansu wodnego głównych zbiorników triasowych oraz ocenę ich miejsca i roli w schemacie obiegu wody obejmującym swym zasięgiem obszar triasu śląsko-krakowskiego.

8.1. Pozycja GZWP w systemie krążenia wód podziemnych

W skomplikowanym układzie krążenia wód podziemnych w obszarze triasu śląsko-krakowskiego, uwarunkowanym budową geologiczno-strukturalną i warunkami hydrogeologicznymi oraz antropogenicznym drenażem wód zaznacza się podział tego obszaru na dwa rozległe systemy krążenia wód podziemnych o zasięgu regionalnym (rys. 8.1): na system północno-zachodni, obejmujący swym zasięgiem zbiorniki Lubliniec–Myszków i Gliwice, a także sąsiadujący z nimi od strony zachodniej zbiornik triasu opolskiego (Rózkowski, red., 1990) i na system południowo-wschodni, obejmujący zbiorniki Bytom, Olkusz–Zawiercie i Chrzanów, a także obszary rozciągające się pomiędzy tymi zbiornikami. Wymienione systemy rozgranicza główny dział wód podziemnych w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu, który oddziela zbiorniki Lubliniec–Myszków i Gliwice od zbiorników Bytom i Olkusz–Zawiercie. Jego przebieg w ogólnym zarysie nawiązuje do działu topograficznego dorzeczy Odry i Wisły. Tak więc wydzielone systemy hydrogeologiczne należą do dwóch systemów wodnych związanych z tymi rzekami i dlatego umownie będziemy je nazywać systemami Odry i Wisły.



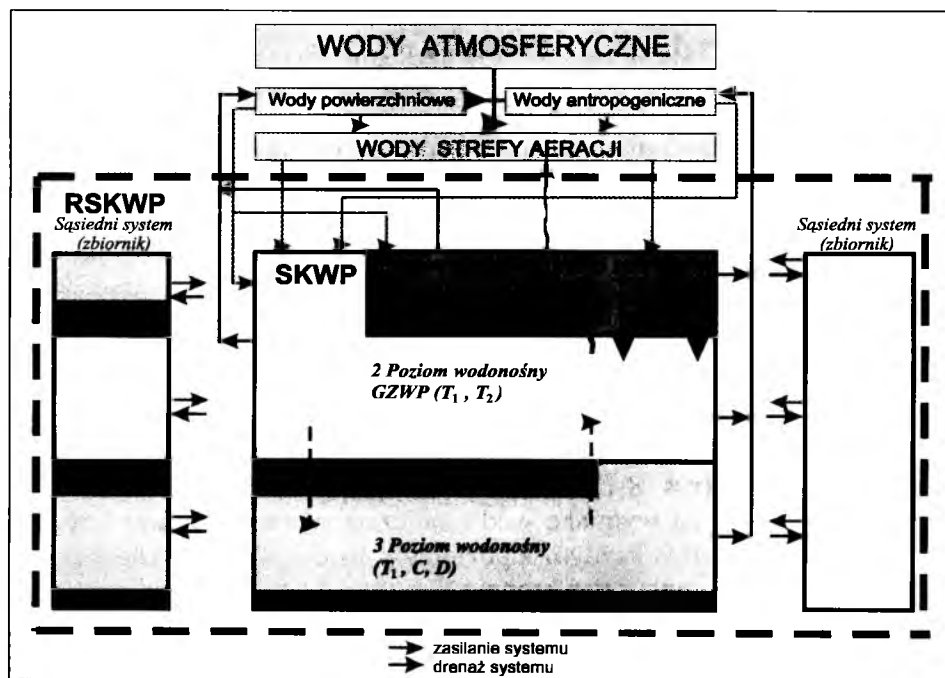
Rys. 8.1. Główne zbiorniki triasu śląsko-krakowskiego na tle systemu wodnego i hydrogeologicznego

1 – obszar triasowych GZWP, 2 – dział wód powierzchniowych I rzędu – granica systemu wodnego, 3 – dział wód podziemnych – granica systemu hydrogeologicznego, 4 – inne działy wód podziemnych wewnątrz systemu hydrogeologicznego, 5 – główne kierunki dopływu bocznego wód podziemnych do GZWP, 6 – główne kierunki odpływu bocznego z GZWP, 7 – lokalne kierunki przepływu wód podziemnych, 8 – regionalne kierunki odpływu wód podziemnych poza obszarem triasu śląsko-krakowskiego; główne, antropogeniczne ośrodki drenażu wód podziemnych: 9 – obszary eksploatacji kruszcowej, 10 – kopalnie węgla kamiennego, 11 – duże piaskownie, 12 – duże ujęcia studzienne

Granicę wschodnią północno-zachodniego systemu hydrogeologicznego Odry stanowi dział topograficzny Odry. Za J. Tóthem (1963) można przyjąć, że najwyższe wzniesienia ograniczają ten wielopoziomowy system krążenia wód. Na podobnej zasadzie można przyjąć granicę wschodnią systemu południowo-wschodniego Wisły: na dziale wód powierzchniowych ograniczającym zlewnię Białej Przemszy, który zarazem jest działem wód podziemnych, a na wysokości triasu chrzanowskiego – na dziale wód podziemnych rozgraniczającym odpływ w zbiorniku chrzanowskim od odpływu w kierunku Rowu Krzeszowickiego. Granicę systemu można przyjąć w dolinie Wisły na południe od triasu chrzanowskiego, ale należy zauważyć, że w zbiorniku chrzanowskim lokalna podstawa drenażu w kopalni „Trzebionka” znajduje się obecnie na wysokości +60 m n.p.m., a w kopalniach olkuskich na rzędnej +180 m n.p.m., czyli poniżej poziomu Wisły,

który w tym rejonie wynosi około 220 m n.p.m. Pozostałych granic opisywanych systemów nie da się określić, ponieważ wymagałoby to kompleksowego rozpoznania warunków poza obszarem triasu śląsko-krakowskiego.

W pierwszym z wymienionych systemów hydrogeologicznych regionalny odpływ wód podziemnych, lokalnie modyfikowany, na ogół odbywa się w kierunku zachodnim, z niewielkimi odchyleniami w kierunku północnym i południowym, a podstawę jego drenażu i zarazem granicę hydrodynamiczną stanowi niewątpliwie dolina Odry. Drugi system obejmuje swym zasięgiem szereg podrzędnych systemów krążenia wód o bardzo zróżnicowanej powierzchni, wytworzonych wokół licznych, głębokich stref drenażowych, związanych z kopalniami rud cynku i ołowiu, węgla kamiennego oraz dużymi piaskowniami. Systemy te występują w skomplikowanych relacjach względem siebie zarówno w planie, co przedstawia schematycznie układ krążenia wód na mapie (rys. 8.1), jak i w profilu pionowym (rys. 8.2). Na przykład pomiędzy triasowymi zbiornikami Chrzanów i Olkusz–Zawiercie znajduje się odwadniania kopalnia węgla kamiennego „Siersza” oraz piaskownia „Szczakowa”, której obszar odwadniania zachodzi na zbiornik triasu olkuskiego. Największą powierzchnię zajmuje jednak obszar drenażu wód w wyniku działalności kopalń węgla kamiennego, w którego zasięgu znajduje się część zbiornika Chrzanów i w całości zbiornik Bytom.



Rys. 8.2. Pozycja triasowych GZWP w schemacie obiegu wody (wg *Słownika hydrogeologicznego*. Kleczkowski, Rózekowski, red., 1997 – zmieniony)

SKWP – system krążenia wód podziemnych triasowego GZWP, **RSKWP** – regionalny system krążenia wód podziemnych

Z uwagi na to, że analizowane tu zbiorniki triasowe mają swoje wewnętrzne strefy drenażowe i w zasadzie odpowiadają charakterystyce systemu krążenia wód podziemnych w ujęciu Macioszczyka (K l e c z k o w s k i, R ó ż k o w s k i, red., 1997), a także ze względu na skomplikowane i czasem nie rozpoznane relacje z otoczeniem mogą być i są traktowane jako samodzielne systemy krążenia wód podziemnych. Na ogół są to systemy częściowo otwarte, które charakteryzuje wymiana wód z sąsiednimi systemami krążenia wód podziemnych (rys. 8.2), co potwierdzają wykonane badania modelowe (por. rozdz. 5).

Z wymienionych powodów stosowany w pracy termin: system krążenia wód podziemnych głównego zbiornika triasowego odnosi się do wielopoziomowego systemu wodonośnego w ujęciu Macioszczyka (K l e c z k o w s k i, R ó ż k o w s k i, red., 1997), składającego się z kilku poziomów wodonośnych i rozdzielających te poziomy warstw utworów słaboprzepuszczalnych. Głównym elementem owego systemu są triasowe GZWP, powyżej nich zaś występuje na ogół jeden, a sporadycznie więcej poziomów wodonośnych: czwartorzędu, jury i triasu górnego. Warstwę utworów rozdzielających stanowią utwory triasu górnego, a lokalnie utwory czwartorzędu, trzeciorzędu i jury. Warstwa ta stanowi ciągłą pokrywę na części obszaru GZWP: około 25% w zbiorniku gliwickim do blisko 80% w zbiorniku Lubliniec–Myszków. Poniżej GZWP występują utwory słaboprzepuszczalne triasu dolnego, permu i karbonu. Ze względu na bardzo małą przepuszczalność tych utworów przyjmuje się, że stanowią one podstawę zbiornika, która poza strefami przekształconymi przez górnictwo raczej uniemożliwia wymianę wód. W poziomie tym przyjmowano zatem dolną granicę systemu krążenia wód triasowego GZWP, zamkniętą dla ascenzyjnego dopływu wód. W odniesieniu do części analizowanych GZWP takie ograniczenie systemu krążenia ma uzasadnienie. Jednak w przypadku zbiornika Bytom wymiana wód z niżej występującymi poziomami karbonu jest na tyle znacząca, że system ograniczony w spągu wodonośnych utworów triasu pozostaje otwarty. W mniejszym stopniu problem ten odnosi się do zbiornika Chrzanów.

Bocznymi granicami opisanych wielopoziomowych systemów wodonośnych są granice boczne triasowych GZWP. Z prezentowanego w tej pracy rozpoznania układu krążenia wód podziemnych w obszarze triasu śląsko-krakowskiego wynika (rys. 8.1), że każdy z pięciu analizowanych systemów GZWP jest otwarty na wymianę wód z otoczeniem przez granice boczne. Wymiana ma miejsce w każdym z poziomów wodonośnych wchodzących w skład systemu. W mniejszym stopniu dotyczy to dopływu wód, co oznacza, że zbiorniki są zasilane ze źródeł zlokalizowanych głównie w granicach własnych obszarów, w większym stopniu zaś wyodrębnione systemy są powiązane z otoczeniem przez znaczący odpływ boczny. Choć w aktualnych warunkach hydrodynamicznych, jeśli dominuje drenaż antropogeniczny we wnętrzu obszaru GZWP, tak jak w zbiornikach Olkusz–Zawiercie i Chrzanów, ten odpływ poza ich granice boczne też jest ograniczony. Otoczeniem tria-

sowych GZWP jednakże nie zawsze jest inny główny zbiornik wód podziemnych, ale poziomy lub poziomy wodonośny w utworach innego wieku albo też utwory bardzo słabo zawodnione. Na przykład w otoczeniu zbiorników Bytom i Chrzanów występują poziomy wodonośny czwartorzędu i karbonu, czasem pozostające ze sobą w więzi hydraulicznej i częściowo zdrenowane, tak jak to obserwuje się w rejonie Jaworzna.

Przedstawiona struktura systemów krążenia wód triasowych GZWP i ich powiązań z otoczeniem rzutuje na skomplikowaną strukturę bilansu wodnego i dokładność oszacowania jego składowych, a zatem na wiarygodność oceny zasobów wód podziemnych.

8.2. Uogólniony bilans krążenia wód podziemnych systemu wodonośnego GZWP

Identyfikacja źródeł zasobów i drenażu wód podziemnych badanych systemów krążenia triasowych GZWP prowadzi do uogólnionego schematu struktury bilansu tych systemów przedstawionego na rys. 8.3 i zapisanego równaniem bilansowym (6):

$$Z_o + Z_r + Z_a + Z_p + Z_b + Z_d = D_s + D_g + D_r + D_b + D_p. \quad (6)$$

Po stronie przychodów występują składowe zasilania:

1) infiltracja efektywna wód z powierzchni, której źródłem są wody opadowe Z_o , wody powierzchniowe Z_r i wody antropogeniczne Z_a , na które składają się przecieki z sieci wodociągowej i kanalizacyjnej, rozproszone zrzuty ścieków oraz odcieki z osadników,

2) przesączanie wód z przypowierzchniowych poziomów wodonośnych poprzez warstwy utworów słaboprzepuszczalnych Z_p ,

3) dopływ boczny ze zbiorników triasowych lub z innych poziomów wodonośnych Z_b ,

4) ascenzja wód z poziomów wodonośnych paleozoiku, głównie karbonu i dewonu Z_d .

