

POLITECHNIKA WROCŁAWSKA
WYDZIAŁ GÓRNICZY

mgr Barbara Kiełczawa

WODY ZMINERALIZOWANE GORZANOWA

Praca doktorska

Promotor

Dr hab. inż. Wojciech Ciężkowski, prof. PWr.

Wrocław, 2001

Podziękowania

Autorka pragnie podziękować wszystkim, którzy przyczynili się do powstania tej pracy. Szczególne podziękowania składam Promotorowi pracy Panu dr hab. inż. Wojciechowi Ciężkowskiemu, profesorowi Politechniki Wrocławskiej, za opiekę merytoryczną oraz cenne uwagi, które korzystnie wpłynęły na kształt tej pracy.

Szczególne podziękowania za życzliwość, udostępnianie materiałów archiwalnych oraz pomoc w pracach terenowych należą się właścicielom firmy „Mineral” s.c. Panom dr Markowi Dudzie i dr Augustynowi Maślance, a także Pani mgr Joannie Czerniewicz z wytwórni wód mineralnych tej firmy w Gorzanowie; Zarządowi Gminnej Spółdzielni „Samopomoc Chłopska” w Bystrzycy Kłodzkiej Panu Prezesowi Janowi Bielakowi oraz kierownictwu i pracownikom zakładu produkcyjnego „Cyranka”; pracownikom Biura Projektów i Usług Branży Uzdrawiskowej „Balneoprojekt” w szczególności Panu Dyrektorowi dr Mieczysławowi Kucharskiemu, Pani mgr Ewie Jenner – kierownikowi Laboratorium w Szczawnie Zdroju, a także Pani mgr Elżbiecie Narowskiej; Panu Burmistrzowi Bystrzycy Kłodzkiej mgr Mieczysławowi Kamińskiemu oraz pracownikom Urzędu Miasta i Gminy w Bystrzycy Kłodzkiej oraz Panu Janowi Biernackiemu, pracownikowi Zakładów Wodociągowych i Kanalizacji w Bystrzycy Kłodzkiej.

Kolegom i Koleżankom z Zakładu Geologii i Wód Mineralnych Wydziału Górnictwa Politechniki Wrocławskiej serdecznie dziękuję za przyjacielskie wsparcie i pomoc.

Dziękuję mojemu Mężowi oraz Rodzicom za nieocenioną cierpliwość, pomoc i wsparcie w trudnych chwilach. Dziękuję za wszelką pomoc Paniom Zofii Pękali i Marii Zakrzewskiej.

Spis treści:

Rozdział 1.	WSTĘP	8
Rozdział 2.	CEL I ZAKRES PRACY	10

C ZĘ Ś Ć O G Ó Ł N A

Rozdział 3.	POŁOŻENIE I OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ	13
	3.1. Położenie i morfologia okolic Gorzanowa	13
	3. 2. Warunki klimatyczne	16
	3.3. Hydrografia	19
Rozdział 4.	BUDOWA GEOLOGICZNA ROWU GÓRNEJ NYSY KŁODZKIEJ I JEGO SĄSIEDZTWA	23
	4.1. Rozwój poglądów na budowę geologiczną	23
	4.2. Litostratygrafia	24
	4.2.1. Formacja skał metamorficznych	24
	4.2.2. Formacja skał osadowych	27
	4.3. Warunki tektoniczne	31
	4.3.1. Tektonika	31
	4.3.2. Neotektonika i sejsmika	38
Rozdział 5.	WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE ROWU GÓRNEJ NYSY KŁODZKIEJ I JEDNOSTEK SĄSIADUJĄCYCH	40
	5.1. Historia badań hydrogeologicznych centralnej części rowu	40
	5.2. Wody w utworach czwartorzędowych	43
	5.3. Wody w utworach krystalicznych	45
	5.4. Kredowe piętro wodonośne rowu górnej Nysy Kłodzkiej ze szczególnym uwzględnieniem rejonu Gorzanowa	50

C ZĘ Ś Ć S Z C Z E G Ó Ł O W A

Rozdział 6.	WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE ORAZ SKŁAD IZOTOPOWY I CHEMICZNY WÓD ZMINERALIZOWANYCH GORZANOWA	66
	6.1. Skład izotopowy	66

6.2. Właściwości fizyczne	77
6.2.1. Temperatura	77
6.2.2. Przewodność elektrolityczna właściwa	82
6.2.3. Radoczynność	84
6.3. Właściwości organoleptyczne	87
6.4. Dwutlenek węgla	87
6.5. Skład chemiczny	93
Rozdział 7. ZRÓŻNICOWANIE SKŁADU CHEMICZNEGO JAKO EFEKT MIESZANIA SIĘ WÓD	108
Rozdział 8. GENEZA WÓD	115
8.1. Wskaźniki hydrochemiczne	115
8.2. Stabilne izotopy tlenu i wodoru	118
Rozdział 9. „WIEK” WÓD I PARAMETRY HYDROGEOLOGICZNE SKAŁ W ŚWIETLE BADAŃ TRYTOWYCH	121
9.1. „Wiek” wód	121
9.2. Parametry hydrogeologiczne skał	127
Rozdział 10. WYDAJNOŚCI UJEĆ GORZANOWA	130
10.1. Zmienność wydajności w czasie	130
10.2. Roczny cykl zmienności wydajności ujęć	138
Rozdział 11. OBSZARY ZASILANIA WÓD ZMINERALIZOWANYCH GORZANOWA	140
11.1. Położenie obszarów zasilania na podstawie badań izotopowych	140
11.2. Położenie obszarów zasilania w świetle obliczeń bilansowych	142
11.3. Rola uskoku Pstrężna - Gorzanów w zasilaniu złoża wód zmineralizowanych Gorzanowa	143
Rozdział 12. ZARYS PALEOHYDROGEOLOGII OBSZARU	146
Rozdział 13. PROPOZYCJA MODELU KRĄŻENIA WÓD PODZIEMNYCH W REJONIE GORZANOWA	151
Rozdział 14. PODSUMOWANIE I WNIOSKI	155
Rozdział 15. LITERATURA	161

Spis rycin:

- Ryc. 3.1. Gorzanów na mapie topograficznej ziemi Kłodzkiej.
- Ryc. 3.2. Zależność średnich rocznych temperatur powietrza [T] od wysokości [H] położenia stacji obserwacyjnej.
- Ryc. 3.3. Częstotliwość kierunków wiatrów w wybranych stacjach meteorologicznych Ziemi Kłodzkiej.
- Ryc. 3.4. Zależność wysokości opadów [P] od wysokości [H] położenia stacji obserwacyjnej.
- Ryc. 3.5. Schemat sieci hydrograficznej Ziemi Kłodzkiej.
- Ryc. 3.6. Krzywa konsumcyjna rzeki Nysy Kłodzkiej w przekroju Bystrzyca Kłodzka.
- Ryc. 4.1. Lokalizacja Gorzanowa na tle budowy geologicznej Ziemi Kłodzkiej.
- Ryc. 4.2. Lokalizacja Gorzanowa na tle głównych dyslokacji Ziemi Kłodzkiej.
- Ryc. 4.3. Uproszczona budowa geologiczna okolic Gorzanowa z lokalizacją ujęć wód oraz własnymi uzupełnieniami dotyczącymi tektoniki.
- Ryc. 4.4. Przekrój geologiczny przez rów górnej Nysy Kłodzkiej wraz z elementami hydrogeologii.
- Ryc. 5.1. Nieistniejąca obudowa źródła „Cyranka” (Stein, 1927).
- Ryc. 5.2. Szczegółowa lokalizacja ujęć wód w obrębie Gorzanowa.
- Ryc. 5.3. Podstawowy skład jonowy zwykłych wód podziemnych Masywu Śnieżnika i rowu górnej Nysy Kłodzkiej na diagramie Schoellera.
- Ryc. 5.4. Podstawowy skład jonowy szczaw metamorfiku orlicko-bystrzyckiego na diagramie Schoellera.
- Ryc. 5.5. Typy chemiczne wód mineralnych Ziemi Kłodzkiej.
- Ryc. 5.6. Rozprzestrzenienie poszczególnych typów chemicznych wód podziemnych w obrębie osadów kredy rowu górnej Nysy Kłodzkiej i Równi Łomnickiej.
- Ryc. 5.7. Podstawowy skład jonowy wód zmineralizowanych Gorzanowa na tle innych szczaw rowu górnej Nysy Kłodzkiej.
- Ryc. 5.8. Wody zmineralizowane Gorzanowa na tle innych wód z osiowej partii rowu górnej Nysy Kłodzkiej i stref obniżen podłoża osadów kredy.
- Ryc. 5.9. Generalny schemat strefowości hydrochemicznej w obrębie osadów kredy rowu górnej Nysy Kłodzkiej.
- Ryc. 6.1. Średnie składy izotopowe wód podziemnych rowu górnej Nysy Kłodzkiej ze szczególnym uwzględnieniem Gorzanowa na tle typowych składów izotopowych wód z obszaru Polski (wg Zuber a i Grabczaka, 1985).
- Ryc. 6.2. Pole średnich składów izotopowych wód z ujęć Gorzanowa na tle światowej linii opadów, pola charakteryzującego zwykłe wody podziemne Sudetów oraz opisującej je lokalnej linii sudeckiej oraz średnich składów izotopowych szczaw z innych wystąpień na Ziemi Kłodzkiej.
- Ryc. 6.3. Zależność $\delta^{18}\text{O}$ - δD w wodach z poszczególnych ujęć w Gorzanowie (wartości średnie) na tle światowej linii opadów oraz linii opisującej zwykłe wody podziemne Sudetów (przeliczonej na obszar Ziemi Kłodzkiej).
- Ryc. 6.4. Wahania temperatur wód z ujęć Gorzanowa – wyniki badań własnych.
- Ryc. 6.5. Zmiany temperatur i zawartości jonu HCO_3^- z okresu obserwacji stacjonarnych w latach 1970-1973.
- Ryc. 6.6. Zmienność zawartości CO_2 w wodach poszczególnych ujęć Gorzanowa.
- Ryc. 6.7. Podstawowy skład jonowy wód z ujęcia nr 1.
- Ryc. 6.8. Zgeneralizowane profile hydrochemiczne rejonu Gorzanowa (na podstawie Biela, 1967).
- Ryc. 6.9. Średnie zawartości głównych jonów w wodach z poszczególnych ujęć Gorzanowa zestawione na diagramie Schoellera.

- Ryc. 7.1. Wykres Ogilviego przedstawiający mieszanie się wód Gorzanowa.
- Ryc. 7.2. Zmniejszanie się w skali złoża mineralizacji wody w ujęciach wskutek wzrostu udziału składowej słabozmineralizowanej.
- Ryc. 7.3. Mieszanie się wód z wybranych złóż szczaw rowu górnej Nysy Kłodzkiej wyznaczone na podstawie zmienności zawartości jonu HCO_3^- .
- Ryc. 10.1. Zmienność wydajności poszczególnych ujęć Gorzanowa z lat 1970-2000 zestawione na podstawie materiałów archiwalnych uzdrowiska Łądek-Długopole oraz badań własnych.
- Ryc. 10.2. Zmienność wydajności ujęć nr 5 i 6 w czasie.
- Ryc. 10.3. Zbiorcze zestawienie danych z pomiarów wydajności w okresie od października 1998 do listopada 2000 na wykresach zredukowanych do jednego roku hydrologicznego wraz z obliczonymi wartościami średnimi miesięcznymi (a - e) oraz wspólne zestawienie wartości średnich miesięcznych badanych ujęć (f).
- Ryc. 10.4. Przykładowy rozkład wielkości wydajności ujęcia nr 4a w Gorzanowa z lat 1988-2000.
- Ryc. 10.5. Wartości współczynników korelacji pomiędzy opadami a wydajnościami poszczególnych ujęć z uwzględnieniem opóźnienia czasu reakcji (na podstawie wyników badań własnych w okresie 1998-2000).
- Ryc. 11.1. Obszary zasilania złoża wód zmineralizowanych Gorzanowa wyznaczone na podstawie badań izotopowych na tle budowy geologicznej według Cwojdzńskiego, 1978; Fistka i Gierwielanica, 1957; Wójcika, 1957; Wrońskiego, 1981.
- Ryc. 13.1. Schemat tworzenia się wód zmineralizowanych Gorzanowa na tle budowy geologicznej rejonu ujęć.

Spis tabel:

- Tab. 5.1. Parametry hydrogeologiczne skał kredowych otrzymane na podstawie badań odwiertów z obszaru rowu górnej Nysy Kłodzkiej i Gorzanowa.
- Tab. 5.2. Regionalne tło hydrochemiczne zawartości wybranych jonów dla zwykłych wód podziemnych rowu górnej Nysy Kłodzkiej według własnych obliczeń metodą podaną przez Witczaka i Adamczyka (1995a) na podstawie danych Mroczkowskiej (1995).
- Tab. 6.1. Zestawienie liczby uwzględnionych w pracy wyników badań wód z poszczególnych ujęć w Gorzanowie.
- Tab. 6.2. Stabilne izotopy tlenu i wodoru wód Gorzanowa oraz innych miejscowości rowu górnej Nysy Kłodzkiej i na jego zachodniej granicy, a także określone na podstawie oznaczeń izotopowych wysokości położenia obszarów zasilania H.
- Tab. 6.3. Temperatury wód z poszczególnych ujęć Gorzanowa.
- Tab. 6.4. Zestawienie wyników własnych obserwacji pH, PEW oraz HCO_3^- prowadzonych w okresie 1998-2000.
- Tab. 6.5. Zawartości radonu (^{222}Rn) i radu (^{226}Ra) w wodach z poszczególnych ujęć Gorzanowa oraz zawartości radonu w wybranych wodach leczniczych Ziemi Kłodzkiej.
- Tab. 6.6. Zawartości radu (^{226}Ra) w próbkach skał z rdzenia odwiertu nr 7M w Gorzanowie.
- Tab. 6.7. Zawartość CO_2 w wodach poszczególnych ujęć Gorzanowa na podstawie: a) corocznych analiz kontrolnych wykonywanych przez laboratorium B.P. i U.T.B.U. "Balneoprojekt", b) stacjonarnych badań własnych.
- Tab. 6.8. Charakterystyka mineralizacji ogólnej [M] wód poszczególnych ujęć Gorzanowa

na podstawie corocznych analiz kontrolnych wykonywanych przez laboratorium B.P.

i U.T.B.U. „Balneoprojekt”.

- Tab. 6.9. Podstawowe statystyki głównych jonów zawartych w wodach poszczególnych ujęć Gorzanowa oraz równania zależności mineralizacji ogólnej wody od zawartości tych jonów.
- Tab. 6.10. Podstawowy skład chemiczny wód Gorzanowa przedstawiony w skróconym zapisie Kurlowa.
- Tab. 6.11. Wybrane składniki podrzędne oraz pierwiastki śladowe występujące w wodach poszczególnych ujęć Gorzanowa.
- Tab. 6.12. Podział wód Gorzanowa na grupy chemiczne na podstawie zależności wybranych jonów głównych.
- Tab. 8.1. Zestawienie obliczonych wskaźników hydrochemicznych dla wód z odwiertów w Gorzanowie oraz innych odwiertów z obszaru rowu górnej Nysy Kłodzkiej.
- Tab. 9.1. Zawartość trytu w wodach z poszczególnych ujęć w Gorzanowie, dopasowane modele oraz określone na ich podstawie wieki składowych trytowych t_t oraz całkowite wartości wieków t_c wód przy $\beta = 0,0$.
- Tab. 9.2. Oszacowane wieki składowych wód z ujęć w Gorzanowie i wyznaczone na ich podstawie parametry hydrogeologiczne skał zbiornikowych.
- Tab. 10.1. Wielkości wydajności studni Gorzanowa.

Rozdział 1. WSTĘP

Występujące w przyrodzie wody mineralne i lecznicze cechują się bardzo zróżnicowanym składem chemicznym. Różnorodność ta uwarunkowana jest głównie rodzajem rozpuszczonych substancji stałych i gazów. W związku z tym wielokrotnie już próbowano dokonać regionalizacji kraju w zależności od rodzaju występujących na danym terenie wód (np. Dowgiałło, 1969; Paczyński i Płochniewski, 1996).

Naturalne wody podziemne podlegają podziałowi w zależności od różnych, rozpatrywanych czynników. I tak można je klasyfikować w zależności od właściwości fizycznych (np. temperatura, przewodność elektrolityczna właściwa), chemicznych (odczyn, stopień zmineralizowania, temperatura, twardość), terapeutycznych, bądź w zależności od ich genezy. Najbardziej znaczącym dla ludzi jest możliwość wykorzystania naturalnych wód w celach leczniczych. To czy dana woda może być wykorzystana w balneoterapii, uwarunkowane jest jej właściwościami leczniczymi oraz formalnym uznaniem za leczniczą przez organ państwowy (w naszym kraju przez Radę Ministrów).

W celu kontroli eksploatacji, a także ochrony złóż wód leczniczych, zgodnie z obowiązującymi przepisami prawa geologicznego i górniczego, wody takie uznawane są za kopalinę.

Wodą leczniczą jest woda podziemna mineralna lub słabo zmineralizowana, cechująca się stałością składu chemicznego i cech fizycznych, bakteriologicznie i chemicznie bez zarzutu, o własnościach leczniczych potwierdzonych obserwacjami lekarskimi oraz uznana za leczniczą przez Radę Ministrów. Zgodnie z Kleczkowskim i Rózkowskim (1997), wodą mineralną jest woda charakteryzująca się mineralizacją ogólną co najmniej 1000 mg/dm^3 , natomiast słabo zmineralizowana (niskozmineralizowana) jest to woda o mineralizacji do 1000 mg/dm^3 . Jeżeli temperatura wody niskozmineralizowanej jest poniżej 20°C , wówczas nazywana jest akratopegą.

Ponieważ nie wszystkie wody wykazują właściwości lecznicze, nie należy więc używać pojęć wody mineralne, termalne i lecznicze jako synonimów. Wody słabo zmineralizowane również mogą wykazywać właściwości lecznicze gdy charakteryzują się tzw. współczynnikami farmakodynamicznymi, tzn. zawierają pewne ilości składników chemicznych, tzw. składników swoistych, bądź posiadają pewne właściwości fizyczne powodujące działanie lecznicze wody; wody takie określa się jako „swoiste” lub „specyficzne”.

W przedstawianej pracy podjęto się kompleksowego rozpoznania reżimu złoża wód zmineralizowanych w Gorzanowie. Miejscowość ta położona jest w Sudetach środkowych, w północnej części jednostki geologicznej zwanej rowem górnej Nysy Kłodzkiej. Stan wiedzy

o omawianym złożu był niewielki i opierał się przede wszystkim na nielicznych dokumentacjach z lat sześćdziesiątych ubiegłego stulecia. Co prawda wody te były eksploatowane już w XIX wieku, niestety z okresu przed II wojną nie zachowały się żadne dokumentacje geologiczne. Wiele informacji zawartych jest w materiałach niepublikowanych.

W 1969 r. decyzją Ministra Zdrowia i Opieki Społecznej (M.P. nr 45, poz. 349) wody złoża w Gorzanowie uznane zostały za lecznicze. W rok później ustanowiono zasięg obszaru górniczego „Gorzanów” (decyzja Ministra Zdrowia i Opieki Społecznej z dnia 22.11.1970r.). W roku 1985 złożo w Gorzanowie wykreślono z wykazu złóż wód leczniczych.

Specyfiką gorzanowskiego złoża wód zmineralizowanych są bardzo duże wydajności istniejących ujęć, które sumarycznie wynoszą około 100 dm³/s. Ponadto wody tego złoża odróżniają się od wód otoczenia składem chemicznym, stopniem zmineralizowania oraz zawartością dwutlenku węgla. Z tych względów, dla określenia tych wód, w pracy używa się pojęcia „wody zmineralizowane” co nie jest sprzeczne z definicjami podanymi przez Kleczkowskiego i Rózkowskiego (1997).

Pracę wykonano w ramach projektu Komitetu Badań Naukowych nr 9 T12B 020 18. Przy realizacji pracy wykorzystano geologiczne, hydrogeologiczne i hydrochemiczne materiały archiwalne za zgodą Ministra Skarbu Państwa (DNiPII/PS/5369/00).

Rozdział 2. CEL I ZAKRES PRACY

Badanie wpływu naturalnych i antropogenicznych czynników na reżim złóż różnego rodzaju wód podziemnych jest obecnie jednym z głównych zadań hydrogeologii. Kompleksowa analiza właściwości fizycznych i chemicznych wód oraz parametrów eksploatacyjnych studni stanowi podstawę rozpoznania danego złoża. Badania takie przyczyniają się do bardziej szczegółowego rozpoznania jednostek hydrogeologicznych w skali regionalnej.

Paczyński i Płochniewski podają (1996), że stan rozpoznania źródeł i istniejących w obrębie Sudetów ujęć wód mineralnych jest dobry tylko w odniesieniu do wód eksploatowanych w uzdrowiskach. Złoża te, podlegające przepisom prawa górniczego, objęte są kontrolą ich parametrów fizycznych i chemicznych. Określane są dla nich zasoby, obszary zasilania oraz skład gazów występujących w tych wodach. Na pozostałych, sąsiadujących z uzdrowiskami terenach, rozpoznanie hydrogeologiczne jest niestety znikome. Zróżnicowanie budowy geologicznej Sudetów powoduje, że wyniki badań i obserwacji uzyskane w uzdrowiskach Ziemi Kłodzkiej (Polanicy Zdroju, Dusznikach Zdroju, Długopolu Zdroju czy Łądku Zdroju) nie mogą być generalizowane na obszary do nich przyległe i leżące w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

Celem prezentowanej pracy było rozpoznanie złoża wód zmineralizowanych w Gorzanowie. Kompleksowe rozpoznanie obejmuje różne zagadnienia. Przede wszystkim należy rozpoznać warunki hydrogeologiczne złoża i jego otoczenia. Bardzo ważnym jest określenie genezy badanych wód, sposobu ich występowania, zasięgu obszarów zasilania oraz oszacowanie podstawowych elementów bilansu wodnego złoża. Stabilność właściwości fizycznych oraz składu chemicznego wód decydują o możliwości ich wykorzystania do celów leczniczych, zatem wyniki analizy tych parametrów stanowią podstawę klasyfikacji badanych wód. Wyznaczenie wieku wód, ułatwia określenie odporności złoża na zanieczyszczenia antropogeniczne. Wszystkie zbadane zagadnienia pozwalają prowadzić prawidłową gospodarkę złożem przy jednoczesnym zachowaniu naturalnej jego równowagi.

Do realizacji tematu wykorzystano zgromadzone materiały archiwalne oraz wyniki badań własnych. Zebrane i usystematyzowane dane archiwalne zawierają wyniki kontrolnych (nieregularnie wykonywanych) analiz składu chemicznego wód z poszczególnych ujęć z okresu od 1904 do 1997 roku oraz wyniki tygodniowych obserwacji stacjonarnych z ujęć nr 5 i 6 z okresu od maja 1970 do czerwca 1973 roku. Ponadto zebrano wyniki miesięcznych obserwacji prowadzonych w ujęciach nr 5 i 6 w 1974 roku oraz wyniki obserwacji wybranych,

podstawowych parametrów wskaźnikowych (pH, temperatury wody) sporadycznie wykonywanych do 1984 r.

W ramach realizacji niniejszej pracy w latach 1998-2000 wykonano 20 analiz składu chemicznego wód z dostępnych autorce ujęć. W okresie od października 1998r. do listopada 2000r. prowadzono w tych ujęciach obserwacje stacjonarne (co dwa tygodnie). W 2000 roku wykonano serię analiz zawartości stabilnych izotopów tlenu i wodoru oraz trytu w wodach ze wszystkich istniejących ujęć. W drugiej serii zbadano wody tylko z wybranych ujęć. Dodatkowo zbadano próbki skał z jedyne go istniejącego rdzenia z otworu 7M z Gorzanowa pod kątem zawartości radu. Wykonano również analizy zawartości radonu w wodach badanego złoża.

Na podstawie interpretacji tak zgromadzonych danych w rozdziałach 3 i 4 rozprawy przedstawiono ogólne dane geograficzne, klimatyczne oraz budowę geologiczną wraz z tektoniką obszaru badań. W rozdziale 5 scharakteryzowano ogólnie warunki hydrogeologiczne rowu górnej Nisy Kłodzkiej oraz jednostek sąsiednich. Następne rozdziały stanowią część szczegółową pracy. W rozdziale 6 autorka przedstawiła skład izotopowy oraz właściwości fizyczne i organoleptyczne wód poszczególnych ujęć. Na podstawie badań chemicznych w rozdziale 7 określono typy wód oraz wydzielono w obrębie złoża podrzędne grupy hydrochemiczne. Stwierdzono, że wody gorzanowskie stanowią mieszaninę wód zwykłych (bezpośredniej infiltracji) i mineralnych (głębokiego krążenia). Omówiono także stopień rozwoju wód Gorzanowa na tle wybranych złóż szczaw występujących w obrębie rowu górnej Nisy Kłodzkiej. Rozdział 8 zawiera interpretację genezy wód z poszczególnych studni na podstawie wyznaczonych, wybranych wskaźników hydrochemicznych. Na podstawie zawartości stabilnych izotopów tlenu i wodoru stwierdzono, że obie składowe, zwykła i mineralna, są wodami infiltracyjnymi.

W 9 rozdziale przedstawiono i zinterpretowano wyniki badań zawartości trytu w próbach wód. Analizę danych przeprowadzono za pomocą programu FLOW PC (wersja 2.1). Na podstawie dopasowanych modeli przepływu wody w ośrodku skalnym oszacowano czas przebywania wody w górotworze (tzw. „wiek” składowej trytowej). Podjęto również próbę oszacowania objętości całości systemu wodnego oraz współczynnika filtracji - podstawowego parametru hydrogeologicznego skał.

Analizę wyników stacjonarnych obserwacji wydajności studni gorzanowskich zamieszczono w rozdziale 10. Rozdział 11 zawiera próbę określenia położenia i wielkości obszaru, w obrębie którego następuje zasilanie złoża gorzanowskiego wodami infiltracyjnymi. Zamieszczono tu

także interpretację roli jaką odgrywa uskoki Pstrężna-Gorzanów w zasilaniu badanego złoża zróżnicowanymi genetycznie wodami.

Na bazie przedstawionej budowy geologicznej i tektoniki rejonu badań, w rozdziale 12 omówiono paleohydrogeologiczne cykle alimentacyjny i infiltracyjny poziomów wód występujących w obrębie osadów kredowych rowu górnej Nysy Kłodzkiej. W rozdziale 13 autorka przedstawiła prawdopodobny model krążenia wód w najbliższym rejonie Gorzanowa. Rozdział 14 zawiera podsumowanie całości pracy i wnioski końcowe wynikające z prezentowanej rozprawy. Wykaz wykorzystanej literatury zamieszczono w rozdziale 15.

Rozdział 3. POŁOŻENIE I OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

3.1. Położenie i morfologia okolic Gorzanowa

Przed przystąpieniem do charakterystyki położenia Gorzanowa niezbędnym jest wyjaśnienie zróżnicowanych nazw używanych do określenia rejonu badań, a wynikających z różnych kryteriów podziałów, np. historycznego, morfologicznego czy geologicznego. Często pojęcia te używane są zamiennie co niejednokrotnie jest przedmiotem nieporozumień i dyskusji.

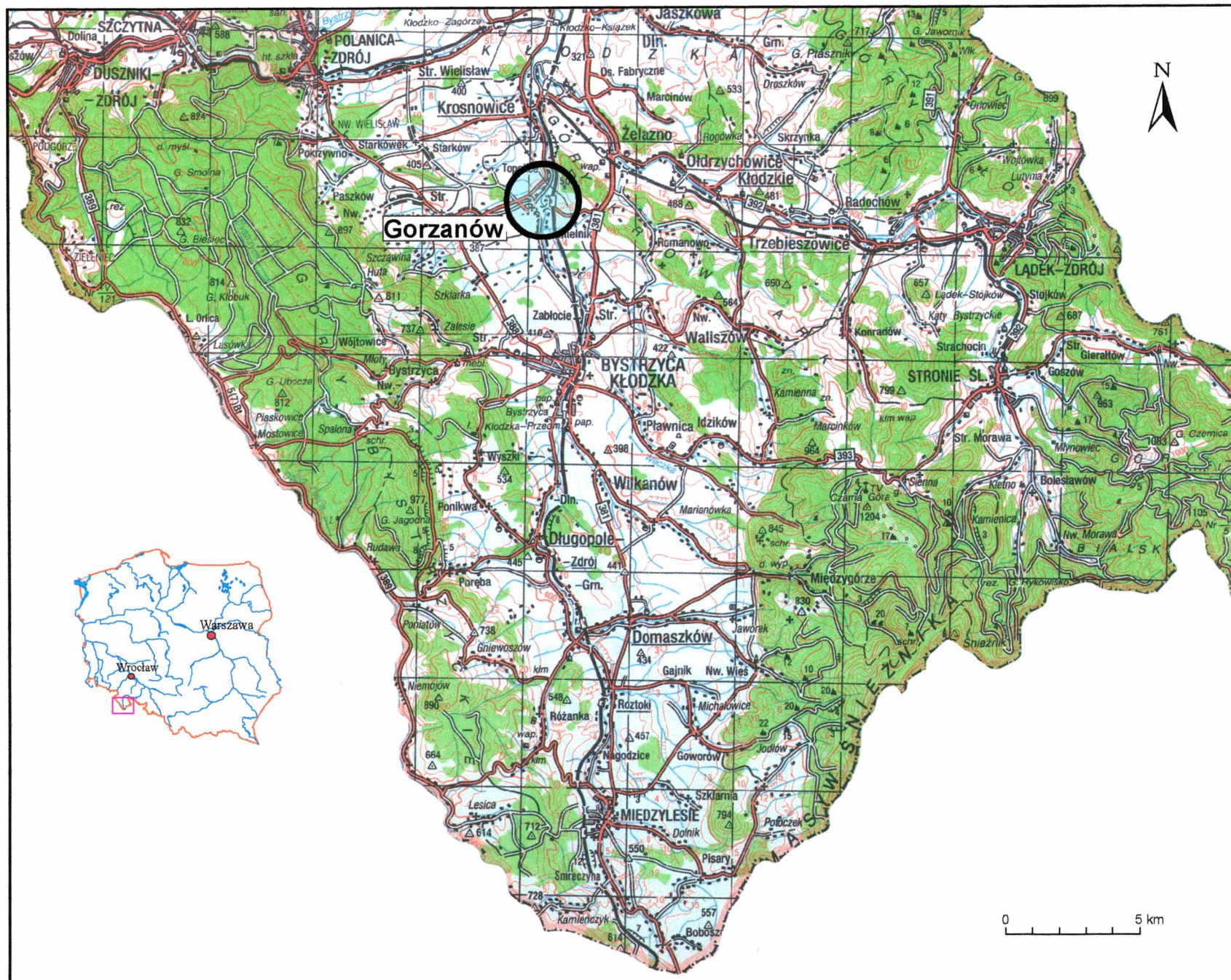
Gorzanów położony jest w centralnej części Ziemi Kłodzkiej - historycznego obszaru w południowej części Dolnego Śląska, wcinającego się w obszar Republiki Czeskiej. Pod względem geograficznym Ziemia Kłodzka obejmuje centralnie położoną Kotlinę Kłodzką wraz z otaczającymi ją górami Sudetów środkowych i wschodnich. Od zachodu otaczają ją Góry Bystrzyckie i Góry Stołowe, od wschodu Masyw Śnieżnika, natomiast od północnego-wschodu Krowiarki (Walczak, 1961). Kotlina charakteryzuje się nieregularnym kształtem, wydłuża się ku południowi przechodząc w dolinę Nysy Kłodzkiej.

Zgodnie z regionalizacją fizyczno-geograficzną Polski (Kondracki, 1998) Gorzanów leży w obrębie mezoregionu - Kotlina Kłodzka. Według uniwersalnej klasyfikacji Międzynarodowej Federacji Dokumentacyjnej jednostka ta przynależy do makroregionu Sudety Środkowe, podprowincji Sudety i Przedgórze Sudeckie, prowincji fizyczno-geograficznej Masywu Czeskiego, Pozaalpejskiej części Europy.

Według podziału geologicznego, Kotlinę Kłodzką stanowią jednostki: rów górnej Nysy Kłodzkiej i niecka Batorowa (Sawicki, 1995).

Gorzanów jest miejscowością położoną w województwie Dolnośląskim, powiecie Kłodzkim, gminie Bystrzyca Kłodzka. Leży przy drodze z Kłodzka przez Krosnowice do Bystrzycy Kłodzkiej i Międzylesia oraz przy trasie kolejowej Kłodzko-Międzylesie (ryc. 3.1). Miejscowość rozbudowana jest wzdłuż rzeki Nysy Kłodzkiej na długości około 5 km. Południowa jej część rozciąga się w węższej i głębszej części doliny rzeki a zabudowania położone są na jej lewym brzegu. W części centralnej Gorzanowa teren jest wyrównany i wieś jest bardziej rozbudowana po obu stronach rzeki (Staffa, 1994).

Współczesne dno kotliny znajduje się na wysokości 350-450 m n.p.m. i obniża się w kierunku północnym. Rzeźba jej powierzchni jest wypadkową nakładających się kolejnych faz orogenicznych kształtujących dzisiejszą budowę tektoniczną okolic Gorzanowa, jak również zmian klimatycznych, które decydowały o rodzaju i nasileniu procesów denudacyjnych.



Ryc. 3.1. Gorzanów na mapie topograficznej Ziemi Kłodzkiej.

Powierzchnia morfologiczna omawianego obszaru opada z południa ku północy i sprawia wrażenie ujednoliconej. Od północnego-wschodu rów ogranicza pasmo Krowiarek. Są to łagodne wzgórza zarysowujące się w ukształtowaniu terenu okolic Gorzanowa. Najwyższe ich wzniesienie to Dębowa Góra (505,6 m n.p.m.) odległa około 5 km od centrum Gorzanowa. Od wschodu z rowem sąsiaduje Masyw Śnieżnika. Tworzy on rozróg zbudowany z czterech rozgałęzień wychodzących z kopulastego węzła Śnieżnika (1425 m n.p.m.). Najdłuższą, zarazem najdalej na północny-zachód wysuniętą odnogę tego węzła stanowią Krowiarki. Grzbiety Masywu poprzedzielane są stromymi zboczami wąskich dolin potoków i rzek. Zachodnia krawędź Masywu graniczy z rowem górnej Nysy Kłodzkiej wzdłuż uskoku ramowego tej jednostki. Ku południowi rów zwęża się i przechodzi na obszar Republiki Czeskiej. Od zachodu rów ograniczają Góry Bystrzyckie, których najwyższym wzniesieniem jest Jagodna (977 m n.p.m.). Charakteryzują się one płaskimi powierzchniami grzbietowymi wznoszącymi się na wysokościach 800-1000 m n.p.m. Kontrastują z tymi grzbietami strome zbocza graniczne zarówno Równi Łomnickiej stanowiącej w morfologii stopień pośredni pomiędzy pasmem Gór Bystrzyckich a rowem (Walczak, 1968).

Na powstanie i kształt głównych krawędzi morfologicznych omawianego obszaru wpłynęła zrębowo-uskokowa budowa jednostek sąsiadujących z rowem. Obecna powierzchnia morfologiczna ostatecznie ukształtowała się w wyniku procesów tektonicznych jakie zaszły w trzeciorzędzie. W ich efekcie doszło do powstania trzech powierzchni zrównania (Jahn, 1980; Sroka, 1997; Walczak, 1976):

- pierwsza, najstarsza równina, tzw. paleogeńska powierzchnia zrównania, której pozostałości obserwowane są dziś w Górach Stołowych na wysokościach 890-920 m n.p.m., w Górach Bystrzyckich i Orlickich 900-1000 m n.p.m. i w Masywie Śnieżnika 1100-1200 m n.p.m.,
- drugi horyzont zrównań formował się do dolnego miocenu, a dziś występuje w Sudetach na wysokościach 600-800 m n.p.m.,
- trzecia powierzchnia zrównania rozciąga się dziś na poziomie 400-550 m n.p.m. i jest pozostałością dolno- i środkowoplioceneńskiego okresu spokoju.

Ostateczne, drobne aczkolwiek charakterystyczne zmiany w morfologii omawianego obszaru, wniosła epoka lodowa. Dwukrotne wtargnięcie lądolodu w obręb Kotliny Kłodzkiej, w okolicach Gorzanowa zaznaczyło się znacznie słabiej niż w jej północnej części (Walczak, 1957, 1976).

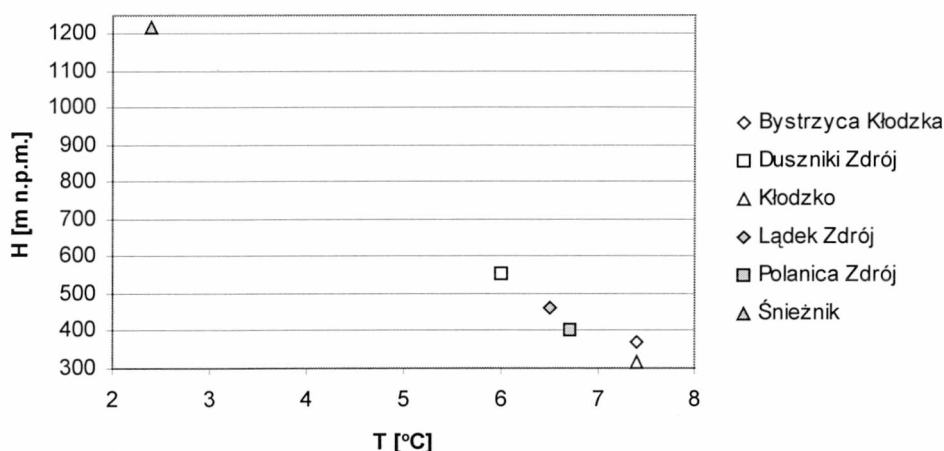
3.2. Warunki klimatyczne

Klimat jest tym elementem atmosfery, który w znacznym stopniu wpływa na wody lądowe, procesy wietrzenia, sposób transportu materiału zwietrzałego, a więc i na rzeźbę powierzchni terenu (Woś, 1999).

Charakterystykę warunków klimatycznych rejonu okolic Gorzanowa oparto na wartościach średnich wieloletnich obserwacji meteorologicznych z okresów 1881-1930 (Walczak, 1961, 1968) i 1955-1989 prowadzonych w głównych (Kłodzko, Śnieżnik) i pomocniczych (Bystrzyca Kłodzka, Polanica Zdrój, Duszniki Zdrój, Podzamek, Lądek Zdrój, Międzyzlesie, Międzygórze, Szalejów, Paszków, Ponikwa, Domaszków) stacjach obserwacyjnych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Gorzanów położony jest pomiędzy stacjami w Bystrzycy Kłodzkiej i Kłodzku.

Warunki termiczne

Średnia roczna temperatura powietrza zarówno w Kłodzku jak i w Bystrzycy Kłodzkiej, a więc także i w Gorzanowie wynosi $7,4^{\circ}\text{C}$. Temperatura najcieplejszego miesiąca roku (lipca) sięga 17°C w Kłodzku i $17,2^{\circ}\text{C}$ w Bystrzycy. Minimalne temperatury przypadają na styczeń; w Bystrzycy jest to $-2,3^{\circ}\text{C}$, w Kłodzku $-2,4^{\circ}\text{C}$.

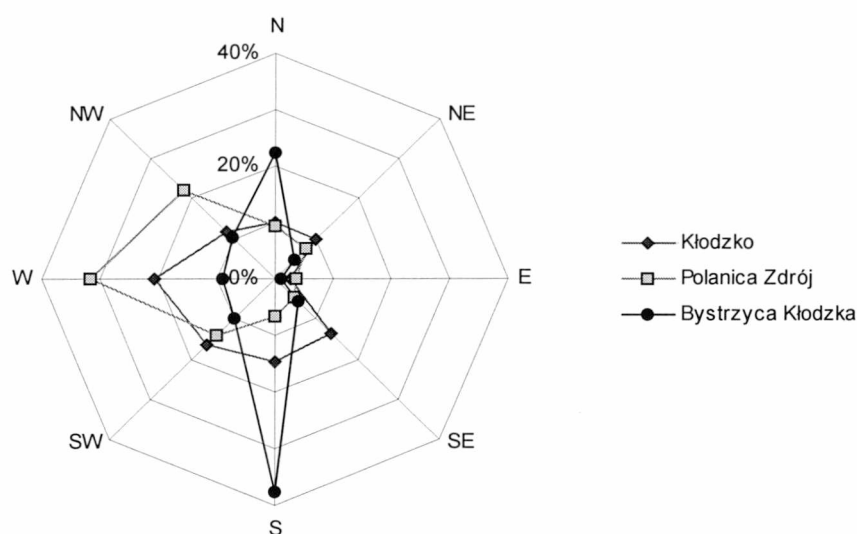


Ryc. 3.2. Zależność średnich rocznych temperatur powietrza [T] od wysokości [H] położenia stacji obserwacyjnej (wykonano na podstawie danych zamieszczonych przez Walczaka, 1968; Roczniki meteorologiczne 1955-1989).

Nieco wyższe średnie (miesięczne i dobowe) temperatury powietrza okresu zimowego w Bystrzycy Kłodzkiej w stosunku do temperatur notowanych w Kłodzku należy wiązać z różnicą wysokości położenia tych miejscowości (Kłodzko leży około 60 m poniżej Bystrzycy). Chłodne masy powietrza gromadzące się w dnie Kotliny Kłodzkiej powodują obniżenie temperatury w Kłodzku. Średnio w ciągu roku, w obydwu miejscowościach zdarzają się 124 dni z przymrozkami. Dni mroźnych w Kłodzku notuje się 38, a 35 w Bystrzycy (Walczak, 1968). Na ryc. 3.2 przedstawiono zmienność średnich rocznych temperatur powietrza w zależności od wysokości położenia wybranych stacji obserwacyjnych w obrębie Ziemi Kłodzkiej.

Wiatry

Obszar całych Sudetów charakteryzuje się zmiennością kierunków wiatrów, aczkolwiek wyraźna jest przewaga wiatrów wiejących z kierunków południowo-zachodnich i zachodnich. W okresie wiosennym i jesiennym wśród wiatrów wiejących z tych kierunków dużą rolę odgrywają tzw. feny - ciepłe i suche masy powietrza powodujące spadek wilgotności powietrza i gwałtowne topnienie pokrywy śnieżnej. Lokalne zróżnicowanie kierunków wiatrów w Kotlinie Kłodzkiej i rowie górnej Nysy Kłodzkiej jest najczęściej efektem oddziaływania barier orograficznych. Ryc. 3.3 przedstawia zmienność częstotliwości kierunków wiatrów w rejonie



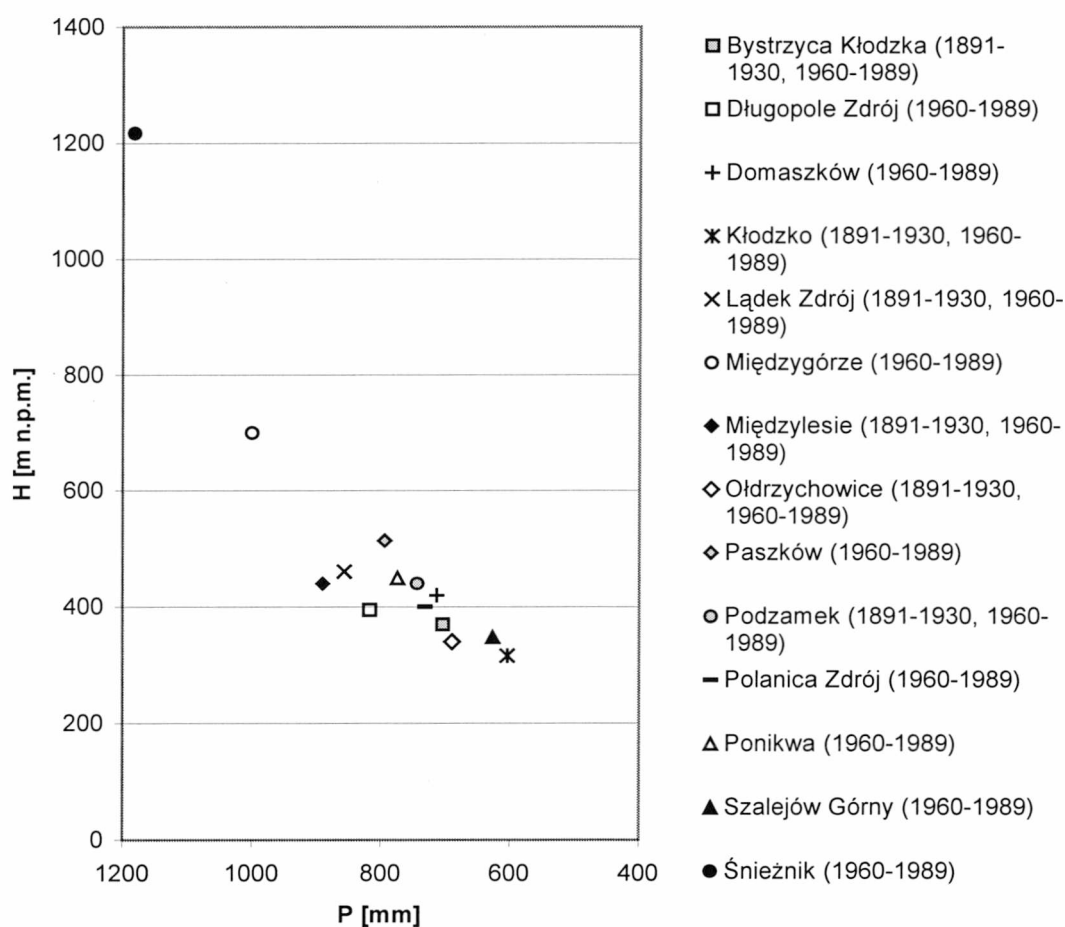
Ryc. 3.3. Częstotliwość kierunków wiatrów w wybranych stacjach meteorologicznych Ziemi Kłodzkiej (Walczak, 1968; Roczniki meteorologiczne 1955-1989).