Po stronie rozchodów występują:

1) pobór wód ujęciami studziennymi D_s ,

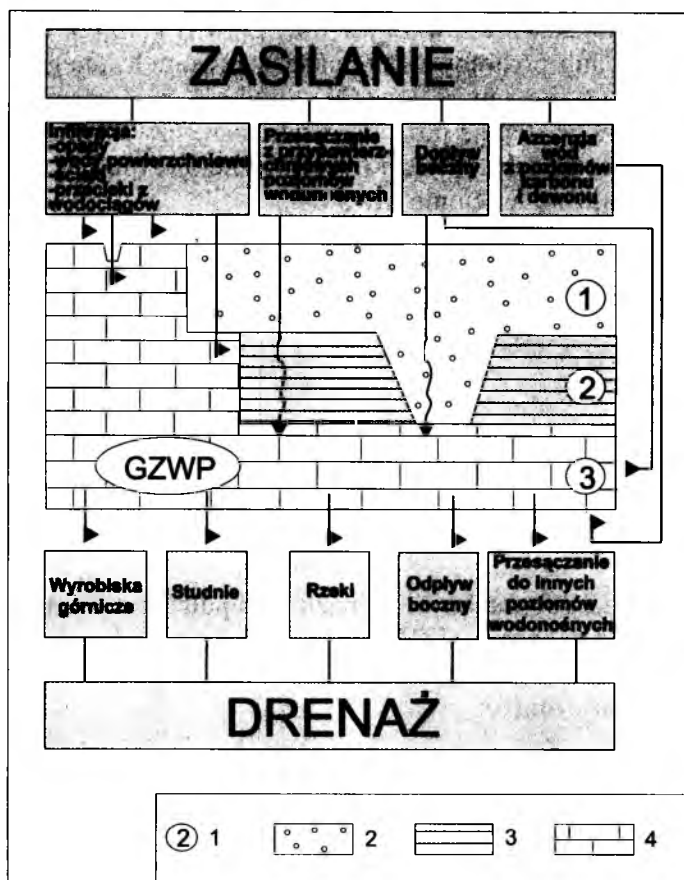
2) drenaż wód wyrobiskami górniczymi zlokalizowanymi w obrębie zbiornika triasowego D_g ,

3) drenaż wód do cieków powierzchniowych D_r ,

4) przesączanie wód do innych poziomów wodonośnych, położonych powyżej, a także poniżej triasowego GZWP – D_p ,

5) odpływ boczny D_b .

Identyfikacja ilościowa wymienionych składowych bilansu została dokonana na podstawie badań modelowych i terenowych, a ich wyniki przedstawiono w rozdz. 5., 6. i 7. niniejszej pracy.



Rys. 8.3. Schemat struktury bilansu krążenia wód w systemie wodonośnym GZWP triasu śląsko-krakowskiego

1 – numery kompleksów skał wodonośnych i słaboprzepuszczalnych, 2 – poziomy wodonośne w utworach czwartorzędu, jury i triasu, 3 – warstwy utworów słaboprzepuszczalnych: trzeciorzęd, jury i triasu górnego, 4 – trisowy GZWP

Zarówno struktura prezentowanego bilansu wód, jak i wielkości jego składowych są właściwe dla warunków hydrodynamicznych ukształtowanych wielokierunkową antropopresją. Niektóre składniki, takie jak infiltracja wód antropogenicznych oraz drenaż wód ujęciami i wyrobiskami górniczymi są zupełnie nowe w stosunku do bilansów systemów naturalnych, a pozostałe w mniejszym lub większym stopniu są zmienione co do ich wartości. Na podkreślenie zasługuje szczególnie znaczące pod względem ilościowym przesączanie wód pomiędzy poziomami wodonośnymi oraz ograniczenie drenażu wód do rzek.

Przedstawiony bilans opisuje schemat krążenia wód w wielowarstwowym systemie wodonośnym i zarazem w każdym jego elemencie, jakim jest wyodrębniony poziom wodonośny. Tak skonstruowany bilans krążenia wód ca-

tego systemu krążenia wód umożliwia wyodrębnienie bilansu dla każdego poziomu wodonośnego, w tym dla triasowych GZWP. Dzięki temu identyfikacja źródeł i ocena zasobów wód podziemnych dla wyodrębnionych w tych systemach zbiorników triasowych jest kontrolowana bilansem całego systemu hydrogeologicznego i w związku z tym ma większą wiarygodność.

Struktura bilansu i konkretne wartości dopływu i odpływu bocznego świadczą o powiązaniach wielowarstwowego systemu wodonośnego GZWP z otoczeniem. Jest to konsekwencja wyodrębnienia tych zbiorników, ale także antropopresji. W celu uściślenia wykonywanych bilansów wód należałoby dążyć do takiego wyodrębnienia systemu krążenia wód, aby ograniczyć lub wyeliminować, tam gdzie to możliwe, przepływy przez granice boczne, które są wielkościami niekontrolowanymi, a zatem obciążonymi największym błędem. Można to osiągnąć przesuwając granice systemu GZWP lub ich fragmenty do granic nadrzędnego systemu krążenia wód, wyznaczając w ten sposób obszar bilansowy większy od obszaru GZWP i obejmujący swym zasięgiem cały obszar zasilania. Tam, gdzie występuje kilka lokalnych systemów krążenia wód, jak w systemie Wisły, o skomplikowanych wzajemnych powiązaniach bilansowych, korzystne byłoby objęcie bilansem większego obszaru czy wręcz całego nadrzędnego systemu w miarę możliwości zamkniętego na niekontrolowane przepływy boczne. Obszar bilansowy powinien obejmować wszystkie lokalne strefy drenażowe w całym profilu pionowym systemu w celu lepszej kontroli obiegu wód w systemie. Ten postulat w praktyce trudny do zrealizowania, wynika z doświadczeń płynących z badań bilansowych zbiorników Chrzanów i Bytom, otwartych na przepływy boczne i przepływy pomiędzy poziomami wodonośnymi w systemie.

9. Wnioski końcowe

Zasoby wód podziemnych głównych zbiorników triasu śląsko-krakowskiego i warunki ich formowania się są niewątpliwie kształtowane antropopresją. Jej wynikiem jest głębokie przekształcenie regionalnego układu krążenia wód przejawiające się powstaniem nowych systemów krążenia wokół antropogenicznych stref drenażu o skomplikowanych relacjach z otoczeniem, w tym w szczególności z systemem wód powierzchniowych, a także zmiany w strukturze zasilania i w wielkości zasobów wód podziemnych.

W warunkach ukształtowanych intensywnym drenażem antropogenicznym źródłem zasobów triasowych GZWP są w znacznej mierze zasoby innych poziomów związanych w wielowarstwowym systemie wodonośnym ze zbiornikiem triasowym, jak również zasoby systemów sąsiednich. Identyfikacja zatem źródeł i ocena zasobów GZWP wymaga objęcia badaniami wielowarstwowego systemu wodonośnego, często o granicach przekraczających swym zasięgiem granice jednego GZWP. Chodzi o wydzielenie takich systemów krążenia wód jako obszarów bilansowych, które byłyby zamknięte hydrodynamicznie, czyli w jak największym stopniu ograniczone strefami o stałej charakterystyce przepływu lub ciśnienia wód podziemnych, niezależnej od wymuszeń zewnętrznych i wewnętrznych. Mówiąc inaczej, chodzi o uwzględnienie także tych obszarów, w których zasoby GZWP się formują. Analiza w ten sposób wyodrębnionych systemów krążenia wód powinna mieć charakter badań modelowych.

Postulat ten jest spełniony odnośnie do systemu hydrogeologicznego Odry, gdzie granicę obszaru bilansowego dla zbiornika Lubliniec–Myszków od strony zasilania można przyjąć na granicy systemu hydrogeologicznego, którą wyznacza dział topograficzny I rzędu. Dzięki temu do minimum można ograniczyć lub całkowicie wyeliminować zasilanie boczne tak okonturowanego systemu. Dodajmy, że w wykonanych badaniach modelowych zasilanie boczne ma niewielki udział w zasilaniu badanego systemu, a po-

w jeden system krążenia wód, co pozwoliło uwzględnić skutki oddziaływań wymuszeń wewnętrznych, przenoszących się z jednego zbiornika na drugi. W systemie hydrogeologicznym Wisły, gdzie zbiorniki triasowe są powiązane z otoczeniem zarówno w profilu pionowym, jak i w planie z innymi systemami krążenia wód, wydzielenie systemów krążenia wód jako obszarów bilansowych hydrodynamicznie zamkniętych jest zadaniem znacznie trudniejszym do zrealizowania. Jedynie zbiornik Olkusz–Zawiercie najlepiej spełnia te wymogi, ponieważ na przeważającej części jest okonturowany działami wód podziemnych. Dwa pozostałe zbiorniki: Bytom i Chrzanów łączą się z rozległym i skomplikowanym systemem krążenia wód, wytworzonym przez zespół kopalń węgla kamiennego. Z tego względu bardziej efektywne w praktyce jest wyodrębnianie systemów okonturowanych granicami zbiorników. Dodajmy, że drenaż wód w systemach tych zbiorników jest w ponad 70% kontrolowany na poziomie ujęć i wyrobisk górniczych, i z tego względu dokonywane oceny zasobowe są wiarygodne.

Sformułowane w niniejszej pracy pojęcie „system krążenia wód podziemnych triasowego GZWP” umożliwia analizę tych systemów w drodze badań modelowych i wynikającą z niej ocenę źródeł oraz zasobów wód podziemnych zbiornika, który jest głównym elementem składowym tego systemu. Właściwe rozpoznanie zasobów wód podziemnych, czyli wartości i źródeł ich zasilania stanowi kryterium stwierdzenia poprawności modelu, ale ma też aspekt praktyczny, pozwalając na określenie zasobów dyspozycyjnych, które w praktyce są częścią zasobów odnawialnych, formujących się w obrębie obszaru bilansowego, możliwą do eksploatacji pod warunkiem zachowania ograniczeń przyrodniczo-ekologicznych i hydrogeologicznych (Kazimierski, 2002; Paczyński i in., 1996). Zauważmy jednak, że zasoby GZWP co do ich wielkości i źródeł kształtują się w zależności od wymuszeń eksploatacyjnych wód, przy czym zależność ta obowiązuje w ograniczonym tylko zakresie. Nie oznacza to jednak, że proporcjonalnie zmieniają się zasoby dyspozycyjne, które zależą od wielu innych czynników i ograniczeń określonych powyżej. Z bilansów zestawionych dla badanych GZWP wynika możliwość wskazania ewentualnych ograniczeń w użytkowaniu zasobów wód podziemnych dla spełnienia wymagań ich ilościowej i jakościowej ochrony, z uwzględnieniem wymagań środowiskowych.

Rozpoznane systemy krążenia wód triasowych GZWP i zestawione bilanse wód podziemnych reprezentują realne przykłady formowania się zasobów w warunkach głębokiego, skupionego drenażu wód i ogólnie – antropopresji. Są to zatem obiekty modelowe dla ocen zasobów dyspozycyjnych, które najczęściej opierają się na rozpoznaniu i budowie modeli systemów naturalnych lub nieznacznie tylko eksploatowanych, a następnie na maksymalizacji poboru i badaniu jego skutków w drodze symulacji na modelu numerycznym.

W systemach krążenia wód podziemnych o mniejszym zasięgu, takich jak zbiorniki Bytom i Chrzanów oraz w systemach lokalnych szczególną rolę 169

w zasilaniu zasobów odgrywają tereny zurbanizowane. Na tych terenach przekształcone są warunki obiegu wody i zasilania wód podziemnych. Tereny te są również źródłem znaczących niekiedy ilości wód antropogenicznych, zasilających wody podziemne. Problem ten nie znajduje dostatecznego odzwierciedlenia w dotychczasowych badaniach bilansowo-zasobowych triasu śląsko-krakowskiego i niewątpliwie zasługuje na większą uwagę, ponieważ w związku ze zmniejszaniem drenażu wód przez górnictwo i ujęcia studzienne ograniczeniu będą ulegały inne źródła zasilania wód podziemnych, natomiast wzrastać będzie procentowy udział wód z terenów miejskich. Rozwiązywaniem tych problemów zajmuje się coraz popularniejsza na świecie hydrogeologia obszarów zurbanizowanych.

Podstawowym procesem w wymianie wód w systemach badanych triasowych GZWP i zarazem jednym z głównych źródeł ich zasobów jest przesączanie przez słaboprzepuszczalne utwory triasu górnego i lokalnie jury, trzeciorzędu oraz czwartorzędu. Z tego względu celowe jest kontynuowanie badań nad rolą tych utworów w kształtowaniu zasobów zbiorników triasowych w aspekcie ilościowym, ale też jakościowym. Wykonane badania modelowe dają ocenę roli tych utworów w zasilaniu zbiorników w skali regionalnej, co na ogół jest wystarczające dla oceny zasobów. Jednakże na potrzeby planów gospodarowania zasobami i oceną ich zagrożeń istotne będzie poznanie zróżnicowania geologicznego tych utworów w celu uściślenia zróżnicowania przestrzennego i intensywności przesączania się wód, jak również ich wpływu na przekształcenia chemizmu wód zasilających zbiorniki triasowe. Niezwykle ważne w rozwiązywaniu poruszonych tu problemów będzie prowadzenie w większym zakresie badań izotopowych wieku wód dla określenia źródeł i dróg zasilania, a w szczególności przesączania wód przez utwory słaboprzepuszczalne.