Polanicy, Kłodzka i Bystrzycy Kłodzkiej. W Kłodzku i Polanicy przeważają wiatry wiejące z kierunków zachodnich. W Polanicy ponadto, stosunkowo często obserwuje się wiatry północno-zachodnie (zgodne z kierunkiem przebiegu doliny Bystrzycy Dusznickiej). Rejon Bystrzycy Kłodzkiej charakteryzuje się innym układem częstotliwości kierunków wiatrów.

Przeważają tutaj zdecydowanie wiatry wiejące z kierunków południowego i północnego zgodnie z przebiegiem doliny Nysy Kłodzkiej. W miejscowościach tych najrzadziej obserwuje się wiatry wiejące z kierunków wschodnich.

Opady

Średnia roczna suma opadów atmosferycznych dochodzi do 600 mm w Kłodzku i 700 mm w Bystrzycy (ryc. 3.4.). Największa ilość opadów notowana jest w okresie letnim, przy czym



Ryc. 3.4. Zależność wysokości opadów [P] od wysokości [H] położenia stacji obserwacyjnej (na podstawie Walczaka, 1961 i Grzegorzcyka i in., 1993).

lipcowemu maksimum (średnio 102 mm w Kłodzku i 88 mm w Bystrzycy) towarzyszą maksymalne temperatury powietrza oraz wiatry wiejące w tym okresie z NW i W. Na ogół minimum opadów przypada na miesiąc luty (średnio 29 mm w Bystrzycy i 23 mm w Kłodzku). Pierwszy opad śnieżny pojawia się w ostatniej dekadzie października.

Ostatnie śniegi zdarzają się nawet w połowie maja, choć najczęściej pokrywa śnieżna ustępuje w końcu kwietnia (Walczak, 1961; Woś, 1999).

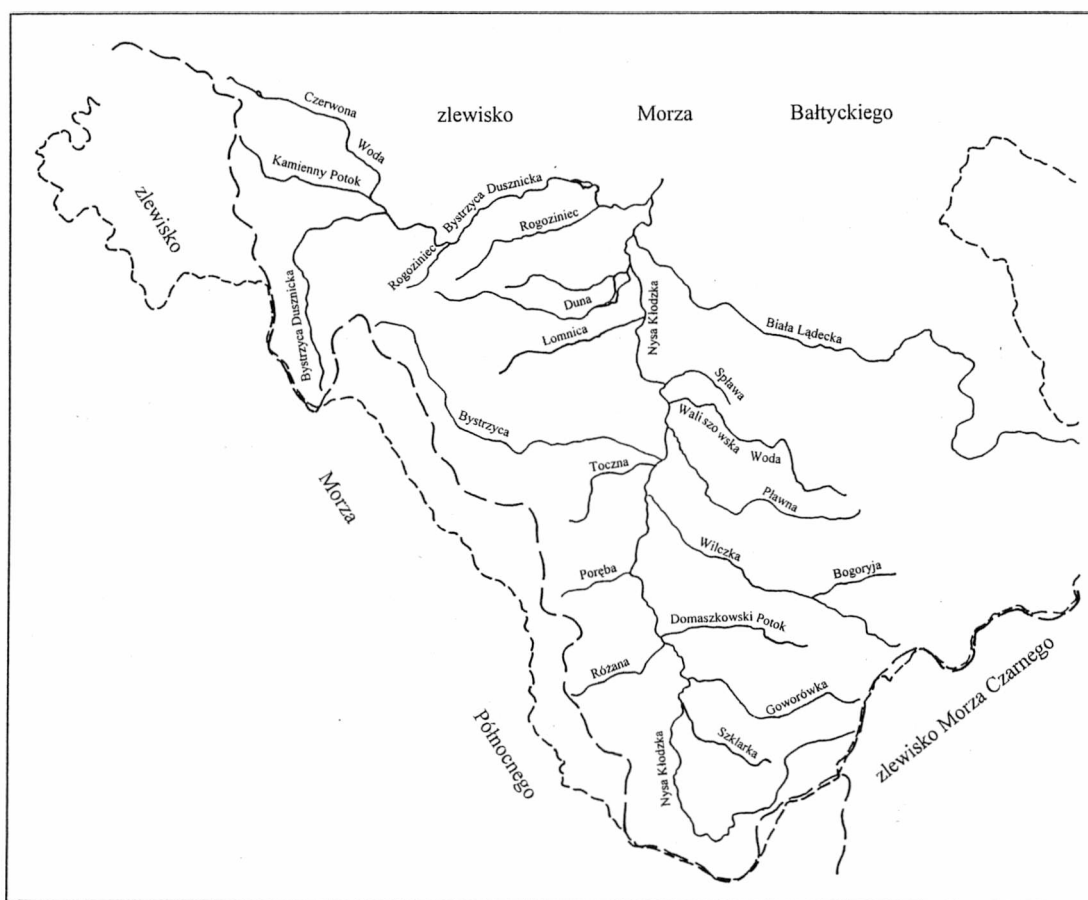
Ponieważ Gorzanów położony jest pomiędzy tymi stacjami, przyjąć można, że charakteryzuje się on zbliżonymi wielkościami opadów.

W miesiącu lipcu 1997 roku, we wschodniej części dorzecza Nysy Kłodzkiej wystąpiły nadzwyczaj wysokie i intensywne opady deszczu. W ciągu trzech dni, na obszarze Masywu Śnieżnika obserwowano opady od 454 mm w Międzygórzu do około 482 mm w Kamienicy. W okresie od 5 do 9 lipca notowano sumy opadów rzędu 178 mm w Międzyzlesiu, 184 mm w Bystrzycy Kłodzkiej, 332 mm w Łądku Zdroju, 99 mm w Kłodzku i 85 mm w Polanicy Zdrój. O intensywności opadów świadczy fakt, iż w Łądku Zdroju w ciągu godziny spadło około 20-25 mm deszczu (Dubicki i in., 1998). W drugiej połowie lipca 1998 ponownie, notowano opady o dużej intensywności. Najwyższe opady obserwowane w dorzeczu Nysy Kłodzkiej wynosiły od 30 do 220 mm, przy czym opad maksymalny wystąpił w Polanicy (222 mm).

3.3. Hydrografia

Ziemia Kłodzka prawie w całości znajduje się w dorzeczu Odry. Sieć rzeczna jest tu zróżnicowana i dobrze rozwinięta (ryc. 3.5). Główną rzeką drenującą jest Nysa Kłodzka. Ma ona swoje źródła na stokach Puchacza, na wysokości około 975 m n.p.m. Jej źródłowy odcinek odwadnia zachodnie stoki Masywu Śnieżnika zbudowane z gnejsów, granitognejsów i łupków łyszczykowych serii strońskiej. Całkowita długość rzeki od źródeł do wodowskazu w Kłodzku wynosi 54,7 km. Jak podają Kryza i in. (1987), w okolicach Krosnowic, woda z Nysy Kłodzkiej charakteryzuje się składem chemicznym typu wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowym.

W obrębie swojej doliny Nysa Kłodzka przyjmuje liczne dopływy odwadniające otaczające ją masywy górskie. I tak Szklarka, Goworówka i Domaszkowski Potok są prawostronnymi dopływami Nysy. Charakterystycznymi silnie wciętymi i krótkimi dolinami, odwadniają one, w swoim górnym biegu, zachodnie stoki Masywu Śnieżnika. Na stokach Małego Śnieżnika, na wysokości około 1220 m n.p.m. źródła bierze następny dopływ prawostronny Nysy - Wilczka. Wraz z Bogoryją odwadnia ona główne partie Śnieżnika. Bardzo charakterystycznym



Ryc. 3.5. Schemat sieci hydrograficznej Ziemi Kłodzkiej (na podstawie Podziału Hydrograficznego Polski, 1980).

elementem hydrograficznym tej rzeki jest wysoki obecnie na około 25 m wodospad Wilczki - jeden z najwyższych w Sudetach. Pławna, Waliszowska Woda oraz Sława uchodzą do Nysy również z jej prawej strony. Odwadniają częściowo północny skłon Masywu Śnieżnika oraz Krowiarki zbudowane z gnejsów, łupków łyszczykowych i wapieni krystalicznych.

Największym dopływem Nysy Kłodzkiej w obrębie Ziemi Kłodzkiej jest Biała Łądecka. Źródłowe jej potoki odwadniają południowe stoki Gór Złotych i wschodnie Gór Bialskich zbudowanych z granitognejsów, gnejsów, łupków łyszczykowych, kwarcytów oraz fyllitów. Rzeka ta płynie początkowo wąską i głęboką doliną pomiędzy Górami Złotymi i Bialskimi, do Nysy dopływa poniżej Żelazna.

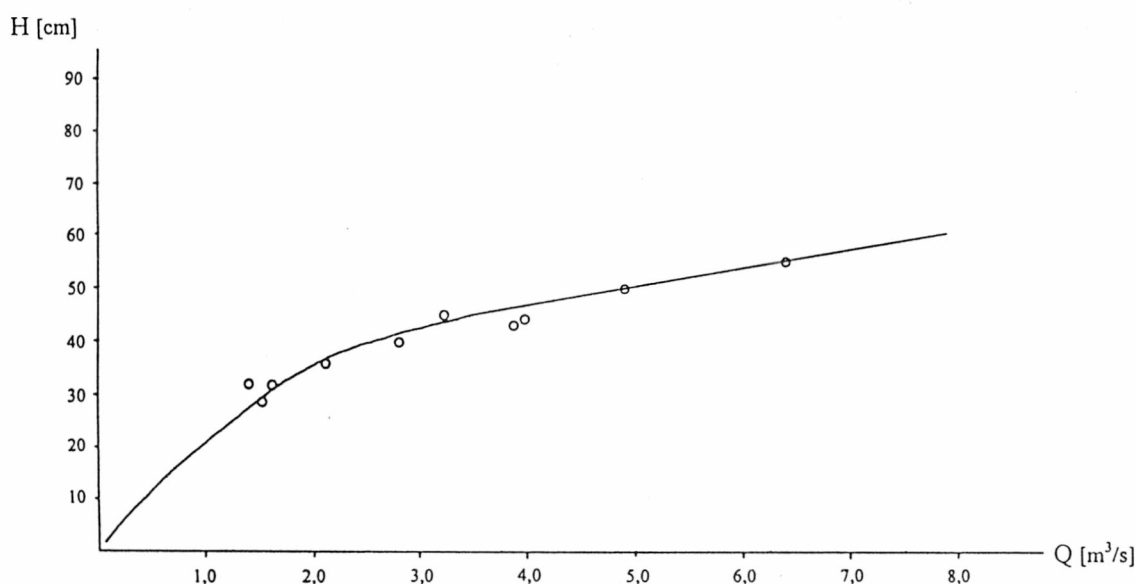
Do lewostronnych dopływów należą Różana, Poręba i Toczna. Odwadniają one wschodnie stoki Gór Bystrzyckich zbudowane z granitognejsów i metamorficznych łupków. W górnych partiach zlewni obserwuje się charakterystyczne linie źródeł, których występowanie związane jest z zaburzeniami tektonicznymi obszaru. Jednym z większych dopływów Nysy Kłodzkiej jest

Bystrzyca. Rzeka wypływa ze stoków Smolnej, wzniesienia w Górach Bystrzyckich, na wysokości 820 m n.p.m. Ze zboczy Równi Łomnickiej wypływają Łomnica i Duna, kolejne lewobrzeżne dopływy Nysy Kłodzkiej. Innym ważnym dopływem Nysy Kłodzkiej w obrębie Kotliny Kłodzkiej jest Bystrzyca Dusznicka. Wypływa ona ze stoków Małej Desny (na wysokości około 780 m n.p.m.) w Górach Orlickich. W okolicy Polanicy wpływa do Kotliny Kłodzkiej. W swym górnym biegu rzeka płynie głęboką, wąską doliną między Górami Orlickimi i Bystrzyckimi. W Szczytnej dopływa do niej Czerwona Woda z Kamiennym Potokiem, które odwadniają wschodnią część Gór Stołowych. Rogoziniec wypływa z północnych stoków Gór Bystrzyckich i zasila Bystrzycę Dusznicką w okolicach Szalejowa Dolnego. Zlewnia tej rzeki, w większej części położona jest w obrębie Kotliny Kłodzkiej.

Gorzanów rozciąga się wzdłuż nysy Kłodzkiej na odcinku pomiędzy Sławą i Łomnicą (ryc. 3.5).

Zmienny charakter rzeki obrazuje krzywa konsumcyjna sporządzona na podstawie obserwacji natężenia przepływów Nysy Kłodzkiej w przekroju w Bystrzycy Kłodzkiej w okresie od 1966 do 1989 roku (ryc. 3.6).

Ze względu na znaczne spadki terenu dorzecza Nysy Kłodzkiej, w okresie intensywnych opadów notowanych np. od 5 do 9 lipca 1997 roku, przybór wody w ciekach następował równocześnie z opadem. Stany alarmowe na Nysie Kłodzkiej przekroczone były wówczas na wodowskazach w Międzylesiu o 207 cm, Bystrzycy Kłodzkiej o 248 cm a w Kłodzku o 70 cm.



Ryc. 3.6. Krzywa konsumcyjna rzeki Nysy Kłodzkiej w przekroju Bystrzyca Kłodzka (Grzegorzcyk i in. 1993).

Na Bystrzycy w Bystrzycy Kłodzkiej poziom wody przekroczył stan alarmowy o 113 cm, w Łądku Zdroju na Białej Łądeckiej o 79 cm, natomiast w Żelaźnie o 83 cm (Dubicki i in., 1998).

W czasie tej powodzi, w obrębie Gorzanowa zalane były zabudowania położone bezpośrednio wzdłuż rzeki, na jej najniższej terasie. Na północ od mostu prowadzącego od stacji PKP do centralnej części Gorzanowa, w rejonie zakola, rzeka poczyniła największe zniszczenia. Jak wynika z wywiadu środowiskowego, droga z Bystrzycy Kłodzkiej przez Gorzanów do Kłodzka była wówczas jedyną przejezdną trasą w tym rejonie Ziemi Kłodzkiej.

Uwagę zwraca również fakt występowania dużej ilości źródeł na Ziemi Kłodzkiej. Budowa geologiczna oraz tektonika obszaru w głównej mierze determinują ich lokalizację. Niektóre z nich, jak np. źródło w Szczytnej lub Romanowie, charakteryzują się znaczną wydajnością i jej stabilnością (Grzegorzczak i in., 1993).

Rozdział 4. BUDOWA GEOLOGICZNA ROWU GÓRNEJ NYSY KŁODZKIEJ I JEGO SĄSIEDZTWA

4.1. Rozwój badań

Sudety Środkowe od dawna były przedmiotem badań geologów. Już w pierwszej połowie XIX wieku badania w tym rejonie prowadził Beyrich (1849). Następnym opracowaniem były mapy geologiczne autorstwa Leppli (1900). Mapy te wykonane w skali 1:50 000 obejmowały obszar całej Ziemi Kłodzkiej. Przedstawiały budowę geologiczną i morfologię terenu wraz ze szczegółowym opisem dolin rzecznych. Budowę geologiczną i tektonikę omawianego obszaru badali również Petrascheck (1904), Bederke (1927) oraz Scupin (1935). W 1942 roku ukazało się zespołowe opracowanie autorstwa Finckha, Fischera, Meistera oraz Bederkego zawierające podziały stratygraficzne, szkice tektoniczne i zdjęcia geologiczne omawianego obszaru. Przedstawione schematy w ogólnych zarysach są aktualne do dziś.

Liczne prace kartograficzne wykonane po II wojnie przez polskich geologów potwierdziły teorie badaczy niemieckich co do budowy geologicznej i tektoniki tej części Sudetów. Badania nad tektoniką tych terenów prowadzili: B. i J. Donowie (1960), Don (1964, 1996), J. i A. Grocholscy (1958), Komuda i Don (1964). Problemy litostratygrafii rejonu Kotliny Kłodzkiej były przedmiotem badań między innymi: Jerzykiewicza (1971, 1975), Pachuckiego (1959), Z. Radwańskiej (1960), S. Radwańskiego (1957, 1961, 1965, 1968a, 1968b, 1975), B. Teisseyre (1975). Zagadnieniami budowy geologicznej tej części Sudetów zajmowali się: Oberc (1957, 1972), H. Teisseyre (1957) i inni. W wyniku badań prowadzonych przez Cwojdzńskiego (1978) Fistka i Gierwielanica (1957), Wójcika (1957), Wrońskiego (1981) i powstało szereg arkuszy mapy geologicznej Sudetów Środkowych w skali 1:25 000. W 1995 roku ukazała się „Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec” autorstwa Sawickiego. Ostatnio przeprowadzone przez Kielczawę i B. Teisseyre (2000) badania, przyczyniły się do bardziej szczegółowego rozpoznania budowy geologicznej okolic Gorzanowa.

Problematyką genezy i stratygrafii utworów czwartorzędowych w okolicach Kłodzka zajmował się Walczak (1961, 1968, 1972, 1976). Wyzaczył on zasięgi lądolodu w Kotlinie Kłodzkiej i kierunki jego transgresji.

Ziemia Kłodzka była również obiektem badań geofizycznych i teledetekcyjnych. Wyniki tych badań można znaleźć w pracach Bażyńskiego i in. (1986), Granicznego (1994) oraz Jodłowskiego (1980).

Wspomnieć należy o licznych niepublikowanych materiałach dokumentacyjnych sporządzanych na zlecenie indywidualnych podmiotów gospodarczych wykorzystujących zmineralizowane wody Ziemi Kłodzkiej do celów rozlewniczych. Dla złoża wód w Gorzanowie opracowania dokumentacyjne wykonywali: Biel i in. (1967), Bundz (1988a), Grzegorzczak (1998), Kapuściarek (1993) oraz Szarszewska (1974).

4.2. Litostratygrafia

4.2.1. Formacja skał metamorficznych

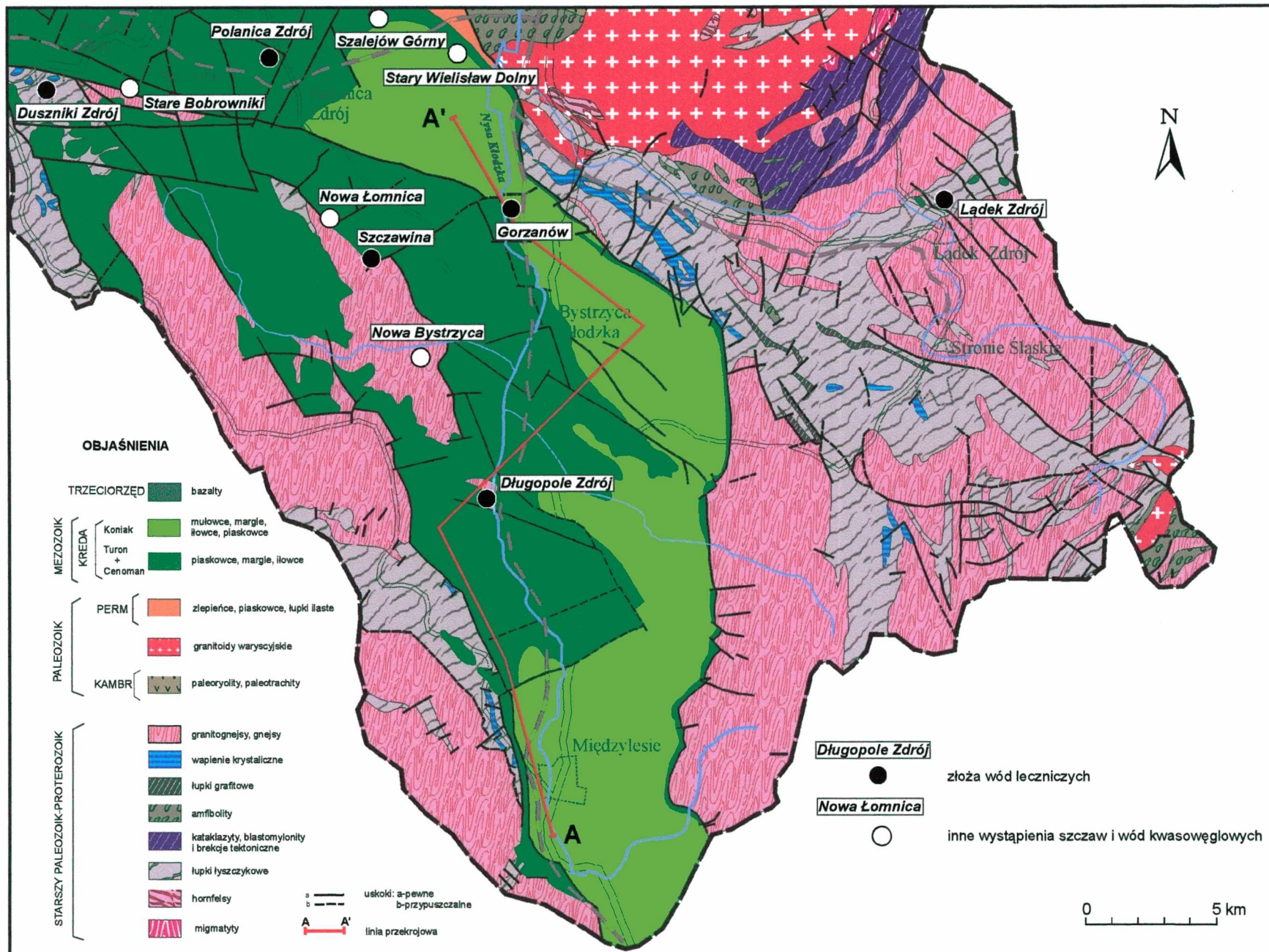
Na omawianym obszarze współwystępują dwie duże jednostki tektoniczne: metamorfik orlicko-śnieżnicki i rów górnej Nysy Kłodzkiej (ryc. 4.1).

Skały metamorficzne zalegają po wschodniej i zachodniej stronie rowu Nysy i są reprezentowane przez utwory wykształcone w facji amfibolowej. Generalnie dominują dwa zespoły skalne: łupki łuszczkowe z przejściami do paragnejsów i zróżnicowane strukturalnie gnejsy i granitognejsy.

Metamorfik śnieżnicki - ograniczający od wschodu rów górnej Nysy Kłodzkiej - jest jednostką tektoniczną zbudowaną zasadniczo z dwu formacji skalnych: serii strońskiej i gieraltowsko-śnieżnickiej. Przyjmuje się, że obie serie metamorficzne są proterozoiczne, przy czym niektórzy autorzy (Oberc, 1972; Smulikowski, 1957) określają je jako algonckie. Gunia (1976) natomiast uważa, że seria strońska jest staropaleozoiczna.

Spośród wielu odmian litologicznych tworzących pierwszą serię, główne typy litologiczne to: łupki łuszczkowe, łuszczkowo-grafitowe, kwarcyty i wapienie krystaliczne oraz skały amfibolowe (para- i ortoamfibolity, łupki amfibolowe). Wymienione skały powszechnie występują w okolicach Kletna, Romanowa, Siennej i Trzebieszowic przy czym łupki amfibolowe obserwowane są w różnych poziomach stratygraficznych (Gierwielaniec, 1998).

Łupki łuszczkowe stanowią tło litologiczne serii strońskiej na omawianym obszarze. Głównymi minerałami występującymi w tych skałach są: muskowit, biotyt (rzadziej serycyt) oraz kwarc. Udział kwarcu w składzie łupków jest zmienny do tego stopnia, że występują przejścia do kwarcytów. Łupki te często przechodzą w paragnejsy lub amfibolity. Skały te wykazują najczęściej barwy zielone z brunatnymi lub czarnymi przebarwieniami. *Kwarcyty* i *łupki kwarcytowe* występują w okolicach Waliszowa i strefie Skrzynki. Są silnie sfałdowane, lokalnie intensywnie spękane i tworzą duże soczewy. *Łupki łuszczkowo-grafitowe* są miękkie



Ryc. 4.1. Lokalizacja Gorzanowa na tle budowy geologicznej Ziemi Kłodzkiej. Budowa geologiczna wg Sawickiego (1995)

i bardzo plastyczne. Zwykle występują wzdłuż płaszczyzn uskokowych. Grafit występuje w nich w formie domieszek tworząc czasem przewarstwienia a nawet większe ławice. *Marmury* (wapienie krystaliczne) są drobno- lub średnioziarniste, zwykle wyraźnie uławicone. Szczególnie rozległe marmury występują w obrębie pasma Krowiarek gdzie tworzą dwa stratygraficzne poziomy. Poziomy te wydzielone są na podstawie zróżnicowania odmian w zależności od stosunku zawartości dolomitu do zawartości kalcytu. I tak poziom dolny tworzą marmury dolomityczne, którym towarzyszą: kwarcyty, łupki kwarcytowe i łupki łyszczykowo-grafitowe. Wapienie te charakteryzują się jasnymi barwami (biała, kremowa, różowa). Drugi poziom to marmury kalcytowo-dolomityczne o barwach od białej do ciemnoszarej. Nie towarzyszą im utwory łupkowe. Pierwsze występują w południowo-zachodniej części Masywu Krowiarek, drugie w północnej i środkowej.

Występujące na omawianym obszarze *skały amfibolowe* wykazują duże zróżnicowanie pod względem tak składu, jak i genezy. Generalnie są to skały ciemnozielone, niektóre odmiany podobne są do jasnozielonych łupków chlorytowych. Megaskopowo wyróżnić można spośród nich odmiany masywne i wyraźnie łupkowe. Szczegółowo skały te przedstawiają Don (1964) i Smulikowski (1957).

Drugą formację skalną, gieraltowsko-śnieżnicką tworzą dwie odmiany gnejsów. Pierwsza z nich to tzw. gnejsy śnieżnickie, druga - gnejsy gieraltowskie.

Gnejsy typu śnieżnickiego odznaczają się strukturą oczkową, barwą najczęściej szarą, rzadziej czerwonawą. Skały te przechodzą w odmiany soczewkowe, warstewkowe, a nawet cienkolaminowane. Ich skład mineralny jest stosunkowo stały: oligoklaz, mikroklin, kwarc, biotyt. Minerale akcesoryczne występują w tych skałach bardzo rzadko. Są to utwory bardzo silnie zdeformowane tektonicznie. Charakterystyczne jest również to, iż nie występują w postaci jednej żyły, a ich kontakty ze skałami otaczającymi są ostre (Oberc, 1957).

Nazwą *gnejsów gieraltowskich* określa się drobnoziarniste, szare gnejsy o teksturze migmatycznej. Skład mineralny tych skał jest zmienny. Występują w nich kwarc, ortoklaz, plagioklaz, łyszczyki i minerale akcesoryczne. Skały te charakteryzują się obecnością szerokiej strefy przejściowej ze skałami osłony.

Po stronie zachodniej rowu Nysy Kłodzkiej występują skały metamorficzne Gór Bystrzyckich i Orlickich. Są to serie skalne, w których tłem litologicznym są tzw. *gnejsy bystrzyckie*. Ich cechą charakterystyczną jest zmienność cech strukturalnych. Są to gnejsy grubooczkowe, oczkowe przechodzące w formy słojoye bądź pręcikowe, nierzadko przelawicające się z granitognejsami. Drugą odmianę skalną stanowią różne *łupki łyszczykowe*, kwarcytowe, chlorytowe i kwarcowo-grafitowe. Te ostatnie najczęściej występują w formie wkładek i soczewek. W obrębie tych skał

często spotyka się amfibolity i wapienie krystaliczne oraz skały żyłowe typu lamprofirów i porfirów kwarcowych (Fistek, 1977; Fistek i Gierwielanec, 1964).

Omówione wyżej serie skalne, wraz ze skałami metamorfiku śnieżnickiego, Don (1996) zalicza do jednej potężnej formacji skalnej, w której w różnym stopniu zaznaczyły się procesy tektoniczne i metamorficzne.

4.1.2. Formacja skał osadowych

W okresie kredowym rów Nysy Kłodzkiej tworzył jedną, połączoną z depresją śródsudecką, jednostkę tektoniczną stanowiącą fragment północnoczeskiego basenu sedimentacyjnego. Ciągłość sedimentacji utworów kredy na obszarze Czech sprawia, że trudno jest tam wydzielić jednostki stratygraficzne. W obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej problematyczne jest wyznaczenie granicy pomiędzy turonem górnym i koniakiem. Niemniej jednak, jak podają Dvořák (1979), Malkovský (1974) oraz Misař (1983), wykształcenie osadów piętra kredowego na obszarze Czech i w rowie górnej Nysy Kłodzkiej wykazuje wiele charakterystycznych cech wspólnych.

W rejonie Gorzanowa osady kredy górnej reprezentowane są przez utwory cenomanu górnego, turonu dolnego, środkowego i górnego. Występowanie osadów koniakum jest sporne, tak jak i sama granica pomiędzy turonem górnym i dolnym koniakum.

Cenoman

W rowie Nysy Kłodzkiej osady cenomańskie wykształcone są przede wszystkim w facji piaszczystej. Tworzą one trzy poziomy piaszczowców oddzielone powierzchniami erozyjnymi. W dolnej partii są to piaszczowce szare, ilasto-wapniste, podścielone szarym zlepkiem kwarcowym. Piaszczowce te są nierównoziarniste z niedużą ilością spoiwa. Ku górze ziarno wyrównuje się, wzrasta ilość spoiwa i piaszczowce stają się zwarte i twarde. Drugi poziom tworzą piaszczowce kwarcowe, tzw. dolne piaszczowce ciosowe. Jest to osad o jasnych barwach, drobno- i średnioziarnisty. W spągu występują zlepieńce lub brekcje podstawowe. Cechą charakterystyczną tego poziomu jest dobre wysortowanie ziarn i podzielność kompleksu na ławice (miąższości rzędu 3 m). Omówione osady zaliczane są do cenomanu środkowego. Cenoman górny tworzą ciemnoszare, różnoziarniste piaszczowce margliste (Radwański, 1975).

W Gorzanowie utwory cenomanu nawiercono w otworze nr 5 na głębokości 228 m p.p.t. W partii spągowej zaobserwowano gruboziarnisty piaszczowiec przechodzący ku górze w osad drobnoziarnisty z glaukonitem (Biel i in., 1967; Cwojdzński, 1979; Szarszewska, 1974; Wroński i Cwojdzński, 1984). Kwestią sporną staje się występowanie utworów cenomańskich w otworze

nr 10R. Archiwalne materiały dokumentacyjne podają (Bundz, 1988a), iż w spagu otworu na głębokości 152 m p.p.t., bezpośrednio na utworach metamorficznego podłoża, zalegają piaszczysto-margliste osady turonu dolnego. Analiza materiałów dokumentacyjnych (kart otworów) odwiertów nr 5 i 6 przemawia za tym, że są to osady cenomanu. Autorka uważa, że raczej mało prawdopodobnym jest aby były one dolnoturońskie, jednakże jednoznacznie tezę tę potwierdzić mogą tylko analizy palinologiczne próbek skał.

Na piaskowcach cenomańskich w rowie Nysy Kłodzkiej przekraczając zalegają osady turonu dolnego.

Turon

Dolne ogniwo turonu tworzą utwory mułowcowe. Są to w przeważającej części margle ilasto-krzemionkowe, szare, zwarte i twarde. Na nich zalegają margle ilaste poziomu *Inoceramus labiatus*. Ich cechą charakterystyczną jest podatność na odwapnienie oraz obecność fauny inoceramowej, a także większa domieszka klastycznego kwarcu (Radwański, 1975).

W Gorzanowie poziom ten nawiercono na głębokości 189 m p.p.t. w odwiercie nr 5 i 114 m p.p.t. w otworze nr 10R. Miąższość osadów turonu dolnego w tych odwiertach wynosi odpowiednio 39 i około 38 m (przyjmując wcześniej wysuniętą tezę o obecności osadów cenomanu w otworze nr 10R). Seria ta na omawianym obszarze wykształcona jest w postaci margli krzemionkowych, krzemionkowo-wapnistych, twardych, partiami mocno spękanych i częściowo odwapnionych. Niektóre partie są bardziej piaszczyste.

Powyżej serii *labiatus*owej w obrębie kredowego basenu sedimentacyjnego występuje kompleks osadów turonu środkowego. Są to serie przeławicających się margli i piaskowców poziomu *Inoceramus lamarcki*. Na obszarze rowu Nysy Kłodzkiej piaskowce przedzielone są serią marglistą na dwa pokłady, dolny - bardziej miąższy (do 80 m) i górny - cieńszy (do 20 m). Piaskowce dolne to tzw. środkowe piaskowce ciosowe. Charakteryzują się zmiennym składem granulometrycznym przy jednoczesnej przewadze osadu średnio- i drobnoziarnistego. Występują w formie miąższych ławic (często przekątnie warstwowanych), wśród których występują zlepy muszlowe. Pokład górny tworzą drobnoziarniste, jasnoszaro-żółte piaskowce o spoiwie ilasto-węglanowym. Kompleks tych osadów uzupełniają twarde, siwo-szare margle mułkowo-krzemionkowe (Jerzykiewicz, 1975).

Osady środkowego turonu w Gorzanowie nawiercono w jedenastu otworach. Wiarygodne opisy litostratygraficzne odnoszą się jednak tylko do pięciu spośród nich. I tak w otworze nr 5 do osadów poziomu *Inoceramus lamarcki* zaliczono kompleks rozpoczynający się marglami wapnisto-krzemionkowymi, spękany, w spagu piaszczystymi. Spękania wypełnione są kalcytem. Ku górze przechodzą one w margle piaszczysto-krzemionkowe, ciemnoszare, w spagu

zbite. Na nich zalegają piaskowce, w dolnych partiach wapniste ku stropowi przechodzące w krzemionkowe piaskowce drobnoziarniste, tzw. środkowe piaskowce ciosowe. Powyżej występują margle krzemionkowe, twarde, zbite o siwych barwach i margle ilaste z krzemionkowymi przewarstwieniami. Cały kompleks ma miąższość 185 m (w przedziale głębokości 4-189 m p.p.t.) (Biel i in., 1967; Cwojdzński, 1979; Szarszewska, 1974).

Innymi odwiertami zlokalizowanymi na terenie Gorzanowa, w których nawiercono osady środkowego turonu są otwory nr 6 i 7M. Poziom *Inoceramus lamarcki* występuje tutaj na głębokości około 65 m - w otworze nr 6 i 52 m - w otworze nr 7M i nie został przewiercony. Omawiany kompleks wykształcony jest w postaci jasnoszarych, drobnoziarnistych, piaskowców kwarcowo-skaliowych (środkowe piaskowce ciosowe). Na nich zalegają szare, margle krzemionkowe i ilasto-krzemionkowe (Biel i in., 1967; Grzegorzczak, 1998; Szarszewska, 1974). W otworze nr 10R osady środkowoturońskie nawiercono w przedziale głębokości 11-114 m p.p.t. Są to ciemnoszare margle ilasto-krzemionkowe, partiami piaszczyste. Na nich zalegają piaskowce ciosowe, jasnoszare lub jasnożółte, średnio- i drobnoziarniste, partiami kwarcowo-skaliowe. Powyżej poziom środkowoturońskich osadów wykształcony jest w postaci ciemnoszarych, zapiaszczonych mułowców wapnistych ku górze przechodzących w mułowce ilasto-wapniste. Margle te przeławiczone są trzymetrową warstwą kwarcowych, wcześniej opisanych piaskowców (Bundz, 1988a).

Utwory górnego turonu w obrębie rowu Nysy Kłodzkiej wykształcone są w postaci margli ilastych z wkładkami margli piaszczystych, iłowców i wapieni piaszczystych oraz piaskowców kwarcowych. Piaskowce te tworzą trzeci, górny poziom piaskowców ciosowych. Są one osadem dobrze wysortowanym, drobno- i średnioziarnistym o krzemionkowym bądź krzemionkowo-ilastym spoiwie. Górna część tej formacji to przede wszystkim gruboławicowe margle ilasto-wapniste i iłowce wapniste poziomu *Inoceramus schloenbachii* (Jerzykiewicz, 1975).

Osady te w Gorzanowie zidentyfikowano w otworach nr 6, 7M oraz 10R, przy czym w ostatnim z nich występowanie tego poziomu jest sporne.

Koniak

Kolejnym ogniwem litostratygraficznym występującym w obrębie rowu Nysy Kłodzkiej są utwory koniak. W najpełniejszym profilu zachowały się one w osiowej części rowu, w tzw. niecce Idzikowa. W formacji tej przeważają utwory wykształcone w facji fliszowej. W jej skład wchodzi piaskowce, mułowce i iłowce występujące w naprzemianległym następstwie. W seriach tych przeważają iłowce, brak jest osadów marglistych, a zawartość węgla wapnia jest niewielka. W obrębie iłowców i mułowców całej serii fliszowej występują konkracje

sferosyderytowe (B. i J. Donowie, 1960; Jerzykiewicz, 1971; Z. Radwańska, 1960; S. Radwański, 1975; B. Teisseyre, 1975).

W Gorzanowie, w istniejących odwiertach jednoznacznie nie stwierdzono osadów koniackich. Prawdopodobne występowanie tej formacji podają Biel i in. (1967) oraz Szarszewska (1974). Jeśli przyjąć za nimi, że wyróżnione margle ilaste i piaszczysto-ilaste powstały w koniaku, to miąższość tego ogniwa w Gorzanowie w odwiercie nr 6 sięga 65 m.

Trzeciorzęd

Osady trzeciorzędowe w obrębie Ziemi Kłodzkiej występują w postaci ilów warwowych na zachód od Kłodzka w kopalnej dolinie Nysy Kłodzkiej (Walczak, 1961, 1968) oraz w okolicach Ścinawki i Łádka (Oberc i Dyjor, 1968).

Czwartorzęd

W rowie Nysy Kłodzkiej utwory czwartorzędowe występują w postaci nieciągłej pokrywy tworzącej się pod wpływem zmian klimatycznych tego okresu. Generalnie są to osady pochodzenia lodowcowego i wodnolodowcowego, rzecznego, stokowego oraz eolicznego. Czynnikiem determinującym wykształcenie litofacjalne tych utworów było dwukrotne wtargnięcie lądolodu w obszar Kotliny Kłodzkiej oraz kilkakrotny cykl procesów peryglacialnych. Świadectwem tego są mady, piaski i żwiry stożków napływowych, gliny zwałowe, osady żwirowe i piaszczyste tarasów rzecznych oraz gliny lessopodobne.

Osady stożków napływowych obserwuje się u podnóża Masywu Śnieżnika od Wilkanowa po Goworów. Zbudowane są one ze słabo wysortowanego materiału miejscowego. Wśród otoczków dominują gnejsy gierałtowskie, śnieżnickie, amfibolity i paragnejsy, piaskowce górnej kredy a także margle koniaku. Cechą charakterystyczną jest obecność materiału gliniastego tworzącego spoiwo osadu. W rejonie Gorzanowa utwory te budują najwyższy taras Nysy Kłodzkiej i jej dopływów (około 35-40 m nad poziomem rzeki) (Cymerman, 1996).

Żwiry i piaski pozostałych tarasów rzecznych występują w czterech poziomach (15-20, 8-12, 2,5-5, 2-2,5 m nad poziomem rzeki). Są to żwiry silnie zapiaszczone, często z wkładkami grubych piasków, przykryte glinami pyłowymi, lessopodobnymi. Typowe osady odsłaniają się w krawędzi erozyjnej tarasu między Krosnowicami a Gorzanowem.

Wspomniane gliny zwałowe to głównie ciężkie gliny piaszczyste, żółto-brunatne, plamiste, masywne i zwarte. Obecne są w nich bloczki hornfelsów, granitoidów, kwarcu i apłitów. Natomiast gliny lessopodobne stanowią żółto-brunatny, popielaty lub plamisty osad pyłowato-piaszczysty bez obecności w nich bloczków skalnych.

Wśród osadów czwartorzędu występujących w rowie Nysy Kłodzkiej wyróżnić można również gliny deluwialne zbudowane ze zróżnicowanego litologicznie materiału skalnego,

w zależności od charakteru skał podłoża. Tak np. w okolicach Gorzanowa i Mielnika na podłożu zwietrzałych margli kredowych występują osady gliniaste. Generalnie są to gliny brunatne, zwarte pomieszane z materiałem skalnym, zazębiające się z piaszczysto-żwirowymi osadami tarasów rzecznych (Cwojdziński, 1979).

W otworach wykonanych w Gorzanowie, wśród osadów czwartorzędowych, nawiercono wyłącznie otoczaki i żwiry grube tworzące terasę zalewową rzeki Nysy Kłodzkiej. Wśród otoczków spotyka się autochtoniczne gnejsy, łupki łyszczykowe, kwarc, granitoidy, piaskowce i margle krzemionkowe (Biel i in., 1967; Bundz, 1988a; Szarszewska, 1974).

Zgeneralizowany schemat budowy geologicznej rejonu Gorzanowa przedstawiono na ryc. 13.1.

4.3. Warunki tektoniczne

4.3.1. Tektonika

Dzisiejsze położenie sąsiadujących z rowem górnej Nysy Kłodzkiej jednostek tektonicznych jest wynikiem ruchów dźwigających je w okresie sedymentacji serii osadowych rowu, oraz po jej zakończeniu. W regionalnym ujęciu rów górnej Nysy Kłodzkiej opisywany jest niekiedy jako integralna część niecki śródsudeckiej (np. Oberc, 1972; Stupnicka, 1989). Jako oddzielna jednostka tektoniczna, rów Nysy Kłodzkiej po raz pierwszy wydzielony został przez Cloosa (1922). Autor ten podał, że rów ma charakter rowu grawitacyjnego o asymetrycznej budowie. Hipotezę grawitacyjnego pochodzenia rowu podzielali Don (1996) i B. i J. Donowie (1960). Wyszuli oni tezę 3-etapowej ewolucji rowu Nysy Kłodzkiej. W pierwszym okresie przewagę miały ruchy grawitacyjne fazy subhercyńskiej. W drugim, ruchy kompresyjne fazy laramijskiej. Trzeci etap zachodził w środkowym kenozoiku, a świadectwem tego mają być powierzchnie zrównań (patrz rozdz. 3.1). Motorem ruchów miały być naciski kompresyjne starego przedgórza alpidów, przy czym główny ich kierunek był NW-SE.

Odmienne poglądy prezentowali Oberc (1966) Radwański (1975) i Schwarzbach (1934). Sugerowali oni, że rów Nysy Kłodzkiej ma charakter jednostki kompresyjnej. W zasadzie badania i obserwacje poczynione przez Radwańskiego potwierdzają teorię Schwarzbacha o schodowej budowie omawianej jednostki tektonicznej.

Spośród obu rodzajów poglądów wyciągnąć można jedną wspólną cechę odnoszącą się do budowy rowu. Otóż z pewnością rów w swojej środkowej części jest szeroki, a zwęża się

na obu końcach (ryc. 4.1). W południowej części uskoki brzegowe wykazują kierunki N-S, ku północy zmieniają kierunek na NW-SE.

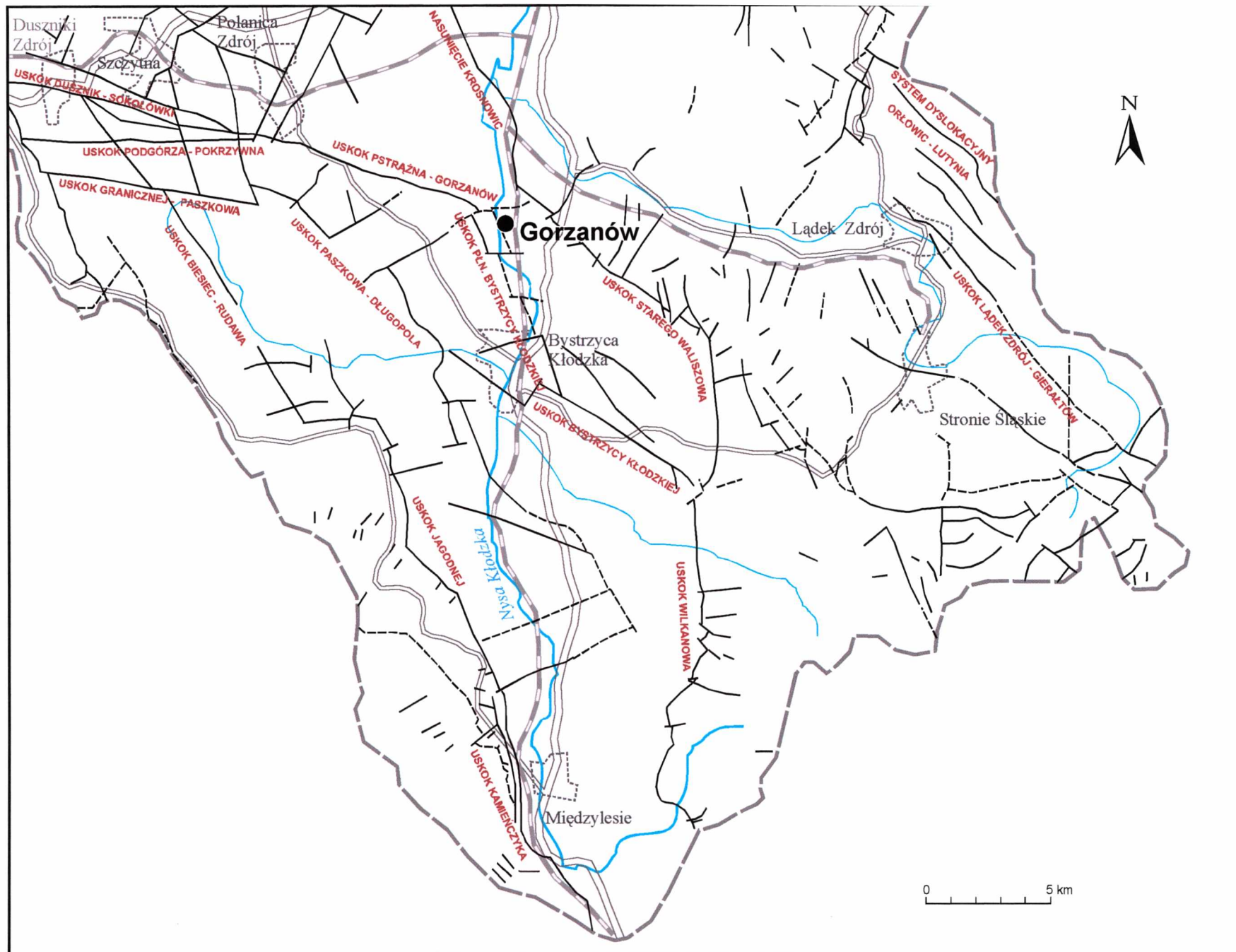
Podstawowym elementem tektoniki omawianego terenu są uskoki, którym towarzyszą w pokrywie osadowej fleksury, a nawet związane z uskokami fałdy.