Istotne z metodycznego punktu widzenia będzie również rozwiązanie problemu zasadności użycia modelu numerycznego skonstruowanego dla wymuszonych głębokim drenażem warunków hydrogeologicznych do symulacji stanów bez eksploatacji, czyli odwzorowujących warunki formowania się zasobów wód zbliżone do naturalnych. Nie należy oczekiwać, że zaprzestanie eksploatacji wód lub jej drastyczne ograniczenie, co zresztą już obecnie ma miejsce, spowoduje przywrócenie pierwotnych warunków hydrogeologicznych chociażby z uwagi na nieodwracalne przekształcenia górotworu triasowego i związane z tym zmiany jego przepuszczalności, warunków zasilania i dróg krążenia wód. Do tego należy dodać istotne różnice w stanie naprężeń w górotworze w warunkach aktualnych maksymalnie obniżonych ciśnień hydrostatycznych i pierwotnych wysokich ciśnień, które w pewnym stopniu zostaną odbudowane po zaprzestaniu odwadniania górotworu. Wyjaśnienia wymagać będzie również zachowanie się skał marglistych w kompleksie węglanowym triasu, pierwotnie nasyconych wodą w warunkach wysokich ciśnień hydrostatycznych, następnie osuszonych drenażem i ponownie nawodnionych oraz wpływ tego zjawiska na ich porowatość i prze-

puszczalność. Z podanymi faktami można wiązać zróżnicowaną zdolność do magazynowania wody w węglanowym masywie skalnym w obydwu różnych stanach (H e l m, 1994), co może znaleźć odzwierciedlenie w innym położeniu odbudowanego zwierciadła wody niż wynikałoby to z rozpoznanych stanów naturalnych, a także z symulacji tych stanów. Ze względu na występujące wątpliwości, jak i na podstawie wykonanych przez autora symulacji naturalnych stanów hydrodynamicznych dla stref głęboko zdepresjonowanych można wysunąć przypuszczenie, że do odwzorowania tych stanów będzie konieczna ponowna kalibracja modelu, co jest równoznaczne z wykonaniem nowego modelu, o innych parametrach i zmienionych warunkach brzegowych (K r e s i c, 1997). Z wymienionych powodów wyniki symulacji stanów pseudo-naturalnych uzyskiwane na modelach kalibrowanych dla stanów o głęboko przekształconych warunkach hydrodynamicznych przede wszystkim mają charakter informacji jakościowych.

Bibliografia

Adamczyk Z., Motyka J., 2000: *Rozwój dopływów wody do kopalń rud cynku i ołowiu w rejonie Olkusza*. Prz. Geol., **48**, 2, s. 171–175.

Adams B., Smart P., 1995: *National report for the United Kingdom. Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas*. Final report. European Commission. Directorate-General Science, Research and Development. COST action 65, s. 325–340.

Anderson M.P., Woessner W.W., 1992: *Applied groundwater modeling. Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press. Inc. Harcourt Brace Jovanovich Publishers. San Diego, s. 381.

Appleyard S.J., Davidson W.A., Commander D.P., 1999: *The effects of urban development on the utilisation of groundwater resources in Perth, Western Australia*. In: *Groundwater in the Urban Environment; Selected City Profiles*. Ed. Chilton J., A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 97–104.

Bardziński W., 2000: *Mapa fotogeologiczna*. W: *Zastosowanie interaktywnych systemów kartografii geologicznej na obszarze miasta Tarnowskie Góry*. Materiały Konferencji: „Środowisko przyrodnicze regionu górnośląskiego. Stan poznania, zagrożenia i ochrona”. Sosnowiec, s. 53–55.

Barret M.H., Lerner D.N., Hiscock K.M., Pedley S.J., Tellam J.H., 1997: *The use of marker species to establish the impact of the city of Nottingham, UK on the quantity and quality of its underlying groundwater*. In: *Groundwater in the Urban Environment: Problems, Processes and Management*. Eds. Chilton J. et al. A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 85–90.

Belitz K., Bredehoeft J., 1990: *Role of confining layers in controlling large-scale regional ground-water flow*. In: *Hydrogeology of Low Permeability Environments*. Red. Neuman S.P., Neretnieks I. Hydrogeology, Sel. Papers, **2**, Germany, s. 7–17.

Besbes M., De Marsily G., Plaud M., 1978: *Bilan des eaux souterraines dans le bassin aquitain*. In: *Hydrogeology of great sedimentary basins*. Ed. Rónai A. Hungarian Geological Institute. Budapest, s. 294–303.

Bocheńska T., 1988: *Kształtowanie się warunków hydrodynamicznych w lubińsko-głogowskim obszarze miedzionośnym pod wpływem odwadniania kopalń*.

- W: „Prace Geologiczno-Mineralogiczne”, 14. Wyd. Uniw. Wrocławskiego. Wrocław.
- Bocheńska T., Kalisz M., 1997: *Wybrane problemy hydrogeologii górniczej lubińsko-głogowskiego obszaru miedzionośnego (L-G-O-M)*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. 8. Red. Górski J., Liszkowska E. WIND-Wrocław, s. 421–425.
- Boisson J.Y., Bertrand L., Heitz J.F., Moreau Y., 2001: *In situ and laboratory investigations of fluid flow through an argillaceous formation at different scales of space and time. Tournemire tunnel, southern France*. Hydrogeology Journ., 9, 1, Springer-Verlag, s. 108–123.
- Bredehoeft J., Hall P., 1995: *Ground-water models*. Ground Water, 33, 4.
- Bukowy S., 1974: *Monoklina śląsko-krakowska i zapadlisko górnośląskie*. W: *Budowa geologiczna Polski*. T. 4: Tektonika. Wyd. Geol. Warszawa.
- Carrillo-Rivera J.J., 2000: *Application of the groundwater-balance equation to indicate interbasin and vertical flow in two semi-arid drainage basins, Mexico*. Hydrogeology Journ., 8, 5, Springer-Verlag, s. 503–520.
- Carrillo-Rivera J.J., Cardona A., Moss D., 1996: *Importance of the vertical component of groundwater flow: a hydrochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico*. Journ. Hydrol., 185 (1–4), s. 23–44.
- Castany G., 1972: *Poszukiwanie i eksploatacja wód podziemnych*. Wyd. Geol. Warszawa.
- Castany G., 1982: *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Dunod Université. Paris, s. 238.
- Coldewey W.G., Messer J., 1997: *The effects of urbanisation on groundwater recharge in the Ruhr region of Germany*. In: *Groundwater in the Urban Environment: Problems, Processes and Management*. Eds. Chilton J. et al. AA. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 115–119.
- Custodio E., 1997: *Groundwater quantity and quality changes related to land and water management around urban areas: Blessings and misfortunes*. In: *Groundwater in the Urban Environment: Problems, Processes and Management*, Eds. Chilton J. et al. AA. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 11–22.
- Czaja S., 1996: *Antropogeniczne przemiany stosunków wodnych w rejonie Tarnowskich Gór od XIV do końca XIX wieku*. W: *Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych*. Red. Jankowski A.T., Kaniecki A. Poznań–Sosnowiec, s. 14–30.
- Czaja S., 1999: *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej)*. Pr. Nauk. UŚ nr 1782, Katowice, s. 189.
- Czaja S., 2001: *Mining and hydrological transformations in Upper Silesia from the fifteenth to the nineteenth century*. The Geograph. Journ., 167, 1, s. 57–71.
- Czop M., Motyka J., Szuwarzyński M., 2001: *Siarczany w wodach dołowych dopływających do kopalni „Trzebieńka”*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. T. 10. Red. Bocheńska T., Staśko S., Wrocław, s. 291–300.
- Dąbrowski S., 1997: *Odnawialność trzeciorzędowego zbiornika wód podziemnych Wielkopolski*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. T. 8. Red. Górski J., Liszkowska E., WIND-Wrocław, s. 33–39.
- Dąbrowski S., Przybyłek J., 1980: *Metodyka próbnych pompowań w dokumentowaniu zasobów wód podziemnych*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 198.

- Desbarats A.J., Hinton M.J., Logan C.E., 2001: *Geostatistical mapping of leakance in a regional aquitard, Oak Rodges Moraine area, Ontario, Canada*. Hydrogeology Journ., **9**, 1, Springer-Verlag, s. 79–96.
- Döll P., Schneider W., 1995: *Lab and field measurements of the hydraulic conductivity of clayey silts*. Ground Water, **33**, 6, s. 884–891.
- Dziuk M., Kowalczyk A., Kropka J., Korona W., 1997: *Dokumentacja hydrogeologiczna dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych regionu triasu gliwickiego (GZWP Gliwice nr 330)*. Częstochowskie Przeds. Geologiczne. Częstochowa, s. 126.
- Dziuk M., Siwy-Będkowska K., Będkowski Z. 1999: *Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych z utworów serii węglanowej triasu w rejonie Lubliniec–Myszków. T. 4*. Częstochowskie Przedsiębiorstwo Geologiczne. Częstochowa, s. 197.
- Eiswirth M., Hötzl H., 1997: *The impact of leaking sewers on urban groundwater*. In: *Groundwater in the Urban Environment*. Vol. I: *Problems, Processes and Management*. Eds. Chilton J. et al. A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 399–404.
- Fernandes A.J., Rudolph D.L., 2001: *The influence of Cenozoic tectonics on the groundwater-production capacity of fractured zones; a case study in Sao Paulo, Brazil*. Hydrogeology Journ., **9**, 2, Springer-Verlag, s. 151–167.
- Fetter C.W., 2001: *Applied Hydrogeology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, USA, s. 598.
- Fogg G.E., 1990: *Architecture and interconnectedness of geologic media: role of the low-permeability facies in flow and transport*. In: *Hydrogeology of Low Permeability Environments*. Red. Neuman S.P., Neretnieks I. Hydrogeology, Selected Papers, **2**, Germany, s. 19–39.
- Fortin G., van der Kamp G., Cherry J.A., 1991: *Hydrogeology and hydrochemistry of an aquifer-aquitard system within glacial deposits, Saskatchewan, Canada*. Journ. of Hydrology, **126**, s. 265–292.
- Foster S., 2000: *Groundwater resources at the turn of the millennium: Taking stock and looking forward*. In: *Groundwater – Past Achievements and Future Challenges*. Ed. Sililo O. A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 27–33.
- Foster S., Morris B., Lawrence A., Chilton J., 1999: *Groundwater impacts and issues in developing cities – an introductory*. In: *Groundwater in the Urban Environment; Selected City Profiles*. Ed. Chilton J. A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 3–16.
- Gerber R.E., Boyce J.I., Howard K.W., 2001: *Evaluation of heterogeneity and field-scale groundwater flow regime in a leaky till aquitard*. Hydrogeology Journ., **9**, 1, Springer-Verlag, s. 60–78.
- Gerber R.E., Howard K., 2000: *Recharge through a regional till aquitard: three-dimensional flow model water balance approach*. Ground Water, **38**, 3, s. 410–422.
- Gilewska S., 1972: *Geomorfologia Polski*. T. 1. PWN. Warszawa.
- Głazek J., Szynekiewicz A., 1987: *Stratygrafia młodotrzeciorzędowych i staroczwartorzędowych osadów krasowych oraz ich znaczenie paleogeograficzne*. W: *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*. Wrocław.

- Gorelick S.M., 1983: *A review of distributed parameter groundwater management modeling methods*. Water Resources Res., 19, 2. American Geophysical Union, s. 305–319.
- Gossel W., Herfert J., Chowaniets U., Hermel U., 1999: *Sustainable groundwater management for the Berlin region*. In: *Groundwater in the Urban Environment*. Ed. Chilton J. Selected City Profiles. A.A. Balkema. Rotterdam, s. 139–143.
- Gradziński R., 1977: *Sedymentacja piasków formierskich na skrasowiakim podłożu w środkowej części Jury Krakowsko-Wieluńskiej*. W: „Kras i Speleologia”. 1 (10). Red. Pulina M. Katowice.
- Grischek T., Nestler W., Piechniczek D., Fischer T., 1996: *Urban groundwater in Dresden, Germany*. Hydrogeology Journ., 4, 1. Verlag Heinz Heise. Hannover, s. 48–63.
- Haładus A., 1988: *Modelowanie analogowe intensywnego drenażu utworów triasu w SE części monokliny śląsko-krakowskiej*. Praca doktorska. Maszynopis. Kraków, s. 140.
- Haładus A., Motyka J., Szczepański A., Wilk Z., 1978: *Prognozowanie metodą modelowania analogowego dopływów wody do kopalń pracujących w skałach szczelinowo-krasowych*. Rocznik PTG, 48, z. 3/4. PWN. Warszawa–Kraków, s. 559–587.
- Haładus A., Motyka J., 1989: *Dokładność metod modelowania analogowego na przykładzie prognoz zawodnienia kopalń rud cynku i ołowiu w rejonie olkuskim*. W: *Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*. Pr. Nauk. Polit. Wrocł. nr 58, Wrocław, s. 195–200.
- Haładus A., Motyka J., 1992: *Ilościowa analiza głównych źródeł zasilania i drenażu triasowego piętra wodonośnego w rejonie olkusko-zawierciańskim*. W: *W służbie polskiej geologii*. Red. Szczepański A., Szczepańska J. Wyd. AGH. Kraków, s. 95–106.
- Hantush M.S., 1960: *Modification of the theory of leaky aquifers*. Journ. of Geophys. Res., 65, 11, 3713–3725.
- Harrison B., Sudicky E.A., Cherry J.A., 1992: *Numerical analysis of solute migration through fractured clayey deposits into underlying aquifers*. Water Resources Res., 28, 2, s. 515–526.
- Healy R.W., Cook P.G., 2002: *Using groundwater levels to estimate recharge*. Hydrogeol. Journ., 10, 1. Springer-Verlag, s. 91–109.
- Helm D.C., 1994: *Horizontal aquifer movement in a Theis-Thiem confined system*. Water Resources Res., 30, 4. Amer. Geophys. Union, s. 953–964.
- Herbich P., 1980: *Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy rejonu Chełma*. Techn. Posz. Geol., 3, s. 27–32.
- Herbich P., Kazimierski B., Krajewski S., Macioszczyk T., 1991: *Badania nad ochroną ilości zasobów wód podziemnych*. W: *Ochrona wód podziemnych w Polsce. Stan i kierunki badań*. Red. Kleczkowski A.S., Wyd. SGGW-AR. Warszawa, s. 19–33.
- Herbich P., Krajewski S., 1977: *Określenie horyzontalnej anizotropii warunków filtracji w utworach szczelinowych na podstawie analizy nieustalonego dopływu do studzien*. Przegl. Geol., 25, 8–9, s. 454–462.

- James B.R., Freeze R.A., 1993: *The worth of data in predicting aquitard continuity in hydrogeological design*. Water Resources Res., **29**, 7. Amer. Geophys. Union, s. 2049–2065.
- Jankowski A.T., 1996 a: *Przemiany stosunków wodnych na obszarze Górnego Śląska*. W: *Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych*. Red. Jankowski A.T., Kaniecki A., Poznań–Sosnowiec, s. 42–53.
- Jankowski A.T., 1996 b: *Antropogeniczne zmiany reżimu odpływu rzecznego z obszaru województwa katowickiego w dwudziestolecie 1971–1990*. W: *Metody badań wpływu czynników antropogenicznych na warunki klimatyczne i hydrologiczne w obszarach zurbanizowanych. Materiały Konferencji Naukowej, Katowice 12–14 IX 1996*. Red. Jankowski A.T. PTG. IMGW. Katowice, s. 13–22.
- Johnston R.H., 1997: *Sources of Water Supplying Pumpage from Regional Aquifer Systems of the United States*. Hydrogeology Journ. **5**, 2, Verlag Heinz Heise. Hannover, s. 54–63.
- Jokiel P., 1994: *Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce*. W: „Acta Geographica Lodziensia”, nr 66–67. Łódzkie Towarzystwo Naukowe. Łódź, s. 236.
- Jura D., 2001: *Morfotektonika i ewolucja różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. W: Pr. Nauk. UŚ, nr 1952, Katowice.
- Kawalec T., Patorski R., 1998: *Dokumentacja hydrogeologiczna zbiornika wód podziemnych triasu chrzanowskiego GZWP 452 (T_{1,2})*. Krakowskie Przeds. Geologiczne „ProGeo”. Kraków, s. 45.
- Kazimierski B., 2002: *Metodyczne aspekty ustalania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych*. W: *Gospodarowanie zasobami wód podziemnych. XIV Konferencja z cyklu: „Problemy wykorzystywania wód podziemnych w gospodarce komunalnej”*. Red. Kowalczyk E. Częstochowa, s. 79–85.
- Kaziuk H., 1978: *Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000*, ark. Kraków. Wyd. PIG. Warszawa.
- Kaźmierczak-Wijura Z., 1997: *Analiza transportu zanieczyszczeń na podstawie dwuwymiarowego modelu ustalonego przepływu wód podziemnych*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. T. 8. Red. Górski J., Liszkowska E. WIND-Wrocław, s. 79–83.
- Keller C.K., Van der Kamp G., Cherry J.A., 1989: *A Multiscale Study of the Permeability of a Thick Clayey Till*. Water Res. Research, **25**, 11, s. 2299–2317.
- Kinzelbach W., 1986. *Groundwater modelling. An introduction with sample programs in BASIC*. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, s. 333.
- Kiraly L., 1975: *Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques*. Hydrogeology of Karstic Terrains. International Association of Hydrogeologists. International Union of Geological Sciences. Ser. B., **3**, s. 53–67.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1990: *Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony*. CPBP 04.10.09. Wyd. AGH. Kraków, s. 73.
- Kleczkowski A.S., Jureczko J., Myszka J., 1969: *Some hydrodynamic phenomena in fissured triassic and jurassic rocks*. Bull. de L'Academie Polonaise des Sci., **17**, 3–4. Varsovie, s. 191–209.

- Kleczkowski A.S., Rózkowski A. (red.), 1997: *Słownik hydrogeologiczny*. Wyd. TRIO. Warszawa, s. 328.
- Kondracki J., 1988: *Geografia fizyczna Polski*. PWN. Warszawa.
- Kotlicki S., 1962: *Problemy hydrogeologiczne triasu regionu śląsko-krakowskiego*. Kwart. Geol., 6, 4, s. 605–617.
- Kotlicki S., 1964: *Problem alimentacji wód podziemnych przez rzeki na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Prz. Geol., 7/8.
- Kotlicki S., 1977: *Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000*, ark. Gliwice. Wyd. PIG. Warszawa.
- Kotlicki S., 1980: *Ogólna charakterystyka geologiczna*. W: *Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego*. Red. Rózkowski A., Wilk Z. Wyd. PIG. Warszawa, s. 40–52.
- Kowalczyk A. i in., 1994: *Bilans wodnogospodarczy wód podziemnych i określenie warunków korzystania z zasobów tych wód w zlewni rzeki Chechło*. Arch. ZBU Intergeo, Sosnowiec, s. 94.
- Kowalczyk A., 1996: *Problemy oceny zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w zlewniach w warunkach aktywnej antropopresji*. Prz. Geol., 44, 8, s. 840–844.
- Kowalczyk A. i in., 1999: *Badania modelowe dla oceny zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych GZWP Lubliniec–Myszków*. Arch. ZBU Intergeo. Sosnowiec, s. 82.
- Kowalczyk A., 1999: *Impacts miniers sur les conditions hydrogéologiques l'aquifère carbonaté de Chrzanów (Sud de Pologne). Analyse par modèle mathématique*. Hydrogéologie, 3, France, s. 11–17.
- Kowalczyk A., Idziak A., 1996: *Some aspects of a hydrodynamic behaviour of the Triassic carbonate aquifer of the northern part of Upper Silesia, Poland*. In: *Karst-fractured aquifers – vulnerability and sustainability*. Red. Rózkowski A., Kowalczyk A., Motyka J., Rubin K. Pr. Nauk. UŚ nr 1563, Katowice, s. 65–82.
- Kowalczyk A., Kropka J., 1992: *Przyczyny zaniku przepływu wody w rzece Dramie*. Arch. ZBU Intergeo. Sosnowiec, s. 80.
- Kowalczyk A., Kropka J., Rózkowski A., Rubin K., 1996: *Rozpoznanie, zagospodarowanie i zasoby wód podziemnych wybranych zbiorników triasu górnośląskiego*. Prz. Geol., 44, 8, s. 827–833.
- Kowalczyk A., Kropka J., Rubin K., 1997: *Zasoby wód podziemnych zbiornika triasowego (GZWP) Gliwice na podstawie badań modelowych*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. Red. Górski J., Liszkowska E. T. 8. WIND-Wrocław, s. 85–90.
- Kowalczyk A., Rózkowski A., Rubin K., Treichel W., Witkowski A., Wróbel J., 1998: *Odnawialność i zasoby wód podziemnych zbiornika triasowego Chrzanów w świetle badań modelowych*. W: *Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych*. Red. Jankowski A.T. Pr. Nauk. UŚ nr 1718, Katowice, s. 100–112.
- Kowalczyk A., Rózkowski A., Witkowski A.J., 2000: *The valuation of major aquifers of the Upper Silesia region*. In: *Groundwater – Past Achievements and Future Challenges*. Ed. Sililo O. A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 181–186.

- Kowalczyk A., Rubin K., Witkowski A., 1998: *Badania modelowe dla oceny zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych GZWP Chrzanów (nr 452)*. Arch. ZBU Intergeo. Sosnowiec, s. 46.
- Kowalczyk A., Rubin H., Rubin K., 2000: *Hydrogeologiczne problemy rejonu miasta Tarnowskie Góry*. W: *Środowisko przyrodnicze regionu górnośląskiego – stan poznania, zagrożenia i ochrona*. Red. Jankowski A.T., Myga-Piątek U., Ostaficzuk S. Prace WNoZ UŚ nr 2, Sosnowiec, s. 28–38.
- Kowalczyk A., Rubin K., Treichel W., Wróbel J., 1999: *Groundwater flow system and water balance of the intensively exploited Chrzanów aquifer, Poland*. W: *Hydrogeology and land use management. Proceedings of XXIX IAH Congress*. Eds. Fendekova M., Fendek M. Bratislava, s. 785–790.
- Kowalczyk A., Rubin H., Rubin K., Lewandowski J., Bardziński W., 2002 a: *Kształtowanie się warunków hydrogeologicznych szczelinowo-krasowego kompleksu wodonośnego triasu w rejonie Tarnowskich Gór w warunkach oddziaływania wielowiekowej antropopresji*. Biuletyn PIG, 4: *Hydrogeologia*, s. 29–50.
- Kowalczyk A., Rubin K., Treichel W., Wróbel J., 2002 b: *Odnawialność wód podziemnych szczelinowo-krasowego zbiornika wód podziemnych Lubliniec–Myszków w świetle badań modelowych*. Biuletyn PIG, 4: *Hydrogeologia*, s. 51–66.
- Kowalczyk A., Witkowski A., 1997: *Determination of specific yield of a carbonate aquifer by analysis of discharge curves for wells and springs and laboratory tests*. Karst Waters & Environmental Impacts. A.A. Balkema, Rotterdam–Brookfield, s. 365–370.
- Kowalski L., 1936: *Nieco o hydrogeologii Brynicy*. Roczn. PTG, 12, s. 673–682.
- Krajewski S., 1970: *Charakter dróg krążenia wód podziemnych w utworach szczelinowych górnej kredy na Wyżynie Lubelskiej*. Prz. Geol., 18, 8–9, s. 208–209.
- Krajewski S., 1972: *Strefowość zawodnienia utworów górnej kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego*. Prace Hydrogeol. Seria Specjalna. Inst. Geol. Warszawa.
- Krajewski S., Motyka J., 1999: *Model sieci hydraulicznej w skałach węglanowych w Polsce*. Biuletyn PIG, 388, Warszawa, s. 115–138.
- Kresic N., 1997: *Hydrogeology and groundwater modeling*. Lewis Publishers: s. 461.
- Krogulec E., 1997: *Numeryczna analiza struktury strumienia filtracji w strefie krawędziowej poziomu błotńskiego (Kotlina Warszawską)*. Wyd. Uniw. Warszawskiego. Warszawa, s. 79.
- Kropka J., 1996: *Drogi krążenia, zasoby i zagospodarowanie wód podziemnych w triasowym zbiorniku Bytom w warunkach aktywnej działalności górnictwa*. Prz. Geol., 44, 8, s. 845–849.
- Kropka J., 1999: *Hydrodynamiczne, hydrochemiczne i ekonomiczno-techniczne aspekty przeeksplotowania triasowego zbiornika Gliwice (GZWP nr 330, trias śląsko-krakowski)*. Projekt badawczy KBN nr 9 T12B 01612. Arch. KHiGi UŚ. Sosnowiec.
- Kropka J., 2002a: *Problemy bilansowania wód podziemnych w obszarach górniczych i zurbanizowanych*. W: *Gospodarowanie zasobami wód podziemnych*.

- XIV Konferencja z cyklu „Problemy wykorzystywania wód podziemnych w gospodarce komunalnej”. Red. Kowalczyk E. Częstochowa, s. 86–93.
- Kropka J., 2002 b: *Quantitative analysis of supply from anthropogenic sources to mine workings of closed zinc-lead mines in the Bytom Trough (southern Poland)*. W: *Uranium in the Aquatic Environment. Proceedings of the International Conference Uranium Mining and Hydrogeology III and I MWA Symposium, Freiberg*, s. 1075–1082.
- Kropka J., Respondek J., 2000: *Problemy hydrogeologiczno-górnictwa systemu centralnego odwadniania wyrobisk górniczych zlikwidowanych kopalń rud cynku i ołowiu w niecce bytomskiej*. Prz. Geol. **48**, 8, s. 727–735.
- Kryza A., Motyka J., Szuwarzyński M., Kram M., 1995: *Anomalia hydrochemiczna w kopalni Trzebieńka*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. T. 7, cz. 2. Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód AGH. Kraków–Krynica, s. 101–106.
- Lebbe L., van Meir N., 2000: *Hydraulic conductivities of low permeability sediments inferred from a triple pumping test and observed vertical gradients*. Ground Water, **38**, 1, s. 76–88.
- Lerner D.N., 1997: *Too much or too little: Recharge in urban areas*. In: *Groundwater in the Urban Environment: Problems, Processes and Management*. Eds. Chilton J. et al. AA. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 41–48.
- Lerner D.N., 2002: *Identifying and quantifying urban recharge: a review*. Hydrogeol. Journ., **10**, 1, s. 143–152.
- Lerner D.N., Issar A.S., Simmers I., 1990: *Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge*. Vol. 8. IAH. Verlag Heinz Heise, s. 345.
- Lewandowski J., 1993: *Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna*. Folia Quatern., **64**.
- Lewandowski J., Ciesielczuk J., 1997: *Przyczynek do poznania regolitów krasowych Wyżyny Śląskiej*. W: „Geologia”. T. 14. Red. Karwowski Ł. Katowice, s. 139–152.
- Macioszczyk T., 1980: *System krążenia wód podziemnych niecki mazowieckiej jako podstawa optymalizacji gospodarowania regionalnymi zasobami wód podziemnych środkowej Polski*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. Jachranka–Warszawa, s. 169–181.
- Macioszczyk T., 1985: *Hydrogeologia Niecki Mazowieckiej w świetle badań modelowych*. W: *Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych*. Red. Macioszczyk T., Kazimierski B. Warszawa, s. 9–54.
- Macioszczyk T., 1997: *System krążenia wód podziemnych w oligoceńskim zbiorniku Niecki Mazowieckiej*. W: *Materiały Konferencji Naukowej „Oligoceński zbiornik wód podziemnych regionu mazowieckiego (znaczenie, zagrożenia, ochrona)”*. Red. Dowgiałło J., Macioszczyk A. PAN. Warszawa, s. 62–85.
- Macioszczyk T., 1999: *Matematyczne podstawy opisu ruchu i migracji wód podziemnych dla modelowania i sterowania ich zasobami*. Biuletyn PIG, **388**, s. 157–178.
- Macioszczyk T., Kazimierski B., 1985: *Zasoby eksploatacyjne dużych jednostek regionalnych jako efekt optymalizacji bilansu wód podziemnych na drodze symulacji modelowych*. W: *Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych*. Warszawa, s. 97–137.