Jak podaje Don (1996), w późnej kredzie utworzyła się w Sudetach Środkowych, między Kłodzkiem a miejscowością Štity (Republika Czeska), południkowo wydłużona depresja tektoniczna. Jej granice wyznaczają uskoki brzeżne oddzielające metamorficzne serie masywu orlicko-śnieżnickiego; w północnej części rowu osady kredowe łączą się z serią kredową niecki śródsudeckiej.

Od północnego-wschodu granicę rowu stanowi nasunięcie Krosnowic (J. i A. Grocholscy, 1958; Oberc, 1972) (ryc. 4.2). Jest to dyslokacja o przebiegu południkowym, wzdłuż której osady kredowe wraz z utworami podłoża (czerwonego spągowca) uległy zafaldowaniu. Skały metamorficzne zostały tu przesunięte ku zachodowi na serię osadową. Ku południowi głębokość zrzutu warstw kredowych i amplituda nasunięcia skał metamorficznych wzrasta, a nasunięcie przechodzi w inwersyjny uskok Starego Waliszowa. Oddziela on metamorfik pasma Krowiarek od osadów rowu w północno-wschodniej części tej jednostki. Wschodnią granicę rowu stanowi uskok Wilkanowa, przez Dona (1964) określany jako brzeżny uskok śnieżnicki. Jest to dyslokacja, wzdłuż której doszło do znacznego zaburzenia warstw kredowych (odcinkami są one ustawione wręcz pionowo) i nasunięcia formacji metamorfiku śnieżnickiego na osady kredy (Oberc, 1972). Pachucki (1959) uważa, że uskok ten, podobnie jak inne główne uskoki ramowe rowu wzięte z osobna, nie tworzy wielkiej dyslokacji lecz zbudowany jest z kilku odrębnych, mniejszych uskoków o zmiennych kierunkach. Generalnie, dyslokacja ta ma przebieg północ-południe.

Granica zachodnia rowu przebiega wzdłuż uskoku Kamieńczyka (w południowej części), przechodzącego ku północy w uskok Jagodnej, oba o charakterze uskoków inwersyjnych. Według Gierwielanica (1998) dyslokacja ta jest strefą uskokową utworzoną przez system mniejszych nieciągłości o układzie kulisowym, poprzesuwanym względem siebie. Granicę północno-zachodnią, według tego autora, stanowi uskok Paszków-Długopole, który jest fleksurą przechodzącą w uskok o kierunku NW-SE.

Radwański uważa (1975), iż system ramowych dyslokacji zachodnich i południowo-zachodnich składa się z czterech podłużnych uskoków. Trzem spośród nich odpowiadają fleksuralne wygięcia osadów pokrywy kredowej. Odgraniczają one stopnie schodowej budowy tego brzegu rowu. Są to: stopień łomnicki (najniższy), bystrzycki i orlicki. Czwarta nieciągłość,



Ryc. 4.2. Lokalizacja Gorzanowa na tle głównych dyslokacji Ziemi Kłodzkiej.
Przebieg dyslokacji wg Sawickiego (1995); nazwy dyslokacji wg Oberca (1972), Dona (1996) i Gierwielanica (1999).

uskok Sokołówka-Gorzanów-Bystrzyca Kłodzka, oddziela obszar przegłębienia rowu, w którym występują osady koniak.

Granica północna rowu do dziś nie jest jednoznacznie wyznaczona. Być może wynika to z faktu, że utwory kredowe rowu Nysy Kłodzkiej, Gór Bystrzyckich, Stołowych i niecki śródsudeckiej łączą się ze sobą tworząc jednolitą pokrywę osadową. Gierwielaniec (1998) przyjmuje uskok Pstrążna-Gorzanów za południową granicę zasięgu synklinorium śródsudeckiego. Autorka skłania się do przyjęcia przebiegu granicy pomiędzy niecką śródsudecką a rowem Nysy Kłodzkiej wzdłuż granicy zasięgu permskich utworów podłoża kredowego, które najdalej na południe sięgają do okolic Krosnowic i wzgórza Czerwoniak (J. i A. Grocholscy, 1958).

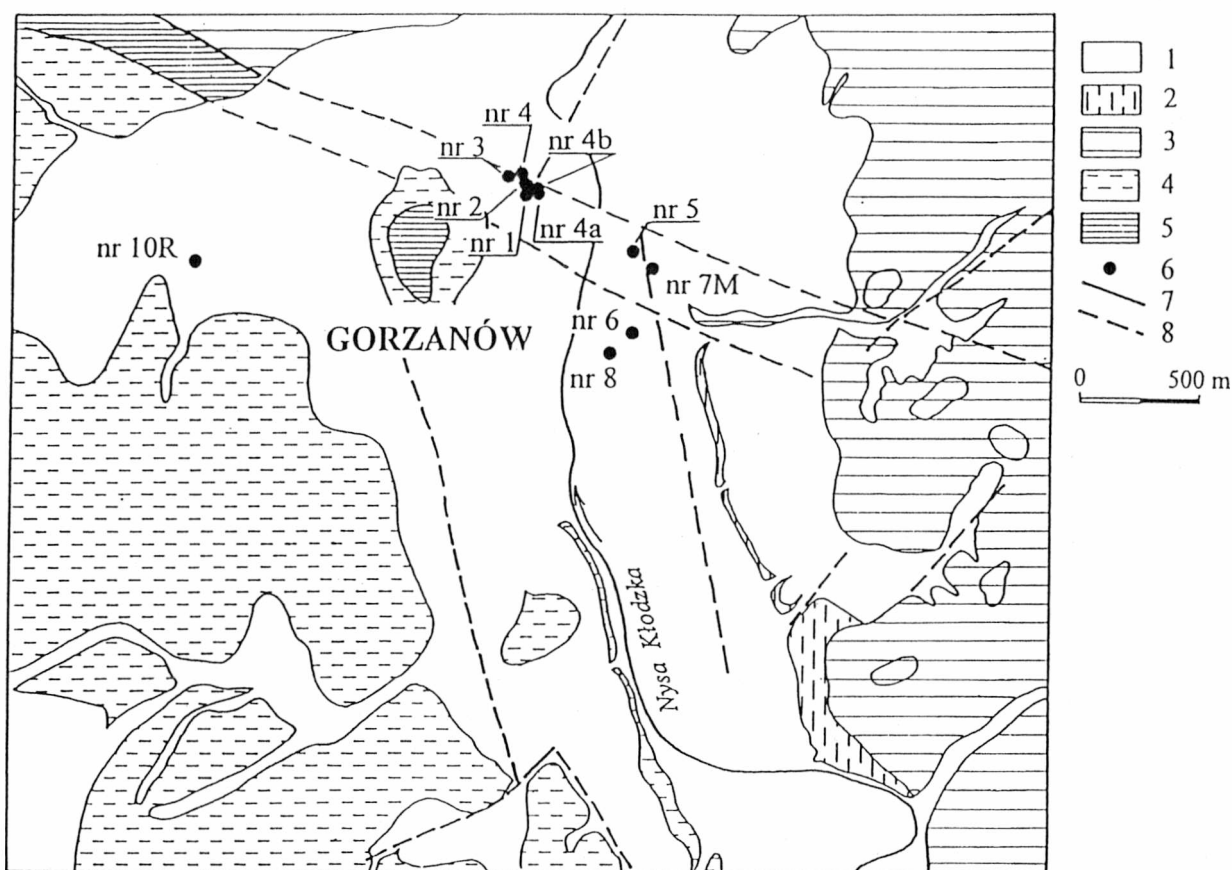
Zawiłość tektoniki rowu Nysy Kłodzkiej odnosi się nie tylko do jego brzeżnych partii, ale zaznacza się również wewnątrz tej jednostki. Wnikliwe badania Jodłowskiego (1980) wykazały obecność kilku podrzędnych jednostek depresyjnych w obrębie rowu. Są to, od południa depresja Międzylesia, następnie depresja Idzikowa i depresja Krosnowic w części północnej rowu. Pierwsza z nich jest symetrycznym obniżeniem o kierunku NNW-SSE, ograniczoną stromymi uskokami o amplitudzie zrzutu około 800 m. Depresję Idzikowa szczegółowo opisali B. i J. Donowie (1960) zarówno pod względem tektoniki, jak i wykształcenia litofacjalnego wypełniających ją osadów. Trzecia z depresji, depresja Krosnowic, jest rozgałęzionym obniżeniem północnej części rowu rozciągającym się między Gorzanowem a Polanicą - jedna odnoga, oraz Gorzanowem a Szalejowem Górnym - druga odnoga. Jodłowski (1980) wyznaczył również dwie strefy elewacji podłoża kredowego. Pierwsza (Międzygórze-Jaworek-Domaszków) oddziela część południową od środkowej części rowu. Druga (Gorzanów-Bystrzyca Kłodzka) dzieli części północną od środkowej. Granice tych struktur są podkreślone uskokami o przebiegu ENE-WSW. Wypiętrzenie w Bystrzycy Kłodzkiej szczegółowo scharakteryzowali Komuda i Don (1964) jako jednostkę powstałą w wyniku wtórnych zafałdowań wnętrza rowu i nazwali je brachyantykliną Bystrzycy Kłodzkiej. Podobną jednostkę tektoniczną drugiego rzędu wyznaczył Radwański (1965) w Długopolu.

Obok systemu dyslokacji wewnętrznych rowu Nysy Kłodzkiej rozdzielających jednostki podłoża kredowego wymienić należy jeden z najważniejszych uskoku tnących osady kredowe rowu. Jest to uskok Pstrążna-Gorzanów (ryc. 4.2), o przebiegu NW-SE (Oberc. 1972), nazywany w literaturze również uskokiem Sokołówka-Gorzanów (J. i A. Grocholscy, 1958; Radwański, 1975), bądź Pstrążna-Duszniki-Sokołówka-Gorzanów (Gierwielaniec, 1998) lub też Duszniki-Gorzanów-Waliszów (Don 1996). Fistek (1977, 1983) uważa, że jest to strefa dyslokacyjna zbudowana z dwóch równoległych uskoku tnących osady kredowe wraz z podłożem.

Omawiana dyslokacja przebiega od okolic Dusznik przez Polanicę, Starkówek, Gorzanów łącząc się na południowy-wschód od Gorzanowa ze wschodnim ramowym uskokiem rowu. Don (1996) uważa, iż wzdłuż tego uskoku doszło do najsilniejszego lewostronnego przesunięcia w obrębie rowu. Spowodowało ono ponad sześciokilometrowe przemieszczenie północnej części rowu Nysy Kłodzkiej ku północnemu-zachodowi w okolice Krosnowic. Nieco inaczej uważa Cwojdzński (1979); prowadzi on uskok do wschodnich okolic Gorzanowa i tam go zakańcza.

Obecność rozłamu Pstrążna-Gorzanów potwierdzają wyniki badań grawimetrycznych (np. mapa maksymalnych gradientów poziomych oraz mapa pionowych granic gęstości i namagnesowania Ziemi Kłodzkiej; Graniczny, 1994).

Inną ważną nieciągłością występującą w obrębie pokrywy kredowej rowu Nysy Kłodzkiej, jest poprzeczny do wcześniej omawianego, uskok północny Bystrzycy Kłodzkiej (Fistek, 1962).



Ryc. 4.3. Uproszczona budowa geologiczna okolic Gorzanowa (wg Biela i in., 1967; Cwojdzńskiego, 1978; Fistka i Gierwielańca, 1957; Wójcika, 1957; Wrońskiego, 1981) z lokalizacją ujęć wód oraz własnymi uzupełnieniami dotyczącymi tektoniki;

1 – czwartorzęd nierozdzielony; 2 – mułowce koniak; 3 – ilowce koniak; 4 – margle piaszczysto-krzemionkowe i wapniste turonu środkowego; 5 – piaskowce ciosowe turonu górnego; 6 – ujęcia wód; 7 – uskoki wykartowane; 8 – uskoki przypuszczalne.

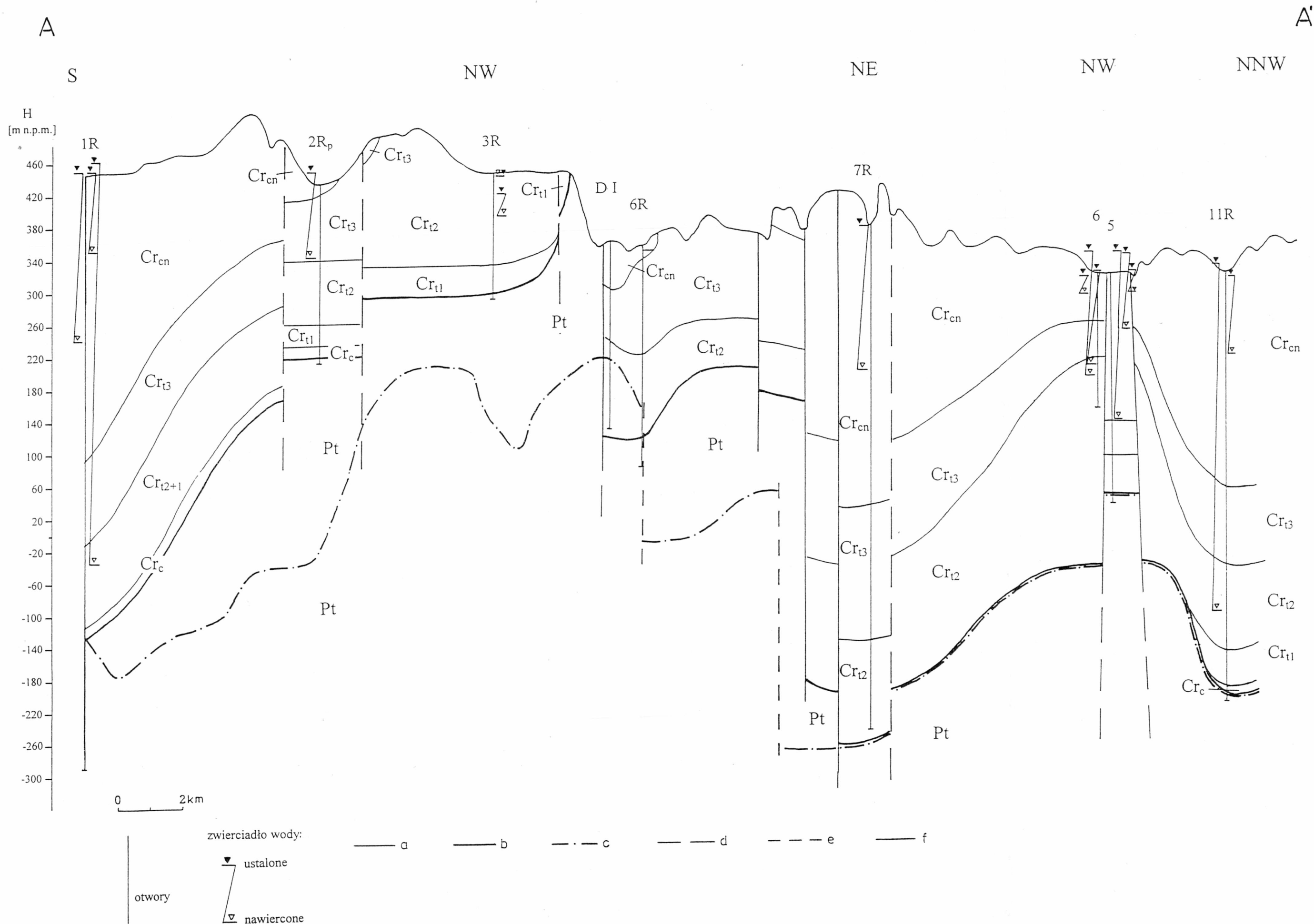
Jak podają Don (1996) i Jodłowski (1980) przebiega on od Gorzanowa (na północy) przez Bystrycę Kłodzką, Długopole po Różankę (na południu). Ogranicza on od zachodu nieckę Idzikowa, tak więc skrzydłem zrzuconym uskoku jest wschodnia część rowu.

Przeprowadzone przez Kielczawę i B. Teisseyre (2000) obserwacje petrograficzne oraz szczegółowe badania paleontologiczne prób rdzenia z odwiertu nr 7M w Gorzanowie potwierdziły istnienie strefy zaburzeń osadów kredowych wewnątrz rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Zbyt mała liczba obserwacji nie pozwoliła autorkom jednoznacznie stwierdzić czy w Gorzanowie, w sąsiedztwie otworów nr 5, 6 i 7M, nastąpiło tylko ugięcie warstw osadów kredy na skłonie fleksuralnym, czy też doszło do przerwania ich ciągłości. Bardzo prawdopodobnym jest, że pomiędzy odwiertami nr 5 i 7M przebiega jeden z mniejszych uskoku będący elementem wcześniej omówionego uskoku północnej Bystrzycy Kłodzkiej.

Następną nieciągłością poprzeczną do uskoku Pstrężna-Gorzanów jest zbadany przez Grocholskich (1958) uskok występujący w rejonie wsi Mielnik. Przebiega on zgodnie z kierunkiem SW-NE i rozcina także krystaliczne utwory serii strońskiej.

Inny uskok, również poprzeczny do głównej dyslokacji tego obszaru, kreśli Fistek (Biel i in., 1967). Autor ten wyznaczył nieciągłość w północnej części Gorzanowa biegnącą od ujść poniemieckich (nr 1, 2, 3, 4, 4a i 4b) w kierunku północno-wschodnim.

Schemat tektoniki okolic Gorzanowa przedstawiono na ryc. 4.3 oraz blokdiagramie (ryc. 13.1), natomiast budowę geologiczną rowu górnej Nysy Kłodzkiej obrazuje zgeneralizowany przekrój geologiczny z elementami hydrogeologii (ryc. 4.4).



Ryc. 4.4. Przekrój geologiczny przez rów górnej Nysy Kłodzkiej wraz z elementami hydrogeologii; a – granice wydzielen litostratygicznych, b – granica podłoża krystalicznego, c – granica podłoża krystalicznego w osiowej partii rowu, d – linie uskokuw przypuszczalnych, e – linie uskokuw tnących podłoża krystaliczne w osiowej partii rowu, f – linie uskokuw wykartowanych.

4.3.2. Neotektonika i sejsmika

W wyniku intensywnych ruchów górotwórczych orogenezy młodoalpejskiej doszło do rozbicia obszaru Sudetów i Przedgórze Sudeckie na liczne bloki tektoniczne. Największe nasilenie tych ruchów datuje się na neogen, natomiast ostateczny rys orograficzny Sudetów ukształtowały ruchy z przełomu miocenu i pliocenu (Dyjur, 1995; Oberc, 1972; Sroka, 1997; Walczak, 1976). Ruchy te z mniejszym już nasileniem zachodzą do dziś, na co wskazują badania i obserwacje skorupy ziemskiej prowadzone przez geologów, geodetów i geofizyków.

Generalnie przyczyny ruchów mają dwójaki charakter, endogeniczny lub egzogeniczny. Ruchy pierwszego rodzaju są naturalnymi ruchami skorupy ziemskiej, takimi jak np. przemieszczenia wzdłuż stref dyslokacyjnych, nasunięcia bądź zafałdowania mas skalnych. Jeśli są gwałtowne, określane są jako trzęsienia Ziemi. Jeżeli zachodzą bardzo powoli, wręcz niedostrzegalnie, przez długie okresy czasu geologicznego, nazywane są ruchami wiekowymi.

Do drugiego rodzaju ruchów zaliczane są ruchy skorupy ziemskiej powstające w wyniku oddziaływania czynników zewnętrznych, np. są one związane z działalnością człowieka (eksploatacja górnicza, budowa zapór bądź zbiorników wodnych) lub zmianami klimatycznymi (np. ruchy glaciostatyczne).

Dowodem na mobilność południowo-zachodniej Polski są rejestrowane od stuleci wstrząsy ziemi (Olczak, 1972; Pagaczewski, 1972), wyniki polowych pomiarów geodezyjnych w ciągach obserwacyjnych (Woźniak, 1976), bądź obserwacje obiektów inżynierskich (Ciężkowski i Koszela, 1988).

Jak podaje Wyrzykowski (1985) obszar Ziemi Kłodzkiej wykazuje współczesną mobilność rzędu od około 1,5 do nieco ponad 2,0 mm/rok. Wyniki polowych obserwacji prowadzonych przez Woźniaka (1976) w ciągu geodezyjnym Kłodzko-Boboszów świadczą, że generalnie omawiany obszar charakteryzuje się ruchami wypiętrzającymi, ze średnią prędkością 1,26 mm/rok. Względem Kłodzka na odcinku Kłodzko-Żelazno-Bystrzyca Kłodzka zachodzi względne dźwiganie skorupy ziemskiej. Na południe od Bystrzycy Kłodzkiej do Międzylesia notuje się względne obniżanie tej części obszaru Ziemi Kłodzkiej i ponowne wynoszenie na odcinku Międzylesie-Boboszów. Na odcinku Kłodzko-Kudowa Słone maksymalne dźwiganie obserwuje się między Lewinem Kłodzkim a Słone (1,25-1,65 mm/rok). Badura i Wojtkowiak (1981) na podstawie obserwacji zmienności głębokości zwierciadła wód podziemnych, prędkość współczesnych ruchów dźwigających omawianego obszaru określili na około 0,5 mm/rok. Według Caconia i in. (1996) obszar Ziemi Kłodzkiej, względem regionalnej podstawy w Vlášce (Republika Czeska), wypiętrza się ze zróżnicowaną prędkością. Najszybciej, bo około 1,0

mm/rok dźwiga się rejon rowu w okolicy Międzyzlesia. W kierunku północnym prędkość przemieszczeń spada i w okolicy Gorzanowa i Kłodzka wynosi około 0,5 mm/rok.

O ruchach dyferencyjnych między rowem Nysy Kłodzkiej a Masywem Śnieżnickim i Górami Bystrzyckimi świadczą stożki napływowe oraz doliny potoków, wcięte głęboko w utwory kredowe. Na podstawie obserwacji zmian składu chemicznego wód zmineralizowanych Ziemi Kłodzkiej Mroczkowski i in. (1995) wykazali współczesną aktywność tektoniczną omawianego obszaru. Graniczny (1994) wnioskował, że za miejsca o podwyższonej aktywności sejsmicznej oraz wzmożonych procesów neotektonicznych należy uważać strefy regionalnych nieciągłości tektonicznych, tzw. rozłamów wgłębnych lub lineamentów.

Jak widać z powyższego, obszar rowu górnej Nysy Kłodzkiej, a w szczególności rejony zaangażowane tektonicznie, nadal wykazują mobilność. Potwierdzają to np. notowane stale wstrząsy w rejonie Kudowy; w trakcie trzęsienia w 1964 r. jego efekty odczuto aż w Długopolu Zdroju (Fistek, 1977). Nie można więc wykluczyć, że rejon Gorzanowa, gdzie łączy się i krzyżuje z horstem podłoża kilka uskoków (patrz rozdz. 4.3.1), podlega przemieszczaniu wzdłuż tych dyslokacji. Z przedstawionych powyżej rozważań wynika, że należy się spodziewać, iż są to ruchy dźwigające. Brak danych obserwacji geodezyjnych bezpośrednio z okolic Gorzanowa utrudnia wysunięcie jednoznacznej hipotezy. Niemniej jednak obecność w podłożu dwutlenku węgla oraz zaobserwowane zmiany właściwości fizycznych (temperatury) i chemicznych (zawartość CO_2 , HCO_3) wody z ujęć w Gorzanowie z lat 1970-1973 (patrz rozdz. 6.2, 6.4, 6.5), mogą być przejawem labilności tego rejonu rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

Rozdział 5. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE ROWU GÓRNEJ NYSY KŁODZKIEJ I JEDNOSTEK SĄSIADUJĄCYCH

5.1. Historia badań hydrogeologicznych centralnej części rowu ze szczególnym uwzględnieniem Gorzanowa

Spośród licznych prac prowadzonych na obszarze Ziemi Kłodzkiej na uwagę zasługują wyniki badań hydrogeologicznych. Przede wszystkim wymienić należy opracowania Dominikiewicza (1951), J. Teisseyre (1954, 1966) i Fistka (1977, 1986) inwentaryzujące istniejące po wojnie ujęcia wód mineralnych i charakteryzujące prace hydrogeologiczne okresu bezpośrednio powojennego. Ogólną charakterystykę hydrogeologiczną omawianego obszaru przedstawili Michniewicz i Mroczkowska (1991). Rozpoznaniem hydrogeologicznym złóż wód zwykłych i mineralnych Ziemi Kłodzkiej zajmowali się również: Fistek (1983, 1986, 1989 i in.), Dowgiałło (1969), Gierwielanec (1998, 1999 i in.), Ciężkowski (1980, 1990 i in.), Mroczkowska (1995) oraz Kowalski (1980, 1983a, 1983b, 1987, 1992 i in.) i inni. W 1996 roku Ciężkowski i in. (1996a, 1996b, 1996c) przedstawili interpretację wyników analiz składu izotopowego szczaw i wód zmineralizowanych występujących na obszarze omawianego obszaru. Rezultaty badań związanych z wybraną problematyką wód powierzchniowych i podziemnych Ziemi Kłodzkiej zawarto w zespołowym opracowaniu Komisji Nauk o Ziemi (Kowaliński, 1976).

Ziemia Kłodzka, pod względem hydrogeologicznym jest bardzo złożoną częścią Sudetów. Specyfiką tego obszaru jest współwystępowanie wód zwykłych z mineralnymi (Ciężkowski, 1990; Dowgiałło, 1976, 1987a; Fistek, 1977, 1989, 1993; Fistek i in., 1987b; Gierwielanec, 1998; Mroczkowska, 1995). Jednocześnie zróżnicowanie stopnia zaangażowania tektonicznego sprawiają, że warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne poszczególnych poziomów wodonośnych także ulegają skomplikowaniu. Wpływ tektoniki na złożoność procesów hydrogeochemicznych zdaje się podkreślać obecność CO₂ i innych rozpuszczonych w wodach gazów (np. H₂S, Rn). Zagadnienia hydrogeochemiczne tego rejonu, w ostatnich latach, były tematem wielu prac Ciężkowskiego (1980, 1990, 1996a), Fistka (1962, 1971, 1975a, 1975b, 1977, 1979, 1983, 1986, 1989, 1993 i inne), Fistka i in. (1987a, 1987b), Mroczkowskiej (1989, 1995) i innych.

Wiele informacji zawartych jest również w niepublikowanych pracach Biela i in., 1967; Bundza, 1988a; Ciężkowskiego, 1996a; Fistka, 1972, 1973; Grześkowiaka i in., 1994; Kapuściarka, 1993; Starzyńskiej i Rafalskiego, 1985; Szarszewskiej, 1969, 1974).

Studium literatury oraz archiwalnych materiałów dokumentacyjnych z otworów rozpoznawczo-badawczych, ujęć wód zwykłych, zmineralizowanych i mineralnych pozwoliło poczynić spostrzeżenia dotyczące warunków hydrogeochemicznych panujących w rowie górnej Nysy Kłodzkiej i sąsiadujących z nim jednostek. Na ryc. 5.6 widoczna jest lokalizacja poszczególnych rodzajów ujęć, z których wyniki wykorzystano w niniejszej pracy.

W obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej i na terenach bezpośrednio z nim sąsiadujących wyróżnić można następujące piętra wodonośne: czwartorzędowe, kredowe oraz piętro związane z masywami krystalicznymi metamorfiku orlicko-bystrzyckiego i metamorfiku Śnieżnika.

Pierwsze informacje na temat Gorzanowa i źródeł kwaśnych wód „dobrych dla zdrowia i używanych do leczenia” podał Aelurius w pracy z 1625 roku. Z 1830 roku pochodzą materiały geograficzno-statystyczne, których autorem był Knie. W pracy tej autor przedstawił ogólne informacje o Gorzanowie. W 1906 roku Beck opublikował pracę, w której opierając się na innych autorach podał charakter chemiczny (alcalino-salino-martiales) wód gorzanowskich oraz bardzo ogólne informacje na temat źródeł. Frech (1904, 1912) przedstawił zarys budowy geologicznej dzisiejszej Kotliny Kłodzkiej, a także zamieścił szkic rozmieszczenia źródeł Ziemi Kłodzkiej w nawiązaniu do tektoniki tego obszaru, zwracając uwagę na rolę uskoku w doprowadzaniu CO₂ z głębszych partii skorupy ziemskiej. Podobne poglądy na temat genezy szczaw Ziemi Kłodzkiej przedstawił Meister (1932). Wśród monograficznych opracowań na uwagę zasługuje również praca Steina (1927), w której autor obok szczegółowej charakterystyki osobliwości Ziemi Kłodzkiej zaprezentował również Gorzanów. Opisał występujące tutaj, od dawna znane źródła dołączając zdjęcia istniejącej wówczas rozlewni wód i zaprojektowanej przez prof. Vonka obudowy źródła „Cyranka” (ryc. 5.1) - w niniejszej pracy używane jest określenie studnia nr 1.

Zagadnieniami wykorzystania wyników badań geofizycznych i teledetekcyjnych w hydrogeologii tego obszaru zajmowali się Bażyński i in. (1981), Ciężkowski i in. (1989), Doktor i in. (1987, 1989), Fistek i in. (1975), Graniczny (1981), Jodłowski i Mroczkowska (1990), Solecki (1983) i inni.

Szczegółowe rozpoznanie hydrogeologiczne okolic Gorzanowa rozpoczęło się w latach sześćdziesiątych, kiedy to wykonano dwa odwierty (nr 5 i 6) w celu udostępnienia wód zmineralizowanych do celów rozlewniczych (Biel i in., 1967; Fistek, 1972, 1973; Szarszewska, 1974). W późniejszych latach wykonano następne ujęcie nr 10R, tym razem dla celów komunalnych (Bundz, 1988a). Wzrost zapotrzebowania na wodę spowodował dalszy rozwój badań w rejonie Gorzanowa. W 1993 zatwierdzono zasoby nowego ujęcia nr 8 (Kapuściarek,

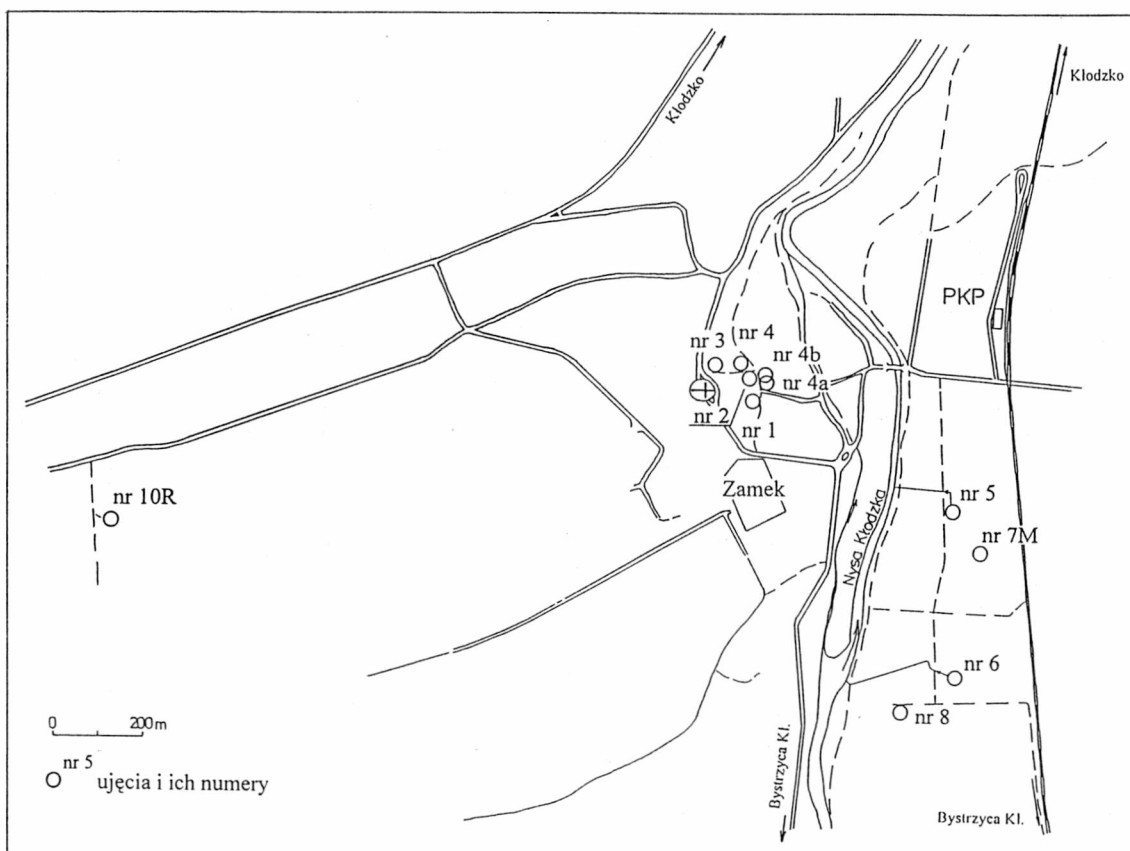


Ryc. 5.1. Nieistniejąca obudowa źródła „Cyranka” (Stein, 1927).

1993), a rok później dwóch ujęć poniemieckich - nr 2 i 4b (Grześkowiak i in., 1994). W 1993 roku Grzegorzcyk i in. wykonali opracowanie dokumentacyjne dotyczące osadów kredowych na terenie rowu górnej Nysy Kłodzkiej i niecki Batorowa. Materiałem badawczym były wyniki wierceń kilkunastu otworów rozpoznawczo-badawczych (oznaczonych literą R) wykonanych w obrębie tych jednostek. W pracy autorzy omówili jakość wód występujących w osadach kredowych oraz na podstawie przeprowadzonych obliczeń bilansu hydrologicznego, określili wielkość zasobów dyspozycyjnych kredowego zbiornika wód podziemnych z obszarów rowu górnej Nysy Kłodzkiej oraz niecki Batorowa.

W ostatnich latach Grzegorzcyk (1998) udokumentował zasoby wykonanego na przełomie 1997-1998 odwiertu 7M. Złoże wód kwasowęglowych Gorzanowa było także objęte kompleksowymi badaniami izotopowymi prowadzonymi przez Ciężkowskiego i in. (1996a).

Obecnie w Gorzanowie wody ujmowane są 11 studniami (ryc. 5.2). Dwie spośród nich (nr 1 i 3) wykonano już na początku dwudziestego wieku, prawdopodobnie w miejscach od dawna znanych źródeł. Cztery kolejne studnie - nr 2, 4, 4a i 4b - zostały wykonane jeszcze przed II wojną światową. Odwierty nr 5 i 6 - wykonano w latach 1966-1967. Jak podano w dokumentacji (Biel i in., 1967) studni nr 5 ujęto w niej dwa spośród trzech nawierconych horyzontów wody i określono je jako poziom górny i poziom dolny. Wprowadzona zmiana wynika z podanych, we wspomnianych materiałach, wydzielen hydrostratygraficznych. W dalszej części niniejszej pracy używane będą określenia poziom środkowy - zamiast poziom górny (ze skrótem 5-ps)



Ryc. 5.2. Szczegółowa lokalizacja ujęć wód w obrębie Gorzanowa.

i poziom dolny (5-pd). Wprowadzona zmiana wynika z podanych, we wspomnianych materiałach, wydzielen hydrostratygraficznych.

W okresie 1987-1988 w Gorzanowie wykonano studnię nr 10R, w 1993 roku - nr 8 (obecnie nie eksploatowana) i w 1998 - nr 7M. Obecnie gospodarczo wykorzystywane są tylko wody wypływające w ujęciach nr 1, 5 i 7M. Wody tych studni są konfekcjonowane przez rozlewnie wód: „Cyranka”, „Perelka” oraz „Mineral”, natomiast do studni nr 10R podłączono lokalną sieć wodociagową.

5.2. Wody w utworach czwartorzędowych

W rowie górnej Nysy Kłodzkiej czwartorzędowe piętro wodonośne występuje głównie w osadach dolinnych Nysy Kłodzkiej i jej dopływów. W obrębie tego piętra wydziela się dwa poziomy: holoceni i pleistoceni. Holoceni poziom wodonośny występuje w zmiennej miąższości piaszczystych i żwirowych, zwykle zaglinionych, osadach tarasów zalewowych. Są to najniższe, współcześnie tworzące się tarasy den dolinnych. Wody występujące w tych

utworach zalegają płytko (0,5-1,0 m p.p.t.) i mają kontakt z wodami powierzchniowymi. Poziom ten, zasilany wodami opadowymi poprzez bezpośrednią infiltrację, charakteryzuje się znacznymi wahaniami głębokości zwierciadła wody.

Pleistocénski poziom wodonośny związany jest z osadami piaszczysto-żwirowymi tarasów zalewowych i nadzalewowych rzeki Nysy Kłodzkiej. Wyróżnia się trzy tarasy: niski, 3-6 m, średni, 8-12 m i wysoki do 20 m powyżej współczesnej doliny rzeki. Wody związane z omawianymi osadami mają takie same cechy jak wody poziomu holocénskiego, z tym, że nie tworzą ciągłego horyzontu ponieważ rozcinają je boczne dopływy Nysy Kłodzkiej. Utworami wodonośnymi dla tego poziomu są także deluwialne gliny i rumosz gruzowo-zwietrzelinowy (Grzegorzczak i in., 1993; Gierwielaniec, 1998).

W zależności od wykształcenia litologicznego omawianego piętra, współczynnik filtracji waha się od $1,63 \cdot 10^{-5}$ m/s do $1,1 \cdot 10^{-3}$ m/s (Chudowski, 1976; J. Kryza i in., 1987). Ze zmienności własności filtracyjnych wodonośca wynika zmienność wydajności studni ujmujących wody czwartorzędowe. Wydatki studni wahają się od około 1 m³/h do maksymalnie 10 m³/h. Z uwagi na brak warstwy izolującej chroniącej przed zanieczyszczeniami, wody omawianego piętra są narażone na bezpośredni wpływ zanieczyszczeń antropogenicznych co sprawia, że coraz częściej rezygnuje się z ich gospodarczego wykorzystania (Gierwielaniec, 1998).

W Gorzanowie wody piętra czwartorzędowego występujące w żwirowych osadach tarasu rzeki Nysy Kłodzkiej, do lat sześćdziesiątych były wykorzystywane gospodarczo w indywidualnych ujęciach. Z przeprowadzonego wywiadu środowiskowego wynika, że na terenie wsi, w jej zachodniej części, w czasach niemieckich ujmowano wody z utworów zboczowo-zwietrzelinowych i drenami doprowadzano ją do zabudowań. W południowej części wioski, na wysokości przełomu rzeki Nysy, w skarpie doliny, na jej lewym brzegu była obudowana kamieniem nisza stanowiąca ogólnie dostępne ujęcie wody, do którego woda doprowadzana była wspomnianymi drenami.

Jak podają Biel i in. (1967), Szarszewska (1974), Grzegorzczak (1998) oraz Bundz (1988a), miąższości osadów czwartorzędowych w rejonie Gorzanowa sięgają 6 do 7 m p.p.t., a zwierciadło wody nawierconej w ich obrębie stabilizuje się na głębokości nawiercenia, tj. około 2 m p.p.t. Są to wody o odczynie obojętnym lub lekko kwaśnym, twarde (6,5-23°n) z zawartością wolnego CO₂ od 35 do około 115 mg/dm³, przy suchej pozostałości od 260 do około 500 mg/dm³ (Biel i in., 1967).

5.3. Wody w utworach krystalicznych

Ze skał krystalicznych zbudowane są jednostki bezpośrednio sąsiadujące z rowem górnej Nisy Kłodzkiej oraz jego podłoże (patrz rozdz. 4.2). Wody podziemne obecne w tych skałach występują zatem w otoczeniu wód związanych z wypełniającymi rów utworami kredy. Naturalne warunki hydrodynamiczne sprawiają, że wody przemieszczające się w obrębie krystaliniku orlicko-bystrzyckiego i śnieżnickiego, zasilają z boków kredowe poziomy wodonośne.

Skały krystaliczne cechują się wodonośnością związaną wyłącznie ze szczelinami. Wyjątkiem są jedynie wkładki wapieni krystalicznych (obecne w niektórych łupkach krystalicznych), w których w wyniku obecności kawern mogą krążyć wody typu krasowego. Uszczelinowienie masywu skalnego i znaczenie szczelin pod kątem hydrogeologicznym zależą głównie od rozwartości szczelin, ich gęstości, łączności i głębokości do której one występują. Stopień szczelinowatości masywu determinują również litologia skał, tektonika masywu, a także obecność pokrywy osadów czwartorzędowych (Tomaszewski, 1989).

Wody podziemne znajdujące się w skałach krystalicznych, w zależności od głębokości na jakiej występują, podzielić można na trzy grupy. Pierwsza z nich to wody szczelinowo-rumoszowe, obecne do głębokości około 20 m p.p.t. Następna grupa to wody występujące do głębokości 500 m p.p.t., określane jako szczelinowe płytkie i głębokie. Trzecią grupę stanowią wody szczelinowe wgłębne, obserwowane na głębokościach poniżej 500 m p.p.t. (Różycki, 1976).

Bazując na powyższym podziale, H. Kryza (1983) wydzieliła w Masywie Śnieżnika trzy strefy skalne gromadzące wody podziemne. Są to kolejno: strefa utworów pokrywowych, strefa spękanego masywu skalnego oraz strefa uskoków wgłębnych. Utwory pokrywowe to przede wszystkim rumosze zwietrzelin skał krystalicznych, gliny soliflukcyjne i aluwia rzeczne. Średni współczynnik filtracji takich osadów waha się od $8 \cdot 10^{-6}$ do $1,4 \cdot 10^{-4}$ m/s, przy czym dla aluwii rzecznych wynosi on około $1,3 \cdot 10^{-4}$ m/s.

Natomiast Kowalski (1992) w obrębie całego krystaliniku Sudetów wydzielił trzy głębokościowe strefy wodonośne. Pierwsza, najpłytsza związana jest przede wszystkim z silnie zwietrzałą pokrywą kilkumetrowej miąższości. Druga to wody wgłębne, których krążenie determinowane jest obecnością różnych pod względem genetycznym szczelin. Strefa ta sięga nawet poniżej 300 m głębokości. Trzecią, najgłębszą strefę zawodnienia stanowią wody występujące w sąsiedztwie głębokich rozłamów tektonicznych, zwykle o podwyższonej mineralizacji, nieraz zawierające CO_2 i charakteryzujące się specyficznym składem chemicznym.

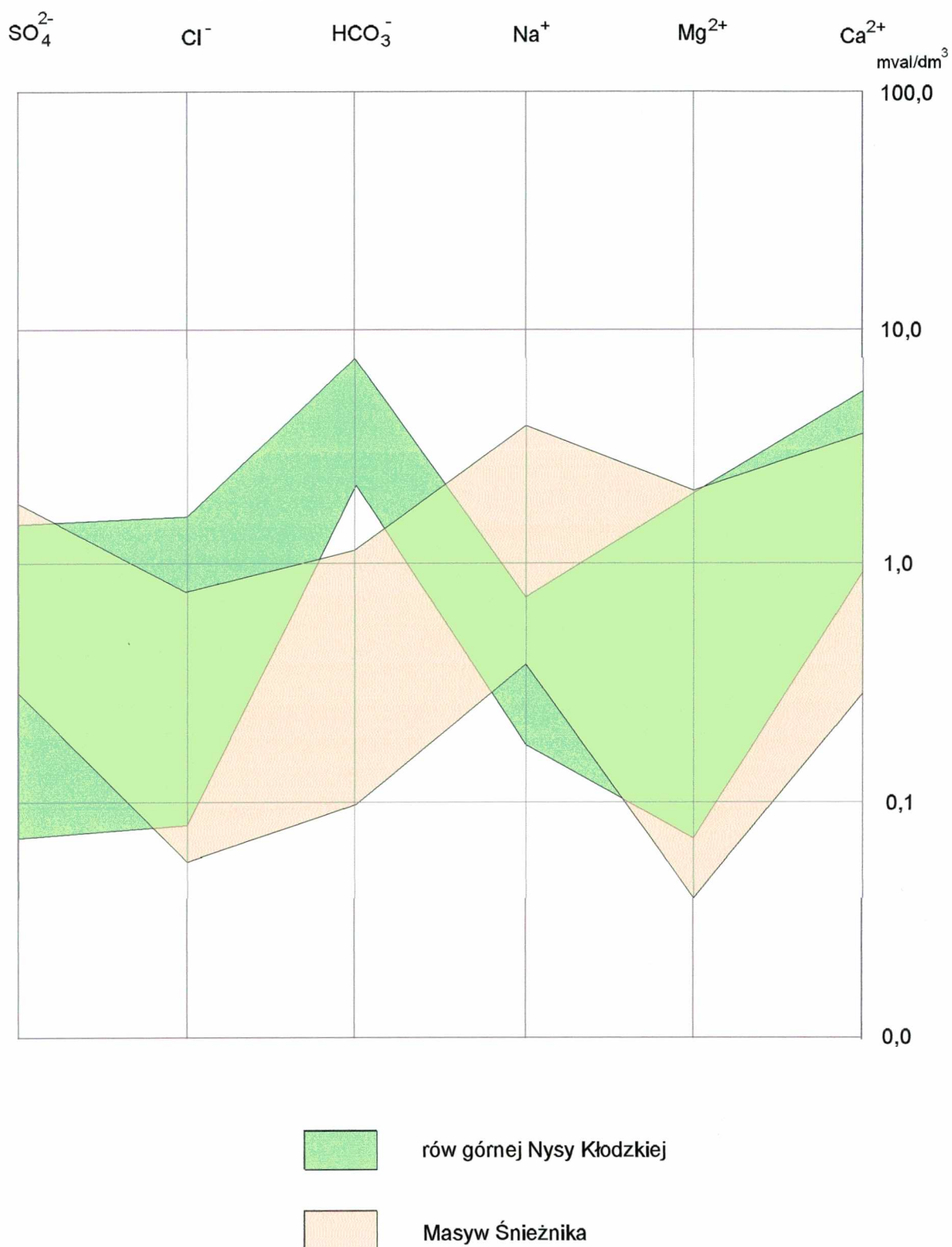
Z pierwszą strefą głębokościową związane są najczęściej zwykłe wody podziemne. W obrębie kolejnych stref mogą występować wody zwykłe bądź też mineralne. W zależności od warunków tektonicznych, oba rodzaje wód mogą współwystępować, jak np. w rowie górnej Nysy Kłodzkiej.

Za Kleczkowskim i Rózkowskim (1997) pojęciem „wody zwykłe” (słodkie) określa się wody podziemne niskozmineralizowane, tj. o mineralizacji ogólnej nie przekraczającej 1 g/dm^3 . Zalicza się zatem do tej kategorii również wody ultrasłódkie ($M < 0,2 \text{ g/dm}^3$) oraz akratopegi (M od $0,5$ do 1 g/dm^3).

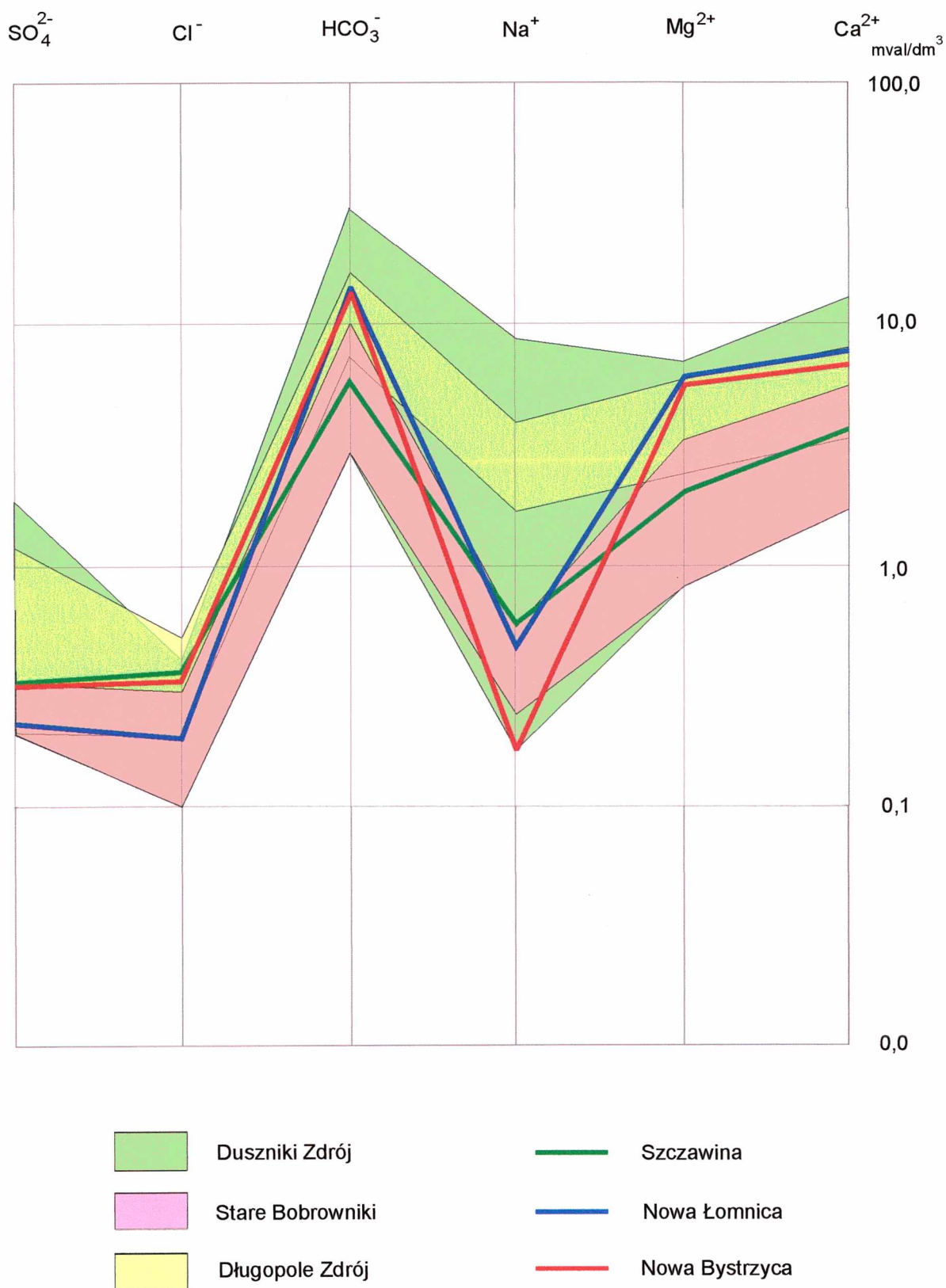
Gierwielanec (1998) uważa, że strefa wód szczelinowo-rumoszowych jest strefą zwiększonej szczelinowatości egzogenicznej i na obszarze Ziemi Kłodzkiej sięga do około 40 m p.p.t. W pobliżu dyslokacji strefa ta może sięgać znacznie głębiej. Dopływy do studni wód tej strefy dochodzą do $0,29 \text{ m}^3/\text{h}$. Współczynnik filtracji charakteryzujący zwietrzeliny skał krystalicznych zachodniego obramowania rowu górnej Nysy Kłodzkiej waha się w przedziale od $1,1 \cdot 10^{-5}$ do $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$, przy czym osady dolin cechują się wartościami od $5,8 \cdot 10^{-6}$ do $1,7 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ (J. Kryza 1975). Wody podziemne strefy spękanego masywu krystalicznego, płytkiego i głębokiego krążenia, rozpoznano dotychczas w Łądku Zdroju. Pod względem chemicznym, wody zwykłe Masywu Śnieżnika zaliczane są do typu $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Na}$, rzadziej występują wody $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na-Ca}$ oraz $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na}$ (ryc. 5.3). Szczegółowa ich charakterystyka przedstawiona jest w pracy Ciężkowskiego (1980).

Wody podziemne systemu głębokiego krążenia występują przede wszystkim w strefach uskoków wgłębnych. H. Kryza (1983, 1986) podaje, że uskoki zdolne są prowadzić wody do głębokości nawet 700 m p.p.t. Duży wpływ na występowanie wód ma nie tylko sama obecność dyslokacji, ale także ich drożność, wielkość rozwarcia i szorstkość szczelin. Znajdujące się w tych strefach wody bardzo często są zmineralizowane i charakteryzują się podwyższoną temperaturą. I tak z utworów metamorficznych sąsiadujących z rowem Nysy Kłodzkiej od wschodu, wypływają bardzo słabo zmineralizowane wody typu $\text{HCO}_3\text{-F-Na}$ zawierające Rn i H_2S oraz cechujące się podwyższoną, w stosunku do wód otoczenia, temperaturą (około 42°C). Najlepiej rozpoznano je w Łądku Zdroju (Ciężkowski 1980, 1990).

Wody mineralne występujące w metamorfiku bystrzycko-orlickim, charakteryzują się odmiennym składem chemicznym. Są to szczawy typów: $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$ oraz $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg+Fe}$ (ryc. 5.4). Ilość rozpuszczonego w nich CO_2 dochodzi do 2800 mg/dm^3 (Fistek, 1971, 1977, 1983). Zawartość dominującego jonu HCO_3^- jest rzędu 98% mval, jonów wapniowych 57% mval natomiast magnezowych około 40% mval. Szczawy te wypływają ze skał



Ryc. 5.3. Podstawowy skład jonowy zwykłych wód podziemnych Masywu Śnieżnika i rowu górnej Nisy Kłodzkiej na diagramie Schoellera.

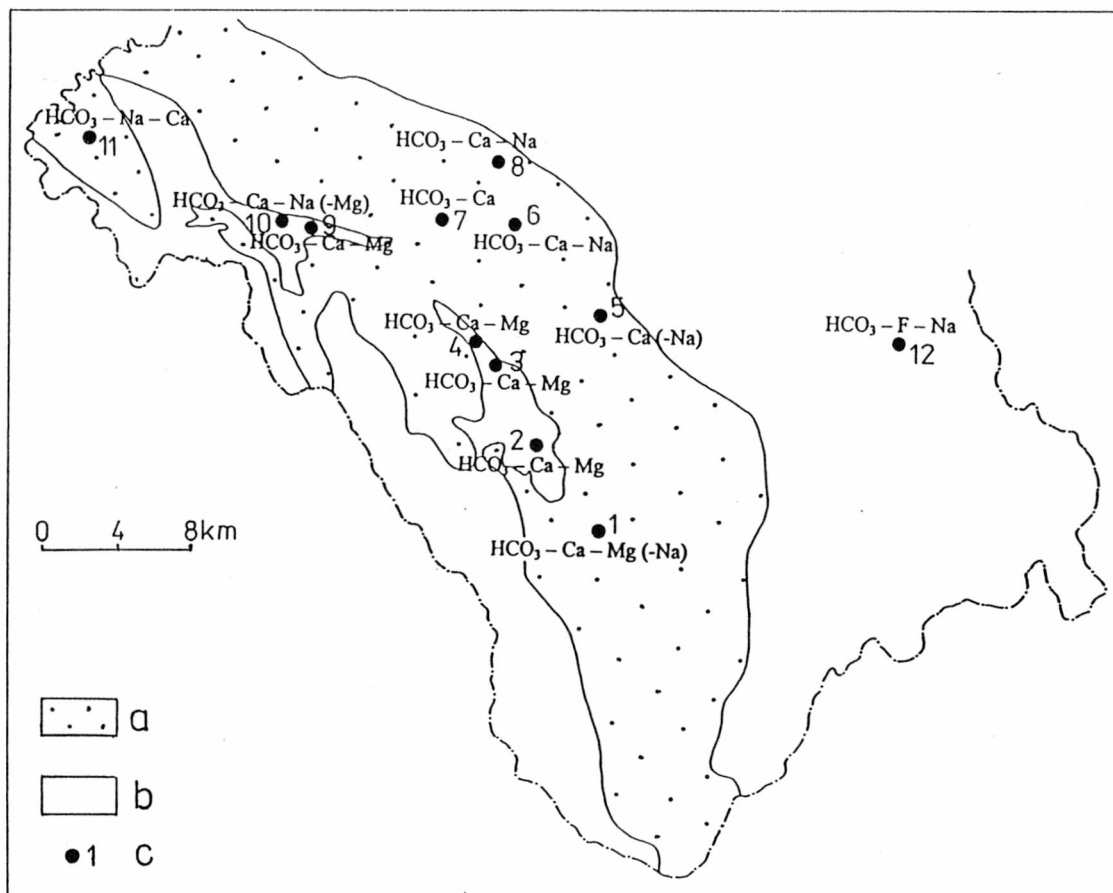


Ryc. 5.4. Podstawowy skład jonowy szczaw metamorfiku orlicko-bystrzyckiego na diagramie Schoellera.

krystalicznych w Dusznikach, Starych Bobrownikach, Szczawinie, Nowej Łomnicy, Nowej Bystrzycy oraz Długopolu (ryc. 5.4, 5.5). Charakteryzują się one niską mineralizacją ($0,5-1,4 \text{ mg/dm}^3$), znaczną zawartością jonów żelazawych oraz niezbyt dużą wydajnością ujęć (Fistek 1971, 1977, 1979). Najbardziej specyficznymi w tej grupie wód są szczawy występujące w Dusznikach. Wyróżnia je najwyższy wśród przedstawionych wód, stopień zgazowania ($2800 \text{ mg CO}_2/\text{dm}^3$), także najwyższa mineralizacja ($2,7 \text{ mg/dm}^3$) oraz podwyższona temperatura (ponad 18°C).

W strefach kontaktów skał krystalicznych z osadami wypełniającymi rów obserwuje się liczne naturalne wypływy wód podziemnych w postaci źródeł. Najczęściej występują źródła zboczowe, rumoszowe, szczelinowe i młaki.

Wody występujące we wszystkich strefach często kontaktują się ze sobą tworząc jeden, wspólny system krążenia.



Ryc. 5.5. Typy chemiczne wód mineralnych Ziemi Kłodzkiej;

a – obszar występowania kredowych skał osadowych; b – obszar występowania skał krystalicznych;
c – wystąpienia wód mineralnych: 1- Długopole Źródł, 2 – Nowa Bystrzyca, 3 – Szczawina, 4 – Nowa Łomnica, 5 – Gorzanów, 6 – Stary Wielisław Dolny, 7 – Szalejów Górny, 8 – Polanica Źródł, 9 – Bobrowniki Stare, 10 – Duszniki Źródł, 11 – Kudowa Źródł, 12 – Łądek Źródł.

5.4. Kredowe piętro wodonośne rowu górnej Nysy Kłodzkiej ze szczególnym uwzględnieniem Gorzanowa

Z przedstawionej budowy geologicznej rowu górnej Nysy Kłodzkiej (rozdz. 4.2) wynika, że jednostka ta wypełniona jest osadami kredy i czwartorzędu. Obserwacje wód podziemnych występujących w tych skałach wykazują, iż występuje w nich jeden system hydrauliczny tworzący kredowe piętro wodonośne. Podział na mniejsze jednostki - poziomy wodonośne, budzi dyskusje. Najczęściej wyróżnia się dwa poziomy (Grzegorzczuk i in., 1993; Kowalski, 1983a, 1983b; Michniewicz i Mroczkowska, 1991; Różycki i Milewicz, 1975), jednakże Gierwielaniec (1998) uważa, że w obrębie omawianego piętra wydzielić można 4 poziomy, natomiast Pazdro (1968) podaje, że są ich trzy.

Wody tworzące najpłytszy horyzont występują w koniackich szarogłazach i zlepieńcach idzikowskich oraz piaskowcach kwarcowych i wapnistych górnego turonu (Gierwielaniec, 1998).

Często poziom górny i środkowy nie są wyraźnie rozdzielone i łączą się razem tworząc na znacznej powierzchni omawianego obszaru jeden zawodniony horyzont.

Drugi, środkowy poziom wód zalega w środkowoturońskich piaskowcach kwarcowo-skaleniovych (ciosowych) i kwarcowych z przejściami do margli piaszczystych, krzemionkowych dolnego turonu. Generalnie piaskowce występują w formie jednego, miąższego pokładu, tylko na niewielkim obszarze rowu (w północnej jego części) przedziela je warstwa margli. W południowej części omawianej jednostki strukturalnej miąższość strefy zawodnionej środkowego poziomu wynosi około 20 m, ku północy, w centralnej części rowu, wzrasta do 30-40 m i 60-70 w przegłębieniu podłoża na linii Polanica-Gorzanów. Maksymalne miąższości (120-150 m) obserwuje się w północnej części rowu na linii Polanica-Stary Wielisław. Jak wynika z kart otworów (Grzegorzczuk i in., 1993) środkowy poziom wodonośny rozpoznano we wszystkich odwiertach wykonanych w ramach opracowania zasobowego rowu. Poziomy środkowy i dolny rozdziela kompleks ilasto-marglisty stropowej części dolnego turonu i spągu turonu środkowego.

Najniższy poziom wód występujących w osadach kredy górnej w obrębie rowu Nysy związany jest z utworami turonu dolnego i cenomanu. Wodonośne osady cenomańskie to głównie kwarcowe piaskowce ciosowe w partiach spągowych ilasto-wapniste, grubo- i średnioziarniste. Ponieważ rozprzestrzenienie osadów cenomańskich w rowie Nysy jest około 20% mniejsze od występowania utworów wyżej zalegających, stąd i zasięg dolnego poziomu

wodonośnego jest znacznie ograniczony. Miąższość warstw zawodnionych dolnego poziomu nie przekracza 20 m. Horyzont dolny nawiercono głębokimi otworami w Smreczynie, Gorzanowie, Starkówku i Wolanach.

W strefach zaburzeń tektonicznych następuje połączenie się poziomów dolnego i środkowego, natomiast na obszarach o słabo rozwiniętej tektonice brak jest kontaktów hydraulicznych.

Przepuszczalność osadów wodonośnych zdeterminowana jest przede wszystkim ich porowatością intergranularną, stopniem uszczelinowienia oraz głębokością zalegania. Największa przepuszczalność uwarunkowana porowatością osadu cechuje piaskowce kwarcowe zawierające niewielką ilość lepiszcza krzemionkowego (wspomniane piaskowce ciosowe). Jednakże deformacje tektoniczne górotworu powodują powstanie przepuszczalności szczelinowej. Tak więc obserwuje się serie skalne, uważane powszechnie za nieprzepuszczalne, jednak w sprzyjających warunkach tektonicznych są one wodonośne, np. mułowce i margle. Wody występujące w piaskowcach mają więc charakter wód szczelinowo-porowych, natomiast związane z marglami, są wodami szczelinowymi. Wynika stąd, że zasobność górotworu związana jest przede wszystkim z jego porowatością, natomiast wodoprzewodność związana jest głównie ze szczelinowatością.

Porowatość efektywna wyznaczona metodą laboratoryjną wykazuje zróżnicowanie w zależności od litologii badanych skał. Najmniej porowate są skały mułowcowe (3,55-10%). Piaskowce ciosowe charakteryzują się wyższą porowatością, przy czym dolne piaskowce wykazują 12-15% porowatości, środkowe 12,3-21,4%, natomiast górne od 10 do 12,8% (Kowalski, 1983a, 1992). Według Kałuży (1998) średnia wartość porowatości piaskowców górnokredowych wynosi 14,7%, natomiast osadów mułowcowych 9,6%. Tak wysokie wartości porowatości wskazują, że piaskowce te mogą magazynować duże ilości wód podziemnych. Największa porowatość osadów turonu środkowego jest zdeterminowana nie tylko charakterem skał, ale również występowaniem w ich obrębie znacznych ilości związków łatwo ulegających ługowaniu, tj. węglanów wapnia (Kowalski, 1983a). W osadach środkowego turonu węglany wapnia stanowią 23 do 45% ich składu chemicznego, natomiast turonu dolnego 13-49%. Utwory górnoturzańskie zawierają znacznie mniej węglanów (2-33%). Najniższe zawartości, tj. od 1 do 8% tych związków cechują osady koniak (Radwański, 1975). Podobne zależności obserwuje się w przypadku szczelinowatości. Piaskowce wykazują wyższy stopień spękania (0,8-4,8%) od osadów mułowcowych (1,0-2,3%).

Najważniejszymi, dla prowadzenia wód, parametrami szczelin są rozwarcie, długość ich oraz orientacja przestrzenna. W piaskowcach szczeliny są wyraźniejsze z regularnymi

powierzchniami poziomymi i pionowymi. W osadach mułowcowych i marglistych przeważają szczeliny poziome lub nieco skośne. Często na powierzchniach szczelin w obu rodzajach osadów występują żelaziste naloty świadczące o ich drożności (Kowalski, 1983a).

Zróznicowanie przepuszczalności wodonośca wpływa na parametry eksploatacyjne odwiertów. O wydajności studni decyduje również ich lokalizacja w stosunku do przebiegu stref nieciągłości tektonicznych. W obszarach przyuskokowych wydajności studni dochodzą nawet do 130-200 m³/h (2R, 2Rp, 10R). W rejonach nie zaburzonych wydajności ujęć wahają się od kilku dziesiątych m³/h do około 10 m³/h (4R, 6R, 7R, 11R, Długopole I). Generalnie, studnie ujmujące wody ze środkowego poziomu wodonośnego (do głębokości około 100 m), ze szczelinowatych osadów marglistych, dają od około 0,13 do maksymalnie 1,5 m³/h wody. Przy otwartych szczelinach, w rejonach uskokowych, dopływy do ujęć wynoszą zwykle 0,5 m³/h. Ze studni ujmujących wody z margli i piaskowców łącznie, uzyskuje się od około 0,04 do 4,2 m³/h. Najbardziej wydajnymi są ujęcia eksploatujące wody z piaskowców ciosowych 0,42-8,3 m³/h. Analizując zmienność wydajności ujęć zauważyć można iż do głębokości około 100 m p.p.t. wydajności studni rosną wraz ze wzrostem głębokości ujętego poziomu. Głębiej zaś widoczny jest spadek debitu (Bereśniewicz, 1997). Zależność ta związana jest zapewne ze spadkiem drożności szczelin prowadzących wodę. Procesy wietrzenia i przemieszczająca się w strefie filtracji i aktywnej wymiany woda powodują rozwój szczelinowatości górotworu. W głębszych strefach drożność szczelin ulega ograniczeniu z powodu ich zaciśnięcia bądź kolmatacji materiałem ilastym.

Wartości współczynnika filtracji środkowego horyzontu, podobnie jak pozostałe parametry hydrodynamiczne, wykazują znaczne zróżnicowanie. Średnie wartości współczynnika filtracji dla osadów piaszczystych i piaszczysto-marglistych są rzędu 10⁻⁴m/s. Utwory margliste charakteryzują się wartościami rzędu 10⁻⁵m/s (Bank „HYDRO”).

Wyznaczone na podstawie próbnego pompowania wartości współczynnika filtracji wodonośca omawianego piętra wynoszą od 9·10⁻⁷m/s na obszarach o słabym zaangażowaniu tektonicznym, do maksymalnie 1,42·10⁻⁴m/s w strefach nasilonej działalności tektonicznej. W przypadku wodoprzewodności, największe wartości zanotowano w Starkówku, następnie w Gorzanowie i dalej na południe w Bystrzycy Kłodzkiej.

Górnokredowe piętro wodonośne charakteryzuje się jedną, wspólną dla wszystkich poziomów powierzchnią piezometryczną. Rzędne zwierciadła wody obniżają się w kierunku północnym przy czym są niezależne od morfologii omawianego obszaru. W rejonach gdzie rzędne terenu są poniżej powierzchni piezometrycznej obserwuje się samowypływy, a dolina Nysy Kłodzkiej ma charakter drenujący (rejon Międzylesia-Różanki, Wilkanowa, Gorzanowa, Szalejowa

i Krosnowic). Kiedy rzędna zwierciadła wody nie sięga powierzchni terenu, górnokredowy kompleks wodonośny zasilany jest przez wody rzeki poprzez utwory jej doliny (Fistek i in., 1987b; Kubiak, 1985).

Całe kredowe piętro wodonośne zasilane jest bezpośrednią infiltracją wód opadowych na wychodniach kolektora oraz w strefach dużego zaangażowania tektonicznego.

Przejawami naturalnego drenażu wód podziemnych są źródła. Najczęściej obserwowanymi rodzajami samowypływów z utworów kredowych są źródła szczelinowe, warstwowe i kontaktowe o charakterze descenzyjnym. Źródła warstwowe i kontaktowe powstały w strefach kontaktowych warstw wodonośnych z podścielającymi je utworami nieprzepuszczalnymi. Szczegółową charakterystykę źródeł kompleksu kredowego przedstawił Kowalski (1980, 1983a, 1983b, 1992). Generalnie, pod względem wydajności, przeważają źródła klasy VI w klasyfikacji Meinzera ($0,1-1,0 \text{ dm}^3/\text{s}$), natomiast zgodnie z klasyfikacją Mailleta, większość źródeł należy do klasy mało zmiennych. Najczęściej źródła występują wzdłuż linii przebiegu dyslokacji. W miejscach zagęszczeń i krzyżowań uskoków wyraźne są wypływy zgrupowane. Należy zwrócić uwagę, że źródła zlokalizowane w strefach krzyżowania się uskoków cechują się wyższymi wydajnościami (Bereśniewicz, 1999).

Według Tarki (1998) utwory kredowe rowu górnej Nysy Kłodzkiej są drugim, po synklinorium śródsudeckim, obszarem kredowym Dolnego Śląska pod względem wodonośności.

Główne parametry hydrogeologiczne skał wodonośnych rowu Nysy przedstawione zostały w tabeli 5.1.

Wody podziemne obecne w osadach cenomanu występują także we wschodniej części Gór Bystrzyckich i na obszarze Równi Łomnickiej. Horyzont ten drenują liczne źródła występujące w tym rejonie. Niemniej jednak obszar ten nie jest dokładnie rozpoznany.

W obrębie osadów kredy górnej występujących w Górach Stołowych Kowalski (1983a, 1983b) wyróżnił dwa horyzonty wodonośne. Górny związany jest z tzw. górnymi piaskowcami ciosowymi i stropowymi partiami środkowych piaskowców ciosowych. Dolny horyzont tworzą wody obecne w spągowych partiach środkowych piaskowców ciosowych i dolnych piaskowcach ciosowych.

Analiza porównawcza kredowego piętra wodonośnego rowu górnej Nysy Kłodzkiej z innymi kredowymi kompleksami wodonośnymi Sudetów wykazuje znaczne ich podobieństwo. Jest to zrozumiałe zważywszy na fakt, że osady kredy górnej w obrębie Sudetów (zarówno polskich jak i czeskich) deponowane były w jednym zbiorniku morskim rozczłonkowanym na zatoki

Tabela 5.1. Parametry hydrogeologiczne skał kredowych otrzymane na podstawie badań odwiertów z obszaru rowu górnej Nysy Kłodzkiej i Gorzanowa.

u. - parametry wyznaczone na podstawie próbnego pompowania w warunkach ustalonych,
n. u. - parametry wyznaczone na podstawie próbnego pompowania w warunkach nieustalonych,
s. - samowypływ,
p. p. - próbne pompowanie,
sczer. - szczytywanie,

Nazwa otworu	Głębokość nawiercenia zwierciadło wody	Głębokość pomiaru	Litologia	Stratygrafia	Warunki pomiaru	Q	Wznios zwierciadła wody p.p.t. (ze znakiem +) lub depresja	q	k _{sr}	Składniki swoiste	Źródło danych
	m p.p.t.					Wydajność		wydatek jednostkowy	k _{sr}	Składniki swoiste	
						m ³ /h	m	m ³ /h·m	m/s	mg/dm ³	
1R	94	94 140 170	iłowce wapniste iłowce wapniste iłowce wapniste	koniak dolny	s.	5	+ 4,0	1,23	9·10 ⁻⁷	F-5,6	Grzegorzczuk i in. (1993), Bundz (1988b)
					s.	35					
					p. p.	7,3	3,7				
					s.	25,14	20,48 (n.u.)				
	205 480	737	mułowce wapniste	turon środkowy	s.		+ 3,1	0,83 0,25			
					p. p.	6,5	+ 16,9				
					p. p.	23,2	12,45				
					p. p.	27,9 (n.u.)	27,9 (n.u.)				
			piaskowce	cenoman	p. p.	19,5	77 (n.u.)				
2R	100	100 157	mułowce mułowce i piaskowce	turon środkowy	s.	7,2					
					p. p.	8,2	28,55				
					p. p.	64,1	+ 19				
					p. p.	122,6	+ 12,5				
					p. p.	132,9	+ 2				
					p. p.	190,7	+ 5,5 (n.u.)				
					p. p.	67,8	10				
					p. p.	118,5	20				

2Rp	89	91,5 136 160 220	piaskowce, mułowce	turon środkowy i dolny	s. s. p. p. s. p. p. s. p. p. p. p.	43 38 24,5 (u.) 127 81 100,7 196	+ 16 16,26 + 16 7,9 0,0 21,2 (n.u.) 39 (n.u.)	2,34 16,01 4,73 5,0			
3R	52	148	piaskowce, mułowce, gnejsy	turon środkowy dolny i paleozoik		15,11 25,81 35,66	10,45 17,14 23,22	1,45 1,79 1,53	7,6·10 ⁻⁶		
4R	36	60 293	iłowiec wapnisty mułowce, piaskowce i gnejsy	koniak dolny i turon dolny, środkowy i górny turon środkowy i paleozoik	s. p. p. p. p. p. p.	0,06 6,09 7,21 3,0	+ 0,8 37 21,4 50	0,16 0,34 0,06			Bundz (1988b)
6R		277	piaskowce, mułowce, łupki łyszczykowe	turon dolny, środkowy, górny i paleozoik	p. p.	3,02 6,03 9,34	17,6 50,75 62,93	0,172 0,119 0,132		F-1,5 B-1,5 I-0,2	
7R	180	316 625	mułowce ilaste iłowce wapniste	koniak turon górny i środkowy	p. p.	0,7	28,76	0,024		F-2,0	Grzegorzczuk i in. (1993)
8R	44 104	100 160 240	piaskowce mułowce piaskowce i łupki łyszczykowe	turon środkowy turon środkowy i dolny turon dolny, środkowy i prekambr	s. p. p. p. p. p. p.	 3,6 10,8 13,07 26,78 40,00	0,97 36,7 1,99 3,18 6,5 10,5	0,1 5,43 4,11 4,12 3,8	1,84·10 ⁻⁵		
11R	420	420	piaskowce	turon środkowy	s. sczer.	4,0	0,6 140	0,028		F-1,25	

13R	42 62	50 100 145	piaskowce piaskowce	turon środkowy	p. p.	1,22 47,24 45,3 31,0 15,0 32,5	28,3 10,14 9,9 8,19 5,45 5,0	4,58 3,79 2,75			
		150	piaskowce, mułowce	turon dolny							
	170	185	piaskowce			54,44	11,0	4,95	1,42·10 ⁻⁴		
14R	58	50 100 150	mułowce piaskowce mułowce	turon środkowy	sczer. sczer. sczer.	0,4 0,4 10,5					
		180	mułowce	turon dolny	p. p.	8,34 29,7 8,83 11,0 14,22	0,48 4,06 7,60 12,3 13,22	1,16 0,89 1,08			
5	26 68	68	margle piaskowce	turon środkowy	s. p. p.	18 50	+27,5 27 27	1,8	1,0·10 ⁻⁵		Biel i in. (1967)
		181	piaskowce	turon dolny i cenoman (?)	s. p. p.	29,8 16,9 27,66 36,96	+28,5 26,5 9,0 18,0 26,5	1,6	6,9·10 ⁻⁶ 6,0·10 ⁻⁶ 6,9·10 ⁻⁶ 7,7·10 ⁻⁶		
6	28	28	margle	koniak	p. p.	8,07 5,92 8,82	31,35 12,45 39,75		2,9·10 ⁻⁶ 3,3·10 ⁻⁶ 2,9·10 ⁻⁶		Biel i in. (1967)
		155	piaskowce	turon środkowy	s. p. p.	13,92 7,0 12,85 17,84	+28,1 28,9 9,4 18 28,9	0,7	2,9·10 ⁻⁵ 2,3·10 ⁻⁵ 5,9·10 ⁻⁵ 3,4·10 ⁻⁵		
7M	94	94	margle i piaskowce	turon środkowy	s. p. p.	15,1	+20 12,0	1,26			Grzegorzcyk (1998)

						22,5	20,0	1,25	$1,84 \cdot 10^{-5}$		
10R	45 145	45 - 145	margle i piaskowce	turon środkowy, dolny i cenoman (?)	p. p.	50,37 100,74 144,89	2,14 4,44 6,74	23,54 22,69 21,47	$8,7 \cdot 10^{-5}$		Bundz (1988a)
Długo- pole I	65 104	71 120 132 135 168 201 214	margle	turon środkowy	sczer. p. p. p. p. p. p. p. p.	4,35 1,1 1,0 0,84 2,2 0,09 0,19	11,8 90,8 94,7 81 88,5				

(Radwański, 1975). Obecnie w północnej części Masywu Czeskiego wyróżnić można kompleksy kredowe: rowu Wlenia, zapadliska Kudowy, niecki Batorowa, rowu górnej Nysy Kłodzkiej oraz największy - czeskiej niecki kredowej. Pod względem genetycznym są to takie same jednostki, tzn. zapadliska tektoniczne wypełnione synklinalnie zalegającymi osadami górnej kredy, pocięte licznymi uskokami.

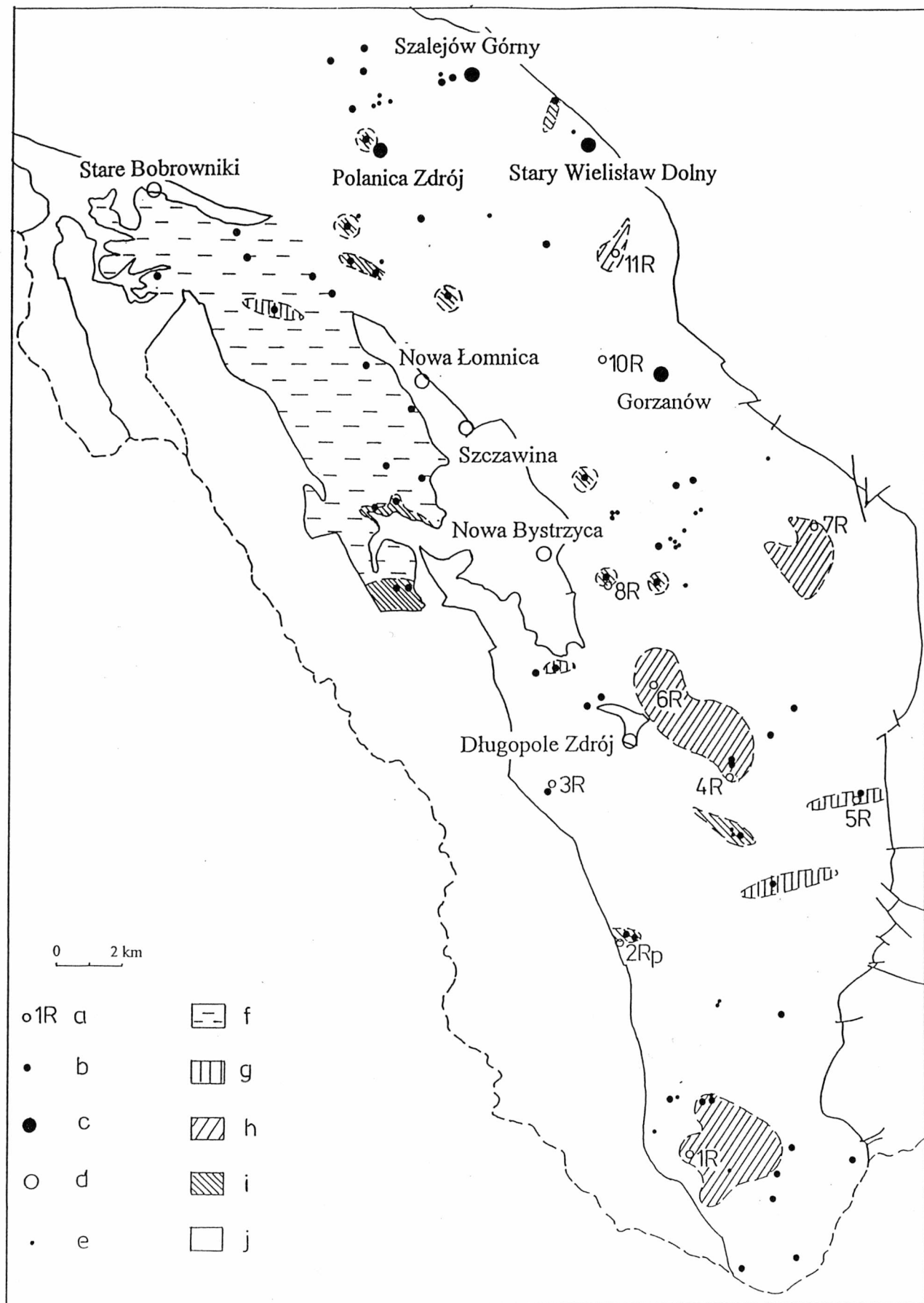
We wszystkich obserwuje się następujące cechy charakterystyczne (Fistek i Gierwielaniec, 1983; Gierwielaniec, 1997, 1998; Hynie, 1963; Kleczkowski, 1979; Różycki, 1973):

- zależność wydajności ujęć, wielkości współczynnika filtracji oraz przewodności kolektora od zaangażowania tektonicznego i rozwoju sieci spękań,
- spadek wydatków jednostkowych studni wraz ze wzrostem głębokości występowania wody,
- spadek drożności szczelin wraz z głębokością,
- występowanie wód typu szczaw w strefach przecięć uskoków o różnych kierunkach (zwykle NW-SE, NE-SW oraz N-S) - oprócz rowu Wlenia,
- zasilanie poziomów wodonośnych głównie wodami infiltracyjnymi na wychodniach skał wodonośnych oraz systemami uskoków i szczelin,
- naporowy charakter zwierciadła wody dolnego i środkowego poziomu.

W rejonie Gorzanowa udokumentowano trzy poziomy wodonośne. Pierwszy z nich, najpłytszy występuje w marglach krzemionkowych, ilastych i piaszczysto-ilastych. Głębokość nawiercenia jest nieznacznie zróżnicowana, od 26-28 m poniżej powierzchni terenu (ujęcia nr 5 i 6) do 51 m w studni nr 7M (Biel i in., 1967; Szarszewska, 1974; Grzegorzczak, 1998). Zwierciadło wody wykazuje charakter subartezyjski i stabilizuje się przy powierzchni terenu.

Drugi, środkowy horyzont wody występuje w piaskowcach krzemionkowych i spękanych marglach środkowego turonu. Wody tego poziomu cechują się ciśnieniem artezyjskim rzędu 20-28 m powyżej powierzchni terenu (studnie nr 5, 6 oraz 7M). Zaznaczyć należy, iż głębokości nawiercenia tego horyzontu wykazują podobne zróżnicowanie jak w przypadku poziomu wyższego.

Dolny, najniżej zalegający poziom wodonośny związany z piaszczystymi osadami cenomanu i spagowymi partiami margli krzemionkowych turonu dolnego, rozpoznano tylko w odwiercie nr 5 (wyznaczone parametry poszczególnych poziomów kredowych zestawione zostały już zbiorczo w tab. 5.1). Na ryc. 5.6 przedstawiono przestrzenną charakterystykę hydrochemiczną rowu górnej Nysy Kłodzkiej sporządzoną na podstawie 387 danych z 121 punktów, z których 77 to studnie i 44 to źródła.



Ryc. 5.6. Rozprzestrzenienie poszczególnych typów chemicznych wód podziemnych w obrębie osadów kredy rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

a - odwierty rozpoznawczo-badawcze, b - ujęcia wód zwykłych, ujęcia szczaw w obrębie: c - skał górnej kredy, d - skał krystalicznych, e - inne ujęcia wykorzystane w pracy; obszary występowania wód typu: f - $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ oraz $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$, g - $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca(-Na)}$, h - $\text{HCO}_3\text{-Na(-Ca) + F}$, i - $\text{HCO}_3\text{-Ca(-Mg)}$, j - $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca(-Mg)}$

Wody zwykle wypływające w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej w postaci źródeł, najczęściej charakteryzują się typem $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca(-Mg)}$. Natomiast wody udostępnione odwiertami charakteryzują się mniejszą zawartością jonów siarczanowych w swoim składzie chemicznym. Wyraźnie odzwierciedla się to w typie hydrochemicznym, gdyż należą one do wód $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ lub $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Taki typ hydrochemiczny zaobserwowano tylko w kilku naturalnych wypływach zlokalizowanych w północno-zachodniej części rowu Nysy Kłodzkiej.

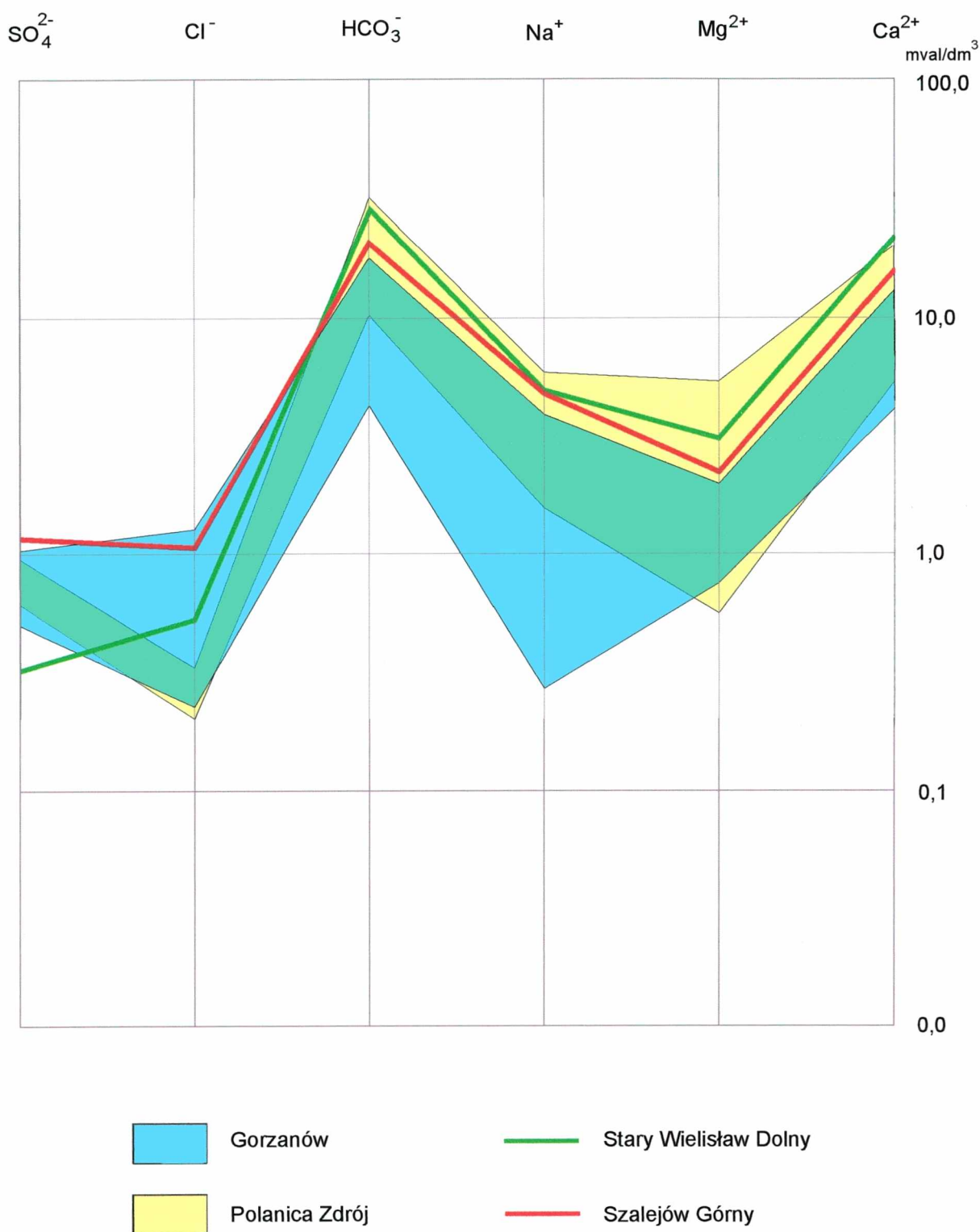
Zauważyć należy, że wody zwykle występujące w utworach kredy zachodniej części obszaru badań charakteryzują się typem $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ lub $\text{SO}_4=\text{HCO}_3\text{-Ca}$.

Uwagę zwracają wyróżniające się wśród wód zwykłych, wody o typie $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca(-Na)}$. Występują one sporadycznie w źródłach i odwiertach południowego rejonu rowu.

W rejonach o intensywnej tektonice stwierdza się występowanie wód zawierających wolny dwutlenek węgla. Wyraźny jest wpływ ilości doprowadzanego z głębi litosfery CO_2 na stopień zmineralizowania tych wód. Obecność tego gazu sprawia, iż omawiane wody zaliczyć można do typu szczaw bądź wód kwasowęglowych.

Wody o podwyższonej mineralizacji, w obrębie rowu Nysy Kłodzkiej, występują w kilku miejscowościach. Najbardziej znane są ujęcia takich wód w: Polanicy Zdroju, Szalejowie Górnym, Starym Wielisławiu i Gorzanowie. Omawiane wody reprezentują typ $\text{HCO}_3\text{-Ca(-Na)}$ (ryc. 5.5, 5.7). Stopień ich zmineralizowania jest zróżnicowany i waha się od 0,4 do około 2,7 g/dm³, przy pH od 6 do 8,8. Dominującym anionem jest jon HCO_3^- , którego zawartość jest powyżej 75%*mval*, a maksymalnie dochodzi do 96%*mval*. Wśród kationów największą rolę odgrywa jon wapniowy, którego zawartość dochodzi do 76%*mval*. Jako trzeci, najczęściej występujący składnik omawianych wód, wymienić należy jon sodowy (do 24%*mval*), aczkolwiek w niektórych ujęciach ustępuje on ilościowo jonowi Mg^{+2} (do 23%*mval*). Zmienność zawartości jonów w poszczególnych ujęciach powoduje występowanie kilku grup chemicznych wód w obrębie jednego typu hydrochemicznego (Kielczawa, 2000).