- Macioszczyk T., Kazimierski B., 1990: *Zasady budowy modeli systemów hydrogeologicznych dla oceny zasobów dyspozycyjnych i symulacji regionalnego ich zagospodarowania*. CPBP 04.10.09. Z. 53. Wyd. SGGW-AR: s. 75.
- Maddock III. T., Vionnet L.B., 1998: *Groundwater capture processes under a seasonal variation in natural recharge and discharge*. Hydrogeol. Journ., 6, 1, 24–32.
- Marciniak M., 1999: *Identyfikacja parametrów hydrogeologicznych na podstawie skokowej zmiany potencjału hydraulicznego metodą paramex*. Wyd. Nauk. UAM. Poznań, s. 275.
- Martin P.J., Frind E.O., 1998: *Modeling a complex multi-aquifer system: The Waterloo Moraine*. Ground Water, 36, 4, s. 679–690.
- McDonald M.G., Harbaugh A.W., 1988: *A Modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey*. Book 5. Chapter A1. US Government Printing Office. Washington D.C.
- Menegasse L.N., Duarte U., 1999: *Effects of urbanisation on aquifer recharge and superficial runoff in the Sumaré and pompéia basins, São Paulo Municipality, Brazil*. In: *Groundwater in the Urban Environment, Selected City Profiles*. Ed. Chilton J. Balkema. Rotterdam, s. 195–199.
- Michalak J., Sikorska-Maykowska M., Kazimierski B., 1980: *Pionowe przepływy wód podziemnych przez utwory pliocenu w niecce mazowieckiej*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*. Red. Pazdro Z. Jachranka k. Warszawy, s. 192–203.
- Motyka J., 1975: *Studia nad własnościami hydrogeologicznymi skał triasowych w rejonie olkuskich kopalń rud*. Arch. AGH. Kraków, Praca doktorska, s. 135. Maszynopis.
- Motyka J., 1988: *Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych*. Geologia. Z. 36. Wyd. AGH. Kraków, s. 109.
- Motyka J., 1998: *A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by examples from Poland*. Hydrogeol. Journ., 6, 4, s. 469–482.
- Motyka J., Pulido-Bosch A., Pulina M., 1993: *Wybrane problemy hydrologii i hydrogeologii krasowej w skałach węglanowych*. W: „Kras i Speleologia”. T. 7 (XVI). Red. Pulina M. Pr. Nauk. UŚ nr 1334, Katowice, s. 7–19.
- Motyka J., Pulido-Bosch A., Borczak S., Gisbert J., 1998: *Matrix hydrogeological properties of Devonian carbonate rocks of Olkusz (Southern Poland)*. Journ. of Hydrology, 211, Elsevier Science Ireland, s. 140–150.
- Motyka J., Rochowczyk F., Szuwarzyński M., 1996: *Morfologia kawern w węglanowych skałach triasowych monokliny śląsko-krakowskiej*. W: „Kras i Speleologia”. T. 8 (XVII). Red. Pulina M. Pr. Nauk. UŚ nr 1527. Katowice, s. 44–55.
- Motyka J., Rózkowski K., Szuwarzyński M., 1999: *Wstępna charakterystyka zmian składu chemicznego wody z kopalni rud cynku i ołowiu „Trzebionka” podczas zatapiania wyrobisk*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. Red. Krajewski S., Sadurski A. T. 9. Warszawa–Kielce, s. 253–258.
- Motyka J., Rózkowski K., 2001: *Wstępne wyniki badań wpływu ucieczek wody z Białej Przemszy na zawodnienie kopalni rud cynku i ołowiu „Pomorzany”*

- (południowa Polska). W: *Materiały XI Narodowego Kongresu Hydrogeologów*, Ostrawa, s. 215–218.
- Motyka J., Szuwarzyński M., 1996: *Elements of the hydraulic network in Triassic carbonate rocks in the Chrzanów area (S. Poland)*. In: *Karst-fractured aquifers – vulnerability and sustainability*. Red. Rózkowski A., Kowalczyk A., Motyka J., Rubin K. Pr. Nauk. UŚ nr 1563, Katowice, s. 150–161.
- Motyka J., Wilk Z., 1976: *Pionowe różnicowanie wodoprzepuszczalności węglanowych skał triasowych w świetle statystycznej analizy wyników próbných pompowań (monoklina śląsko-krakowska)*. Kwart. Geol., **20**, 2, s. 381–397.
- Motyka J., Zuber A., 1993: *Parametry szczelin a współczynnik filtracji skał szczelinowatych*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. Red. Poprawski L., Bocheńska T. Wrocław, s. 421–425.
- Motyka J., Witczak S., Zuber A., 1994: *Migration of lignosulfonates in a karstic – fractured – porous aquifers: history and prognosis a Zn-Pb mine Pomorzany, southern Poland*. Environment. Geology, **24**, s. 144–149.
- Nałęcki T., 1994: *Warunki hydrogeologiczne bloku Płaza, a ochrona jakości wód podziemnych zbiornika Chrzanów (GZWP 452)*. W: *Metodyczne podstawy ochrony wód podziemnych*. Red. Kleczkowski A.S. Wyd. AGH. Kraków, s. 349–368.
- Nawalany M., 1999: *Zagadnienie skali w hydrogeologii*. Biuletyn PIG, **388**, s. 179–190.
- Neuman S.P., Gardner D.A., 1989: *Determination of aquitard/aquiclude hydraulic properties from arbitrary water-level fluctuations by deconvolution*. Ground Water, **27**, 1, s. 66–76.
- Neuman S.P., Neretnieks I., eds., 1990: *Hydrogeology of low permeability environment. Proceedings of the 28 International Geological Congress*. Vol. 2. Hydrogeology. Selected Papers. Verlag Heinz Heise.
- Neuman S.P., Witherspoon P.A., 1972: *Field determination of the hydraulic properties of leaky multiple aquifer systems*. Water Res. Research, **8**, 5, s. 1284–1298.
- Neuzil C.E., 1986: *Groundwater Flow in low-permeability environments*. Water Res. Research, **22**, 8, s. 1163–1195.
- Neuzil C.E., 1994: *How permeable are clays and shales?* Water Res. Research, **30**, 2, s. 145–150.
- Nowakowski Cz., 1980: *Próba oceny parametrów warstw słaboprzepuszczalnych w utworach czwartorzędowych na podstawie strefy intensywnego drenażu źródłami*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*. Jachranka k. Warszawy, Red. Pazdro Z., s. 121–129.
- Pacholewski A. i in., 1994: *Dokumentacja hydrogeologiczna zbiornika Olkusz–Zawiercie (GZWP 454)*. PIG. Oddz. Górnośląski. Sosnowiec.
- Paczyński B. i in., 1995: *Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1 : 500 000*. PIG. Warszawa.
- Paczyński B., Macioszczyk T., Kazimierski B., Mitreğa J., 1996: *Ustalanie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych*. Poradnik metodyczny. MOŚNiL. Warszawa, s. 87.
- Pałys J., 1965: *Stosunki hydrogeologiczne triasu chrzanowskiego na tle budowy geologicznej*. Biuletyn PIG, **3**, s. 5–29.

- Pałys J., Zajączkowski W., 1967: *Uwagi o budowie geologicznej utworów triasu chrzanowskiego i niecki bytomskiej*. W: *Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego*, T. 7. Biuletyn PIG, **184**, s. 227–260.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1987: *Hydrogeologia ogólna*. Wyd. IV uzupełn. Wyd. Geol., Warszawa, s. 624.
- Piechurski F., 1997: *Wykorzystanie diagnostyki sieci wodociągowej rozdzielczej do zmniejszenia strat wody*. W: *Rola GPW w systemie zaopatrzenia w wodę dziś i jutro*. Mat. Konf. Ustroń, s. 83–102.
- Plummer L.N., Sprinkle C.L., 2001: *Radiocarbon dating of dissolved inorganic carbon in groundwater from confined parts of the Upper Floridian aquifer, Florida, USA*. Hydrogeol. Journ., **9**, 2, Springer-Verlag, s. 127–150.
- Prussak W., 1982: *Wpływa górnictwa rud cynku i ołowiu w rejonie olkuskim na wielkość przepływu Białej Przemszy*. AGH. Kraków. Praca doktorska. Maszynopis.
- Remenda V., 2001: *Preface theme issue on confining units*. Hydrogeol. Journ., **9**, 1, Springer-Verlag, s. 3–4.
- Remenda V.H., Van der Kamp G., Cherry J.A., 1996: *Use of vertical profiles of $\delta^{18}O$ to constrain estimates of hydraulic conductivity in a thick, unfractured aquitard*. Journ. of Water Res., **32**, 10, s. 2979–2987.
- Ritzi R.W., Dominic D.F., Kausch K.W., 1996: *Aquitard distribution in a northern reach of the Miami Valley aquifer, Ohio, USA. Part 1: Three-dimensional geostatistical evaluation of physical heterogeneity*. Hydrogeol. Journ., **4**, 2, s. 12–24.
- Robertson W.D., Russell B.M., Cherry J.A., 1996: *Attenuation of nitrate in aquitard sediments of southern Ontario*. Journ. of Hydrol., **180**, Elsevier Science B.V., s. 267–281.
- Róžański K., Zuber A., 2000: *Wody infiltracji glacialnej w Europie – mit czy rzeczywistość*. Prz. Geol. **48**, 9, s. 796–803.
- Róžkowski A. (red.), 1990: *Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej i problemy ich ochrony*. CPBP 04.10.09. Z.57. Wyd. SGGW-AR. Warszawa, s. 123.
- Róžkowski A., 1991: *Regiony hydrogeologiczne i ich charakterystyka. Region krakowsko-śląski*. W: *Budowa geologiczna Polski. Hydrogeologia*. T. 7. Red. Malinowski J. Wyd. Geol. Warszawa, s. 157–177.
- Róžkowski A., 1993: *Periglacial waters within the Muschelkalk aquifer in southern Poland*. W: „Kras i Speleologia”. T. 7 (XVI). Red. Pulina M. Pr. Nauk. UŚ nr 1334, Katowice, s. 23–30.
- Róžkowski A. i in., 1993: *Określenie wpływu i skutków eksploatacji wód ujęciem Bibiela na inne ujęcia wód podziemnych*. Arch. ZBU Intergeo. Sosnowiec. s. 121.
- Róžkowski A., 1994: *Szczelinowo-krasowe wody serii węglanowej triasu monokliny śląsko-krakowskiej w warunkach aktywnej antropopresji*. W: *Paleozoik północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Red. Róžkowski A., Ślósarz J., Żaba J. Pr. Nauk. UŚ nr 1431, Katowice, s. 80–102.
- Róžkowski A. i in., 1995: *Rozpoznanie, zagospodarowanie i ochrona zasobów wód podziemnych Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) triasu śląskiego*. Projekt badawczy KBN nr 9 9212 92 03. Arch. KHiGI UŚ. Sosnowiec, s. 64.