Odmienne od wyżej omówionych i zarazem mniej znane wody występują w odwiertach 6R i 1R. Specyfiką pierwszej jest zawartość I^- (0,2 mg/dm³), Br^- (1,5 mg/dm³) i F^- (około 2,2 mg/dm³). Na podstawie obecności jonów I^- i Br^- i obliczonych wskaźników hydrochemicznych sądzić można, że odwiertem tym ujęto wody reliktowe. W wodach morskich stężenia Br^- dochodzą do 65 mg/dm³ natomiast I^- do 0,05 mg/dm³ (Polański i Smulikowski, 1969; Polański, 1988). Zakładając poprawność wykonanej analizy, ilości jonów Br^- wskazują zatem na czterdziestokrotne rozcieńczenie wód reliktowych. W takiej sytuacji stężenia jonów I^- w wodach reliktowych powinny sięgać aż 8 mg/dm³. Wynika stąd, że pierwotnie musiałaby to być wzbogacona solanka. Obecnie w wodach z odwiertu nr 6R znajduje się około 1 mg/dm³ jonów



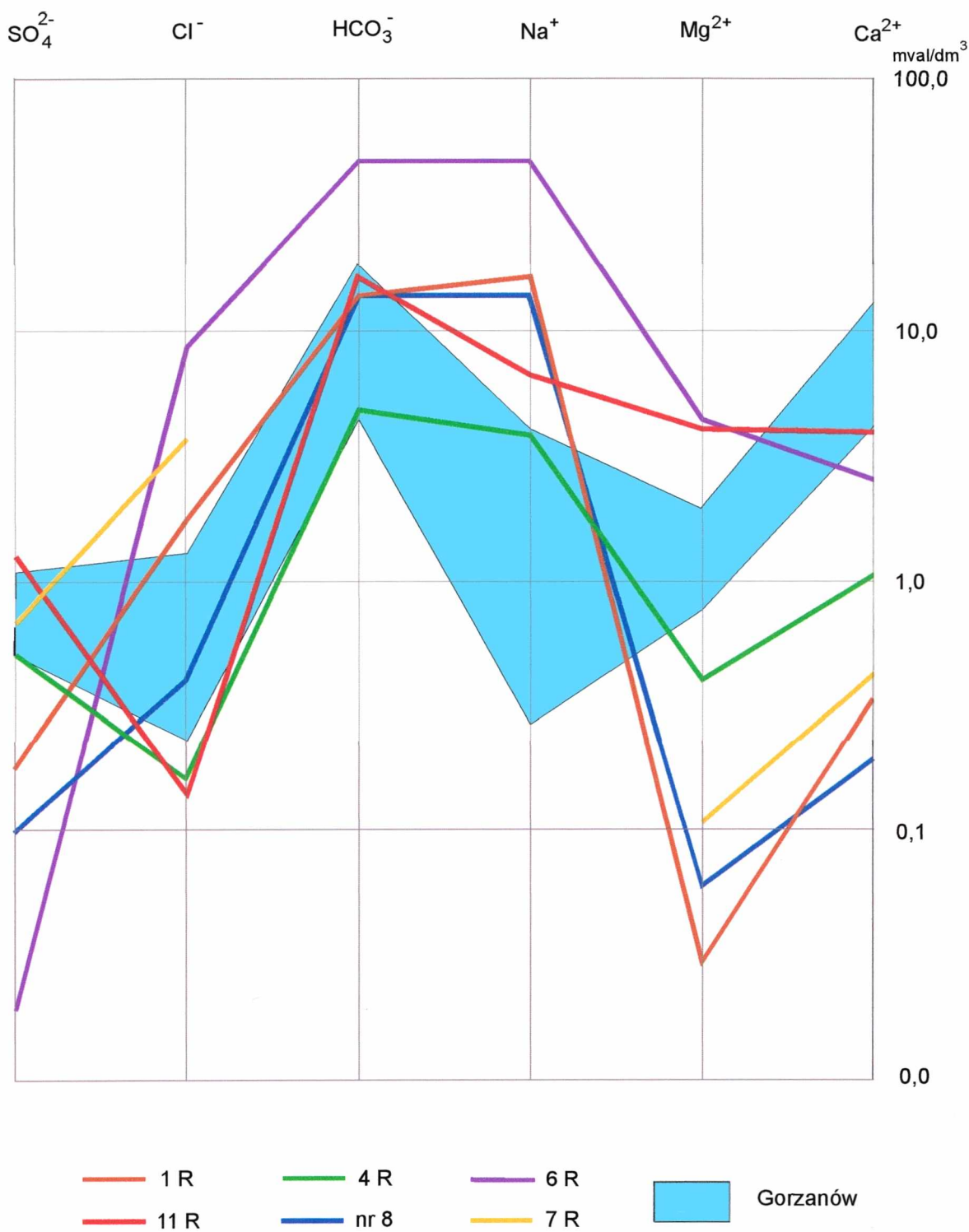
Ryc. 5.7. Podstawowy skład jonowy wód zmineralizowanych Gorzanowa na tle innych szczaw rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

Br⁻, natomiast I⁻ nie występuje, bądź też jest on w ilościach mniejszych od granicy oznaczenia. Ostateczne rozstrzygnięcie tego zagadnienia wymaga zatem dodatkowych badań. Wyniki badań izotopowych wskazują, że są to wody zawierające domieszkę składowej glacialnej (patrz rozdz. 8). Wodę z drugiego odwiertu cechuje znaczna zawartość jonów fluorkowych (4,5-5,6 mg/dm³) (Bundz, 1988b). Niestety brak jest danych na temat obecności w nich dwutlenku węgla. Podwyższoną zawartość fluoru zaobserwowano także w dwóch innych głębokich otworach badawczych 7R (2,0 mg/dm³) i 11R (1,6 mg/dm³) (Grzegorzcyki in., 1993). Tarka i Bereśniewicz (1999) podali, że tło hydrochemiczne dla fluoru w źródłach obszaru rowu górnej Nysy Kłodzkiej mieści się w przedziale 0,075-0,1 mg F⁻/dm³. Według Mroczkowskiej (1995) tło hydrochemiczne dla fluoru w wodach nawierconych w głębokich otworach w obrębie rowu Nysy Kłodzkiej wynosi od 0,0 do 0,97 mg/dm³ (tab. 5.2). Zatem ilość tego jonu we wspomnianych ujęciach znacznie przewyższa wartości tła.

Obecności fluoru w omawianych wodach sprzyja ich charakter chemiczny. Są to wody typu HCO₃-Na (ryc. 5.6, 5.8), a jak podaje Macioszczyk (1987), w takich wodach fluor migruje bardzo łatwo.

Tabela 5.2. Regionalne tło hydrochemiczne zawartości wybranych jonów dla zwykłych wód podziemnych rowu górnej Nysy Kłodzkiej według własnych obliczeń metodą podaną przez Witczaka i Adamczyka (1995a) na podstawie danych Mroczkowskiej (1995).

Wybrane jony	Zakresy zawartości dla	
	źródeł	odwiertów
	mg/dm ³	
Ca ⁺²	27,46 - 49,74	13,36 - 117,04
Mg ⁺²	0,0 - 12,66	0,0 - 26,64
Na ⁺	0,0 - 11,11	0,0 - 94,72
SO ₄ ⁻²	12,82 - 54,76	5,15 - 79,41
HCO ₃ ⁻	0,0 - 264,3	36,5 - 495,28
Cl ⁻	0,0 - 15,6	0,0 - 33,75
F ⁻	0,0 - 0,29	0,0 - 0,97
Fe ⁺²	0,0 - 2,62	0,0 - 5,09
Mn ⁺²	0,0 - 0,47	0,0 - 0,33
NO ₃ ⁻	0,0 - 13,52	0,0 - 13,09



Ryc. 5.8. Wody zmineralizowane Gorzanowa na tle innych wód z osiowej partii rowu górnej Nysy Kłodzkiej i stref obniżen podłoża osadów kredy.

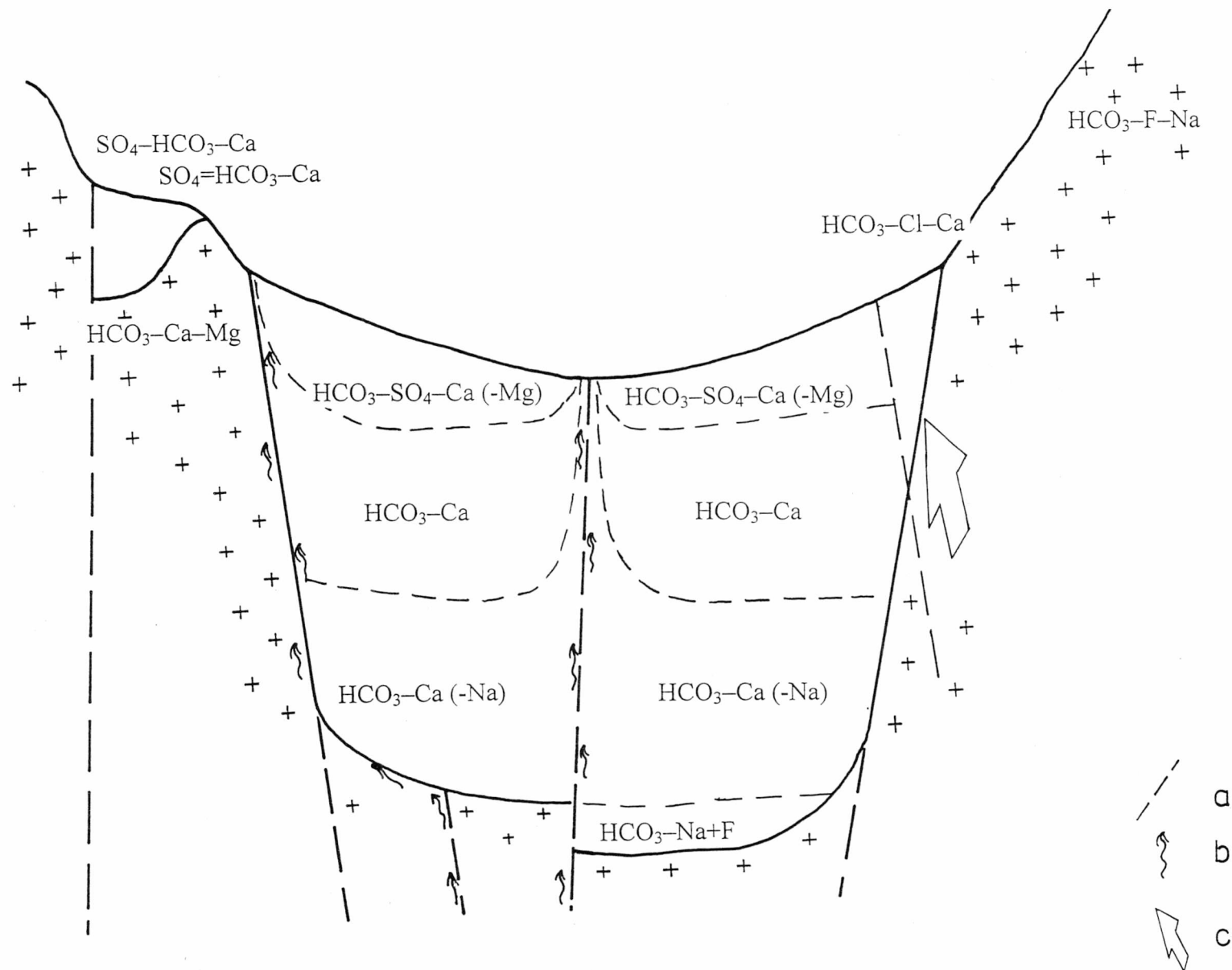
Omówione ujęcia wód wodorowęglanowo-sodowych, fluorkowych zlokalizowane są w pobliżu uskoków tnących utwory krystalicznego podłoża osadów kredy. Sądzić zatem można, że, zasilane są one wodami pochodzącymi z głębokich stref krążenia, skąd też doprowadzany jest fluor. Ponadto są to rejony obniżeń powierzchni podłoża kredowego, które stanowią indywidualne struktury wodonośne o utrudnionej naturalnej wymianie wód.

Podobne spostrzeżenia poczynili Krainov i Petrova (1979) badając słabozmineralizowane wody fluorkowe Rosji. Podali oni, że typowymi obszarami występowania wód zawierających znaczne stężenia fluorków są baseny artezyjskie. Do takich struktur fluorki doprowadzane są ze skał magmowych i metamorficznych głównie w strefach tektonicznej aktywności. Największymi stężeniami fluorków cechują się wody termalne obecne w skałach krystalicznych stanowiących podłoże basenów.

Niewyjaśnionym natomiast pozostaje zagadnienie podwyższonych ilości jonów chlorkowych w wodach zwykłych. Dla źródeł tło chlorkowe wynosi od 0,1 do 15,6 mg/dm³, natomiast dla otworów 0,0-33,75 mg/dm³ (tab. 5.2). O ile woda z odwiertu 6R wykazuje cechy wód reliktowych, to jednak w przypadku ujęć w południowej części obszaru badań nie można wysunąć takiego poglądu. Uważa się, że jony chlorkowe doprowadzane strefami uskokuowymi pochodzą z metamorficznego podłoża kredowego, gdzie powstają w wyniku wietrzenia łupków łyszczykowych i chlorytowych (Gierwielanec, 1998). W przypadku źródeł, ich lokalizacja w pobliżu uskoków poprzecznych do ramowych stref dyslokacyjnych rowu, sugeruje możliwość doprowadzania do wód chloru w postaci gazowej, podobnie jak dzieje się to z CO₂ czy H₂S. Jednoznacznie problem ten rozwiązałyby badania izotopowe chloru, a za podjęciem ich przemawia fakt dodatniej korelacji Cl⁻ z zawartością radonu ²²²Rn w ujęciu wód gorzanowskich (Przylibski i in.- praca w druku).

Z przedstawionego materiału wynika, że na chemizm wód kredowego piętra wodonośnego rowu górnej Nysy Kłodzkiej wpływają przede wszystkim litologia osadów wodonośnych oraz warunki tektoniczne rejonu lokalizacji odwiertów i źródeł.

Na podstawie przedstawionych rozważań przedstawić można generalny przekrój hydrochemiczny rowu górnej Nysy Kłodzkiej (ryc. 5.9). Najpłycej występują wody typu HCO₃-SO₄-Ca. W strefach uskokuowych wody te wzbogacone są w jon Cl⁻ i wykazują typ HCO₃-Cl-Ca. Głębiej występuje strefa wód typu HCO₃-Ca. Wody tego typu w strefach zaangażowanych tektonicznie wzbogacone są w CO₂. Najgłębiej, w strefach obniżeń krystalicznego podłoża, obecne są wody typu HCO₃-Na+F zawierające jod i brom.



Ryc. 5.9. Generalny schemat hydrochemiczny rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

a – uskoki, b – drogi dopływu CO₂, c – dopływ wód z krystalicznego podłoża po uskoku o płaszczyźnie skośnej do powierzchni przekroju

Rozdział 6. WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE ORAZ SKŁAD IZOTOPOWY I CHEMICZNY WÓD ZMINERALIZOWANYCH GORZANOWA

W celu przeprowadzenia kompleksowej analizy właściwości fizycznych, chemicznych i składu izotopowego wód gorzanowskich wykorzystano dwa rodzaje danych. Były to wyniki własnych badań wykonanych w ramach realizacji pracy (tab. 6.1) oraz analiz archiwalnych udostępnionych przez kierownictwa funkcjonujących na terenie Gorzanowa rozlewni oraz znajdujących się w archiwum B.P. i U.B.U. „Balneoprojekt”.

6.1. Skład izotopowy

W niniejszym rozdziale przedstawiono wyniki badań składu stabilnych izotopów tlenu i wodoru wód z poszczególnych studni zlokalizowanych w Gorzanowie. Zagadnienia związane z jedynym promieniotwórczym izotopem wodoru - trytem (T) omówione będą w rozdz. 9.

Cząsteczki wody w swoim składzie zawierają także stabilne izotopy tlenu i wodoru (np. HDO, H₂¹⁸O); stężenia tych izotopów w naturalnym środowisku ulegają zmianom determinowanym procesami cyrkulacji wody w cyklu hydrologicznym. Dlatego też stabilne izotopy ¹⁸O i D, jako znaczniki wód, wykorzystywane są w hydrogeologii przede wszystkim w badaniach pochodzenia wód (Eriksson, 1983).

Przeprowadzenie kompleksowej analizy danych izotopowych wód może dostarczyć nowych danych o złożach wód podziemnych. Informacje te są szczególnie cenne, ponieważ na ich podstawie wnioskować można na temat genezy badanych wód w aspekcie wieku oraz procesów kształtujących ich skład chemiczny. W Polsce badania izotopowe wód podziemnych zapoczątkował Dowgiałło (1970).

W hydrogeologii najczęściej wykorzystuje się zróżnicowanie stosunków D/¹H i ¹⁸O/¹⁶O w cząsteczkach wody i wyraża się je jako względne odchylenia od przyjętego jako międzynarodowy wzorzec składu izotopowego wód oceanicznych SMOW (Standart Mean Ocean Water)

$$\delta D = \frac{D/^1H_{próbk} - D/^1H_{SMOW}}{D/^1H_{SMOW}} \cdot 1000 (‰)$$

Tabela 6.1. Zestawienie liczby uwzględnionych w pracy wyników badań wód z poszczególnych ujęć w Gorzanowie.

Numer ujęcia	Badania archiwalne							Badania własne						
	analizy chemiczne i izotopowe	Temp. wody	pH	PEW	HCO ₃ ⁻	CO ₂	Q wydajność ujęcia	analizy chemiczne i izotopowe	Temp. wody	pH	PEW	HCO ₃ ⁻	CO ₂	Q wydajność ujęcia
		°C		μS/cm	mg/dm ³	dm ³ /min	°C		μS/cm		mg/dm ³	dm ³ /min		
1	45	38	38	0	40	38	0	5	46	46	46	46	6	46
2	15	36	36	29	27	6	22	5	46	46	46	46	31	46
3	8	2	2	0	4	2	0	5	41	41	41	41	3	0
4	4	2	2	0	3	3	0	6	18	18	18	18	11	0
4a	3	2	2	0	2	2	0	5	46	46	46	46	46	46
4b	8	29	29	24	30	6	13	5	46	46	46	46	45	45
5-ps	19	202	16	0	184	58	187	5	46	46	46	46	4	0
5-pd	11	226	12	0	196	226	215	0	0	0	0	0	0	0
6	25	227	18	0	195	17	209	5	44	44	44	44	44	28
7M	1	3	3	0	3	0	3	7	47	47	47	47	34	23
8	0	1	1	0	1	0	0	4	3	3	3	3	0	0
10R	1	2	3	0	3	3	0	7	2	2	2	2	0	0
suma	2833							2081						
dodatkowe wyniki uwzględnione w pracy														
źródła	107													
odwierty „R”	37						45							
inne ujęcia	456						44							
suma	699													

i podobnie dla $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{próbki}} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{SMOW}}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{SMOW}}} \cdot 1000 (\text{‰})$$

Ogólną zależność pomiędzy izotopami wodoru i tlenu w wodach opadowych sformułował Craig (1961), według którego opisać ją można równaniem:

$$\delta \text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$$

tzw. WMWL (World Meteoric Water Line).

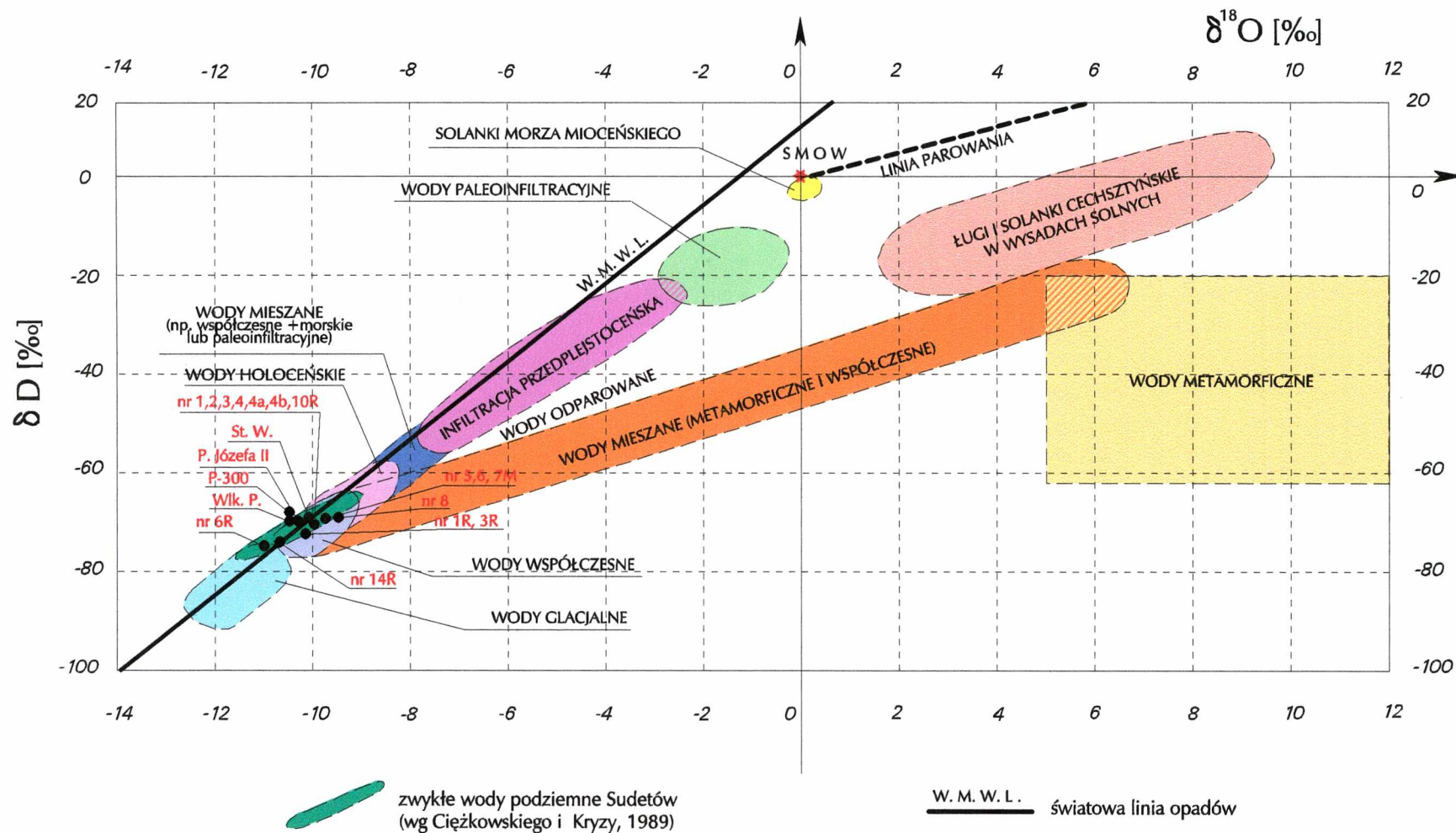
Podstawy zachodzących procesów fizycznych, na których opierają się badania izotopowe oraz główne zasady interpretacji uzyskanych wyników przedstawili w swych pracach między innymi Clark i Fritz (1997), Eriksson (1983), Fritz i Fontes (1980, 1986), Gat i Gonfiantini (1981), Polański (1988), Zuber (1992).

Skład izotopowy wody w cyklu hydrologicznym jest formowany przede wszystkim w wyniku przemian fazowych (parowanie, skraplanie, zamarzanie) i procesów fizyko-chemicznych (rozpuszczanie i wytrącanie soli, wymiana izotopowa ^{18}O w wodzie z ^{18}O w skałach, wymiana ^{18}O w wodzie wolnej z ^{18}O związanym w minerałach, wymiana z gazami). Takie zróżnicowanie izotopowe nazywane jest frakcjonowaniem izotopowym. Wynika stąd, że w wodach opadowych największe znaczenie ma temperatura powietrza na obszarach alimentacji i w miejscach tworzenia bądź przeobrażania się wód. Przy czym wraz ze spadkiem temperatury obniża się zawartość D i ^{18}O w wodach.

Wpływ średniej rocznej temperatury powietrza danego rejonu na wartości odchyień $\delta^{18}\text{O}$ i δD odzwierciedlają trzy „efekty” (Grabczak, 1978; Eriksson, 1983; Quijano i Dray, 1983):

- 1) efekt sezonowej zmiany składu izotopowego (opady zimowe są „lżejsze” od letnich),
- 2) efekt wysokościowy (zawartość w opadach ciężkich izotopów maleje wraz z wysokością),
- 3) efekt kontynentalny (na dużych szerokościach geograficznych opady są „lżejsze” od opadów występujących w rejonach zwrotnikowych).

Zuber i Grabczak (1985) oraz Zuber (1986a) na diagramie zależności δD - $\delta^{18}\text{O}$, uwzględniając przebieg linii WMWL, przedstawili na tym wykresie obszary charakterystyczne dla różnych genetycznie wód podziemnych z obszaru Polski (ryc. 6.1). Nanosząc na podany schemat wyniki analiz badanych wód określić można ich pochodzenie. Analiza taka pozwala bezpośrednio wyróżnić wody współczesne, zasilane z końcem ostatniego glacjału, czyste wody morskie,



Rys. 6.1. Średnie składy izotopowe wód podziemnych rowu górnej Nysy Kłodzkiej ze szczególnym uwzględnieniem Gorzanowa na tle typowych składow izotopowych wód z obszaru Polski (wg Zubera i Grabczaka, 1985).

St. W. – Stary Wielisław Dolny, P. Józefa II – Pieniawa Józefa II, Wlk. P. – Wielka Pieniawa

morskie zmienione oraz wody zasilane w klimatach cieplejszych od obecnego, tzw. przedczwartorzędowe i inne (Zuber, 1992).

Niemniej jednak często trudno jest poczynić jednoznaczne wnioski co obrazują na diagramie nakładające się pola. Zakresy takich pól odzwierciedlają zróżnicowane genetycznie mieszaniny wód. Proporcje mieszanin pomocniczo pozwalają określić badania hydrochemiczne oraz analizy zawartości trytu.

Wody podziemne pochodzenia infiltracyjnego mają składy izotopowe zbliżone do średnich rocznych składów izotopowych danego rejonu. Sezonowe wahania δD i $\delta^{18}O$ obserwowane w opadach i w wodach podziemnych ulegają tłumieniu i praktycznie po około 2 latach od momentu infiltracji są niezauważalne (Gat i Gonfiantini, 1981). Ciężkowski i Kryza (1989) określili lokalne - sudeckie zależności zmienności z wysokością zawartości ciężkich izotopów tlenu i wodoru. Dla Karpat takie analizy przeprowadzili Ciężkowski i Zuber (1995). Ponadto Ciężkowski i in. (1996a, 1996b, 1996c) wyznaczyli dla szeregu złóż wód leczniczych, w tym Gorzanowa i złóż sąsiednich, prawdopodobne zasięgi obszarów, na których zachodzi ich infiltracyjne zasilanie. Interpretacji różnych wyników badań stabilnych izotopów tlenu i wodoru prace poświęcili też Ciężkowski (1990), Dowgiałło (1970, 1973), d'Obyrn i in. (1995), Grabczak i Zuber (1983, 1985), Kozłowski (2000), Rózkowski i Przewłocki (1979, 1985), Zuber (1987), Zuber i in. (1989, 1999) i inni.

Badania izotopowe gazów szlachetnych obecnych w wodach mineralnych i leczniczych uzupełniają dokonywaną analizę wieku badanych wód. Badania takie prowadzili dla polskich wód Dowgiałło (1978), Ciężkowski i in. (1992), Osenbrück i in. (1993) oraz Zuber i in. (1993, 1996, 1997).

W tabeli 6.2 zestawiono wyniki analiz archiwalnych oraz wykonanych w ramach badań własnych zawartości stabilnych izotopów tlenu i wodoru w wodach z poszczególnych ujęć w Gorzanowie. Dodatkowo zamieszczono także wyniki analiz wód z innych miejscowości zlokalizowanych w obrębie rowu górnej Nisy Kłodzkiej.

Wody gorzanowskie wykazują zubożenie w ciężkie izotopy tlenu i wodoru. Wartości $\delta^{18}O$ mieszczą się w przedziale od $-10,21$ do $-9,5\text{‰}$, natomiast δD od $-71,25$ do $-68,6\text{‰}$.

Jak wynika z wykresu na ryc. 6.2, wody wszystkich ujęć Gorzanowa oraz innych miejscowości zlokalizowanych w obrębie rowu Nisy mieszczą się w obrębie pola obrazującego składy izotopowe zwykłych wód podziemnych Sudetów. Są to więc w całości wody pochodzenia infiltracyjnego.

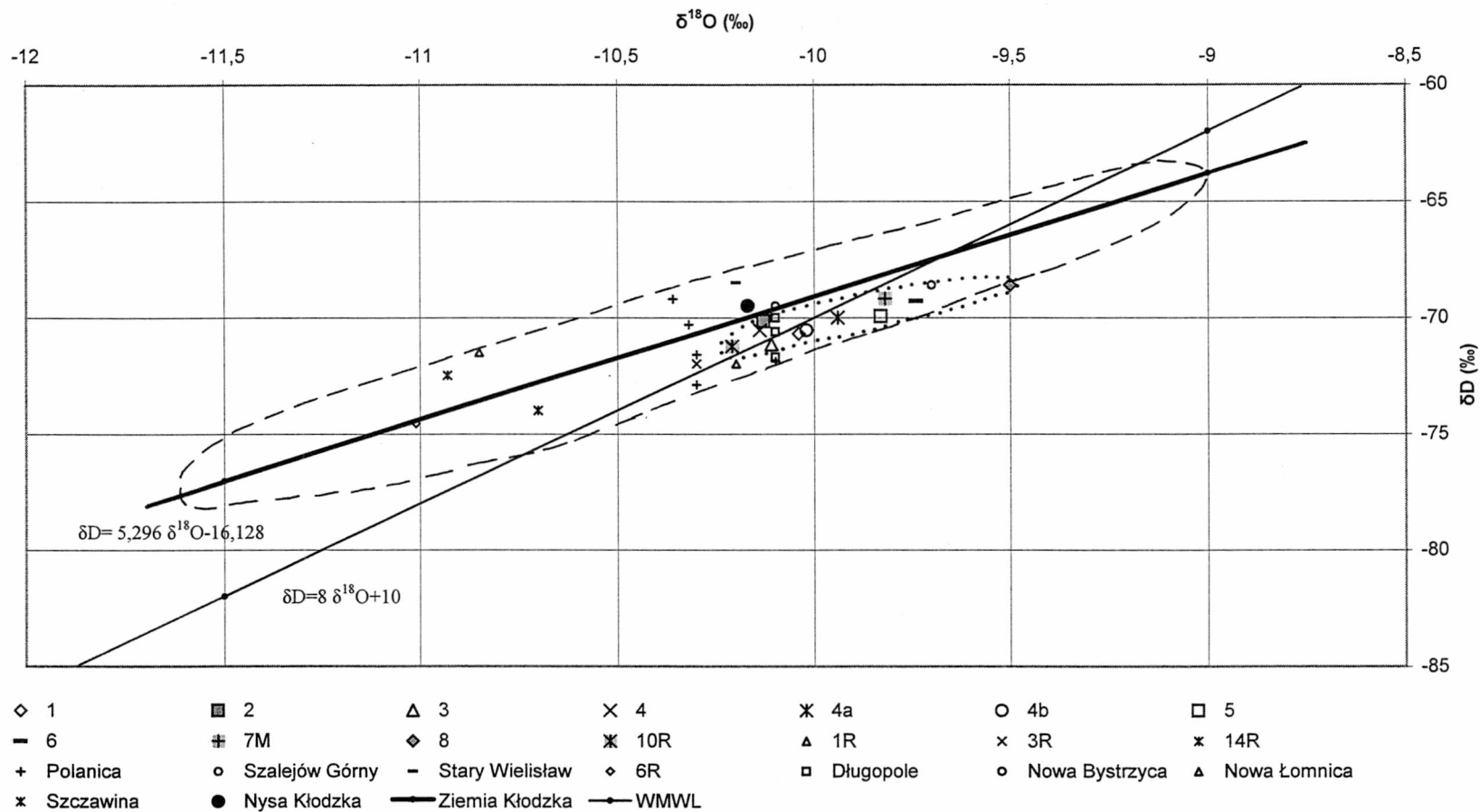
Analizując składy izotopowe wód samego Gorzanowa (ryc. 6.3) wydzielić można dwie grupy

Tabela 6.2. Stabilne izotopy tlenu i wodoru wód Gorzanowa oraz innych miejscowości rowu górnej Nysy Kłodzkiej i na jego zachodniej granicy, a także określone na podstawie oznaczeń izotopowych wysokości położenia ich obszarów zasilania H; badania wykonano w laboratorium Wydziału Fizyki i Techniki Jądrowej Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie.

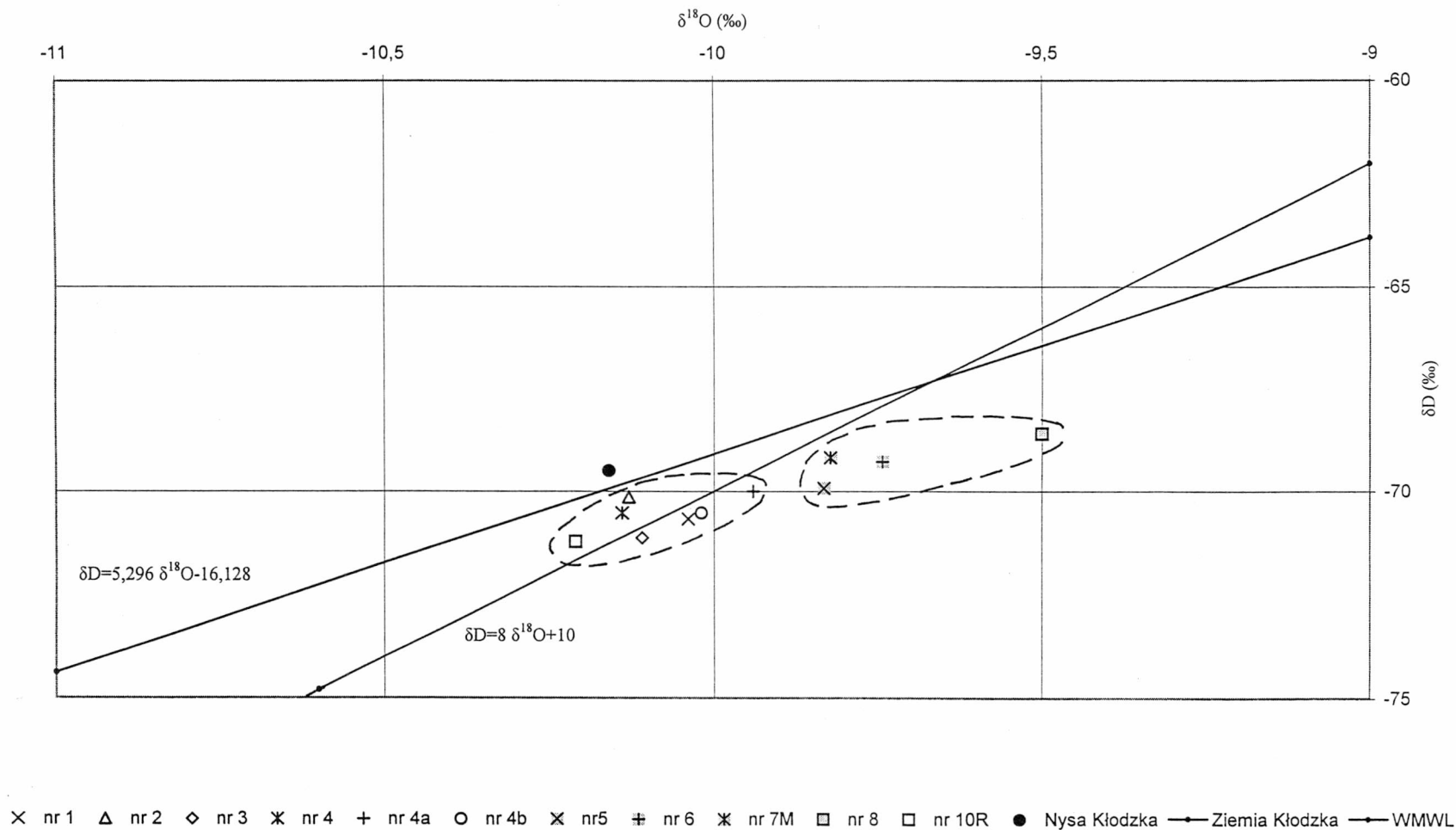
Miejscowość	Ujęcie	Data opróbowania	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{sr}}$	$\delta^{18}\text{D}$	$\delta^{18}\text{D}_{\text{sr}}$	$\text{H}(^{18}\text{O}) / \text{H}(\text{D})$	Źródło danych
			‰				m n.p.m.	
Gorzanów	nr 1	13.11.1987	-10,11	-10,05	-70,0	-70,78	486,5 / 665,7	Ciężkowski i in. (1996a)
		03.11.1994	-10,07		-72,0			badania własne
		22.02.2000	-9,97		-69,7			
			-10,00		-71,0			
	nr 2	21.01.1987	-10,15	-10,13	-67,5	-69,99	513,3 / 611,6	Ciężkowski i in. (1996a)
		13.11.1987	-10,15		-71,5			badania własne
		03.11.1994	-10,11		-70,2			
		22.02.2000	-10,11		-70,8			
			-10,13		-70,7			
	nr 3	03.11.1994	-9,99	-10,14	-71,8	-71,25	501,4 / 697,4	Ciężkowski i in. (1996a)
			-10,21					badania własne
		22.02.2000	-10,12		-70,4			
			-10,12		-70,6			
		08.09.2000	-10,11		-71,7			
			-10,12		-71,2			
	nr 4	03.11.1994	-10,14	-10,15	-70,5	-70,53	519,3 / 644,2	Ciężkowski i in. (1996a)
					-69,9			badania własne
		22.02.2000	-10,11		-70,2			
			-10,12		-71,2			
		08.09.2000	-10,16		-70,2			
			-10,16		-71,2			
	nr 4a	03.11.1994	-9,90	-9,93	-71,0	-70,25	418,0 / 628,8	Ciężkowski i in. (1996a)
		22.02.2000	-9,95		-69,4			badania własne
			-9,97		-69,6			
	nr 4b	03.11.1994	-10,06	-10,03	-71,0	-70,65	453,8 / 654,5	Ciężkowski i in. (1996a)
		22.02.2000	-10,00		-70,3			badania własne
			-10,00		-70,3			
	nr 5	21.10.1994	-9,78	-9,83	-70,2	-70,00	334,6 / 598,8	Ciężkowski i in. (1996a)
			-9,89					badania własne
		22.02.2000	-9,82		-70,1			
			-9,83		-69,5			

	nr 6	21.01.1987 13.11.1987 03.11.1994 22.02.2000	-9,65 -9,75 -9,79 -9,75 -9,77	-9,74	-67,5 -71,5 -69,5 -68,6 -69,3	-69,36	287,0 / 537,0	Ciężkowski i in. (1996a)
								badania własne
	nr 7M	22.02.2000 08.09.2000	-9,79 -9,80 -9,83 -9,84	-9,82	-69,9 -69,4 -68,5 -68,9	-69,18	328,7 / 528,4	badania własne
	nr 8	22.02.2000	-9,52 -9,48	-9,50	-68,6 -68,6	-68,6	138,1 / 478,7	badania własne
	10R	22.02.2000 08.09.2000	-10,18 -10,20 -10,23 -10,21	-10,21	-70,7 -71,7 -71,0 -71,5	-71,23	561,0 / 704,3	badania własne
	Smreczyna	1R	20.11.1990	-10,20	-72,0			Grabczak i Zuber (1993)
	Poręba	3R	20.11.1990	-10,30	-72,0			
	Starkówek	14R	20.11.1990	-10,70	-74,0			
Polanica Zdrój	P-300	11.1986 21.10.1994	-10,45 -10,35 -10,26 -10,22	-10,36	-68,0 -70,4	-69,2		Ciężkowski i in. (1996b)
	Wielka Pieniawa	18.07.1986 20.01.1987 21.10.1994	-10,40 -10,45 -10,12	-10,32	-69,0 -70,0 -72,0	-70,3		
	Józef Stary	21.10.1994	-10,04 -10,14	-10,1	-71,9			
	Pieniawa Józefa I	21.10.1994	-10,18 -10,35	-10,3	-72,9			
	Pieniawa Józefa II	18.07.1986 20.01.1987 21.10.1994	-10,30 -10,35 -10,18 -10,35	-10,30	-70,0 -70,5 -72,9	-71,6		Ciężkowski (1990)
								Ciężkowski i in. (1996b)
Szalejów Górny		20.01.1987 22.10.1994	-9,85 -9,61	-9,7	-68,5 -68,7	-68,6		Ciężkowski i in. (1996b)
Stary Wielisław	nr 4	20.01.1987	-10,20		-68,5			Ciężkowski (1990)
Długopole Dolne	6R	08.09.2000	-11,02 -11,00	-11,01	-74,9 -74,2	-74,6		badania własne
Długopole Zdrój	Renata	19.06.1986 03.11.1994	-9,90 -10,19	-10,1	-70,0 -70,6	-70,0		Ciężkowski i in. (1996c)

	Emilia	19.06.1986 03.11.1994	-10,00 -10,20	-10,1	-70,0 -71,2	-70,6		
	Kazimierz	19.06.1986 03.11.1994	-10,00 -10,21 -10,22	-10,1	-70,0 -73,3	-71,7		
Nowa Bystrzyca		05.1979	-10,10		-69,5			Ciężkowski (1990)
Nowa Łomnica	niższe	21.01.1987	-10,85		-71,5			
Szczawina	Studziennie	18.07.1986 21.01.1987	-11,0 -10,85	-10,93	-72,0 -73,0	-72,5		
Nysa Kłodzka w Gorzanowie		22.02.2000 22.09.2000	-10,19 -10,19 -10,13 -10,16	-10,17	-71,1 -70,6 -68,7 -67,7	-69,53		badania własne



Ryc. 6.2. Pole średnich składów izotopowych wód z ujęć Gorzanowa (linia kropkowana) na tle światowej linii opadów (cienka linia; Gat i Gonfiantini, 1981), pola charakteryzującego zwykle wody podziemne Sudetów (linia przerywana) oraz opisującej je lokalnej linii sudeckiej (gruba linia; przeliczona na obszar Ziemi Kłodzkiej; Ciężkowski i Kryza, 1989) oraz średnich składów izotopowych szczaw z innych wystąpień na Ziemi Kłodzkiej (Ciężkowski, 1996b, 1996c;



Ryc. 6.3. Zależność $\delta^{18}\text{O}$ - δD w wodach z poszczególnych ujęć w Gorzanowie (wartości średnie) na tle światowej linii opadów oraz linii opisującej zwykłe wody podziemne Sudetów (przeliczonej na obszar Ziemi Kłodzkiej).

wód. Do *pierwszej grupy* zaliczyć można wody z ujęć nr 1, 2, 3, 4, 4a, 4b i 10R, które swoim składem izotopowym są najbardziej zbliżone do WMWL. W wodzie ze studni nr 10R obserwuje się najniższe wartości δD i $\delta^{18}O$ spośród wód badanych w Gorzanowie. Podkreślić należy, że studnie nr 1 i 3 ujmują wody najpłytszego horyzontu wodonośnego. Jak wynika z analiz hydrochemicznych (patrz rozdz. 8) są to wody o największym udziale wód infiltracyjnych w składzie mieszaniny. Skład izotopowy wody ze studni nr 4b sugeruje, podobnie jak w przypadku studni nr 1 i 3, dominujący udział wód infiltracyjnych w mieszaninie. Interpretacja danych chemicznych nie potwierdza jednakże takiej hipotezy. Zauważyć należy ponadto, że w tej studni ujmowane są prawdopodobnie wody środkowego poziomu wodonośnego.

Bardzo zbliżone do wartości stosunków izotopowych wód z ujęcia nr 10R wykazuje woda z Nowej Łomnicy, natomiast do wód ze studni nr 3, niektóre wody z Polanicy Zdroju i Długopola Zdroju (patrz tab. 6.2.).

Wartości delt dla tlenu i wodoru w wodach ze studni nr 2 i 4 bardziej odpowiadają zależnościom lokalnym, tj. sudeckim.

Do *drugiej grupy* przyporządkowano wody ze studni zlokalizowanych po wschodniej stronie Nysy Kłodzkiej, tj. nr 5, 6 i 7M. Studnie te ujmują ten sam, środkowy poziom wodonośny, jednakże na różnych głębokościach.

Wody ujęte w studni nr 4a wykazują skład izotopowy pośredni względem obu wydzielonych grup wód.

Wyraźnie widoczna jest na wykresach (ryc. 6.2, 6.3) odmienność wody ze studni nr 8. Ze względu na skąpy materiał analityczny, próba interpretacji składu izotopowego tej wody mogłaby okazać się przedwczesną; zaplanowane dalsze badania pozwolą zapewne na wyciągnięcie prawidłowych wniosków.

Analizując wyznaczone na ryc. 6.3 pole wód gorzanowskich zauważyć można, że zmienność składów izotopowych, a głównie $\delta^{18}O$, wzrasta w wodach szeregując je w kolejności spadku udziału składowej słabo zmineralizowanej (porównaj tab. 6.10).

Uwagę zwraca skład izotopowy wody rzeki Nysy Kłodzkiej opróbowanej w Gorzanowie. Skład ten jest bardziej ujemny od składu izotopowego z ujęć nr 5, 6 i 7M (ryc. 6.2, 6.3). Wskazuje to, że wody ze wspomnianych odwiertów zasilane są z obszarów położonych niżej niż te, z których zasilana jest rzeka. Sądzić można, że wynika to ze znacznego udziału w Nysie Kłodzkiej wód z jej dopływów pochodzących z dużo wyższych rejonów, tj. Masywu Śnieżnika i Gór Bystrzyckich.

6.2. Właściwości fizyczne

6.2.1. Temperatura

Temperatura jest cechą wód podziemnych determinowaną przez wiele czynników. Do głównych należą: głębokość występowania wody, właściwości fizyczne skał, tektonika obszaru, szerokość geograficzna, wysokość nad poziomem morza, prędkość z jaką woda przemieszcza się w ośrodku skalnym i oczywiście wahania temperatury powietrza rejonu występowania badanych wód. Większość z wymienionych czynników związana jest z ośrodkiem skalnym, zatem należy wyjaśnić podstawowe zagadnienia geotermiki rejonu badań.

Niejednorodność ośrodków skalnych pociąga za sobą nierównomierny rozkład temperatur w ich obrębie. Taki rozkład powoduje przepływ ciepła przez skały. Właściwości termiczne skał opisywane są ich przewodnością cieplną, tj. ilością ciepła przechodzącego przez dany przekrój skały w określonym czasie i na określonym odcinku. Jeżeli rozpatrujemy ilość ciepła przenoszonego przez jednostkę powierzchni w jednostce czasu, to jest to gęstość strumienia cieplnego; jego wartości w obrębie poszczególnych jednostek geologicznych kraju są zróżnicowane (S. Plewa, 1994; M. Plewa i Sroka, 1996).

W dotychczasowych badaniach, dla rejonu sudeckiego wyznaczono wartość strumienia cieplnego w Łądku Zdroju, gdzie wynosi on $71,2 \text{ mW/m}^2$ (Dowgiałło, 1976). Jak podają S. Plewa (1994) i M. Plewa i in. (1995), w obrębie Ziemi Kłodzkiej wartość gęstości strumienia cieplnego jest rzędu $60\text{-}70 \text{ mW/m}^2$, przy czym wyższe wartości obserwuje się w centralnej części omawianego rejonu.

Klasyfikacja wód podziemnych na podstawie ich temperatury oparta jest na dwóch kryteriach: hydrogeologicznym i fizjologicznym. Pierwsze z nich uwzględnia stosunek temperatury wody do średniej rocznej temperatury powietrza. Drugie bazuje na stosunku temperatury wody do temperatury ciała ludzkiego, jak i na oddziaływaniu wód o różnych temperaturach na organizm człowieka (Dowgiałło, 1969; Macioszczyk, 1987; Pazdro, 1983).

Uwzględniając pierwsze kryterium, wody Gorzanowa zalicza się do wód ciepłych (temperatura wody jest wyższa od średniej rocznej temperatury powietrza szacowanej na $7,4^\circ\text{C}$). Natomiast zgodnie z klasyfikacją balneologiczną (fizjologiczną) są to wody chłodne (mierzone temperatury wody są niższe od 20°C).

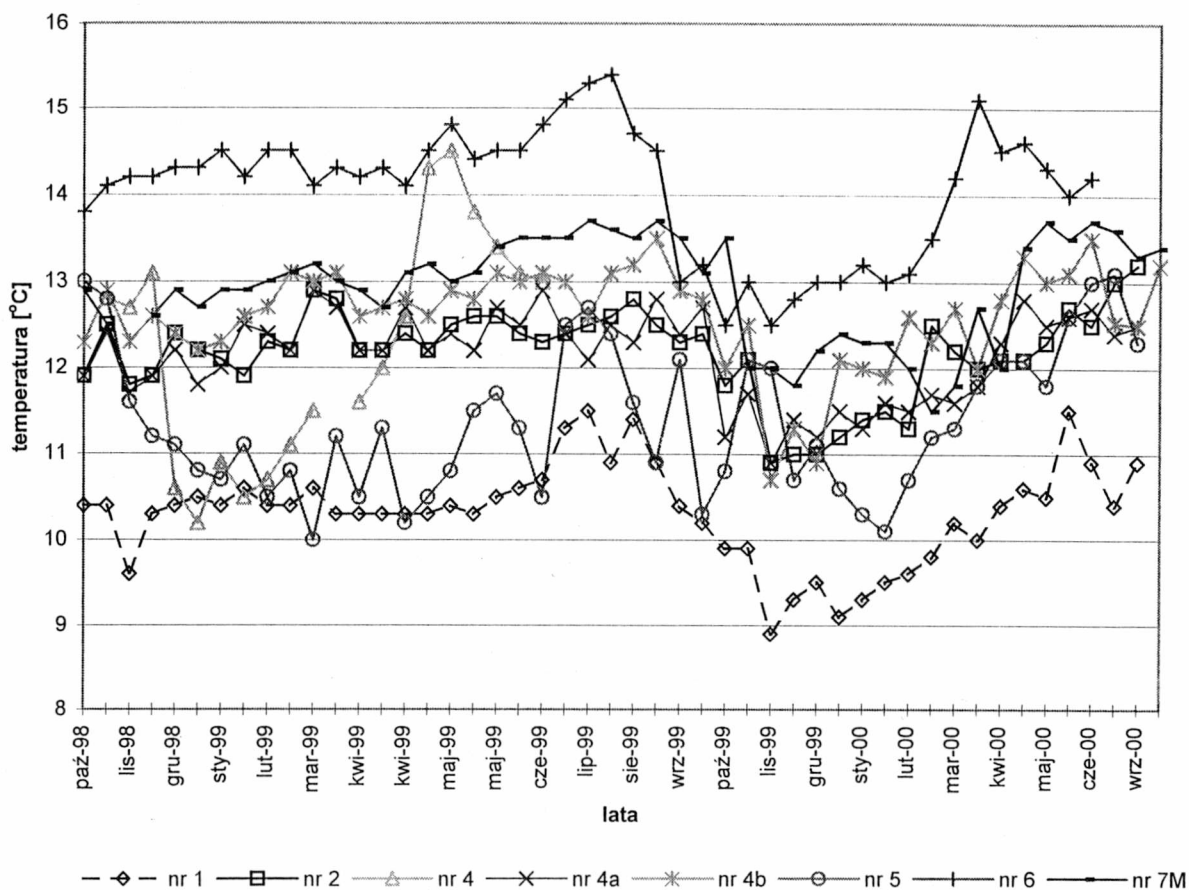
Temperatury wód gorzanowskich wahają się od około 9 do około 15°C przy najwyższej zanotowanej $15,8^\circ\text{C}$ (patrz tab. 6.3). Porównanie wyników obserwacji stacjonarnych prowadzonych w ujęciach w latach 1970-1973, 1998-2000 oraz comiesięcznych obserwacji z lat

Tabela 6.3. Temperatury wód z poszczególnych ujęć Gorzanowa.

a – wyniki pomiarów archiwalnych, b – wyniki badań własnych

Numer ujęcia	Okres badań		Liczba pomiarów	Temperatura				
				min	śr.	max	Mediana	Odchylenie standardowe
				°C				
1	a	1956 - 2000	38	8,5	10,3	13	10,25	0,68
	b	1998 - 2000	46	8,9	10,3	11,5	10,4	0,58
2	a	1961 - 2000	7	11,8	12,1	12,54	12	0,28
	b	1998 - 2000	46	10,9	12,2	13,2	12,3	0,52
3	a	1961 - 1981	2	10,5	11,5	12,4	11,5	
	b	1998 - 2000	41	8	10,5	12,8	10,5	1,01
4	a	1989 - 2000	2	11,3	11,9	12,4	11,9	
	b	1998 - 2000	18	10,2	12,2	14,5	12,6	1,34
4a	a	1998 - 2000	2	11,7	11,85	12	11,85	
	b	1998 - 2000	46	10,9	12,2	12,9	12,2	0,51
4b	a	1989 - 2000	5	11,9	12,2	12,5	12,3	
	b	1998 - 2000	46	10,7	12,6	13,5	12,7	0,58
5-pś	a	1967 - 2000	202	9	12,6	14,2	12,85	1,23
	b	1998 - 2000	46	10	11,4	13,1	11,2	0,86
5-pd	a	1967 - 1976	224	9,3	14,1	15,8	14,5	1,38
6	a	1967 - 2000	227	6,9	12,5	15,3	12,45	2,34
	b	1998 - 2000	44	12,5	14,1	15,4	14,2	0,74
7M	a	1998 - 2000	3	12,3	12,6	13	12,6	
	b	1998 - 2000	47	11,5	12,9	13,7	13	0,6
10R	a	1987 - 2000	2	10,3	10,7	11	10,65	

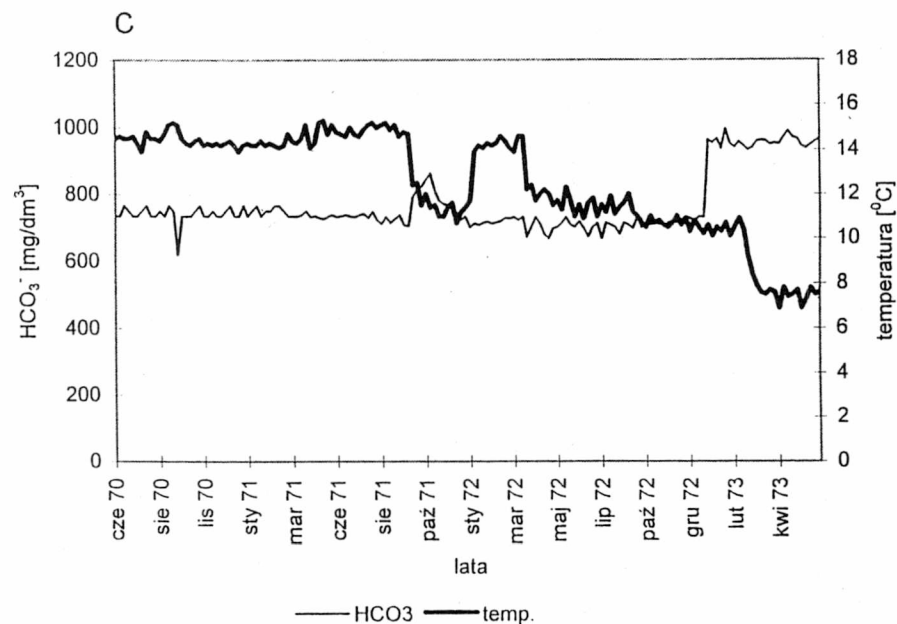
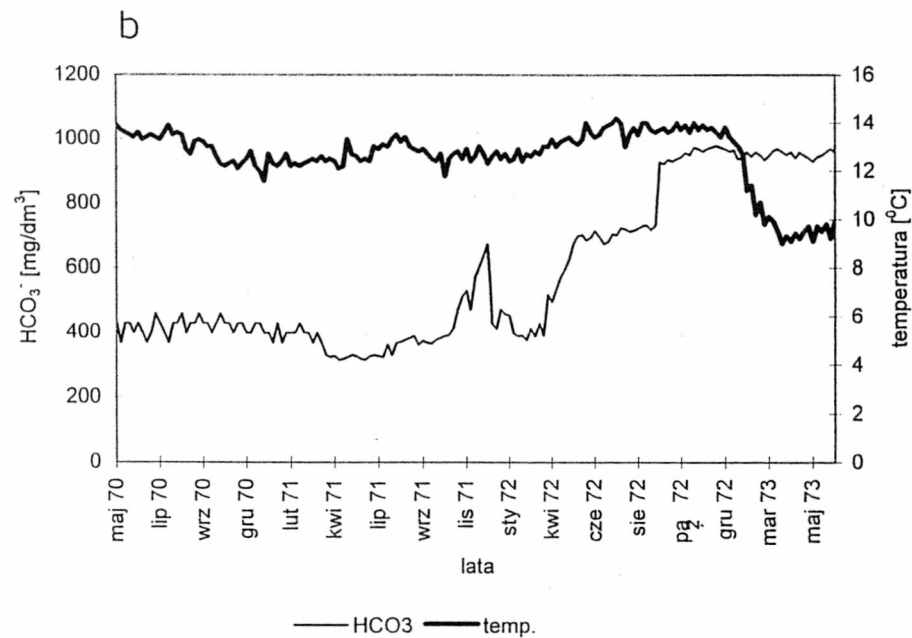
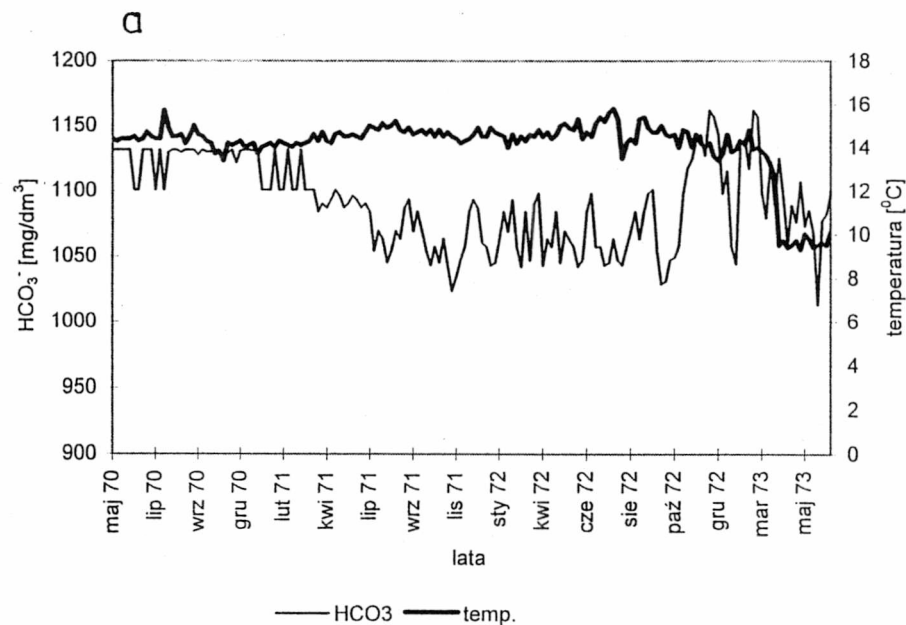
1974-1980 wskazuje, że wody omawianego złoża charakteryzują się stałością temperatury na wypływie. Nie obserwuje się dobowych zmian temperatur wody (Grześkowiak i in., 1994), natomiast w wynikach badań terenowych prowadzonych od 1998 roku zauważalne są wpływy sezonowych (zima-lato) zmian temperatur powietrza. Temperatura wody na wypływie w miesiącach zimowych (ryc. 6.4) obniża się od 1 do 2°C (przy temperaturach powietrza wynoszących nawet około -25°C). Uwagę zwraca (ryc. 6.5) fakt gwałtownego spadku temperatury wody w studniach nr 5-pś, 5-pd i 6 w okresie wiosny 1973 roku. Doszło wówczas



Ryc. 6.4. Wahania temperatur wód z ujęć Gorzanowa - wyniki badań własnych.

do obniżenia temperatury wody o około 4°C w studni nr 5 (oba poziomy) i około 3°C w studni nr 6. Należy nadmienić, że w studni nr 6 zjawisko nagłego spadku temperatury wody obserwowano dwukrotnie, także wcześniej - po raz pierwszy w październiku 1971 roku (o około 3°C), po czym temperatura powróciła do wartości pierwotnej, w kwietniu 1972. W styczniu 1974 roku woda wykazywała w studni nr 6 temperaturę - około 14°C i w studni nr 5 około 13-14°C. W studni nr 6 wraz ze skokową zmiennością temperatury wody, zauważono także w tych okresach zmiany zawartości jonu HCO_3^- (ze spadkiem temperatury wzrastała zawartość wodorowęglanów), fluktuacje ciśnienia słupa wody na manometrze oraz nieznaczny wzrost wydajności. W studni nr 5 zachodziły podobne zmiany, za wyjątkiem wahań zawartości CO_2 .

Z pewnością przyczyną tych zjawisk nie były czynniki atmosferyczne. Omówione zmiany temperatury wody mogły być spowodowane gwałtownym doprowadzeniem do stref wypływu wody w studni nr 6 i 5 zwiększonych ilości dwutlenku węgla, który w wyniku przemieszczania się ku powierzchni Ziemi ulegał w wodzie rozprężeniu powodując spadek jej temperatury. Za takim wyjaśnieniem zjawiska przemawia fakt, iż omawiane studnie zlokalizowane są w strefie zaburzeń tektonicznych (patrz ryc. 4.3), wzdłuż których wspomniany gaz jest doprowadzany z głębi skorupy ziemskiej (Fistek, 1977, 1989). Jak wspomniano w rozdz. 4.3.2 wiele stref



Ryc. 6.5. Zmiany temperatur i zawartości jonu HCO_3^- w wodach Gorzanowaz okresu obserwacji stacjonarnych w latach 1970-1973 (na podstawie Szarszewskiej, 1974).
a – ujęcie nr 5-pd, b – ujęcie nr 5-pś, c – ujęcie nr 6

tektonicznych rowu Nysy Kłodzkiej wykazuje aktywność do czasów obecnych. Brak monitoringowych obserwacji geodezyjnych tego rejonu uniemożliwia potwierdzenie, bądź też zaprzeczenie hipotezy uaktywnienia się w 1973 roku dyslokacji i doprowadzenia gazu do ujęć. Z drugiej jednak strony, gdyby omawiane wahania temperatury wody związane były z doprowadzaniem juwenilnego CO₂, należałoby się spodziewać, iż w pierwszym rzędzie zostaną one zauważone w najgłębszych poziomach wodonośnych następnie coraz bliżej powierzchni Ziemi. W tym przypadku jest odwrotnie. Najwcześniej zaobserwowano spadek temperatury w poziomie środkowym studni nr 5, następnie w studni nr 6. W poziomie dolnym zanotowano zmiany tylko w końcowym okresie obserwacji, tj. późną wiosną 1973 roku.

Fluktuacje temperatury wody mogły być także spowodowane gwałtownym dopływem do omawianych studni wody o zbliżonym typie hydrochemicznym lecz znacznie chłodniejszej i bardziej zmineralizowanej. Na wskutek prowadzonej eksploatacji studni nr 6 i dwóch poziomów w studni nr 5 doszło do naruszenia pierwotnego reżimu złoża. W efekcie mógł nastąpić dopływ wód z dalszych stref obszarów zasilania. Wody te, będące częścią regionalnego systemu wodonośnego rowu Nysy Kłodzkiej, cechują się temperaturą zbliżoną do średniej rocznej temperatury powietrza omawianego obszaru (7,4°C dla okolic Kłodzka i Bystrzycy Kłodzkiej), a więc znacznie niższą od tych, które wypływają w ujęciach. Mógł rozpocząć się wówczas proces mieszania się tych dwóch rodzajów wód (rozdz. 7). Bardziej prawdopodobną zdaje się być druga z opisanych hipotez.

Rozważania Dowgiałły (1976, 1986, 1987a, 1987b) wykazują, że temperatury wód leczniczych w dolnych partiach systemów wodonośnych są znacznie wyższe od temperatur na wypływie. Mieszanie z wodami płytkiego krążenia oraz rozprężanie rozpuszczającego się w wodach CO₂ obniżają temperatury wód systemu głębokiego krążenia. Jednocześnie przemieszczając się ku strefom wypływów, składowa gorąca oddaje część ciepła ośrodkowi skalnemu.

Możliwość dopływów do złoża gorzanowskiego wód o znacznie wyższych temperaturach uzasadnia występowanie wód termalnych zarówno w Masywie Śnieżnika jak i w obrębie metamorfiku orlicko-bystrzyckiego (Ciężkowski, 1980, 1990; Dowgiałło, 1976, 1987a, 1987b; Fistek, 1977; Fistek i in., 1987a). Co prawda jest mało prawdopodobnym aby uzyskać w Gorzanowie wody o temperaturach zbliżonych do temperatur wód Łądku Zdroju (20-45°C) czy Dusznik (10,5-18°C), niemniej jednak stałość temperatury wód złoża gorzanowskiego świadczy o stabilnym dopływie wód głębokiego krążenia.

6.2.2. Przewodność elektrolityczna właściwa

Przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) wody jest miarą przewodzenia elektrolitycznego wody (Kleczkowski i Rózkowski, 1997). Inaczej jest to zdolność wody do przewodzenia prądu elektrycznego. Wyraża się ją w simensach na metr (S/m) bądź $\mu\text{S/cm}$. PEW zależy przede wszystkim od ilości i rodzaju rozpuszczonych w wodzie soli oraz jej temperatury. Zatem każda zmiana zawartości rozpuszczonych składników pociąga za sobą zmiany wartości PEW. Dlatego też jest to parametr wód najczęściej mierzony w badaniach terenowych. Regularne obserwacje PEW dają możliwość kontroli składu badanych wód. Na podstawie pomiarów PEW można określić suchą pozostałość bądź mineralizację wody w mg/dm^3 (Pazdro i Kozerski, 1990; Witczak i Adamczyk, 1995b)

$$M = \text{PEW}_{25} \cdot f_M$$

gdzie:

PEW_{25} - PEW zredukowana do 25°C [$\mu\text{S/cm}$]

f_M - współczynnik przeliczeniowy wyznaczony empirycznie o wartościach od 0,72 do 1,0.

Jak podaje Grześkowiak (1994) wartość PEW dla wód wypływających w studni nr 2 waha się w przedziale 450-530 $\mu\text{S/cm}$. W ujęciu nr 4b zanotowano od 635 do 700 $\mu\text{S/cm}$. Orientacyjna wartość mineralizacji wód z tych ujęć wyznaczona zgodnie z równaniem podanym przez Pazdrę i Kozerskiego (1990), wynosi 314-371 mg/dm^3 dla wody ze studni nr 2 i 425-482 mg/dm^3 dla wody z odwiertu nr 4b. Otrzymane przez tego autora wartości znacznie odbiegają od wartości uzyskanych analitycznie (odpowiednio 500 i 690 mg/dm^3 - mat. archiw. B.P. i U.T.B.U. „Balneoprojekt”).

Z badań własnych wynika, że wartości PEW wód gorzanowskich wynoszą średnio od 440 $\mu\text{S/cm}$ do 1170 $\mu\text{S/cm}$ przy minimalnej - 220 $\mu\text{S/cm}$ i maksymalnej 2060 $\mu\text{S/cm}$ (tab. 6.4). Po zredukowaniu tych wartości do wartości PEW_{25} otrzymano odpowiednio 623,04 $\mu\text{S/cm}$ i 1502,28 $\mu\text{S/cm}$. Stosując powyższe równanie, wyznaczone PEW_{25} oraz odpowiednie dane zawarte w tab. 6.3 i tab. 6.8 obliczono dla wód gorzanowskich współczynnik f_M . Otrzymano wartości f_M równe 0,708 - dla wód o najniższej mineralizacji (studnia nr 1) oraz 0,756 - dla wód o największym stopniu zmineralizowania (studnia nr 6).

Tabela 6.4. Zestawienie wyników własnych obserwacji pH, PEW oraz HCO_3^- prowadzonych w okresie 1998-2000.

Numer ujęcia	Parametr	Liczebność pomiarów	Wartości				
			min	śr.	max	mediana	odchylenie standardowe
1	pH	46	6	6,36	6,6	6,4	0,14
	PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	46	220	440	820	450	11
	HCO_3^- [mg/dm^3]	46	244	280,3	353,9	280,6	24,88
2	pH	46	6	6,24	6,54	6,27	0,12
	PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	46	336	690	1030	710	190
	HCO_3^- [mg/dm^3]	46	451,1	553,4	781	549,17	64,08
3	pH	41	6	6,34	6,9	6,3	0,15
	PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	41	290	520	1080	470	190
	HCO_3^- [mg/dm^3]	41	256,2	310,2	402,6	292,9	39,45
4	pH	18	6	6,35	7,1	6,3	0,32
	PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	18	637	790	916	767	70
	HCO_3^- [mg/dm^3]	18	549	625,6	805,5	610,2	61,7
4a	pH	46	6,1	6,27	6,4	6,3	0,08
	PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	46	430	1000	1990	970	350
	HCO_3^- [mg/dm^3]	46	536,8	715,34	829,86	720,02	61,03
4b	pH	46	5,98	6,21	6,4	6,25	0,11
	PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	46	460	940	1990	962	310
	HCO_3^- [mg/dm^3]	46	622,2	715,01	830	719,9	43,82
5-ps	PH	46	6,4	6,72	7,5	6,7	0,22
	PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	46	400	800	990	880	180
	HCO_3^- [mg/dm^3]	46	402,6	622	732,2	634,4	60,43
6	PH	44	6	6,4	7,5	6,38	0,27
	PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	44	675	1170	2060	1220	250
	HCO_3^- [mg/dm^3]	44	113,5	871,63	976,3	878,67	126,13
7M	PH	47	6,16	6,43	7,1	6,4	0,15
	PEW [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	47	344	908	1881	950	510
	HCO_3^- [mg/dm^3]	47	549	685,6	830	683,2	52,3

6.2.3. Radoczynność

Cecha ta związana jest z obecnością w wodach pierwiastków promieniotwórczych. Spośród takich pierwiastków najpowszechniej występującym w wodach podziemnych jest radon i rad. W zależności od pierwiastka decydującego o radoczynności wód podziemnych Przylibski (1999) proponuje, aby definiować wody jako radonowe, radowe i radowo - radonowe.

Ponieważ radon jest gazem szlachetnym charakteryzującym się krótkim okresem półtrwania (3,8 doby), radoczynność przez niego spowodowana jest radoczynnością czasową. Gaz ten nie wchodzi w związki z innymi pierwiastkami, może być zatem łatwo usunięty z wody, np. w wyniku podwyższenia jej temperatury lub wyniesienia pod wpływem ruchów pęcherzyków innego gazu (np. CO₂) obecnego i migrującego w wodzie (Dowgiałło, 1969). Obecny jest w wodach w wyniku wydzielania się ze skał i rozpuszczania w przepływających przez nie wodach podziemnych. Wzbogacone mogą być w ten gaz głównie wody podziemne strefy intensywnej wymiany. Głównymi czynnikami determinującymi obecność radonu w wodach są: obecność radu (²²⁶Ra) w skałach wodonośnych, stopień ich zaangażowania tektonicznego oraz prędkość przepływu wody przez wodonośiec (Ciężkowski, 1980, 1990; Dowgiałło, 1969; Macioszczyk, 1987; Pazdro i Kozerski, 1990; Przylibski i Liber-Madziarz, 2000).

Skały osadowe posiadają tylko te minerały promieniotwórcze, które zostały do nich doprowadzone w wyniku procesów wietrzenia obejmujących kwaśne skały magmowe (np. granity).

Jednostką natężenia promieniotwórczości jest 1 bekerel (1 Bq). Powszechnie używana jest także jednostka 1 kiur (1Ci) odpowiadająca aktywności 1 grama radu ²²⁶Ra, lub jednostka mniejsza - 1 nCi (nanokiur) równy 37 Bq.

Zgodnie z podziałem podanym przez Pazdrę i Kozerskiego (1990) wody zmineralizowane złoża gorzanowskiego charakteryzują się słabą radoczynnością, tj. mniejszą niż 74 Bq/dm³ (2 nCi).

Systematyczne oznaczenia zawartości radonu w wodach złoża gorzanowskiego wykonywane były tylko w ujęciu nr 1. Kilka sporadycznych oznaczeń wykonano na próbkach wód ze studni nr 5-ps, 5-pd, 6 oraz 7M. Na podstawie tych danych można stwierdzić, że wody złoża w Gorzanowie charakteryzują się zawartością radonu od 3,7 Bq/dm³ do 22,2 Bq/dm³ (tj. 0,1 do 0,6 nCi), przy średniej zawartości 9,25 Bq/dm³ (0,25 nCi). Wykonane w ramach realizacji niniejszej pracy dodatkowe oznaczenia zawartości radonu (²²²Rn) i radu (²²⁶Ra) w wodach oraz

Tabela 6.5. Zawartości radonu (^{222}Rn) i radu (^{226}Ra) w wodach z poszczególnych ujęć Gorzanowa oraz zawartości radu w wybranych wodach leczniczych Ziemi Kłodzkiej (analizy wykonano w Laboratorium Badania Niskich Aktywności Instytutu Fizyki Uniwersytetu Śląskiego).

Miejscowość	Numer ujęcia	Głębokość ujęcia wody	Temperatura wody	Mineralizacja wody	Zawartość ^{222}Rn	Zawartość ^{226}Ra
		m p.p.t.	°C	g/dm ³	Bq/dm ³	
Gorzanów	1	16-25	10,3	0,44	12,8 ± 1,9	0,024
	2	45 - 130 ¹	12,2	0,71	6,0 ± 1,1	0,04
	4a	45 - 80 ¹	12,2	0,95	5,7 ± 0,8	0,04
	4b		12,6	1,0	8,7 ± 1,5	0,051
	5	64	11,4	0,88	3,7 ± 0,9	0,041
	6	155	14,1	1,1	4,2 ± 0,9	0,076
	7M	98 - 118	12,9	0,99	17 ± 0,8	0,041
Długopole Zdrój ²		źródła	10 - 13	0,9 - 1,5	25,9 - 92,5	
Duszniki Zdrój ²		14 - 162	10,5 - 17,8	0,2 - 2,7	0,0 - 151,7	
Kudowa Zdrój ²		0,0 - 211	8 - 15,5	1,3 - 6,0	0,0 - 180,2	
Łądek Zdrój ²		0,0 - 700	20 - 45	0,16 - 0,27	111 - 1369	

1 - wg Fistka (1973)

2 - wg Ciężkowskiego (1990)

^{226}Ra w próbkach skał pochodzących z odwiertu nr 7M zestawiono odpowiednio w tabelach 6.5 i 6.6. Z materiałów tych wynika, że wody silniej zmineralizowane i o wyższej temperaturze charakteryzują się wyższymi zawartościami nuklidu ^{226}Ra .

Analiza zawartości ^{222}Rn w próbkach wód z Gorzanowa wykazała, że najwyższe stężenia tego gazu występują w wodach ze studni nr 7M i 1.

Ze względu na tylko domniemane głębokości studni nr 2, 4a i 4b i nawierconych w nich poziomów wód, trudno jest sprecyzować wnioski co do zależności stężeń radonu w wodach od głębokości ich ujęcia. Ogólnie tylko stwierdzić można, że ilość tego gazu spada wraz ze wzrostem głębokości.

Nie zauważa się zależności stężeń ^{222}Rn w wodach od wielkości wydajności studni, ani też od temperatury wody. Podobne spostrzeżenia poczynił Przylibski (1996) w badaniach złoży wód leczniczych Świeradowa Zdroju.

Jak podaje Polański (1988) średnie stężenia ^{226}Ra w skałach skorupy ziemskiej wynoszą około 30 Bq/kg. Wynika stąd, że piaskowce górnokredowe będące głównym kolektorem wód zmineralizowanych okolic Gorzanowa są ubogie w ten nuklid (5,6 Bq/dm³). Wyższymi

Tabela 6.6. Zawartości radu (^{226}Ra) w próbkach skał z rdzenia odwiertu nr 7M w Gorzanowie (analizy wykonano w Laboratorium Badania Niskich Aktywności Instytutu Fizyki Uniwersytetu Śląskiego).

Typ skał	Głębokość pobrania próby	Zawartość ^{226}Ra
	m p.p.t.	Bq/dm ³
margiel ciemnoszary, słabo spoisty	46 - 50	29,2 ± 1,2
margiel ciemnoszary, spoisty z żyłkami kalcytu	52	19,2 ± 1,9
margiel jasnoszary, krzemionkowo-ilasty, piaszczysty, zwięzły,	94 - 95	6,1 ± 0,5
piaskowiec kwarcowy	112 - 116	5,6 ± 0,4

wartościami cechują się osady margliste (patrz tab. 6.6). Zróżnicowanie to wynika prawdopodobnie z możliwości adsorpcji i wymiany kationów radu w szczelinach osadów marglistych.

Ze względu na znaczną porowatość piaskowców procesy takie, jeśli zachodzą, to w mniejszej skali, ponieważ w ich obrębie woda przemieszcza się znacznie szybciej niż w osadach marglistych. Z zestawienia wyników w tab. 6.5 wynika, że na stężenia radonu w wodach gorzanowskich nie ma wpływu koncentracja ^{226}Ra w skałach. Wyraźnie widoczne jest to w przypadku studni nr 7M i 1, gdzie w pierwszej z nich ujęto wody z piaskowców, w drugiej natomiast ze szczelinowatych osadów marglistych.

Jak wynika z tab. 6.6 rodzaj skały zbiornikowej wody nie jest czynnikiem determinującym stężenie obecnego w niej ^{226}Ra .

W obrębie całej jednostki rowu górnej Nysy Kłodzkiej zawartość radonu w wodach ze źródeł zawiera się w przedziale od 0 Bq do 28,12 Bq. Najwyższe stężenia (9,99-28,12 Bq, tj. 0,27-0,76 nCi) tego gazu obserwuje się w źródłach zlokalizowanych przy uskokach ramowych rowu, głównie na jego granicy z Równią Łomnicką. Radonu nie stwierdzono w źródłach zlokalizowanych w tych rejonach rowu, w których górnokredowe skały osadowe nie uległy zaburzeniom tektoniki dysjunktywnej (Mroczkowska, 1995). W porównaniu ze stężeniami radonu w wodach miejscowości uzdrowiskowych Ziemi Kłodzkiej, w Gorzanowie gaz ten występuje w znacznie mniejszych ilościach.

Zagadnienie obecności ^{222}Rn w wodach złoża gorzanowskiego oraz ^{226}Ra w skałach z ostatnio wykonanego odwiertu 7M w Gorzanowie są przedmiotem odrębnej pracy (Przylibski i in. - w druku).

Na podstawie dotychczas uzyskanych danych sądzić można, że wody głębiej krążące w masywie skalnym są ubogie w radon. Przemieszczając się ku miejscom wypływów,

w strefach uskokowych o rozwiniętej szczelinowatości mieszają się z wodami płytszego systemu krążenia zawierającymi ten gaz. Zapewne regularnie prowadzone badania koncentracji ^{222}Rn w omawianych wodach Gorzanowa uściślią przedstawione rozważania.

6.3. Właściwości organoleptyczne

Właściwości organoleptyczne wód z poszczególnych ujęć udostępniających wody zmineralizowane Gorzanowa scharakteryzowano na podstawie wykonanych łącznie 480 oznaczeń omawianych parametrów.

Przezroczystość. Jest to zdolność wody do przepuszczania przez nią promieni świetlnych. Odwrotnością tej cechy jest mętność, tj. zdolność do pochłaniania promieni światła. Stopień przezroczystości wód zależy od obecności w wodzie bardzo drobnych zawiesin pyłowych lub koloidalnych mineralnego bądź organicznego pochodzenia. Tak więc zmętnienie wód może być spowodowane cząsteczkami ilastymi, krzemionką, wodorotlenkami żelaza, nierozpuszczalnymi węglanami bądź substancją organiczną różnego rodzaju.

Badania przezroczystości wód z ujęć Gorzanowa wykazują, iż są one przezroczyste i bezbarwne oraz zawierają minimalne ilości osadu.

Smak. Jest to cecha jaką nadają wodzie obecne w niej rozpuszczone gazy i sole. Odczucia smakowe zależą od indywidualnej wrażliwości smakowej osób spożywających wodę, od temperatury wody oraz ilości i rodzaju rozpuszczonych bądź zawieszonych w wodzie substancji.

Wody złoża gorzanowskiego nie wykazują szczególnego smaku, są natomiast lekko szczypiące co związane jest z obecnością rozpuszczonego w nich dwutlenku węgla (CO_2).

Zapach. Wody podziemne zwykle nie wykazują zapachu, jednak wody będące w kontakcie z ośrodkami zanieczyszczenia lub bagnami czy torfowiskami mogą wykazywać jakiś zapach.

Wody ujęte studniami w Gorzanowie nie wykazują szczególnego zapachu ani w temperaturze naturalnej, ani też podgrzane.

Barwa. Wody podziemne zazwyczaj są bezbarwne niemniej jednak, wody zawierające różne związki mineralne mogą cechować się barwą od nich pochodzącą.

Wody złoża Gorzanowa są przezroczyste i bezbarwne.

6.4. Dwutlenek węgla

Spśród wielu gazów występujących w przyrodzie, w wodach podziemnych najczęściej obecne są: CO_2 , N_2 , H_2S , O_2 , CH_4 i gazy szlachetne. Często w wodach podziemnych w bardzo

znacznych ilościach występuje CO₂, co tłumaczone jest dużą rozpuszczalnością tego gazu i wieloma jego źródłami (Pazdro i Kozerski, 1990).

W zależności od genezy obecnych w wodach gazów Owczynniki (1963) wyróżnia gazy:

- 1) atmosferyczne (N₂, O₂, Ar),
- 2) metamorficzne (CO₂, H₂S, H₂, CH₄, CO, N₂, HF, HCl i inne),
- 3) biogeniczne (CO₂, CH₄, N₂, H₂S i inne),
- 4) radioaktywne (He, Rn, Tn).

Temat obecności gazów w wodach podziemnych najczęściej podejmowany był w literaturze głównie w aspekcie jego obecności w wodach leczniczych. Poruszane problemy dotyczyły przede wszystkim zagadnień ilościowych i genetycznych. Szczegółowy przegląd literatury oraz poglądów na temat pochodzenia obecnego w wodach leczniczych Sudetów CO₂ przedstawili J. Teisseyre (1966) i Fistek (1977). Wnikliwe badania gazów obecnych w niecce Śródsudeckiej pozwoliły na wydzielenie ich różnych typów genetycznych i określenie źródła pochodzenia (Kotarba, 1988). Hipoteza wglębnego pochodzenia dwutlenku węgla była niejednokrotnie poruszana w pracach Fiska (1962, 1971, 1986, 1989), Dowgiałły (1973, 1978, 1987a, 1987b), jak również Ciężkowskiego i Sadowskiej (1987) i innych.

Podobnie jak wody podziemne, które są właściwie mieszaniną czystej wody i różnych związków i pierwiastków chemicznych, tak i obecne w nich gazy najczęściej występują w postaci mieszanin. Dowgiałło (1978) przedstawił skład gazów występujących między innymi w wodach leczniczych rejonu rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Podał on, że głównym składnikiem gazów występujących w Polanicy Zdroju i Dusznikach Zdroju jest CO₂ (odpowiednio 86,2 i 99,95% objętości). Obok CO₂ w szczawach Polanicy Zdroju obecny jest N₂ (12% objętości) i CH₄ (1% objętości). Badania te nie obejmowały wód Gorzanowa. Ponieważ do wód Polanicy Zdroju gazy doprowadzane są tą samą dyslokacją, wzdłuż której przemieszczają się także do złoża gorzanowskiego (Fistek 1977), więc przez analogię można sądzić, że głównym składnikiem mieszaniny gazów obecnych w wodach Gorzanowa jest CO₂.

Na podstawie badań izotopowych węgla w CO₂ Dowgiałło (1978) potwierdził hipotezę juvenilnego pochodzenia tego gazu.

Problematyka dróg krążenia omawianego gazu w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej była poruszana już w początkach dwudziestego wieku, w pracach badaczy niemieckich, między innymi Frecha (1904, 1912). Według powszechnie dotychczas przyjmowanego poglądu można uważać za dowiedzione, że przemieszczanie się CO₂ z głębokiego podłoża krystalicznego następuje wzdłuż uskoku ramowych rowu oraz uskoku Pstrężna-Gorzanów, jak również szczelinami przyuskokowymi.

Ciężkowski i Sadowska (1987) podają, że duża część gazu przemieszczającego się w skałach formacji osadowej rowu Nysy Kłodzkiej wchodzi w reakcje z węglanami obecnymi w wodonoścu. W efekcie węglany przechodzą w wodorowęglany i powodują wzrost mineralizacji wód np. Polanicy Zdroju, Gorzanowa, Starego Wielisławia czy Szalejowa Górnego. Wody pochodzące ze skał krystalicznych (Duszniki Zdrój, Długopole Zdrój, Nowa Bystrzyca, Szczawina, Stare Bobrowniki) wykazują mniejszą mineralizację, jednakże zawierają większe ilości gazu.

Analizę ilości CO₂ obecnego w wodach Gorzanowa przeprowadzono na podstawie wyników badań archiwalnych i własnych (wszystkie oznaczenia wykonywane były przyrządem „Karat”) Odpowiednie dane zestawiono w tab. 6.7.

Z zebranych materiałów archiwalnych wynika, że w wodach gorzanowskich omawiany gaz występuje w ilościach od 59 mg/dm³ do 1268 mg/dm³ dla wszystkich ujęć łącznie.

Tabela 6.7. Zawartość CO₂ w wodach poszczególnych ujęć Gorzanowa na podstawie:

- a) corocznych analiz kontrolnych wykonywanych przez laboratorium B.P. i U. T. B.U. „Balneoprojekt”,
- b) stacjonarnych badań własnych.

Numer ujęcia	Okres badań		Liczba pomiarów	Zawartość dwutlenku węgla				
				min	śr.	max	Mediana	Odchylenie standardowe
				mg/dm ³				
1	a	1956 - 2000	38	59	134	528	123	87
	b	1998 - 2000	6	154	241,2	275	252,2	
2	a	1961 - 2000	6	160	476	616	514	
	b	1998 - 2000	31	345,2	522	679,7	500	80,1
3	a	1961 - 1981	2	79	170	260		
	b	1998 - 2000	3	281	316,7	357		
4	a	1989 - 2000	3	460	559	696		
	b	1998 - 2000	11	422,5	583,4	749,3	601,9	107,1
4a	a	1998 - 2000	2	500	638	776		
	b	1998 - 2000	46	419	678,1	844,6	685,7	102,9
4b	a	1989 - 2000	6	616	703	818	674,5	
	b	1998 - 2000	45	672,6	784,2	969,6	764	80,1
5-ps	a	1967 - 2000	58	100	362	600	421,5	176,18
	b	1998 - 2000	4	235,4	309,3	500		
5-pd	a	1967 - 1976	226	322	871	1268	950	296,1
6	a	1967 - 2000	17	132	566	1046	572	224,6
	b	1998 - 2000	44	597,5	788,6	939,1	803,6	96,7
7M	a	1998 - 2000	3	286	405	476		
	b	1998 - 2000	34	286	507,9	681	473,6	109,9
10R	a	1987 - 2000	3	352	455	612		

Ilość gazu w wodzie zmienia się w zależności od głębokości ujętego poziomu wodonośnego, tj. wzrasta wraz z głębokością ujęć. I tak wody najpłytszego horyzontu ujęte studniami nr 1 i 3 zawierają średnio 134-170 mg CO₂/dm³.

W środkowym poziomie wodonośnym udostępnionym studniami nr 2, 4, 4a, 4b, 5-ps, 6 i 7M ilość gazu waha się średnio od około 360 do około 700 mg/dm³ przy maksymalnej ilości około 1000 mg/dm³. Ujęty odwiertem nr dolny poziom (5-pd), cechuje się obecnością CO₂ w ilości do około 1300 mg/dm³.

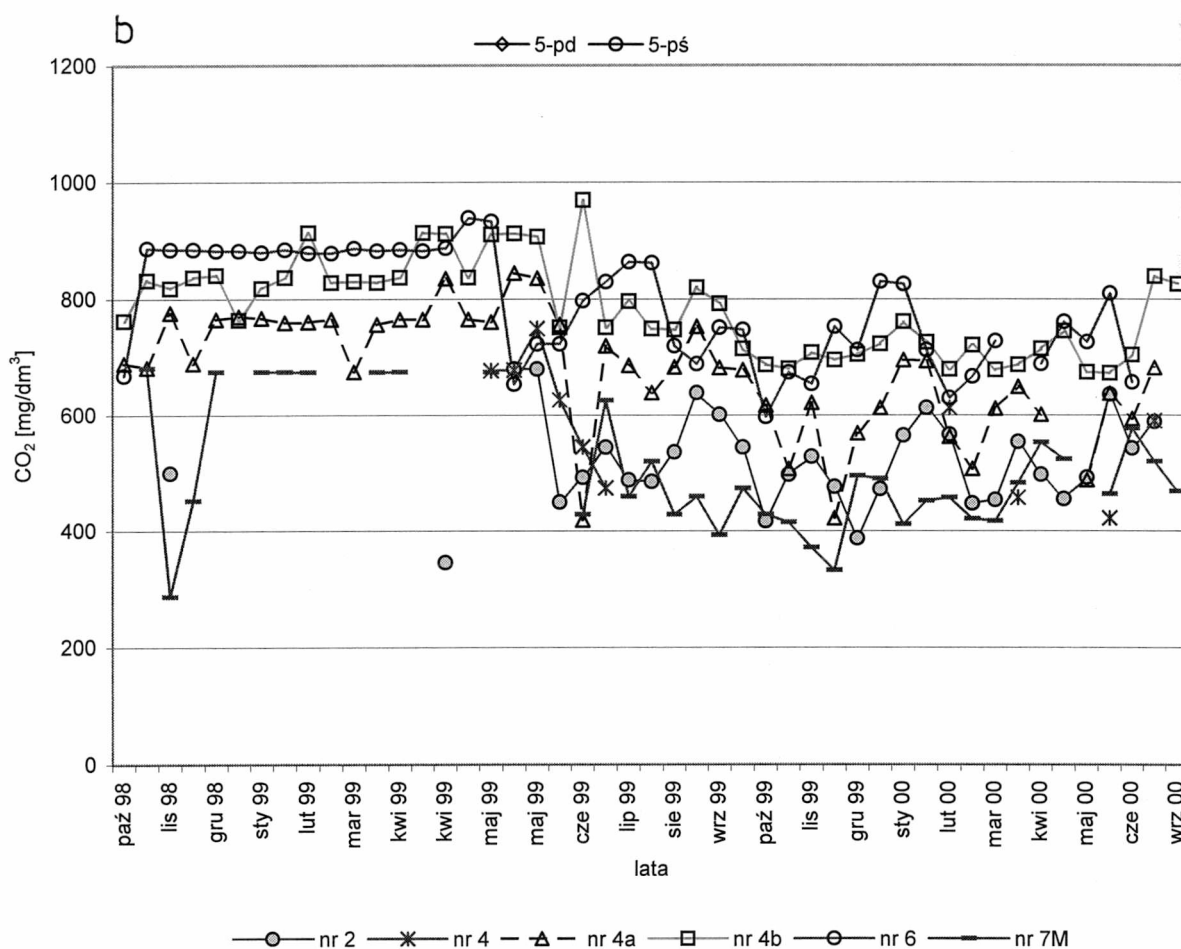
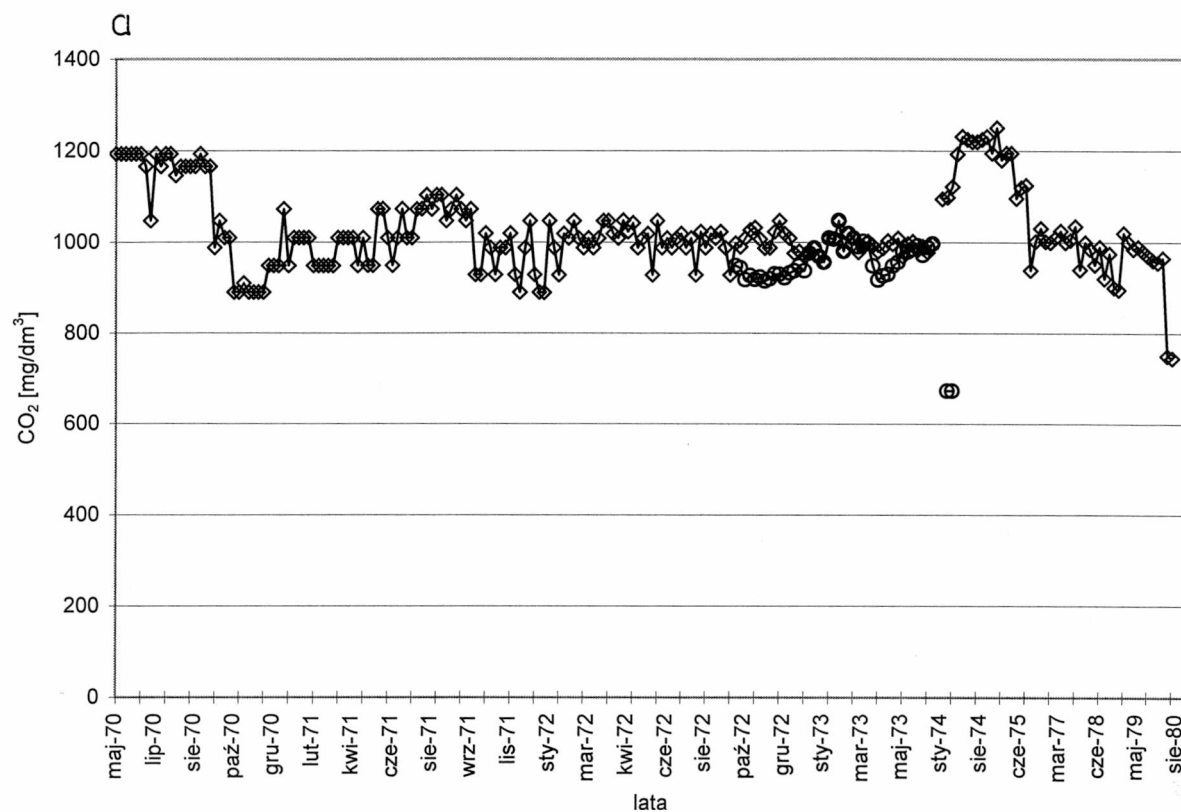
Przytoczone dane pochodzą z rocznych analiz kontrolnych wód, obrazują więc zawartość gazu w wodzie tylko w momencie opróbowania ujęcia. Dlatego też można je traktować jedynie jako dane orientacyjne.