- RóŹkowski A., Chmura A., red., 1996: *Mapa dynamiki zwykłych wód podziemnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia w skali 1 : 100 000*. PIG. Warszawa, s. 62.
- RóŹkowski A., Chmura A., Siemiński A., red., 1997: *Użytkowe wody podziemne GZW i jego obrzeżenia*. Prace PIG, **150**. Warszawa, s. 152.
- RóŹkowski A., Kotlicka G.N., Kotlicki S., Pacholewski A., Rudzińska T., 1977: *Wodonośność i możliwości sztucznego zasilania triasu śląsko-krakowskiego*. Prace Hydrogeologiczne. Seria Specjalna. Z.10. Wyd. Geol., Warszawa, s. 99.
- RóŹkowski A., Kowalczyk A., Kropka J., Rubin K., Witkowski A., 1996: *Hydrogeology of triassic carbonate complex of Silesia-Cracow Monokline*. In: *Karst-fractured aquifers – vulnerability and sustainability*. Red. RóŹkowski A., Kowalczyk A., Motyka J., Rubin K. Pr. Nauk. UŚ. nr 1563, Katowice, s. 205–221.
- RóŹkowski A., Rudzińska T., 1976: *Wpływ działalności człowieka na zmianę układu ciśnień hydrostatycznych poziomu wapienia muszlowego obszaru śląsko-krakowskiego*. Biul. Geol. **21**. Warszawa, s. 103–115.
- RóŹkowski A., Wilk Z. (red.), 1980: *Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 319.
- RóŹkowski A., Wilk Z., 1982: *Zagadnienia hydrogeologiczne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego północno-wschodniego obrzeżenia*. Przewodnik LIV Zjazdu PTG. Wyd. Geol., Warszawa, s. 72–89.
- RóŹkowski J., 1996: *Przeobrażenia składu chemicznego wód krasowych południowej części Wyżyny Krakowskiej (zlewnia Rudawy i Prądnika)*. W: „Kras i Speleologia”. Red. Pulina M. Pr. Nauk. UŚ nr 1586, Katowice, s. 106.
- RóŹkowski J., Pacholewski A., 1996: *Bilanse wodne zlewni reprezentatywnych w utworach węglanowych jury Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej*. Prz. Geol., **44**, 8, s. 850–854.
- Rubin K., Kowalczyk A., Szuwarzyński M., Wróbel J., 2001: *Prognoza zmian warunków hydrodynamicznych zbiornika triasowego Chrzanów w związku z zatapianiem kopalni rud cynku i ołowiu Trzebionka*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. Red. Bocheńska T., Staśko S. T. 10. Wrocław, s. 269–278.
- Rubin K., Rubin H., 1995: *Wody użytkowe w warstwach świerklanieckich północnej części triasu śląskiego*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. Red. Szczepańska J., Szczepański A. T. 7. Kraków–Krynica, s. 435–440.
- Rudolph D.L., Cherry J.A., Farvolden R.N., 1991: *Groundwater flow and solute transport in fractured lacustrine clay near Mexico City*. Water Res. Research, **27**, 9, s. 2187–2201.
- Runge J., Zadrożny T., 1989: *Delimitacja konurbacji katowickiej*. W: *Struktury i procesy społeczno-demograficzne w regionie katowickim*. Prace Geogr. IGiPZ PAN, **151**. Warszawa, s. 23–28.
- Sadurski A., 1989: *Górnokredowy system wód podziemnych Pomorza Wschodniego*. W: Zesz. Nauk. AGH nr 1324, Ser. Geologia, z. 46. Kraków, s. 96–116.
- Sawicki J., 2000: *Zmiany naturalnej infiltracji opadów do warstw wodonośnych pod wpływem głębokiego, górniczego drenażu*. Oficyna Wydawn. Polit. Wrocławskiej. Wrocław, s. 174.

- Scanlon B.S., Healy R.W., 2002: *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. Hydrogeol. Journ., **10**, 1, Springer-Verlag, s. 18–39.
- Sharp J.M., 1997: *Ground-water supply issues in urban and urbanizing areas*. In: *Groundwater in the Urban Environment: Problems, Processes and Management*. Eds. Chilton J. et al. A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 67–74.
- Sharp J.M., Hansen C.N., Krothe J., 2001: *Effects of urbanization on hydrogeological systems: the physical effects of utility trenches*. In: *New Approaches Characterizing Groundwater Flow*. Red. Seiler K.P., Wohnlich S. A.A. Balkema Publishers.
- Simpkins W.W., Bradbury K.R., 1992: *Groundwater flow, velocity, and age in a thick, fine-grained till unit in southeastern Wisconsin*. Journ. of Hydrology, **132**. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, s. 283–319.
- Szczepański A., 1993. *Metodyczne uwarunkowania bilansów wodnospodarczych w zakresie wód podziemnych*. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. T. 6. Red. Poprawski L., Bocheńska T. Wrocław, s. 405–408.
- Szuwarzyński M., 2000: *Złoża rud cynku i ołowiu – Chrzanów*. W: *Hydrogeologia złóż kopalin w Polsce*. Red. Wilk Z. Maszynopis.
- Szuwarzyński M., Kryza A., 1989: *Charakterystyka zjawisk hydrogeologicznych w kopalniach rud Zn-Pb rejonu chrzanowskiego*. W: *Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony*. Z.10. CPBP 04.10.09. Wyd. SGGW-AR. Warszawa, s. 143–148.
- Szymanko J., 1980: *Koncepcje systemu wodonośnego i metod jego modelowania*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 263.
- Theis C.V., 1935: *The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of well-using groundwater storage*. Trans. Am. Geophys. Un., **16**, s. 519–524.
- Tóth J., 1963: *A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins*. Journ. of Geophys. Res., **68**, 16, s. 4795–4812.
- Tóth J., 1995: *Hydraulic continuity in large sedimentary basins*. Hydrogeol. Journ., **3**, 4. Verlag Heinz Heise. Hannover, s. 4–16.
- Tsang C.F., 2000: *Modeling groundwater flow and mass transport in heterogeneous media: Issues and challenges*. In: *Groundwater – Past Achievements and Future Challenges*. Ed. Sililo O. A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 49–57.
- Van der Kamp G., 2001: *Methods for determining the in situ hydraulic conductivity of shallow aquitards – an overview*. Hydrogeol. Journ., **9**, 1. Springer-Verlag, s. 5–16.
- Vries de J., Simmers I., 2002: *Groundwater recharge: an overview of processes and challenges*. Hydrogeol. Journ., **10**, 1, Springer-Verlag, s. 5–17.
- Wilk Z., 1969: *Ucieczka wody z rzeki Chechło do triasowego podłoża*. Rudy, Metale Nieżelazne, **14**, 10, s. 583–587.
- Wilk Z., Adamczyk A., Biernacki J., Motyka J., 1977: *Wykształcenie strefy uskoku Pomorza i jego hydrogeologiczna charakterystyka*. Roczn. PTG, **47**, 3, s. 459–481.
- Wilk Z., Motyka J., 1977: *Kontakty między poziomami wodonośnymi w olkuskim rejonie kopalnictwa rud*. Roczn. PTG, **47**, 1, s. 115–143.

- Wilk Z., Motyka J., Józefko I., 1984: *Investigations of some hydraulic properties of karst solution openings and fractures*. Roczn. PTG, **54**, 1–2, s. 15–43.
- Wilk Z., Motyka J., Borczak S., Makowski Z., 1985: *Własności mikrohydrauliczne utworów wapienia muszlowego i retu południowej części monokliny śląsko-krakowskiej*. Roczn. PTG, **55**, 3–4, s. 485–508.
- Witkowski A.J., 1997: *Monitoring jakości zwykłych wód podziemnych w obszarze działania Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Katowicach. Raport z badań wykonanych w latach 1993–1996*. Seria: Nauki o Ziemi. Katowice, s. 103.
- Witkowski A.J., 2000: *Regionalny monitoring jakości zwykłych wód podziemnych na obszarze działania Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Katowicach. Wyniki badań prowadzonych w latach 1993–1999 w granicach Zarządu obowiązujących do 1999 r.* Seria: Nauki o Ziemi. Gliwice, s. 142.
- Witkowski A. i in., 1996. *Badania struktury hydraulicznej szczelinowo-krasowych masywów skał węglanowych*. Projekt badawczy KBN nr 9 S602 002 06. Arch. KHiGI UŚ. Sosnowiec.
- Witkowski A. i in., 2001: *Podatność na zanieczyszczenie i jakość wód podziemnych krasowo-szczelinowych zbiorników w obszarach intensywnego drenażu (na przykładzie GZWP Olkusz–Zawiercie i Chrzanów)*. Projekt badawczy KBN nr 9T12B01116. Arch. KHiGI UŚ. Sosnowiec, s. 167.
- Witkowski A.J., Kowalczyk A., 1998: *Wpływ wieloletniej intensywnej eksploatacji wód podziemnych na warunki hydrodynamiczne kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu w rejonie Zawiercia*. W: *Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych*. Red. Jankowski A.T. Pr. Nauk. UŚ nr 1718, Katowice, s. 253–267.
- Witkowski A.J., Kowalczyk A., 2000: *Changes of quantity and quality of groundwater in the Triassic carbonate formation in Upper Silesia, Poland*. In: *Groundwater – Past Achievements and Future Challenges*. Ed. Sililo O. A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield, s. 847–852.
- Zektser I.S., 2001: *The advantages and limitations in main methods of regional quantitative assessment of groundwater flow*. *New Approaches Characterizing Groundwater Flow*. Eds. Seiler & Wohnlich. Swets & Zeitlinger Lisse, s. 235–238.
- Zuber A., Kowalczyk A., Osenbrück K., Rózkowski A., Rubin K., Weise S.M., Grabczak J., 1999: *A conceptual model of a confined aquifer deduced from environmental tracer data*. Arch. KHiGI UŚ. Sosnowiec. Maszynopis.
- Zuber A., Motyka J., 1994: *Matrix porosity as the most important parameter of fissured rocks for solute transport at large scales*. Journ. of Hydrology, **158**, Elsevier Science Ireland, s. 19–46.
- Zuber A., Motyka J., 1997: *Hydraulic parameters and solute velocities in triple-porosity karstic-fissured-porous carbonate aquifers: case studies in southern Poland*. Environment. Geology, **34** (2/3). Springer-Verlag, s. 243–249.
- Zuber A., Weise S.M., Osenbrück K., Pajnowska H., Grabczak J., 2000: *Age and recharge pattern of water in the Oligocene of the Mazovian basin (Poland) as indicated by environmental tracers*. Journ. of Hydrology, **233**, 1. 1–4, Elsevier Science B.V., s. 174–188.

Andrzej Kowalczyk

Formation of groundwater resources in carbonate aquifers of the Silesian-Cracow Triassic under a human impact

S u m m a r y

There are three dominant factors that determine conditions in which groundwater resources are formed: intensive groundwater drainage by wells and mining, urbanization and industrialization. As a result of these impacts groundwater flow systems and groundwater balances have been modified. Long-lasting and intensive groundwater abstraction leads to increase in groundwater recharge. It is due to intensification of existing natural recharge sources and introduction of new sources such as infiltration of surface waters, leakage from shallow aquifers and water inflow from other aquifer systems. At the same time groundwater discharge to rivers and neighboring aquifers decreased. Additional recharge sources, such as water losses from water mains and sewerage systems, and diffuse seepage of sewage occur in urban areas.

The region of Upper Silesia is characterized by the highest in the country degree of human impact, including also groundwater resources. Triassic carbonate formation covering an area of about 4000 km² is the most important and valuable sources of potable water for the region. It is drained by numerous wells, which amount more than 500, and by still working or abandoned Zn-Pb ore mines. Total abstraction of groundwater from this formation is about 10,6 m³/s (ca. 328 million m³ per year). As a result water table in Triassic aquifer declined by 40–70 m maximum in well fields and by 100–260 m in Zn-Pb ore mining areas.

The aim of the research presented in this paper is to characterize the conditions and factors controlling sources and quantity of groundwater resources in Silesian-Cracow Triassic carbonate formation, in conditions of human impact. The following detailed tasks were necessary to reach this purpose:

1. Identifying groundwater flow systems, characterizing their structure and hydrodynamic functioning in conditions created by groundwater abstraction.
2. Identifying recharge sources and groundwater discharge, their quantitative estimation aimed at comparing water balance and groundwater resources for pre-development and actual conditions.
3. Estimating impact of groundwater abstraction on changes in groundwater flow systems and formation of groundwater resources in carbonate Triassic aquifer.
4. Estimating the significance of low-permeable strata in formation of groundwater resources in carbonate Triassic aquifer.

The basic method used to solve the problem was groundwater modeling, based on long-term field works. Simulations were performed for steady state hydrodynamic conditions related to the abstraction of groundwater at the end of the 1990s. Besides, there were performed simulations of groundwater flows for the pre-development conditions. The comparison of obtained water balances allowed for assessing the changes in groundwater resources induced by intensive anthropogenic drainage of groundwater by mining and wells.

The research comprised Silesian-Cracow Triassic carbonate formation, the area of 4000 km². The main aquifer of the region is composed of limestone, dolomite and marl of Triassic age (Roethian and Muschelkalk) with the total thickness varying from 20 m to more than 200 m. It is porous-fissured-karst aquifer, disrupted by numerous faults. Hydraulic conductivity of water-bearing formation, determined by pumping tests ranges from 10⁻⁶ m/s to 10⁻⁴ m/s. Nearly impervious substratum of the aquifer comprises marl, clay, mudstone, siltstone of Early Triassic, Carboniferous and Permian age. Triassic carbonate aquifer is overlain, within the area of about 2700 km², by Upper Triassic and locally Tertiary clays of very low permeability. Its thickness ranges from 10 m to more than 200 m. Local shallow Quaternary and Jurassic aquifers mainly in the northern and eastern part of the region are present.

Groundwater of Triassic aquifer is exploited by wells and zinc and lead ore mines. Mining activity is developed in four regions of: Tarnowskie Góry, Olkusz, Jaworzno-Chrzanów and Bytom. Maximal depth of mining exploitation varies from 60 m to 280 m. In recent years mining has drained ca. 199 million m³ of water per year from Triassic formation. There are ca. 500 wells, which are mostly single well, with capacity varying from 10 m³/h to more than 600 m³/h. There are also 10 well fields with discharge above 10 000 m³ per day. Maximum water abstraction by wells observed in the middle 1980s was ca. 184 million m³ per year. At the end of the 1990s this abstraction decreased by 30%, to the level of 127 million m³ per year. Total water abstraction by mining and wells in 2000 was 326 million m³ (10,4 m³/s). Mining activity shares 52–54% of this value.