Dokładniej zmienność zawartości CO₂ w wodach Gorzanowa prześledzono na podstawie archiwalnych obserwacji stacjonarnych z lat 1970-1980 (ryc. 6.6a) oraz stacjonarnych badań własnych wykonywanych w okresie 1998-2000 r. (ryc. 6.6b).

Generalnie, wartości ilości CO₂ w wodzie poziomu dolnego oscylują w przedziale od 950 do 1100 mg/dm³. Maksymalne zmienności są rzędu 60 mg/dm³. Znaczne obniżenie, bo dwukrotnie większe od średniego, zanotowano w październiku 1970 roku. Ilość gazu wzrosła w styczniu 1971 roku i ponownie w grudniu tego roku obniżyła się do około 890 mg/dm³. W okresie wiosennym 1974 roku ilość CO₂ wzrosła do 1200-1250 mg/dm³. W takich ilościach notowano zawartość omawianego gazu przez rok, tj. do kwietnia 1975 roku, po czym ponownie obniżyło się do wartości około 1000 mg/dm³. Od lipca 1976 roku następowało sukcesywne obniżanie się zawartości CO₂. Najprawdopodobniej było to wynikiem połączenia się poziomów środkowego i dolnego w omawianej studni. Co prawda w początkowym okresie ówczesnych obserwacji można by dopatrywać się prawidłowości, że w okresach zimowych następuje wyraźny spadek ilości gazu w wodzie. Zwracali na to uwagę Dowgiałło i Kulikowska (1972), jednakże dalsze obserwacje tego nie potwierdziły.

Obecnie z powodu odizolowania poziomu dolnego, obserwacje stacjonarne nie były prowadzone. Autorka pragnie zauważyć, iż woda tego poziomu, ze względu na zawartość CO₂ w ilościach powyżej 1000 mg/dm³ jest szczawą i może być uznana za wodę leczniczą. Przypomnieć można, że w okresie od 1969 do 1985 roku omawiane wody uznawane były za lecznicze.

W tej samej studni, w poziomie środkowym obecność gazu w badaniach stacjonarnych systematycznie obserwowano dopiero od października 1972 roku, przy czym w maju 1970r. zanotowano około 900 mg/dm³. Ilość oznaczanego wówczas CO₂ wynosiła od 914 do



Ryc. 6.6. Zmienność zawartości CO₂ w wodach poszczególnych ujęć Gorzanowa.
a – ujęcie nr 5-pd i 5-ps z okresu 1970-1980, b – wyniki badań własnych

1500 mg/dm³ przy średniej wartości około 960 mg/dm³. Nie znaczy to, że wcześniej gazu w poziomie środkowym w ogóle nie było. Jak wykazują analizy kontrolne CO₂ był obecny w wodach tego poziomu w ilościach 600 mg/dm³. Własne obserwacje stacjonarne wykazują obecność CO₂ w wodzie studni nr 5-ps w ilościach średnio około 309 mg/dm³.

Podczas badań prowadzonych w latach siedemdziesiątych w ujęciu nr 6, mierząc gaz karatem, nie stwierdzano jego obecności w wodzie. Jednocześnie roczne analizy kontrolne podają, że CO₂ obecny był w wodzie w tym czasie w ilościach od 132 do maksymalnie 1046 mg/dm³. Badania własne natomiast wykazują zawartość CO₂ w zakresie od około 600 do około 940 mg/dm³. Zauważyć należy iż minimalne ilości gazu w studniach nr 5 i 6 zanotowano wiosną 1973. Takie ilości gazu w wodach z poziomu środkowego klasyfikują je do wód kwasowęglowych i szczaw.

W pozostałych studniach w latach 1956-2000 zaobserwowano występowanie CO₂ w ilości od około 59 (nr 1) do około 820 mg/dm³ (nr 4b).

Na podstawie badań własnych stwierdzić można, iż w najpłytszym horyzoncie wodonośnym występującym w Gorzanowie, CO₂ obecny jest w ilościach od 154 mg/dm³ (nr 1) do około 360 mg/dm³ (nr 3). Ponieważ w przypadku ujęcia nr 3, z przyczyn technicznych, woda do badań pobierana była ze zbiornika, a nie bezpośrednio ze studni, zatem uzyskane wyniki należy przyjąć jako zaniżone. Pod względem zawartości dwutlenku węgla, wody omawianego poziomu zaliczyć należy do wód zwykłych i kwasowęglowych.

Ujęte łącznie w studni nr 10R poziomy środkowy i dolny, cechują się zawartością CO₂ rzędu 350-600 mg/dm³, tak więc jest to woda kwasowęglowa.

Wody pozostałych studni (nr 2, 4, 4a, 4b, 7M) zawierają CO₂ w ilościach od około 290 mg/dm³ (nr 7M) do około 970 mg/dm³ (nr 4b).

Z przedstawionej analizy wynika, że CO₂ występuje w wodach wszystkich studni Gorzanowa, jednakże jego ilość w poszczególnych ujęciach jest zróżnicowana. Jest to zapewne wynikiem ujmowania różnych poziomów wodonośnych, indywidualnych pod względem reżimu. Wody płytszych poziomów (studnie nr 1 i 3) zawierają znacznie mniej CO₂ od wód poziomu środkowego (studnie nr 5-ps, 6, 7M) czy dolnego (studnia 5-pd). Uwzględniając zaangażowanie tektoniczne rejonu lokalizacji studni stwierdzić można, że szybciej odgazowują się płycej zalegające warstwy skalne.

Podkreślić należy, że dwutlenek węgla jest najważniejszym, niezależnym czynnikiem kształtującym zawartość jonów wodorowęglanowych w wodzie, a więc pośrednio i stopień zmineralizowania wody.

Na podstawie zmienności w czasie ilości omawianego gazu można sądzić, że dopływa on do poszczególnych studni w nieregularnych okresach. Związane jest to zapewne z aktywnością

strefy tektonicznej Pstrążna-Grzanów, wzdłuż której endogeniczny CO₂ przemieszcza się z głębszych partii litosfery (Fistek, 1977, 1989; Frech, 1912). Drogi doprowadzania omawianego gazu w rejon Gorzanowa schematycznie przedstawiono na ryc. 13.1.

Zgodnie z poglądami Kotarby (1988) CO₂ obecny w wodach niecki Śródsudeckiej i rowu górnej Nysy Kłodzkiej powstaje w wyniku jego emanacji z magmy uwięzionej w podłożu tych jednostek. Obecność ogniska magmowego związana jest z trzeciorzędowymi i młodoczwartorzędowymi procesami wulkanicznymi, które zaznaczyły się wylewami bazaltowymi między innymi w obrębie Masywu Śnieżnika. Wzdłuż rozłamów, uskoków oraz szczelin gazy wydobywające się z magmy przemieszczają się w rejony ujęć wód.

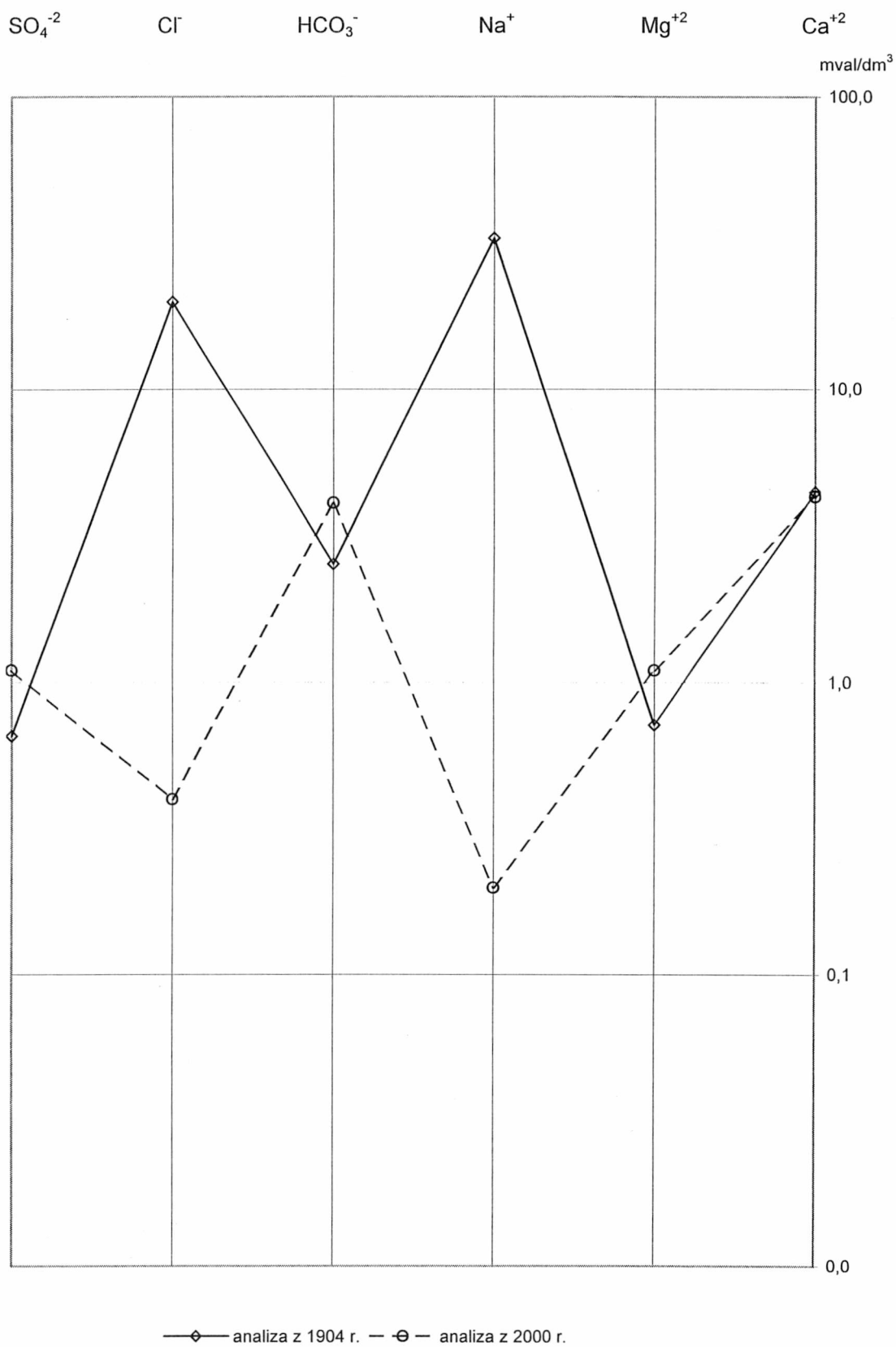
6.5. Skład chemiczny

Skład chemiczny wód kształtowany jest przez skład rozpuszczonych (zdysocjowanych i niezdisocjowanych) substancji występujących w wodzie. Do substancji tych zaliczane są gazy, składniki mineralne, substancje organiczne, biogeniczne i inne. Skład chemiczny wody decyduje o różnych jej właściwościach, przede wszystkim o właściwościach fizycznych, chemicznych i organoleptycznych (Kleczkowski i Rózkowski, 1997).

Różni autorzy proponują zróżnicowane podziały składników mineralnych (Alekin, 1956; Dowgiałło, 1969; Macioszczyk, 1987; Owczynn timer, 1963; Pazdro, 1983). Generalnie substancje, które występują w wodach podziemnych dzieli się na trzy grupy: makroskładniki, mikroskładniki i pierwiastki śladowe. Do pierwszej grupy zaliczane są pierwiastki powszechnie występujące w wodach podziemnych, uznawane za ich składniki główne. Zwykle stanowią one około 90% substancji rozpuszczonych. Drugą grupę stanowią pierwiastki występujące w wodach w ilościach podrzędnych, tj. poniżej 1 mg/dm³. Do trzeciej grupy zalicza się pierwiastki śladowe występujące w wodach wyjątkowo, w znikomo małych ilościach (rzędu mikrograma na dm³).

Analizy składu chemicznego wód gorzanowskich wykonywało i wykonuje nadal Laboratorium Balneochemiczne i Mikrobiologiczne Biura Projektów i Usług Technicznych Branży Uzdrawiskowej „Balneopojekt” w Szczawnie Zdroju.

Pierwsza analiza składu chemicznego wód Gorzanowa pochodzi prawdopodobnie z 1904 roku. Zbadano wówczas próbkę wody z ówczesnego źródła „Weber Quelle” (obecnie nr 1). Zawartości podstawowych jonów, które wówczas oznaczono, znacznie odbiegają od ilości współcześnie oznaczanych w tym ujęciu. W początkowym okresie eksploatacji była to woda typu HCO₃-Na. Obecnie woda ta wykazuje zupełnie odmienny od pierwotnego skład chemiczny i cechuje się typem HCO₃-Ca (ryc. 6.7).



Ryc. 6.7. Podstawowy skład jonowy wód z ujęcia nr 1; dane z okresu dostępnienia studni i ostatniej wykonanej analizy.

W latach sześćdziesiątych, kiedy wykonano w Gorzanowie dwa nowe odwierty (nr 5 oraz 6) i ujęto w nich wody mineralne oraz akrotopegi, rozpoczęto okres szczegółowych obserwacji złożeń. Analiza składu chemicznego wód wykazała, że najwyższą *mineralizacją* (1500-1700 mg/dm³) charakteryzują się wody dolnego poziomu wodonośnego ujęte w odwiercie nr 5 na głębokości 154-270 m p.p.t. (obecnie poziom odizolowany). Niższą mineralizację (od 600 do 1300 mg/dm³) wykazują wody środkowego horyzontu nawiercone w studniach nr 5, 6 i 7M na głębokościach odpowiednio: 68,8, 111,5 i 94,0 m p.p.t. Podobnym stopniem zmineralizowania cechują się wody studni nr 2, 4, 4a, i 4b (tab. 6.8). Mimo, że nie jest dokładnie znany profil tych odwiertów, to jednak na podstawie domniemanej ich głębokości (Fistek, 1972) i stopnia jej zmineralizowania można sądzić, że ujmują one ten sam, środkowy poziom wodonośny, który udostępniają odwierty nr 5, 6 i 7M. Ponieważ daleko posunięta korozja zarurowania studni przedwojennych doprowadziła do połączenia się poszczególnych poziomów, wody obecnie nimi wypływające wykazują niższą mineralizację w stosunku do wielkości mineralizacji wód ujętych w studniach młodszych (tj. nr 5, 6 i 7M).

Najniższą mineralizacją (400-600 mg/dm³), spośród omawianych, charakteryzują się wody wypływające w ujęciach nr 1, 3 i 10R.

Spśród *głównych* jonów kształtujących skład chemiczny wód złożeń gorzanowskiego najdłużej prowadzone są obserwacje zawartości jonów HCO₃⁻. Zmienność stężeń tego jonu była i jest oznaczana zarówno w rocznych analizach kontrolnych, jak i w ramach obserwacji

Tabela 6.8. Charakterystyka mineralizacji ogólnej [M] wód poszczególnych ujęć Gorzanowa na podstawie corocznych analiz kontrolnych wykonywanych przez laboratorium B.P. i U.B.U. „Balneoprojekt”.

Numer ujęcia	Okres badań	Liczba analiz	Mineralizacja ogólna				
			min	śr.	max	Mediana	Odchylenie standardowe
			mg/dm ³				
1	1956 - 2000	40	419,6	441,4	468,2	441,9	11,8
2	1961 - 2000	8	622,5	712,8	747		
3	1961 - 1981	4	388,7	430,7	464,7		
4	1989 - 2000	3	812,8	871,5	927,7		
4a	1998 - 2000	2	925	953,5	981,9		
4b	1989 - 2000	6	996	1017,9	1037,7		
5-ps	1967 - 2000	18	588,2	878,4	1269	901,9	176,9
5-pd	1967 - 2000	13	1573,1	1637,9	1725,2	1630,8	50,3
6	1967 - 2000	19	804,5	1135,6	1333,5	1161	139,2
7M	1998 - 2000	3	940	985,1	1057		
8	2000	1		1202			
10R	1987 - 2000	3	406,9	540,5	631,6		

stacjonarnych (jako jonu wskaźnikowego). Obserwacjami stacjonarnymi prowadzonymi w kresie V 1971 - VI 1973 objęte były studnie nr 5 i 6. Badania te prowadzono zgodnie z projektem przedstawionym przez Szarszewską (1969).

Wody gorzanowskie zawierają w swoim składzie od około 240 do około 1160 mg/dm³ jonów HCO₃⁻, przy czym średnia dla wszystkich ujęć wynosi 726 mg/dm³ (patrz tab. 6.4).

Analiza archiwalnych wyników obserwacji stacjonarnych pozwoliła poczynić spostrzeżenia co do zawartości jonu HCO₃⁻ w studniach nr 5 i 6.

Najmniejszą zmienność stężeń wodorowęglanów zaobserwowano w poziomie dolnym w studni nr 5. Wahania te dochodzą maksymalnie do 100 mg/dm³ przy średnich około 50 mg/dm³ w ciągu całego okresu obserwacji. Nieco większe zmienności stężeń HCO₃⁻ obserwowano w ujęciu nr 6. Notowano tam co prawda wahania rzędu 50 mg/dm³, jednakże w całym okresie badań stacjonarnych widoczne są dwie znaczne zmiany w ilości tego jonu. Pierwsza, kiedy to w październiku 1971 roku stężenie wodorowęglanów osiągnęło wartość 150 mg/dm³, natomiast druga w styczniu 1973 roku kiedy nastąpił bardzo gwałtowny wzrost HCO₃⁻ o około 250 mg/dm³ (ryc. 6.5).

Najbardziej zróżnicowane ilości wodorowęglanów obserwowano w poziomie środkowym ujętym w odwiercie nr 5. Średnie wahania są rzędu 100 mg/dm³. W maju 1971 roku nastąpił spadek ilości HCO₃⁻ w tym poziomie do około 315 mg/dm³ przy dotychczas notowanych średnich wartościach 400 mg/dm³. Następnie stopniowo stężenie omawianych jonów wzrastało, przy czym maksymalny wzrost bo aż o około 250 mg/dm³ zanotowano w październiku 1973 roku (ryc. 6.5).

W ujęciach tych w poszczególnych poziomach zaobserwowano, że fluktuacje zawartości jonów HCO₃⁻ występują wraz ze zmianami temperatury wody i ilości rozpuszczonego w wodzie CO₂. Niemniej jednak należy zwrócić uwagę, że stopniowy wzrost stężeń jonów wodorowęglanowych w wodach z ujęć nr 6 i 5-pś następuje wraz z sukcesywnym obniżaniem się ich temperatury. Zjawisko to najintensywniej następowało w okresie wczesnowiosennym i wiosennym 1973 roku. W tym samym czasie, w studni nr 5-pd obserwowano tylko wzrost częstotliwości niewielkich fluktuacji omawianych jonów.

Wyniki badań izotopu węgla w jonach HCO₃⁻ obecnych w wodach rowu górnej Nysy Kłodzkiej wskazują, że jony te mogą powstawać w wyniku ługowania węglanowego spoiwa skał osadowych, bądź wapieni krystalicznych. Niemniej jednak powstaje on także w wyniku reakcji CO₂ z minerałami skał krystalicznych (Dowgiałło, 1978).

Drugim rodzajem jonów występujących w znaczących ilościach w wodach złoza gorzanowskiego są jony chlorkowe (Cl⁻). Stężenia tych anionów wahają się od 3,55 mg/dm³

do 60,3 mg/dm³ przy średniej, dla wszystkich ujęć, wartości 22,66 mg/dm³ (średnia ze średnich miesięcznych). Największe ilości jonów chlorkowych obserwuje się w dolnym poziomie wodonośnym (37,2-60,3 mg/dm³), najmniejsze, bo tylko od 3,55 do 8,86 mg/dm³ w horyzoncie najpłytszym (tab. 6.9). Z zestawienia danych z wartościami tła dla Cl⁻ w wodach odwiertów i źródeł rowu górnej Nysy Kłodzkiej wynika, iż w studniach nr 5-ps, 5-pd, 6 i 7M stężenia omawianych jonów są wyższe od najczęściej notowanych na tym obszarze. Jedynie wody z otworów zlokalizowanych w strefach brachysynklinalnych zawierają więcej jonów chlorkowych niż szczawy Gorzanowa (ryc. 5.8). Jak wynika z ryc. 5.7, szczawy Polanicy Zdroju charakteryzują się znacznie mniejszym względnym udziałem Cl⁻ w ich składzie jonowym.

Jak podaje Gierwielaniec (1998) obecność jonów chlorkowych w wodach rowu Nysy Kłodzkiej tłumaczyć należy procesami wietrzenia łupków łuszczkowych i chlorytowych budujących podłoże rowu i wchodzących w skład sąsiadujących z nim jednostek metamorficznych.

Zauważono, że w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej w źródłach i odwiertach zlokalizowanych w rejonach zaangażowanych tektonicznie występują wody o wyższych stężeniach chlorków w stosunku do pozostałych obszarów rowu (ryc. 5.6) (Bank „HYDRO”; Grzegorzczak i in., 1993; Mroczkowska, 1995). Uwagę na ten fakt zwrócił również Kowalski (1980) analizując źródła Gór Stołowych. Podobną sytuację zauważyli Adamczyk i in. (1979) w rejonie Olkusza. Sądzić więc można, że strefy uskoku są drogami wynoszenia chlorków z krystalicznego podłoża kredy. Zważywszy na to, iż w Gorzanowie wraz z głębokością ujętego poziomu wzrasta stężenie jonów chlorkowych (ryc. 6.8) przytoczona hipoteza nie jest bezpodstawną.

Ostatnim z grupy głównych anionów występujących w wodach podziemnych są jony siarczanowe (SO₄⁻²). Z danych Mroczkowskiej (1995) wynika, że w źródłach rowu Nysy jony SO₄⁻² obecne są w ilościach od 12,8 do 55 mg/dm³, w odwiertach natomiast od 5 do 79 mg/dm³ (tab. 5.2). Z zestawienia analiz chemicznych wód gorzanowskich wynika, że w badanych ujęciach podane wartości mieszczą się w tych granicach; stężenia jonów siarczanowych w wodach Gorzanowa zawierają się w przedziale od 4,56 mg/dm³ - w najpłytszym horyzoncie (studnie nr 3), do 67,2 mg/dm³ - w dolnym poziomie wodonośnym (studnia nr 5-pd). Zatem wraz z głębokością ujętego poziomu wzrasta ilość tych jonów. Sądzić więc można, że do wód gorzanowskich jony SO₄⁻² dostają się wraz z wodami mineralnymi systemu głębokiego krążenia.

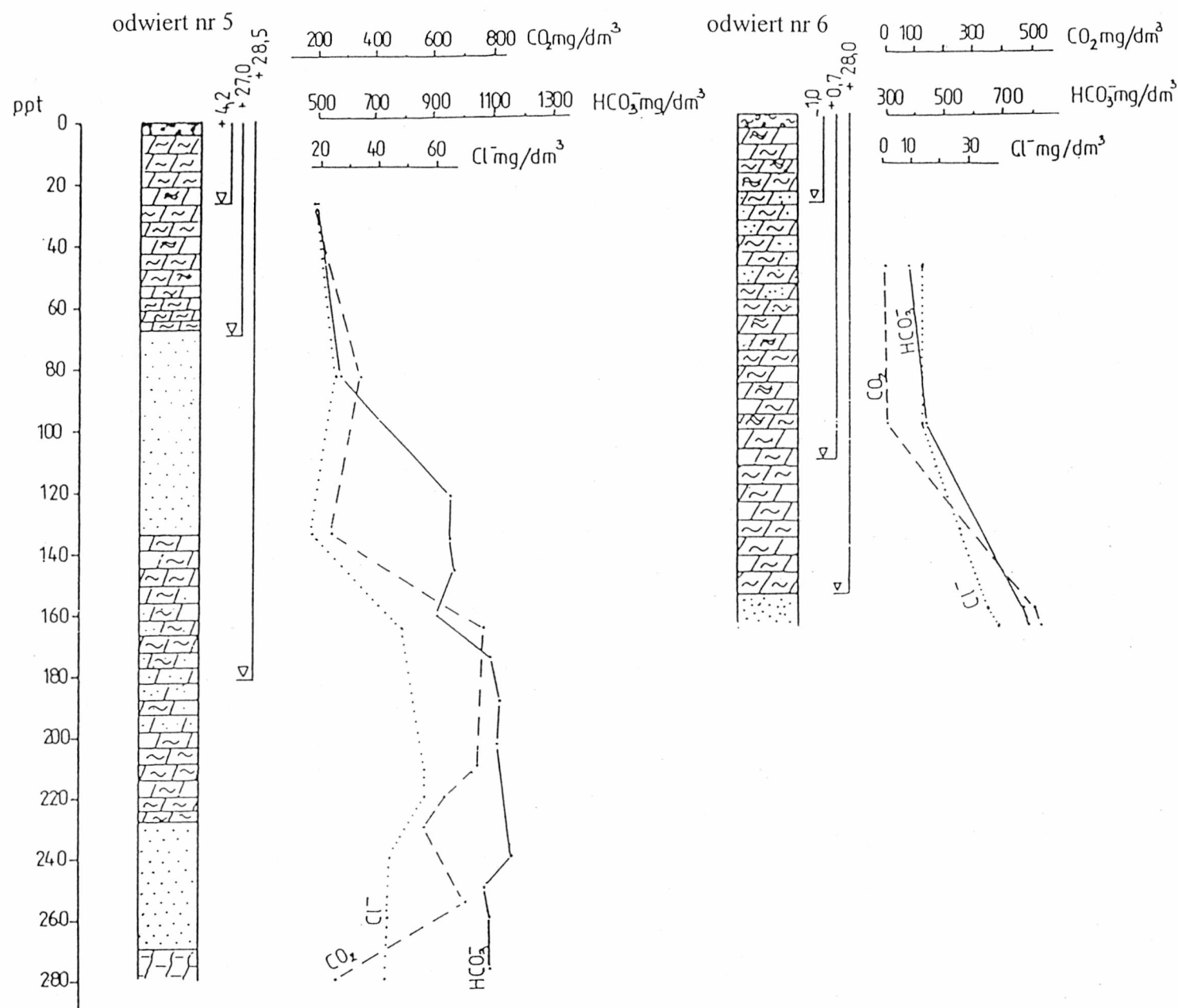
Jony Ca⁺² (obok z HCO₃⁻) stanowią główny składnik wód omawianego złoża. Ich stężenia w najpłytszym horyzoncie ujętym w Gorzanowie wahają się w przedziale od 68,6 do około

Tabela 6.9. Podstawowe statystyki głównych jonów zawartych w wodach poszczególnych ujęć Gorzanowa oraz równania zależności mineralizacji ogólnej wody od zawartości tych jonów (sporządzono na podstawie rocznych analiz kontrolnych).

* - wartości statystycznie nieistotne

Numer ujęcia	Okres badań	Liczebność analiz	Symbol jonu	min	śr.	max	Mediana	Odchylenie standardowe	zależność y = f (M)	R Współczynnik korelacji
				mg/dm ³					mg/dm ³	
1	1956 - 2000	40	HCO ₃ ⁻	237	262,7	282	263	9,48	y = 0,5361x + 26,613	0,67 0,228*
		42	SO ₄ ⁻²	13,3	43	52,9	45,35	9,19		
		39	Cl ⁻	3,55	11,49	16,6	12,05	2,21	y = 0,1887x + 3,3168 y = 0,0652x - 17,045	0,555 0,455
		42	Ca ⁺²	68,6	86,69	95,3	86,9	3,85		
		39	Mg ⁺²	7,6	11,8	14,7	11,9	1,67		
		39	Na ⁺	3,7	5,3	14,3	5	1,56		
2	1961 - 2000	9	HCO ₃ ⁻	482,2	490,5	504,8	487,65	9,12	y = 0,3262x - 216,56	0,539* 0,381* 0,404* 0,3* 0,617* 0,85
		8	SO ₄ ⁻²	27,2	34,4	37	35,4	3,33		
		8	Cl ⁻	10,5	12,3	14,9	12,4	1,34		
		8	Ca ⁺²	132,52	136,4	142,3	134,9	3,86		
		8	Mg ⁺²	13,3	14,13	15	14,1	0,59		
		8	Na ⁺	19	19,81	21	20	0,81		
3	1961 - 1981	4	HCO ₃ ⁻	251,703	267,7	292,5	263,29	19,71		
		3	SO ₄ ⁻²	4,56	43,39	55,6	40	10,92		
		3	Cl ⁻	7,1	7,92	8,86	7,8	0,89		
		3	Ca ⁺²	75,4	83,31	94,37	80,16	9,87		
		3	Mg ⁺²	3,76	7,26	10,7	7,31	3,47		
		3	Na ⁺ +K	4,5	17,65	40,7	7,75	20,03		
4	1989 - 2000	6	HCO ₃ ⁻	555	596,78	628	607,34	37,63		
		6	SO ₄ ⁻²	21,7	29,2	37,8	28,4	8,23		
		6	Cl ⁻	17,7	19,29	21,28	18,9	1,82		
		6	Ca ⁺²	151,2	159,3	166	160,83	7,51		
		6	Mg ⁺²	14,1	16,73	19,2	16,89	2,55		
		6	Na ⁺	29	31	34	30	2,65		
4a	1998 - 2000	2	HCO ₃ ⁻	650	657	664	657	9,9		
		2	SO ₄ ⁻²	34,57	39,19	43,8	39,19	6,53		
		2	Cl ⁻	21,28	21,29	21,3	21,29	0,014		
		2	Ca ⁺²	180,9	181,55	182,2	181,55	0,92		
		2	Mg ⁺²	14	15,25	16,5	15,25	1,7		
		2	Na ⁺	34,4	35,3	36,2	35,3	1,27		

4b	1989 - 2000	6	HCO ₃ ⁻	677,53	687,7	691,2	689,6	5,28	y = 0,4946x - 453,48 y = -0,0773x + 98,966 y = 0,4572x - 274,65	0,84*
		6	SO ₄ ⁻²	42,18	49,65	60,8	45,85	8,83		0,962
		6	Cl ⁻	18,9	20,21	22,16	20	1,33		0,961
		6	Ca ⁺²	182,5	190,79	200	189	7,82		0,98
		6	Mg ⁺²	18,9	21,24	23,5	21,61	2,04		0,729*
		6	Na ⁺	29	29,9	30,6	30	0,52		0,708*
5-ps	1967 - 2000	19	HCO ₃ ⁻	370,7	562,01	830	568	124,41	y = 0,6901x - 33,553	0,999
		17	SO ₄ ⁻²	23	44,34	59,5	47,2	9,13	y = 0,0354x - 3,0473 y = 0,1344x + 31,02 y = 0,0139x + 7,8228 y = 0,0972x - 43,37	0,392*
		16	Cl ⁻	14,15	28,22	42,4	30,97	8,86		0,95
		17	Ca ⁺²	108,5	149,24	206,3	152,7	26,84		0,99
		17	Mg ⁺²	9,4	19,99	29,12	20	5,26		0,675
		16	Na ⁺	15,5	41,66	78	43,6	18,27		0,995
5-pd	1967 - 1976	14	HCO ₃ ⁻	1063,5	1098,78	1158,33	1085,9	30,61	y = 0,6341x - 61,684 y = 0,1354x - 123,94	0,931
		13	SO ₄ ⁻²	27,5	54,78	67,2	56	10,14		0,328*
		13	Cl ⁻	37,2	48,8	60,27	49,5	6,81		0,29*
		13	Ca ⁺²	247,1	247,9	289,2	278,5	12,95		0,216*
		13	Mg ⁺²	19	22	28,2	21,6	2,72		0,248*
		13	Na ⁺	75,2	97,09	120	97,5	11,05		0,647
6	1967 - 2000	20	HCO ₃ ⁻	535,6	753,4	873,4	767,5	85,16	y = 0,6222x + 48,087	0,993
		18	SO ₄ ⁻²	25	43,87	65,02	46,96	11,09	y = 0,0607x - 24,387	0,729
		18	Cl ⁻	19,3	34,5	44,33	37	7,72	y = 0,052x - 24,086	0,916
		18	Ca ⁺²	141,2	186,11	211,6	190,39	18,52	y = 0,1317x + 38,255	0,944
		18	Mg ⁺²	15,23	23,6	28,55	23,9	3,93	y = 0,014x + 7,9393	0,467
		18	Na ⁺	27,6	57,6	85,4	60,5	17,19	y = 0,1109x - 67,661	0,903
7M	1998 - 2000	3	HCO ₃ ⁻	608,78	640,1	689,74	621,8	43,47		
		3	SO ₄ ⁻²	47,94	51,78	53,7	53,7	3,33		
		3	Cl ⁻	31,9	33,68	36,35	32,8	2,35		
		3	Ca ⁺²	150,3	159,12	168,17	158,9	8,94		
		3	Mg ⁺²	22,3	23,36	24,32	23,46	1,01		
		3	Na ⁺	53	57,47	67,4	53	8,61		
10R	1987 - 2000	3	HCO ₃ ⁻	259,6	353,03	433,38	366,11	87,63		
		3	SO ₄ ⁻²	23,3	31,13	45,6	24,5	12,54		
		3	Cl ⁻	9,94	11,58	12,41	12,4	1,42		
		3	Ca ⁺²	72,9	98,71	117,5	105,7	23,12		
		3	Mg ⁺²	9,11	13,37	16,89	14,1	3,94		
		3	Na ⁺	6,9	11,1	13,5	12,9	3,65		



Ryc. 6.8. Zgeneralizowane profile hydrogeochemiczne rejonu Gorzanowa (na podstawie Biela i in., 1967).

95 mg/dm^3 . Wody poziomu środkowego zawierają od 108,5 do 211 mg/dm^3 . Poziom dolny cechuje się ilościami jonów Ca^{+2} z przedziału 247-289 mg/dm^3 . Wynika stąd, że podobnie jak w przypadku jonów HCO_3^- , stężenia omawianych jonów wapniowych w poziomach środkowym i dolnym, we wszystkich ujęciach przewyższają wyznaczone wartości tła (patrz tab. 5.2). Jon ten, podobnie jak jony wodorowęglanowe, dostaje się wód w wyniku ługowania węglanowego spoiwa osadów kredy.

Kationy sodowe (Na^+) zaliczane również do grupy jonów głównych, obecne są w złożu Gorzanowa w ilościach od 3,7 do 120 mg/dm^3 przy czym największe stężenia omawianych jonów stwierdzono w poziomie dolnym (75-120 mg/dm^3). Analiza względnych udziałów jonowych wykazała, że jony sodowe stanowią w poziomie dolnym od 17 do 27% (studnia nr 5-pd) kationów, natomiast w poziomie środkowym (studnie nr 2, 4, 4a, 4b, 5-pś, 6 i 7M) od 9 do 23% (tab. 6.10). Wynika z tego, że można te wody określić jako wodorowęglanowo-wapniowo-sodowe. Podwyższone ilości jonu Na^+ w wodach Gorzanowa wiązać należy z dopływem do złoża wzbogaconych w ten jon wód systemu głębokiego krążenia.

W tych drugich obecność jonu sodu wynika z szeregu procesów chemicznych zachodzących w wyniku wzajemnego oddziaływania skał i krążącej w nich wody (w tym wypadku rozkładu i ługowania skałeni - plagioklazów oraz procesów wymiany jonowej).

Jon magnezowy (Mg^{+2}) jest ostatnim kationem z grupy głównych jonów kształtujących chemizm wód podziemnych. W wodach źródeł i odwiertów rejonu rowu górnej Nysy jony Mg^{+2} najczęściej występują w ilościach od 13 do 27 mg/dm^3 .

Wody gorzanowskie, generalnie, cechują się stężeniami jonów magnezowych w ilościach nie przekraczających wartości wyznaczonego tła dla omawianego jonu. Tylko wody ujęte w studniach nr 5 i 6 wykazują nieznacznie, rzędu 2-3 mg/dm^3 , wyższe od pozostałych ujęć stężenia Mg^{+2} . Analiza względnych stosunków jonowych wykazała, iż w przypadku studni ujmujących najpłytszy poziom wód, jony magnezowe stanowią do 23% w składzie głównych jonów. Zgodnie więc z zasadami klasyfikacji wód, należałoby je określać jako wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe, mimo faktycznej ilości jonów Mg^{+2} są rzędu połowy wartości wyznaczonych jako tło.

Jon ten pochodzić może z marglistych osadów kredy jak i z ługowanych wapieni krystalicznych. Prawdopodobne dopływy do złoża gorzanowskiego wód krasowych z Pasma Krowiarek (patrz rozdz. 11.2 i 13) mogą powodować wzrost stężeń jonu magnezowego.

Spośród *podrzędnych* składników wód podziemnych, w wodach Gorzanowa w największych ilościach występują jony NO_3^- , Fe^{+2} , Mn^+ oraz H_2SiO_3 (tab. 6.11). Stężenia jonów żelazawych w wodach gorzanowskich, za wyjątkiem studni nr 1, 8 i 10R, przekraczają wartości tła dla źródeł. Przekroczenie wyznaczonych zakresów tła jonów Fe^{+2} dla otworów (patrz tab. 5.2) zaobserwowano w studniach nr 5, 6, 4b i 3. Ilości jonów żelazawych w wodach z odwiertów nr 5-pd i 6 są na tyle wysokie (25,2-48 mg/dm^3), że można te wody określić jako wody swoiste żelaziste. Uważa się, że w przypadku wód ze studni nr 3, podwyższone ilości żelaza (maksymalnie 10,7 mg/dm^3) spowodowane są czynnikami technicznymi (okresowa tylko

Tab. 6.10. Podstawowy skład chemiczny wód Gorzanowa przedstawiony w skróconym zapisie Kurlowa;
ujęcia uszeregowano według malejącej mineralizacji wód; zawartość poszczególnych jonów w % mval, M i zawartość CO₂ w g/dm³.

Numer ujęcia	Okres obserwacji	Liczba analiz	Zakresy zmienności mineralizacji i zawartości głównych jonów	Skrócony zapis Kurlowa na podstawie analizy z 2000 r.	Udział wód słabozmineralizowanych wg rozdz. 7 [%]
5-pd	1967-1976	14	$\text{CO}_2^{0,3-1,2} \text{M}^{1,6-1,7} \frac{\text{HCO}_3^{86-90} \text{Cl}^{5-8} \text{SO}_4^{3-7}}{\text{Ca}^{61-73} \text{Na}^{17-24} \text{Mg}^{7-11}}$		2,5 - 12,5
6	1967-2000	17	$\text{CO}_2^{0,1-1,1} \text{M}^{0,8-1,3} \frac{\text{HCO}_3^{85-90} \text{Cl}^{5-8} \text{SO}_4^{4-8}}{\text{Ca}^{61-70} \text{Na}^{11-23} \text{Mg}^{9-16}}$	$\text{CO}_2^{0,7} \text{M}^{1,2} \frac{\text{HCO}_3^{86} \text{Cl}^8 \text{SO}_4^7}{\text{Ca}^{63} \text{Na}^{22} \text{Mg}^{13}}$	25 - 55
5-ps	1967-2000	19	$\text{CO}_2^{0,1-0,7} \text{M}^{0,6-1,3} \frac{\text{HCO}_3^{83-89} \text{SO}_4^{5-13} \text{Cl}^{5-8}}{\text{Ca}^{60-80} \text{Na}^{9-24} \text{Mg}^{7-23}}$	$\text{CO}_2^{0,5} \text{M}^{0,9} \frac{\text{HCO}_3^{84} \text{SO}_4^9 \text{Cl}^8}{\text{Ca}^{66} \text{Na}^{19} \text{Mg}^{14}}$	36,4 - 67,5
8	2000	1		$\text{CO}_2^{0,0} \text{M}^{1,2} \frac{\text{HCO}_3^{96} \text{Cl}^3 \text{SO}_4^1}{\text{Na}^{97} \text{Ca}^1}$	31
7M	1998-2000	2	$\text{CO}_2^{0,5} \text{M}^{1,0-1,1} \frac{\text{HCO}_3^{83-84} \text{Cl}^{7-8} \text{SO}_4^{8-9}}{\text{Ca}^{63-65} \text{Na}^{19-22} \text{Mg}^{14-15}}$	$\text{CO}_2^{0,5} \text{M}^{1,0} \frac{\text{HCO}_3^{83} \text{Cl}^7 \text{SO}_4^9}{\text{Ca}^{65} \text{Na}^{19} \text{Mg}^{15}}$	38 - 45
4b	1989-2000	6	$\text{CO}_2^{0,7-0,8} \text{M}^{1,0} \frac{\text{HCO}_3^{86-88} \text{SO}_4^{7-10} \text{Cl}^{4-5}}{\text{Ca}^{73-76} \text{Mg}^{12-15} \text{Na}^{10}}$	$\text{CO}_2^{0,7} \text{M}^{1,0} \frac{\text{HCO}_3^{88} \text{SO}_4^7 \text{Cl}^5}{\text{Ca}^{73} \text{Mg}^{15} \text{Na}^{10}}$	42 - 45
4a	1998-2000	2	$\text{CO}_2^{0,5-0,8} \text{M}^{1,0} \frac{\text{HCO}_3^{88-89} \text{SO}_4^{6-7} \text{Cl}^5}{\text{Ca}^{74-76} \text{Na}^{13} \text{Mg}^{10-11}}$	$\text{CO}_2^{0,5} \text{M}^{1,0} \frac{\text{HCO}_3^{88} \text{SO}_4^7 \text{Cl}^5}{\text{Ca}^{74} \text{Na}^{13} \text{Mg}^{11}}$	43 - 47
4	1989-2000	3	$\text{CO}_2^{0,5-0,7} \text{M}^{0,8-0,9} \frac{\text{HCO}_3^{89-90} \text{SO}_4^{4-7} \text{Cl}^{5-6}}{\text{Ca}^{71-74} \text{Mg}^{11-14} \text{Na}^{11-13}}$	$\text{CO}_2^{0,5} \text{M}^{0,8} \frac{\text{HCO}_3^{89} \text{SO}_4^6 \text{Cl}^5}{\text{Ca}^{74} \text{Mg}^{12} \text{Na}^{12}}$	48,5 - 52
2	1961-2000	9	$\text{CO}_2^{0,5-0,6} \text{M}^{0,7-0,8} \frac{\text{HCO}_3^{87-88} \text{SO}_4^{8-9} \text{Cl}^{3-4}}{\text{Ca}^{74-76} \text{Mg}^{12-14} \text{Na}^{9-10}}$	$\text{CO}_2^{0,6} \text{M}^{0,7} \frac{\text{HCO}_3^{88} \text{SO}_4^8 \text{Cl}^4}{\text{Ca}^{75} \text{Mg}^{13} \text{Na}^{10}}$	57 - 60
10R	1998-2000	2	$\text{CO}_2^{0,4-0,6} \text{M}^{0,4-0,6} \frac{\text{HCO}_3^{82-89} \text{SO}_4^{6-9} \text{Cl}^{4-7}}{\text{Ca}^{70-74} \text{Mg}^{17-22} \text{Na}^{6-7}}$	$\text{CO}_2^{0,4} \text{M}^{0,4} \frac{\text{HCO}_3^{82} \text{SO}_4^9 \text{Cl}^7}{\text{Ca}^{70} \text{Mg}^{22} \text{Na}^6}$	63 - 78
1	1956-2000	38	$\text{CO}_2^{0,06-0,6} \text{M}^{0,4-0,5} \frac{\text{HCO}_3^{72-80} \text{SO}_4^{12-18} \text{Cl}^{4-7}}{\text{Ca}^{75-81} \text{Mg}^{14-20} \text{Na}^{4-5}}$	$\text{CO}_2^{0,1} \text{M}^{0,4} \frac{\text{HCO}_3^{72} \text{SO}_4^{19} \text{Cl}^7}{\text{Ca}^{76} \text{Mg}^{20} \text{Na}^4}$	73 - 77,5
3	1961-1981	3	$\text{CO}_2^{0,08-0,3} \text{M}^{0,4-0,5} \frac{\text{HCO}_3^{77-79} \text{SO}_4^{16-17} \text{Cl}^{4-6}}{\text{Ca}^{72-78} \text{Mg}^{17-20} \text{Na}^{4-6}}$		73,5 - 78

i krótkotrwała eksploatacja tej studni doprowadziła do rozwoju procesów korozji, a co za tym idzie, do zaawansowanego zniszczenia jej zarurowania).

W przypadku jonów Mn^{+} , podwyższone stężenia w stosunku do wyznaczonego tła wykazują wody z ujęć nr 5, 6 i 4. Natomiast maksymalne ilości kwasu metakrzemowego (H_2SiO_3) w wodach Gorzanowa wahają się w przedziale od 10,4 do 32 mg/dm^3 (tab.6.11). Obecność azotanów (NO_3^-) w największych dla omawianych wód ilościach obserwuje się w ujęciach nr 1

Tabela 6.11. Wybrane składniki podrzędne oraz pierwiastki śladowe występujące w wodach poszczególnych ujęć Gorzanowa.