Five major Triassic aquifers have been determined in the considered region, basing on geological structure and groundwater flow systems influenced by long-term anthropogenic drainage of groundwaters: Lubliniec-Myszków, Gliwice, Bytom, Olkusz-Zawiercie and Chrzanów. They comprise independent groundwater flow systems, partly open for lateral water flow. In three aquifers: Chrzanów, Bytom and Olkusz-Zawiercie groundwater are drained by mining and wells. In the two remaining – groundwater is exploited by wells only. The exploitation to the largest scale takes place in the Olkusz-Zawiercie aquifer – totally ca. 176 million m³ per year, and to the smallest one in the Chrzanów aquifer – 26 million m³ per year.

Total groundwater resources of the Silesian-Cracow Triassic formation in the area of 3808 km², in present hydrodynamic conditions influenced by anthropogenic discharge, constitute 12,82 m³/s, and drainage of these resources, controlled by wells and mine workings is 10,4 m³/s. These resources, divided into five Triassic major aquifers, amount to (values in brackets show water abstraction): in the Lubliniec-Myszków aquifer – 2,51 m³/s (1,55 m³/s), in the Gliwice aquifer – 1,51 m³/s (0,86 m³/s), in the Chrzanów aquifer – 1,17 m³/s (0,84 m³/s), in the Olkusz-Zawiercie aquifer – 6,5 m³/s (5,6 m³/s), in the Bytom aquifer – 1,41 m³/s (1,41 m³/s). High differentiation of groundwater resources of examined major aquifer

fers is justified not only by different hydrogeological conditions, but also by the amount of anthropogenic drainage of groundwater in these aquifers. It is confirmed by proved linear correlation between groundwater resources and groundwater discharge, expressed in dm^3/skm^2 , established for these aquifers.

In comparison to average annual precipitation groundwater resources in major Triassic aquifers, mentioned in order given above, are accordingly: 4,8%, 14%, 17,4%, 28,2% and 31%. High values for two aquifers, Olkusz–Zawiercie and Bytom result from: favorable conditions of recharge from surface, intensified percolation of water from surface due to mine drainage, important losses of water from surface water courses, from water mains and from sewerage system within mining and urban areas.

Actual abstraction of groundwater is close to or higher than pre-development recharge rates. It resulted in important increase in groundwater resources in these aquifers by means of increased recharge and reduced natural discharge of groundwater to rivers and other aquifers. Basing on simulation of groundwater flow systems for pre-development conditions, it has been defined that increase in recharge for examined aquifers is: in the Lubliniec–Myszków aquifer – 53%, in the Gliwice aquifer – 41%, and in the Chrzanów aquifer – 21%. This increase in recharge together with reduction in discharge cover actual groundwater abstraction from these aquifers.

The main sources of groundwater resources exploited at present are differentiated depending on an aquifer. In the Lubliniec–Myszków aquifer 57% of abstraction is supplied by increased leakage from shallow aquifers, with ca. 125% as compared to the pre-development conditions. It is connected with the fact that ca. 79% of the area of this aquifer is overlain by semi permeable layer. The dominant source of recharge in the Gliwice and in the Chrzanów aquifers is the reduction of natural discharge to rivers and lateral outflows. In relation to pre-development conditions it amounts to 58% and 75% respectively.

Dominant factors that determine formation of groundwater resources of Silesian-Cracow Triassic formation are following: the degree to which carbonate aquifer is covered by low-permeable deposits, recharge from precipitation, water infiltration from rivers and leakage from shallow aquifers. In urbanized areas additional anthropogenic water is of some significance: leakage from water supply and sewerage systems as well as diffuse sewage infiltration.

Low-permeable deposits which overlie carbonate aquifers comprises 79% of area of the Lubliniec–Myszków aquifer, 21% of area of the Gliwice aquifer and 49% of area of the Chrzanów aquifer. Basing on detailed groundwater modeling results for the Lubliniec–Myszków aquifer, vertical hydraulic conductivity was specified for the low-permeable layer. The thickness of this layer changes from 20 m to more than 300 m and its regional hydraulic conductivity ranges from 10^{-10} to 10^{-8} m/s. These values are higher than those obtained in most laboratory tests for small rock samples.

Permeability of aquitard and their thickness, as well as vertical hydraulic gradient determine the intensity with which aquifers are recharged by leakage. This intensity in the mentioned three major aquifers on average amounts to: 26 mm/per year, 31 mm/per year and 61 mm/per year respectively. Variability of leakage in the Lubliniec–Myszków aquifer vary from 4 mm/per year to 102 mm/per year.

Recharge from precipitation in outcrop areas of carbonate Triassic aquifer changes from 96 mm/per year in the Gliwice aquifer to 141 mm/per year in the Chrzanów aquifer, and 155 mm/per year in the Lubliniec–Myszków aquifer. In comparison to precipitation it constitutes: 12,2%, 18,1% and 18,7% accordingly. These are global values, referring to the outcrop areas, defined by model research.

According to analytical estimation based on water level fluctuations in observation well the recharge rates of carbonate Triassic aquifer by precipitation ranging from 714 mm to 974 mm per year vary from 60 mm/per year to 260 mm/per year, and it is 130 mm/per year on average. It constitutes accordingly from 8,4% to 26,7% of annual precipitation. These values correspond to the values obtained by modeling.

Analytical calculations of recharge rates of carbonate Triassic aquifer performed for seven man-made drainage centers, presented in Tab. 7.5, have been based on water inflow to mines or well field. The total recharge rates vary from 158 mm/per year to 440 mm/per year. It constitutes from 19,7% to 55% of annual precipitation. It is however total recharge, coming not only from precipitation but also from surface water courses and anthropogenic water in urban areas, as it was mentioned above. The highest recharge rates refer to the areas characterized by the most intensive human impact on hydrogeological conditions, localized in the Bytom and in the Olkusz–Zawiercie aquifers.

Both the results of groundwater modeling and direct measurements of losses of water from rivers point at participation of surface water in recharge of carbonate Triassic aquifer. It is however impossible to compare these results. Basing on performed modeling results it is estimated that share of surface water in total recharge of analyzed Triassic major aquifers amounts to 7–10%.

Examinations of environmental tracers in groundwater in the Lubliniec–Myszków aquifer confirm the groundwater flow system assumed in this work and proved by performed research. The occurrence of glacial water on significant area of this aquifer and travel time estimation of vertical seepage through the semi permeable layer, which ranges from 10 000 to more than 80 000 years, indicate that leakage from shallow aquifers is of great importance in groundwater resources.

Performed examinations prove that the area of Silesian-Cracow Triassic is divided between two large, regional hydrogeological systems – northern and southern one. They are separated by groundwater divide the localization of which partly differs from localization of surface water divide. They belong to two surface water systems of the Odra and Vistula rivers. Northern hydrogeological system comprises the following major aquifers: Lubliniec–Myszków and Gliwice. It is the system where anthropogenic drainage of groundwater is of diffuse character since it is connected with numerous wells. The southern system includes the Bytom aquifer, the Olkusz–Zawiercie aquifer and the Chrzanów aquifer. Here groundwater drainage is concentrated mainly around Zn-Pb ore mining areas. Locally it is supported by water discharge through hard coal mines. In present conditions hydrodynamic functioning of both regional groundwater flow systems is practically independent. Groundwater discharge from northern system takes place generally westward. In southern system groundwater discharges mainly to inner man-made drainage centers, formed around mining areas.

Major groundwater aquifers determined within the examined area of Silesian-Cracow Triassic formation constitute, together with shallow aquifers, independent **189**

groundwater flow systems. They are multi-layered systems, with Triassic carbonate aquifer as the major component. One or more overlying shallow aquifers are present and they are separated by semi permeable layers. These are systems partly open for lateral groundwater flow through their boundary but they have, however, internal discharge zones.

Complex hydrogeological structure of discussed Triassic aquifer systems, as well as complex relations of these systems with surface intensive and human impact cause that the water balances of these systems are very complex. This is expressed by water balance equation (6), in which the total recharge comprises: 1) effective infiltration from the surface, consisting of recharge from precipitation, losses of water from small water courses, leakage from water mains and sewerage system and diffuse infiltration of sewage, 2) downward leakage from shallow aquifers, 3) lateral inflow from other aquifers, 4) upward leakage from Paleozoic aquifers, mainly Carboniferous and Devonian. The components of discharge are following: 1) abstraction of water by wells, 2) abstraction of water by mines located within the Triassic aquifers, 3) discharge to surface water courses, 4) upward or downward leakage from Triassic aquifer to other, overlying or underlying aquifers, 5) lateral outflow to neighboring aquifers.

Andrzej Kowalczyk

La formation des ressources en eau souterraine dans l'aquifère carbonaté du Trias de la région de Silésie et Cracovie dans les conditions de l'impact anthropique

Résumé

L'un des éléments d'origine anthropique dominants qui influence les conditions de la formation ainsi que la quantité des eaux souterraines est le drainage intense de ces eaux par des puits et aux niveaux des mines ainsi que l'urbanisation et l'industrialisation de la région. Ce sont la modification des systèmes de circulation de l'eau et la modification des bilans des eaux souterraines qui en sont les résultats. Cette situation est liée à l'intensification des sources naturelles d'alimentation qui existent déjà mais aussi à la mise en marche de nouvelles sources telles que des pertes des cours d'eau superficiels, la drainance à partir des aquifères superposés et le flux latéral provenant des autres aquifères. Parallèlement, la diminution de l'écoulement des eaux souterraines vers les cours d'eau et aux aquifères voisins a lieu. Dans les zones urbanisées, les sources supplémentaires d'alimentation, d'origine anthropique, telles que les fuites des réseaux d'alimentation en eau potable et d'assainissement, ainsi que des rejets dispersés des eaux usées apparaissent dans les bilans des eaux souterraines.

Le territoire de la Haute Silésie se caractérise par le degré de transformation anthropique de l'environnement le plus élevé en Pologne, y compris de l'environnement des eaux souterraines. L'un des aquifères les plus importants dans la région en raison de la capacité, de la qualité de l'eau et du rôle dans l'alimentation de la région en eau potable est celui de la formation carbonatée du Trias. Il est exploité par de nombreux puits, dont le nombre s'élève à plus de 500 et par des galeries minières de mines de zinc et de plomb actives ou inactives. À présent, le drainage totale de l'eau de cette formation, qui englobe la superficie de 4000 km², est environ 326 mln m³ de l'eau par an (10,4 m³/s). Cela provoque, entre autres, l'abaissement du niveau de l'eau dans l'aquifère du Trias de 40 à 70 m au maximum dans les zones des captages et de 100 à 260 m dans les régions de l'exploitation des minerais de zinc et de plomb par des mines.

Le but des recherches décrites dans la présente analyse est de caractériser les conditions et les facteurs qui déterminent la formation des ressources en eau souterraine dans l'aquifère carbonaté du Trias de la région de Silésie et Cracovie, ainsi que l'évaluation de ces ressources dans les conditions de l'impact anthropique. La **191**

réalisation de ce plan de recherche englobait la résolution des problèmes particuliers à savoir:

- L'identification des systèmes hydrogéologiques distincts dans la formation carbonatée du Trias, la caractéristique de leur structure et fonctionnement hydrodynamiques dans les conditions imposées par l'exploitation des eaux souterraines.
- L'identification des sources d'alimentation et des composantes du drainage des eaux souterraines et leur évaluation quantitative en but de l'établissement du bilan des eaux et de l'évaluation des ressources en eau souterraine.
- L'évaluation de l'influence du drainage artificiel sur les changements du système de circulation des eaux et sur la formation des ressources en eau souterraine dans l'aquifère carbonaté du Trias.
- L'évaluation du rôle des couches semi-perméables dans la formation des ressources en eau souterraine dans l'aquifère carbonaté du Trias.

La méthode de base qui a été utilisée pour la résolution du but était la modélisation mathématique, fondée sur des recherches du terrain. Les simulations sur les modèles mathématiques ont été effectuées pour les écoulements correspondant aux eaux moyennes de la fin des années 90. En plus, on a effectué des simulations des écoulements quasi naturels pour la période d'avant l'exploitation des eaux. La comparaison des bilans des eaux a permis l'évaluation des changements des ressources en eau souterraine induites par l'intense drainage artificiel des eaux.

Les recherches englobaient la formation carbonatée du Trias de la région de Silésie et Cracovie (la superficie de 4000 km²). Dans cette région, l'aquifère principal est constitué de calcaires et de dolomies du Trias inférieur (Rhétien) et du Trias moyen (Muschelkalk) avec des marnes. Ils créent un milieu poreux-fissure-karstique, qui est compartimenté par des failles. Le coefficient de filtration des aquifères, établi à la base des pompages d'essai se renferme dans l'étendue de 10⁻⁶ à 10⁻⁴ m/s. L'épaisseur de ce complexe change de 20 m jusqu'à 200 m. Le substratum de l'aquifère carbonaté est formé des marnes, des argilites, des schistes et des grès du Trias inférieur, du Carbonifère et du Permien qui constituent la base imperméable. Sur la superficie de 2700 km², l'aquifère carbonaté du Trias est couvert d'argiles du Trias supérieur et du Tertiaire, qui constituent les couches semi-perméables. Son épaisseur compte de 10 à plus de 200 m. Dans les régions de l'affleurement du complexe carbonaté du Trias, il existe des couches perméables du Quaternaire. Dans la partie nord et nord-est de cette région il y a des aquifères à nappe libre superposés, en particulier dans les couches perméables du Quaternaire et du Jurassique.

Les eaux de l'aquifère du Trias sont exploitées par des puits et par des mines de zinc et de plomb. L'exploitation minière s'est développée dans les quatre régions: dans la région de Tarnowskie Góry, de Olkusz, de Jaworzno-Chrzanów et de Bytom. La profondeur maximale de la perforation de la formation carbonatée du Trias par les mines compte de 60 m à 280 m. Dans les dernières années les mines drainent environ 199 mln m³ de l'eau souterraine par an. Il y a environ 500 puits. Ce sont dans la plupart des cas des captages individuels, avec la capacité de 10 à 600 m³/h. Environ 50% des puits ont la capacité de 50 à 200 m³/h. Il y a également 10 captages formés par groupes des puits avec la capacité plus grande que 10 000 m³ par jour. L'exploitation de l'eau maximale par des puits dans la moitié

cette exploitation a diminué de 31% jusqu'au niveau de 127 mln m³/an. Le drainage total des eaux par les mines et par les puits s'élevait en 2000 à 326 mln m³ (10,4 m³/s). La participation des mines dans cette somme compte de 52 à 54%.

A la base de la structure géologique et de la surface pézométrique formée par le drainage artificiel des eaux souterraines durant plusieurs années, nous avons établi dans la formation carbonatée du Trias cinq aquifères (qui ont l'abréviation polonaise GZWP, c'est-à-dire réservoirs principaux des eaux souterraines): Lubliniec-Myszków, Gliwice, Bytom, Olkusz-Zawiercie et Chrzanów. Ils comprennent par leur étendue les systèmes de circulation des eaux souterraines distincts, ouverts en partie pour le flux latéral des eaux souterraines. Dans trois aquifères: Chrzanów, Bytom et Olkusz-Zawiercie, les eaux sont drainées par les mines et les puits. Dans les deux autres, les eaux sont exploitées uniquement par les puits. L'exploitation la plus grande a lieu dans l'aquifère Olkusz-Zawiercie – au total environ 176 mln m³ par an, et la plus petite dans l'aquifère Chrzanów – 26 mln m³ par an.

Les ressources totales des eaux souterraines dans la formation carbonatée du Trias de la région de Silésie et Cracovie, sur la superficie englobant 3808 km² dans les conditions hydrodynamiques actuelles, formées par le drainage artificiel, comptent 12,82 m³/s, et le drainage contrôlé au niveau des puits et des galeries minières compte 10,4 m³/s. Les ressources en question divisées sur les cinq GZWP du Trias se montent à (on a mis entre parenthèses le drainage artificiel de l'eau): dans GZWP Lubliniec-Myszków 2,51 m³/s (1,55 m³/s), dans GZWP Gliwice 1,51 m³/s (0,86 m³/s), dans GZWP Chrzanów 1,17 m³/s (0,84 m³/s), dans GZWP Olkusz-Zawiercie 6,5 m³/s (5,6 m³/s) et dans GZWP Bytom 1,41 m³/s (1,41 m³/s). La différenciation significative des GZWP en question est justifiée par la diversité des conditions hydrogéologiques mais aussi par la quantité du drainage artificiel des eaux souterraines dans ces aquifères. Ce qui le prouve, c'est une corrélation entre les modules spécifiques (exprimées en dm³/skm²) d'alimentation et du drainage artificiel des eaux souterraines.

En comparaison avec la moyenne interannuelle des précipitations, les modules spécifiques des ressources en eau souterraine des GZWP du Trias comptent respectivement: 4,8%, 14%, 17,4%, 28,2% et 31%. Les quantités élevées pour des aquifères Olkusz-Zawiercie et Bytom sont liées aux conditions favorables de l'alimentation des eaux souterraines provenant de la surface, que facilitent la perforation profonde du massif rocheux par des travaux miniers, le drainage intense des eaux par les mines, la participation des eaux s'infiltrant à partir des cours d'eaux et aussi la participation des eaux d'origine anthropique – fuites des conduites d'eau et des réseaux d'assainissement.

L'exploitation des eaux souterraines est plus grande ou presque égale à la quantité des ressources renouvelables estimées pour les conditions hydrodynamiques avant l'exploitation. Elle a donc provoqué une augmentation de la recharge et des ressources en eau souterraine dans ces aquifères due à: 1) un accroissement de l'infiltration à partir des affleurements ou de la drainance des aquifères supérieur et sous-jacent, 2) une infiltration d'eau à partir des cours d'eau provoquée par l'abaissement de la nappe, 3) un flux entrant au travers des limites latérales, 4) de la capture de l'écoulement sortant vers les cours d'eau et aux autres aquifères. D'après les modèles mis en œuvre pour les aquifères étudiés nous avons constaté, que dans les conditions de leur exploitation, l'augmentation de l'alimentation compte: dans GZWP Lubliniec-Myszków 53%, dans GZWP Gliwice – 41% et dans GZWP

Chrzanów 21%. Avec la diminution de l'écoulement sortant, cela couvre l'exploitation actuelle des eaux de ces aquifères.

Les sources principales des ressources en eau souterraine exploitées à présent diffèrent en raison d'un aquifère. Dans GZWP Lubliniec–Myszków 57% de l'eau souterraine pompée est fournie par la drainance des aquifères supérieurs qui a augmentée d'environ 125% par rapport aux conditions avant l'exploitation. C'est lié au fait qu'environ 79% de la surface de cet aquifère est couvert des couches semi-perméables. Dans les aquifères Gliwice et Chrzanów la source dominante des ressources en eau souterraine actuellement exploitées est celle de la diminution de l'écoulement sortant vers les cours d'eau et au travers des limites latérales de ces aquifères et compte respectivement 58% et 75%.

Parmi les facteurs qui déterminent la formation des ressources en eau souterraine du Trias de la région de Silésie et Cracovie dans les conditions de l'impact anthropique on énumère: le recouvrement de l'aquifère carbonaté par des couches semi-perméables, l'infiltration des précipitations atmosphériques, l'infiltration d'eau à partir des cours d'eau, ainsi que la drainance des aquifères supérieurs. Ce sont les eaux d'origine anthropique qui jouent un certain rôle sur les terrains urbanisés.

Les couches semi-perméables occupent 79% de la surface de GZWP Lubliniec–Myszków, 21% de la surface GZWP Gliwice et 49% de la surface de GZWP Chrzanów. A la base de l'analyse détaillée des résultats des recherches de modèle GZWP Lubliniec–Myszków, nous avons déterminé le coefficient de la filtration verticale des couches semi-perméables, dont l'épaisseur change à partir de 20 à 350 m. Sa valeur établie dans l'échelle d'un aquifère, donc dans l'échelle régionale, change dans l'étendue de 10^{-10} à 10^{-8} m/s. Ces valeurs sont plus grandes que celles obtenues dans la plupart des recherches en laboratoire pour des petits échantillons.

La perméabilité des couches semi-perméables, leur épaisseur ainsi que le gradient hydraulique conditionnent l'intensité de l'alimentation des aquifères par la drainance. Dans les trois aquifères mentionnés déjà cette intensité compte en moyenne respectivement: 26 mm/an et 61 mm/an. La variabilité de ce type d'alimentation dans GZWP Lubliniec–Myszków se comprend dans les limites entre 4 mm/an à 102 mm/an.

L'alimentation par l'infiltration des précipitations sur les affleurements du complexe carbonaté du Trias varie de 96 mm/an dans GZWP Gliwice à 141 mm/an dans GZWP Chrzanów et à 155 mm/an dans GZWP Lubliniec–Myszków. En relation avec les précipitations, cela constitue respectivement 12,2%, 18,1% et 18,7%. Ce sont des valeurs globales, concernant des affleurements et elles sont déterminées par le modèle.

Les évaluations analytiques de la recharge du complexe carbonaté du Trias effectuées à la base des fluctuations de la surface pézométrique dans un puits d'observation ont montré l'intensité de l'infiltration dans l'étendue de 60 mm/an à 260 mm/an, en raison de la quantité des précipitations, en moyenne 130 mm/an. Cela constitue respectivement de 8,4% à 26,7% de la précipitation annuelle. Ces valeurs correspondent à celles déterminées par le modèle.

Les évaluations de l'intensité de la recharge de l'aquifère carbonaté du Trias effectuées pour sept zones de drainage, présentées dans le tableau 7.5, à la base du drainage contrôlé aux niveaux des mines et des captages ont donné les résultats

moyennes interannuelles. Toutefois, c'est une alimentation totale, qui vient non seulement de l'infiltration des précipitations mais aussi des pertes des cours d'eau et des eaux d'origine anthropique sur les terrains industriels et urbanisés. Les pourcentages les plus élevés de l'alimentation correspondent aux territoires ayant le degré le plus grand de modification des conditions hydrogéologiques situées dans les aquifères Bytom et Olkusz-Zawiercie.

Les résultats de modélisation ainsi que les mesures directes du débit des cours d'eau démontrent la participation des eaux de rivières dans l'alimentation des aquifères carbonatés du Trias. Il est cependant impossible de comparer ces résultats obtenues à partir de différentes méthodes de mesure. D'après les modèles mis en œuvre, nous estimons qu'à l'échelle globale la participation de ces eaux dans la recharge des aquifères du Trias compte 7–10%.

Les recherches des traseurs naturels des eaux souterraines de l'aquifère Lubliniec-Myszków confirment le modèle conceptuel des conditions hydrogéologiques et de circulation des eaux admis dans la présente analyse et confirmé par la simulation sur le modèle mathématique. La présence des eaux glaciaires sur un territoire important de ce réservoir en comparaison avec les évaluations du temps de filtration verticale des eaux par les couches semi-perméables qui dure de 10 mille à 80 mille ans souligne l'importance de la drainance des aquifères supérieurs dans la formation des ressources en eau souterraine.

Les recherches prouvent que la formation carbonatée du Trias de la région de Silésie et Cracovie est divisée en deux systèmes de circulation des eaux souterraines – du nord et du sud, partagé par la ligne de partage des eaux souterraines dont le découlement ne varie que partiellement du découlement de la ligne de partage des eaux superficielles. Ils appartiennent à deux systèmes hydrologiques de Odra et Vistula. Ce sont les aquifères Lubliniec-Myszków et Gliwice qui appartiennent au système hydrogéologique du nord. C'est un système dans lequel le drainage artificiel des eaux souterraines a un caractère dispersé car il est effectué par plusieurs puits. Au système hydrogéologique du sud appartiennent GZWP: Bytom, Olkusz-Zawiercie et Chrzanów. Le drainage des eaux souterraines possède ici un caractère d'exhaure concentré autour des mines de zinc et de plomb. Par endroits, il est renforcé grâce au drainage des eaux par les mines de houille sous-jacentes. Dans les conditions hydrodynamiques actuelles ces deux systèmes fonctionnent indépendamment l'un de l'autre. L'écoulement des eaux souterraines du système du nord s'effectue en général vers l'ouest. Dans le système du sud les eaux souterraines tendent vers des zones de drainage locales et intérieures créées autour des mines.

Les principaux aquifères identifiés dans la formation du Trias de Silésie et Cracovie, qui ont été englobés par les recherches, constituent avec les aquifères supérieurs à nappe libre, les systèmes de circulation des eaux souterraines distincts, appelées aussi – systèmes hydrogéologiques. Ce sont des systèmes multicouches dont lesquels l'aquifère carbonaté du Trias est un élément principal. Plus haut, il y a un ou deux aquifères supérieurs du Quaternaire et Jurassique séparés par une couche semi-perméable. En général, ce sont des systèmes partiellement ouverts pour le flux latéral des eaux souterraines qui possèdent toutefois des zones de drainage intérieures.

La structure complexe des aquifères, restreints par les limites latérales des GZWP triasiques, les relations complexes entre les aquifères et l'entourage ainsi

que l'influence de l'impact humain font que la structure du bilan des eaux de ces aquifères est également complexe. Cela peut être décrit par l'équation de bilan (6) dans lequel la partie de l'alimentation de l'aquifère se compose de: 1) l'infiltration des eaux de la surface dont les sources sont les précipitations, les cours d'eaux superficielles et les eaux d'origine anthropique composées par les fuites des réseaux d'alimentation en eau potable et d'assainissement ainsi que des rejets d'eaux usées, 2) une alimentation par drainance des aquifères superposés du Quaternaire et du Jurassique, au travers des dépôts semi-perméables du Trias supérieur et du Tertiaire, 3) un flux latéral entrant imposé par le pompage, 4) la drainance ascendante à partir des aquifères du Paléozoïque, en particulier du Carbonifère et du Devonien. Les composantes du drainage sont les suivantes: 1) l'exploitation de l'eau par les puits, 2) le drainage des eaux par des galeries minières situées dans les réservoirs du Trias, 3) l'écoulement souterrain vers les cours d'eau, 4) la drainance ascendante à partir des aquifères du Trias aux aquifères superposés, 5) un flux latéral sortant.

Cena 23 zł

ISSN 0208-6336
ISBN 83-226-1263-X