Numer ujęcia	Okres badań	Zawartość składników podrzędnych											
		Fe ⁺²			Mn ⁺			NO ₃ ⁻			H ₂ SiO ₃		
		mg/dm ³											
		min	śr.	max	min	śr.	max	min	śr.	max	min	śr.	max
1	1956-2000	0,0	0,32	1,46		n.s.		0,6	4,13	8,95	1,95	11,6	20,8
2	1961-2000	3,4	3,87	4,7	0,1	0,23	0,4	0,05	0,14	0,3	9,1	12,2	13,7
3	1961-2000	0,13	0,5	10,7		n.s.			1,75		2,6	9,1	13
4	1989-2000	3,1	3,4	3,6	0,1	0,27	0,6	0,33	0,46	0,58	7,8	10,4	14,3
4a	1998-2000	3,1	3,43	3,76	0,1		0,1		0,13		9,1	9,75	10,4
4b	1989-2000	4,48	5,15	5,8	0,1	0,18	0,2	0,05	0,1	0,13	7,8	8,90	10,4
5-pś	1967-2000	0,05	1,3	4,5	0,09	0,17	0,3	0,19	0,54	1,4	10,4	14,9	20,8
5-pd	1967-1976	1,0	10,4	48	0,22	0,47	0,8		1,5		11	16,8	23,4
6	1967-2000	2,25	6	25,2	0,12	0,27	0,6	0,16	0,63	2,0	11,7	17,4	32
7M	1998-2000	0,46	0,67	0,79		n.o.		0,11	0,7	1,24	11,7	12,1	13
8	2000		1,75			n.o.			0,04			9,1	
10R	1987-2000	0,15	0,71	1,37				0,97	2,9	6,6		7,8	
Zawartość pierwiastków śladowych													
		Li	NH ₄	Sr	Ba	Pb	Ni	Cu	Zn	Al			
		mg/dm ³											
5-pś	1973	n.s.	śl.	0,75	0,13	śl.	śl.	0,01	0,05	0,03			
	1994-1997	<0,1	0,1	0,52-0,64	0,11-0,32								
5-pd	1973	n.s.	śl.	1,05	0,1	śl.	śl.	0,004	0,13	0,01			
6	1973	śl.	0,5	0,47	0,08	0,1	śl.	0,04	0,22	0,1			
7M	1998	<0,015			0,09	<0,01	<0,015	<0,005	0,007	<0,01			

n.s. - nie stwierdzono

n.o. - nie oznaczano

śl. - ilości śladowe

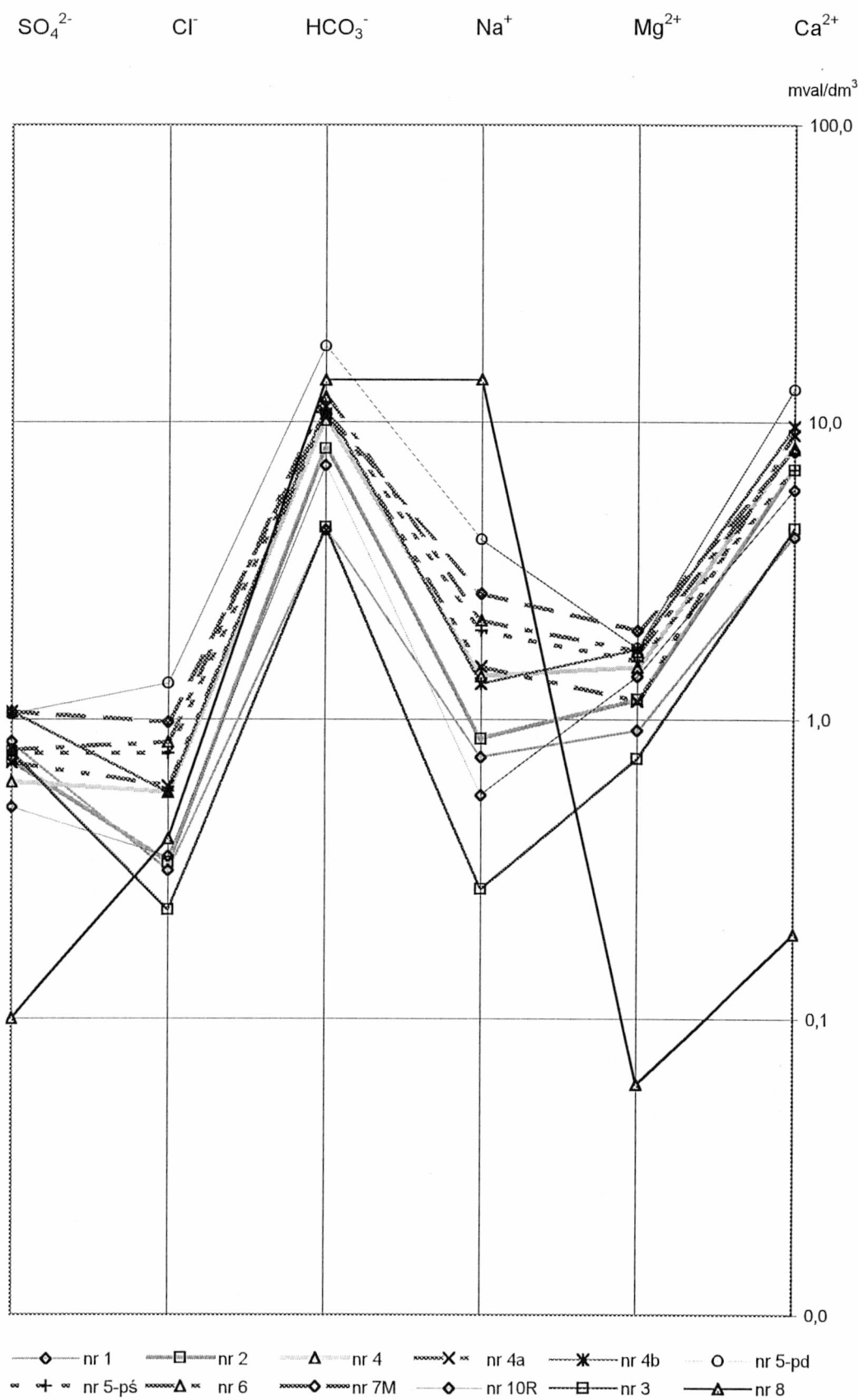
(max 8,95 mg/dm³) i 10R (max 6,6 mg/dm³). Największe wahania w stężeniach omawianego jonu występują w studni nr 1. Podkreślić należy, że w żadnym z ujęć gorzanowskich stężenie azotanów nie przekracza wartości tła wyznaczonych dla tego jonu w wodach podziemnych rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

Spośród pierwiastków występujących w wodach podziemnych i zaliczanych do grupy pierwiastków *śladowych*, w wodach złoża gorzanowskiego stwierdzono obecność Li, Ba, Sr, Cu, Zn oraz Al. Odpowiednie dane zestawiono w tab. 6.11.

W stosunkach jonowych wód złoża w Gorzanowie wśród anionów wyraźnie przeważają jony HCO₃⁻ (72-90% mval), natomiast wśród kationów jony Ca⁺² (60-80% mval) i Na⁺ (4-24% mval). Jon sodowy w niektórych ujęciach zastąpiony jest jonem Mg⁺² (7-23% mval). Wśród składników występujących w większości ujęć wymienić należy również jony SO₄⁻² (do 18%) (tab. 6.10). Na podstawie przedstawionych danych, wody złoża gorzanowskiego można określić jako wody typu HCO₃-Ca-(Na) (Mg). Obrazowo przedstawiono to na ryc. 6.9.

Aby zinterpretować skład głównych jonów wód złoża gorzanowskiego posłużono się jednym z najczęściej stosowanych diagramów hydrochemicznych - diagramem Schoellera. Za jego pomocą bezpośrednio można porównać skład chemiczny badanych wód przy jednoczesnym określeniu ich typu hydrochemicznego. Skonstruowano wykresy Schoellera na podstawie średnich arytmetycznych wartości stężeń poszczególnych jonów z różnych okresów prowadzenia badań. Prawdopodobnie nieco zniekształciło to faktyczny obraz składu jonowego w przypadku wód o znacznych wahaniami koncentracji jonów w czasie. Pomimo tego, w zestawieniu składu chemicznego wód widoczne jest podobieństwo wód wszystkich ujęć do siebie. Równoległe przesunięcia łamanych wzdłuż pionowej skali wynikają z procesu rozcieńczania omawianych wód (Mazor, 1991). Sam proces mieszania omówiono w następnym rozdziale, tutaj autorka pragnie zauważyć, że rozcieńczające wody słabo zmineralizowane bądź wody bezpośredniej infiltracji obniżają mineralizację ogólną, jednakże nie powodują zmiany typu wód.

Sugerując się podobieństwem kształtu linii łamanych obrazujących skład wód z poszczególnych ujęć wydzielono dwie grupy wód występujących w Gorzanowie. Pierwsza grupa to wody z ujęć nr 1, 2, 3, i 10R, w których względna zawartość jonu Mg⁺² jest wyższa od zawartości jonu Na⁺. Podobna zależność jest widoczna w przypadku jonów SO₄⁻² i Cl⁻. W przypadku wód ujętych studniami drugiej grupy: nr 4, 4a, 4b, 5, 6 i 7M, jony Na⁺ dominują nad jonami Mg⁺², natomiast zawartość jonu Cl⁻ - jeśli nie przewyższa ilości jonu SO₄⁻², to jest w przybliżeniu jej równa. Generalnie, wzrost zawartości poszczególnych jonów jest proporcjonalny do wzrostu ogólnej mineralizacji (tab. 6.12).



Ryc. 6.9. Średnie zawartości głównych jonów w wodach z poszczególnych ujęć Gorzanowa zestawione na diagramie Schoellera.

Tabela 6.12. Podział wód Gorzanowa na grupy chemiczne na podstawie zależności wielkości ich mineralizacji od zawartości wybranych jonów głównych
(sporządzono na podstawie wyników kontrolnych analiz składu chemicznego).

Grupa	Numery ujęć	Liczba danych	Jon	Zależność $y = f(M)$ [mg/dm ³]	Współczynnik korelacji R
1	1, 2, 3, 10R	56	HCO ₃ ⁻	$y = 0,7161x - 31,5$	0,989
		53	Cl ⁻	$y = 0,0212x - 0,3631$	0,866
		56	Ca ⁺²	$y = 0,1833x + 3,5592$	0,987
		53	Mg ⁺²	$y = 0,0201x + 0,5432$	0,879
2	4, 4a, 4b, 5, 6, 7M	67	HCO ₃ ⁻	$y = 0,6948x - 29,176$	0,998
		61	Cl ⁻	$y = 0,0356x - 7,5396$	0,928
		62	Ca ⁺²	$y = 0,139x + 31,926$	0,977
		62	Mg ⁺²	$y = 0,0181x + 0,6217$	0,844
		61	Na ⁺	$y = 0,0906x - 41,659$	0,954

Wspomnieć należy, że podobnego podziału wód na podrzędne grupy dokonano na podstawie wyników badań izotopowych.

Od omówionych powyżej wód bardzo odróżnia się woda ujęta studnią nr 8. Do charakterystyki tej wody wykorzystano jedyną wiarygodną, pełną analizę chemiczną wykonaną w ramach badań własnych. Jak wynika z ryc. 5.8 i 6.9 oraz tab. 6.10 jest to woda, w której składzie dominują jony HCO₃⁻ i Na⁺. Stosunki głównych jonów występujących w tej wodzie są prawie takie jak w wodach występujących w strefach przegłębień krystalicznego podłoża rowu górnej Nysy (patrz rozdz. 5.4).

Zróznicowany stopień zmineralizowania wód z poszczególnych ujęć wynikać może z wielu czynników. Na mineralizację badanych wód przede wszystkim wpływa litologia wodonośca i tektonika rejonu lokalizacji studni. Elementem ściśle związanym z zaangażowaniem i tektonika rejonu lokalizacji studni. Elementem ściśle związanym z zaangażowaniem tektonicznym rejonu ujęć są doprowadzane z głębi litosfery gazy, głównie CO₂ nadający wodom charakter szczaw i decydujący o ich wodorowęglanowym typie.

Możliwość zestawienia na diagramie Shoellera wielu analiz jednocześnie, wykorzystano do przedstawienia wód Gorzanowa na tle wybranych złóż szczaw i innych wód mineralnych Ziemi Kłodzkiej (ryc. 5.4).

Od tła wód zwykłych rowu górnej Nysy (ryc. 5.6), wody Gorzanowa wyróżnia typ chemiczny oraz obecność rozpuszczonego w nich CO₂. Zauważyć można, że główny typ chemiczny wód zmineralizowanych Gorzanowa jest bardzo zbliżony do typu chemicznego pozostałych złóż

szczaw rowu, tj. HCO_3^- - Ca (-Na). Jest to zrozumiałe zważywszy na fakt, iż wszystkie te wody zawierają CO_2 , który jak już wspomniano, jest czynnikiem wpływającym na formowanie się ich chemizmu. Jednocześnie stwierdzić można, że elementem który spośród szczaw wyraźnie wyróżnia złożę gorzanowskie, jest najwyższe stężenie jonów chlorkowych.

Rozdział 7. ZRÓŻNICOWANIE SKŁADU CHEMICZNEGO WÓD JAKO EFEKT MIESZANIA SIĘ

Zjawisko mieszania się wód złoża gorzanowskiego przedstawiono w odrębnej pracy (Kielczawa, 2001).

Jak wspomniano stopień zmineralizowania wód ulega zmianom w czasie. Zestawiając wyniki analiz chemicznych z całego okresu obserwacji, autorce udało się zaobserwować zależności pomiędzy ogólną mineralizacją wód a ilością poszczególnych jonów.

Mimo, iż skład chemiczny wody oraz stopień jej zmineralizowania uwarunkowane są szeregiem czynników geologicznych oraz procesów fizykochemicznych (rozpuszczanie, ługowanie, wymiana jonowa) to jednak ostateczny skład jonowy wody kształtuje się w wyniku mieszania się wód różnego pochodzenia. Problem mieszania się wód zróżnicowanych pod względem genetycznym i stopnia mineralizacji był przedmiotem prac Ciężkowskiego (1980, 1990), Ciężkowskiego i Szarszewskiej (1978), Dowgiałły (1980), Kozłowskiego (1997, 2000) i innych. Według Pazdry (1983) mieszanie się wód jest kontaktowaniem się wód występujących w różnych kompleksach wodonośnych w wyniku oddziaływania procesów geologicznych. W efekcie dochodzi do rozcieńczenia wód o wyższej mineralizacji wodami słabiej zmineralizowanymi lub odwrotnie. Jak podaje Macioszczyk (1987) przyczynami procesów mieszania się wód są czynniki decydujące o krążeniu wód podziemnych. Określane przez nią mieszanie jest współdziałaniem hydrogeologicznym wód różnego rodzaju. Wynika stąd, że efekty tego procesu mogą być dwojakie: hydrochemiczne (rozcieńczanie), bądź hydrogeochemiczne (zamiana minerałów innymi, wytrącanie się minerałów, rozpuszczanie i ługowanie skał). Aby scharakteryzować przebieg zjawiska mieszania zachodzącego w wodach złoża gorzanowskiego posłużono się metodą opracowaną przez Ogilviego (Owczynnukow 1963). Metoda ta, zastosowana po raz pierwszy w naszym kraju przez Ciężkowskiego i Szarszewską (1978), okazała się być najprostszą w analizie zjawiska mieszania oraz wyznaczaniu procentowego udziału składowych mieszaniny.

Panarello i in. (1998) omówili możliwości wykorzystania badań izotopowych w takich dziedzinach jak badania atmosfery, paleoklimatu, hydrogeologii systemów wód termalnych oraz mieszania się zróżnicowanych genetycznie wód.

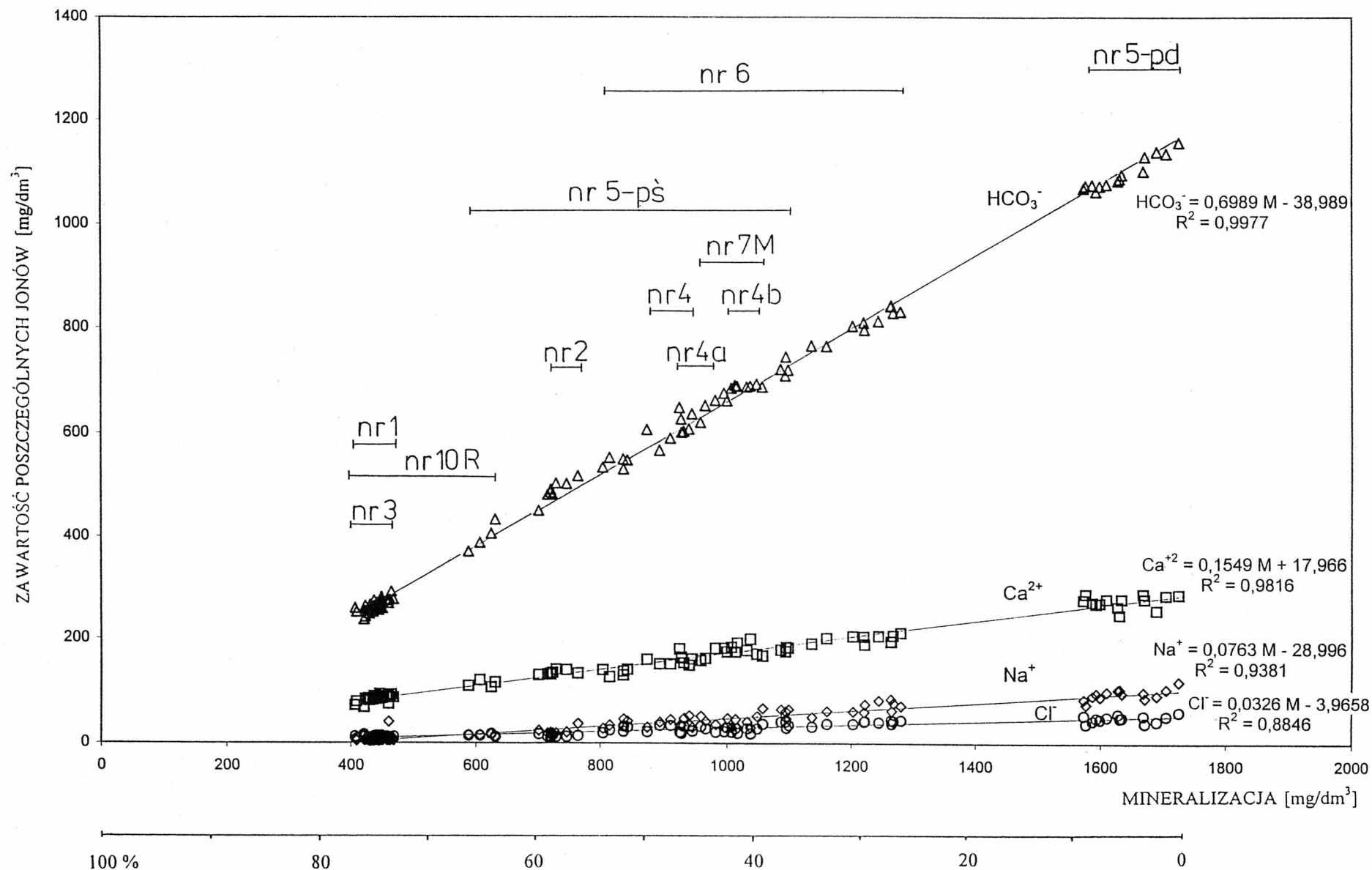
Mieszanie się różnych genetycznie wód potwierdzają wyniki badań składu izotopowego wód oraz zawartości w nich trytu (Ciężkowski, 1980, 1990, 1996a, 1996b, 1996c; Ciężkowski i in., 1992, 1999; Dowgiałło, 1980; Grabczak i Zuber, 1985; Kozłowski, 1997, 2000; Leśniak i Dowgiałło, 1986; Zuber i in., 1989, 1993, 1996, 1997).

Sama metoda opiera się na poglądzie, że jeżeli obserwowana woda powstaje w wyniku mieszania się dwóch wód charakteryzujących się różnym stopniem zmineralizowania, to zależność pomiędzy mineralizacją powstałej wody a zawartością poszczególnych jonów ma charakter liniowy. Zatem punkty obrazujące ilość określonego jonu w wodzie będącej efektem mieszania (rozcieńczania) powinny leżeć na prostej, bądź też blisko niej. Widoczne odchylenia punktów od prostych obrazujących proces rozcieńczania wód w poszczególnych ujęciach, wynikają ze zróżnicowania mineralizacji wód rozcieńczających dopływających do ujęć, jak również z niejednoczesnego opróbowania studni (Ciężkowski i Szarszewska 1978).

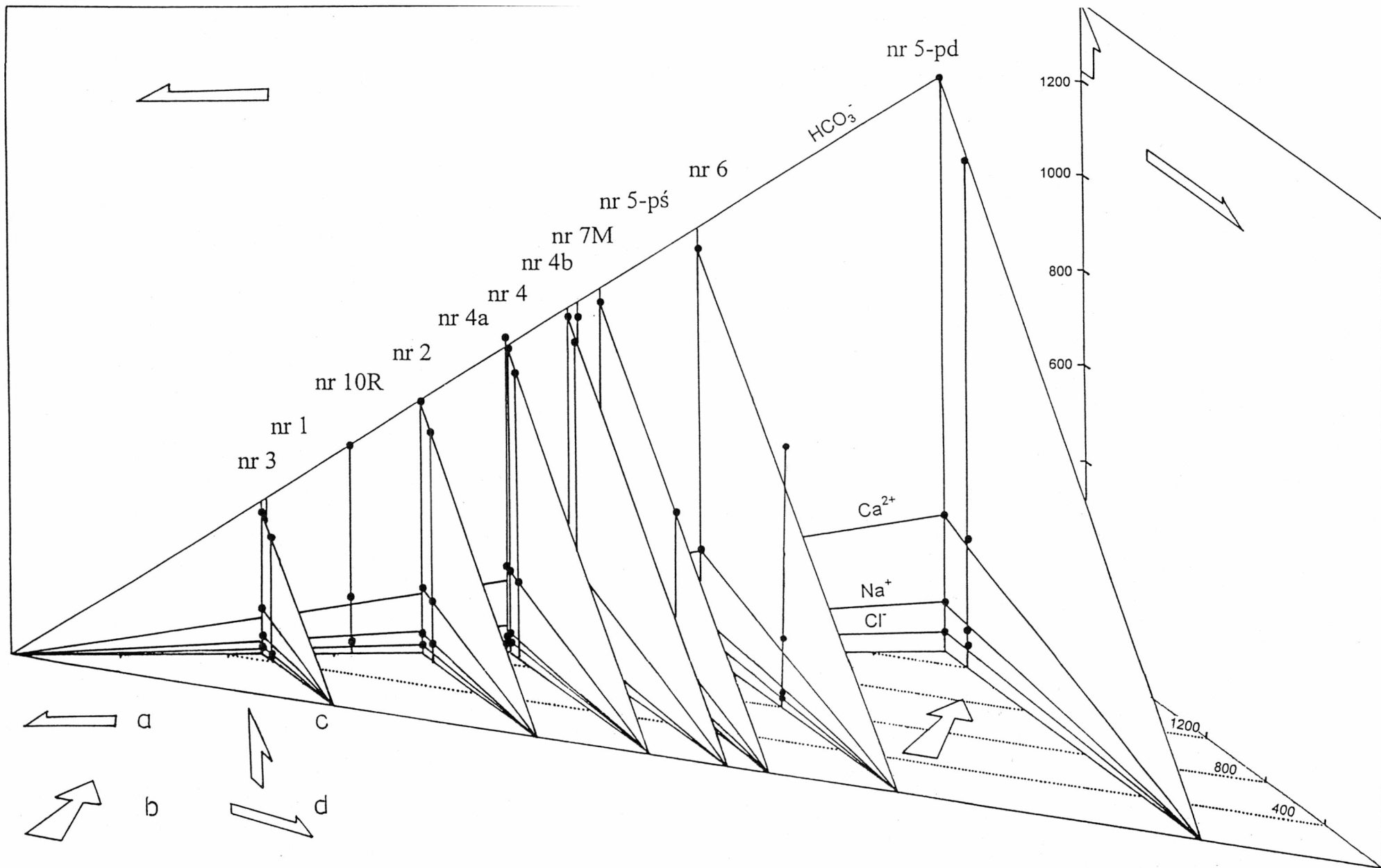
Aby zilustrować metodę autorka sporządziła wykres (ryc. 7.1) przedstawiający zależność pomiędzy mineralizacją ogólną w mg/dm^3 a zawartością wybranych głównych jonów w wodach z ujęć Gorzanowa. Umieszczając pod wykresem dodatkową, procentową skalę można określić ilościowo udział obu składowych mieszaniny. Odpowiednie wartości zestawiono w tab. 6.10.

Największy udział wód słabozmineralizowanych zaobserwowano w studniach nr 1, 3 (73-78%) i 10R (63-78%), najmniejszy w dolnym poziomie w studni nr 5 (2,5-12,5%). Wysoki procentowy udział wód słabo zmineralizowanych charakteryzuje również wody udostępnione studniami nr 2 (57-60%), nr 5-ps (67,5%). Wody wypływające w ujęciach nr 4, 4a, 4b, 6 i 7M stanowią mieszaninę w której zawartość wód słabo zmineralizowanych sięga około 50% (tab. 6.10). Przyjmując wodę ze studni nr 5-pd jako „czystą” wodę mineralną, ujęcia można uszeregować ze względu na stopień rozcieńczenia wód które z nich wypływają, od najmniej do najbardziej rozcieńczonych (tab. 6.10). Widoczne odchylenia punktów obrazujących zawartości poszczególnych jonów od prostych, charakteryzujących procesy mieszania i rozcieńczania wód (ryc. 7.2), wynikają z lokalnych zmienności warunków tektonicznych rejonu ujęć. Wpływ zmienności litologii skał zbiornikowych należy raczej pominąć zważywszy na jednolitość wykształcenia osadów kredowych w rowie Nysy, a tym bardziej na tak niewielkim obszarze, na którym zlokalizowane są omawiane ujęcia.

Kontrolna analiza składu chemicznego wody charakteryzuje tę wodę w momencie opróbowania ujęcia. Interpretacja danych z dłuższego okresu badań wykazuje, iż zachodzą wahania udziału składowej słabo zmineralizowanej. Na ryc. 7.1 zaznaczono zakresy zmienności mineralizacji wód poszczególnych ujęć Gorzanowa. Jak widać, najbardziej zmiennymi pod tym względem mineralizacji są wody z odwiertów nr 5-ps (około 30%) i nr 6 (około 20%). Większą stabilność mineralizacji obserwuje się w wodzie z poziomu dolnego ujętej w studni nr 5-pd.



Ryc. 7.1. Wykres Ogilwiego przedstawiający mieszanie się wód Gorzanowa (dodatkowa skala oznacza procentową zawartość wód słabo-zmineralizowanych w ujęciach).



Ryc. 7.2. Rozcieńczanie wód Gorzanowa według schematu przedstawionego przez Ciężkowskiego (1990); wszystkie one w mg/dm^3 .

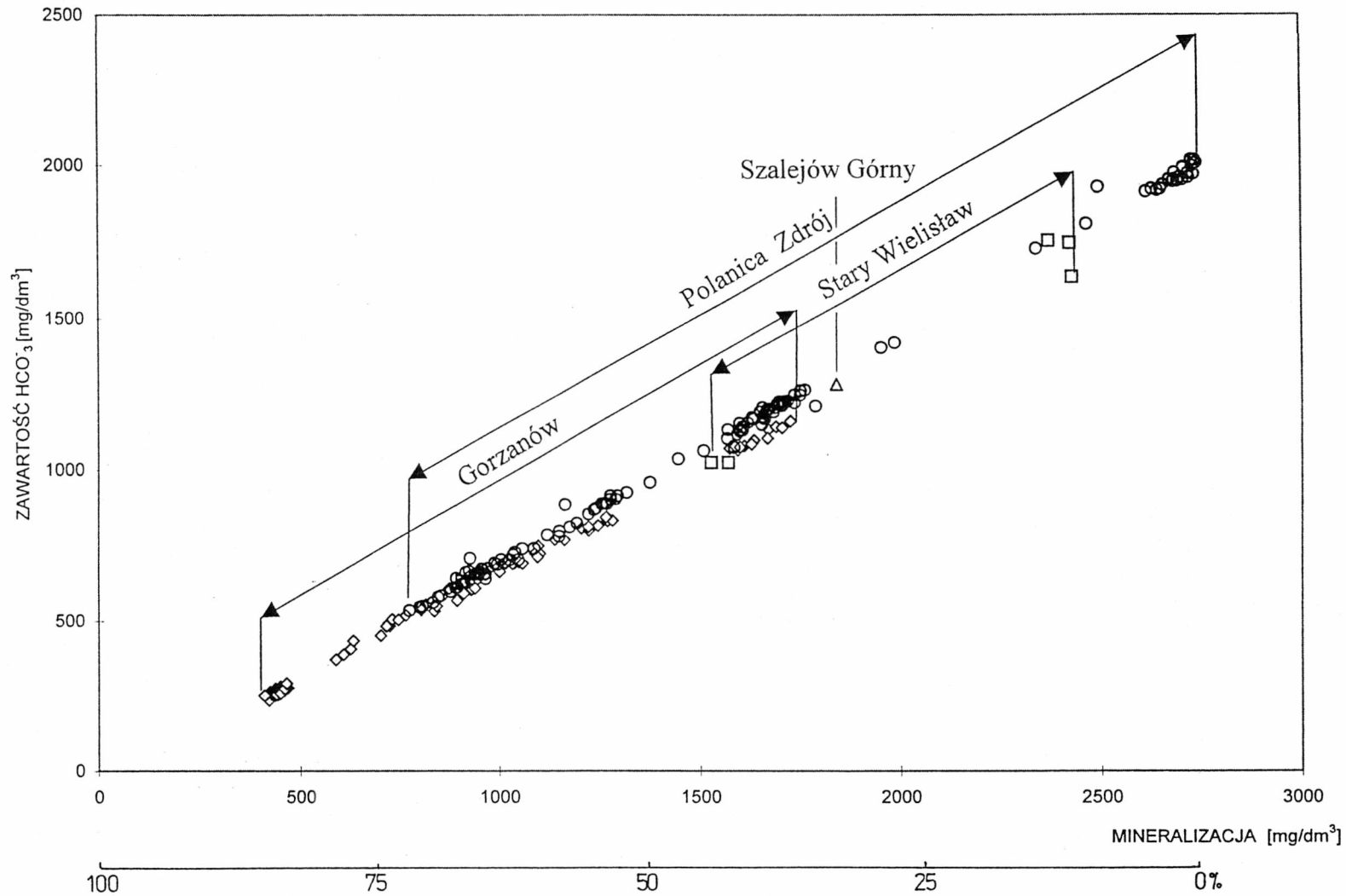
a – zmniejszanie się, w skali złoża, mineralizacji wody w ujęciach wskutek wzrostu udziału składowej słabozmineralizowanej, b – mineralizacja wód w poszczególnych ujęciach, c – zawartość poszczególnych jonów, d – rozcieńczanie wód w poszczególnych ujęciach.

Najmniejsze wahania mineralizacji widoczne są w ujęciach nr 2, 4, 4b (około 3%) oraz nr 1 i 3 (około 4%). Wynika stąd, że wody najbardziej rozcieńczone charakteryzują się najmniejszymi wahaniami ich mineralizacji, natomiast wody bardziej zmineralizowane wykazują większe fluktuacje tegoż parametru. Jest to zrozumiałe, zważywszy, iż w przypadku tych wód mineralizacja determinowana jest ilością jonów HCO_3^- . Z kolei obecność tych właśnie jonów w wodzie uwarunkowana jest ilością CO_2 . Tak więc zmineralizowane wody o charakterze szczaw wykazują większą zmienność mineralizacji co wynika bezpośrednio z fluktuacji ilości rozpuszczonego w nich CO_2 determinującego obecność i ilość jonów HCO_3^- .

Na fakt, iż zróżnicowanie proporcji mieszania się wód jest zmienne w czasie, zwrócili uwagę Ciężkowski i Szarszewska (1978) oraz Ciężkowski (1990). Podają oni, że w wyniku procesu mieszania się wód może dojść do zmiany typu hydrochemicznego wody w ujęciu. W efekcie woda będzie charakteryzowała się innym względnym składem jonowym niż w okresie odwiercenia i udostępnienia studni. Zjawisko takie obserwuje się w Gorzanowie w ujęciu nr 1. Analiza wykonana na początku XX wieku wykazała, iż woda zawierała duże ilości jonów chlorkowych ($707,6 \text{ mg/dm}^3$), sodowych ($756,2 \text{ mg/dm}^3$) i węglanowych ($740,3 \text{ mg/dm}^3$). Można ją było zaliczyć do wód typu $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$. Obecnie jest to woda charakteryzująca się typem $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. Materiały archiwalne nie zawierają danych na temat zawartości jonów Br^- i I^- . Prawdopodobnie oznaczeń takich wówczas nie wykonano. W związku z tym nie można jednoznacznie wypowiedzieć się na temat pochodzenia tej wody. Jednakże poczynione obserwacje wskazują, że rozwijająca się eksploatacja ujęcia spowodowała uruchomienie regionalnego systemu zasilania studni. Dopływ wód odmiennych hydrochemicznie spowodował w pierwszej fazie mieszanie, a następnie wymycie pierwotnych wód. Mogły to być wody synsedymencyjne zachowane w niewielkiej izolowanej strukturze w obrębie osadów górnokredowych.

Jak wcześniej wspomniano, w strefach brachysynklinalnych w rowie górnej Nysy Kłodzkiej występują charakterystyczne pod względem chemicznym wody wodorowęglanowo-sodowe (odwierty nr 1R, 6R, 7R, 11R) (patrz rozdz. 5.3). Odwierty udostępniające te wody nie są eksploatowane dzięki czemu nie obserwuje się znaczących zmian w ich stosunkach jonowych (Bank „HYDRO”). Niemniej jednak należy się liczyć, iż podobnie jak w Gorzanowie, w przypadku rozpoczęcia eksploatacji z czasem nastąpi wymycie pierwotnych, reliktowych wód.

Ryc. 7.3 przedstawia okonturowane pola wyznaczone przez wykresy mieszania sporządzone przykładowo na podstawie zawartości jonów wodorowęglanowych względem mineralizacji ogólnej dla miejscowości zlokalizowanych w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej, w których



Ryc. 7.3. Mieszanie się wód z wybranych źródeł szczaw rowu górnej Nysy Kłodzkiej wyznaczone na podstawie zmienności zawartości jonu HCO_3^- .

występują szczawy. Obraz jaki uzyskano świadczy o występowaniu we wszystkich tych miejscowościach takiej samej, liniowej zależności pomiędzy omawianymi parametrami. Stosunki podstawowych jonów w wodach tych miejscowości są zbliżone, wszystkie te wody cechują się typem $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. Zróżnicowanie zaznacza się jedynie w stopniu ich zmineralizowania. Wykres ten potwierdza tezę Ciężkowskiego (1990), że wody występujące w tych miejscowościach stanowią co prawda indywidualne złoża w obrębie jednej jednostki strukturalnej, jednakże są one na różnym etapie wykształcenia czy też uformowania. Traktując w tej analizie wody Polanicy jako najbardziej uformowane wody mineralne, okazuje się, iż złożo gorzanowskie jest najmniej „dojrzałym” spośród złóż wód kwasowęglowych i szczaw rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

Obecność domieszek wód infiltracyjnych w studniach Gorzanowa potwierdziły badania zawartości trytu (patrz rozdz. 9).

Geneza samego procesu mieszania w przypadku omawianych studni jest dwójakiego rodzaju. Z jednej strony jest to naturalny proces wynikający z budowy geologicznej, zaangażowania tektonicznego obszaru, na którym wykonano studnie, i hydrodynamiki złoża, z drugiej zaś jest wynikiem złego stanu technicznego ujęć poniemieckich.

Jak wykazują dane chemiczne, największy udział składowej mineralnej obserwuje się w poziomie dolnym w ujęciu nr 5. W wyższych poziomach „czysta” woda głębokiego krążenia w coraz mniejszym stopniu wpływa na kształtowanie się składu chemicznego wód wpływających w poszczególnych studniach (patrz tab. 6.10).

Rozdział 8. GENEZA WÓD

8.1. Wskaźniki hydrochemiczne

Interpretacja wyników analiz chemicznych wód wykonywana jest w celu dokonania klasyfikacji badanych wód, określenia ich typów hydrochemicznych, wyznaczenia trendów zmian stężeń głównych jonów decydujących o ich własnościach, a także w celu poznania genezy wód.

Jako metodę pomocniczą można wykorzystać w takich badaniach analizę wskaźników hydrochemicznych. Wskaźnikami tymi są niemianowane wielkości liczbowe wyrażające wzajemne stosunki ilościowe jonów lub grup jonów. Mogą być to stosunki wagowe lub równoważnikowe (wówczas przed wzorem wskaźnika umieszcza się symbol „r”). Najczęściej wykorzystuje się je w analizach regionalnych dla scharakteryzowania i/lub porównania wód różnych pod względem typu bądź genezy. Propozycje interpretacji najczęściej wyznaczanych wskaźników przedstawili Hem (1985), Macioszczyk (1987), Pazdro (1983). Ostatnio przegląd różnych wskaźników zaprezentowała Razowska (1999). Przykłady zastosowania analizy wskaźników hydrochemicznych znaleźć można w pracach: Ciężkowskiego i Kozłowskiego (1999), Ciężkowskiego i in. (1999), Dowgiałły (1971), Krainova i Petrovej (1979), Landa (1987), Motyki i Tomaszewskiej (1998), Pałysa (1967), Rózkowskiego i Przewłockiego (1979), Valyashko (1974), Weila (1981), Zuber a i Pluty (1989), Zuber a i innych (1997) i innych.

Najmniej wątpliwymi są analizy wskaźników wyznaczanych na podstawie zawartości jonów głównych (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2}) i składników swoistych (I^- , Br^- , Sr^{+2}) w porównaniu za wzorcem, którym jest woda morska.

Charakter środowiska w jakim występuje badana woda określić można za pomocą „wskaźnika siarczanowego” $r\text{SO}_4^{2-} \cdot 100 / r\text{Cl}^-$. Jego wartości mniejsze od jedności świadczą o redukcyjnym charakterze środowiska. Jednocześnie wskaźnik ten może być wskaźnikiem metamorfizmu wód. Jego wartość spada wraz ze wzrostem stopnia metamorfozy wody, np. wymiany jonowej.

Próbie oceny zaawansowania procesów wymiany kationów Na^+ , Ca^{+2} i/lub Mg^{+2} można przeprowadzić posługując się wskaźnikiem $r\text{Na}^+ / r\text{Cl}^-$. Wskaźnik ten wykorzystywany jest do interpretacji procesów ultrafiltracji określanej również jako filtracja membranowa.

Do oceny genezy mineralizacji wody wykorzystać można zespół wskaźników np. $r\text{Na}^+ / r\text{Cl}^-$, $\text{Ca}^{+2} / \text{Sr}^{+2}$, $r\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^- / r\text{Cl}^-$, $r\text{Cl}^- / r\text{Br}^-$ i $r\text{Cl}^- / r\text{I}^-$. Tak np. wartości $\text{Ca}^{+2} / \text{Sr}^{+2}$ około 200

świadczą o ługowaniu skał węglanowych, natomiast wartości około 33 wskazują na wody pochodzenia oceanicznego (Maciszczyk, 1987). Spadek wielkości wskaźnika $r\text{SO}_4^{+2} + \text{HCO}_3^- / r\text{Cl}^-$ przy jednoczesnym wzroście wartości $r\text{Cl}^- / r\text{HCO}_3^-$ dowodzi pogarszaniu się warunków krążenia wód (Pazdro, 1983). To czy mamy do czynienia z reliktowymi wodami morskimi czy też z paleoinfiltracyjnymi wodami, które uległy zmineralizowaniu w procesie ługowania, ocenić można posługując się wskaźnikiem $r\text{Na}^+ / r\text{Cl}^-$ (Land, 1987; Valyashko, 1974; Zuber i Pluta, 1989; Zuber i in., 1997). Średnia wartość tego wskaźnika dla wody oceanicznej wynosi około 0,86 i spada wraz ze wzrostem stopnia zmetamorfizowania wody. Wartości powyżej jedności świadczą o pochodzeniu wód ze strefy aktywnej wymiany.

Biorąc pod uwagę, iż próba analizy genezy wód na podstawie wskaźników hydrochemicznych budzi czasami wiele wątpliwości (Dowgiałło, 1971; Pazdro, 1983), wyznaczono zatem wskaźniki, które wywołują najmniej zastrzeżeń.

Na podstawie wartości wskaźników $r\text{Na}^+ / r\text{Cl}^-$ i $r\text{Cl}^- / r\text{HCO}_3^-$ (tab. 8.1) można wnioskować, iż wody złoża gorzanowskiego znajdują się w strefie aktywnej wymiany, w której dochodzi do kontaktu ze współczesnymi wodami infiltracyjnymi (opadowymi). Infiltracyjny charakter wód ujęć Gorzanowa potwierdzają podwyższone wartości wskaźników $r\text{SO}_4^{+2} + \text{HCO}_3^- / r\text{Cl}^-$ (od około 12 do około 35) oraz $r\text{SO}_4^{+2} \cdot 100 / r\text{Cl}^-$ (od 475 do około 463). Biorąc pod uwagę wielkości wskaźnika $\text{Ca}^{+2} / \text{Sr}^{+2}$ sądzić można, że mineralizacja wód gorzanowskich determinowana jest, między innymi, ługowaniem skał węglanowych. Nieznacznie tylko wyższe od 200 wartości tego wskaźnika obliczone dla wód poziomu dolnego w studni nr 5-pd wskazują, że w przypadku tych wód, obok wspomnianego procesu ługowania, istnieją inne czynniki wpływające na formowanie się ich składu chemicznego, np. mieszanie z wodami krystalicznego podłoża. Ponadto wody te cechuje wzbogacenie w jon sodowy ($r\text{Na}^+ / r\text{Cl}^-$ około 3). Świadczyć to może bądź o dłuższym kontakcie tych wód z górotworem, a co za tym idzie o znacznym udziale procesów wymiany jonowej, bądź też o dopływie wód systemu głębokiego krążenia pochodzących z metamorficznego podłoża.

Analizując wartości wskaźnika $r\text{SO}_4^{+2} + \text{HCO}_3^- / r\text{Cl}^-$ wody gorzanowskie podzielić można na dwie grupy. Pierwszą z nich stanowią wody z ujęć nr 1, 2, 3, 4b i 10R, drugą - wody z pozostałych ujęć, tj. nr 4, 4a, 5, 6 i 7M. Wyższe wartości omawianego wskaźnika w wodach pierwszej grupy (od 12,2 do około 42) świadczą o znacznym udziale wód płytkiego krążenia w procesie ich formowania. Potwierdzają to wielkości wskaźnika $r\text{SO}_4^{+2} \cdot 100 / r\text{Cl}^-$ świadczące o braku stagnacji w czasie przepływu tych wód przez środowisko skalne.

Tabela 8.1. Zestawienie obliczonych wskaźników hydrochemicznych dla wód z odwiertów w Gorzanowie oraz innych odwiertów z obszaru rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

Numer ujęcia	$r \text{Na}^+/\text{rCl}^-$	$r \text{Cl}^-/\text{rHCO}_3^-$	$r \text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-/\text{rCl}^-$	$r \text{Ca}^{2+}/\text{rMg}^{2+}$	$r \text{SO}_4^{2-} \cdot 100/\text{rCl}$	$\text{Ca}^{2+}/\text{Sr}^{2+}$	rCl^-/rI^-	$\text{rCl}^-/\text{rBr}^-$	rBr^-/rI^-
Gorzanów									
1	1,33 - 1,61	0,026 - 0,1	12,21 - 41,57	3,93 - 5,47	235,15 - 276,85				
1 (1904 r.)	1,65	0,73	1,4	6,28	3,31				
2	2,17 - 2,79	0,038 - 0,05	21,52 - 28,58	5,75 - 6,05	183,38 - 191,15				
3	-	0,048 - 0,05	21,08 - 23,81	5,35 - 12,13	47,45 - 462,96				
4	2,47 - 2,53	0,055 - 0,058	18,47 - 19,12	5,25 - 6,51	90,47 - 131,13				
4a	2,5 - 2,62	0,055 - 0,056	18,95 - 19,65	6,71 - 7,82	146,3 - 151,95				
4b	2,13 - 2,38	0,048 - 0,055	20,15 - 22,47	5,18 - 5,87	164,73 - 202,5				
5-ps	1,68 - 2,84	0,066 - 0,088	12,41 - 16,41	4,3 - 7,04	103,55 - 119,9	385,6 - 475,2			
5-pd	3,07 - 3,12	0,06 - 0,09	11,84 - 17,15	6,23 - 7,9	54,57 - 82,28	236,1			
6	2,21 - 2,97	0,06 - 0,087	12,53 - 17,09	4,5 - 5,63	95,66 - 108,28	396			
7M	2,57 - 2,86	0,09 - 0,091	12,11 - 12,19	4,09 - 4,2	109,05 - 110,88				
8	34,8	0,029	34,88	3,17	0,24				
10R	1,07 - 1,68	0,05 - 0,07	16,93 - 23	4,22 - 4,86	173,2 - 271,2				
inne odwierty obszaru rowu górnej Nysy Kłodzkiej									
1R	9,7	0,12	8,7	5,45	8,77				
2R				2,92	37,9				
3R	0,62		9,29	3,4	141,25				
4R				3,71	11,48				
6R	5,43	0,2	5,46	0,8	0,22		220	219	292
8R	1,95		17,8	3,54	180				
11R	42,11		100	0,293	468,4				

Podobnego podziału na grupy wód gorzanowskich dokonano na podstawie analizy danych chemicznych (patrz rozdz. 6.5) oraz badań izotopowych (patrz rozdz. 6.1).

Wody ujęte w studni nr 8 charakteryzują się największą odrębnością spośród wszystkich wód Gorzanowa. Mimo iż pochodzą z najpłytszego horyzontu (Kapuściarek, 1993), wykazują cechy wód reliktowych zmetamorfizowanych ($rSO_4^{+2} \cdot 100/rCl^-$ równe 0,24), występujących w izolowanej strukturze. Brak jonów I^- i Br^- w wodzie nie potwierdza jednak tej hipotezy (specjalne oznaczenia tych jonów wykonano w ramach badań własnych). Najwyższe wartości wskaźnika $rSO_4^{+2} + HCO_3^-/rCl^-$ przy jednocześnie najniższych wartościach wskaźnika $rSO_4^{+2} \cdot 100/rCl^-$ wskazują na dominację jonów HCO_3^- w składzie chemicznym tych wód oraz stagnacyjny ich charakter.

Wyznaczone wielkości wskaźników rCa^{+2}/Mg^{+2} wynoszące od około 3,2 do około 12,1, zbliżone są do wartości określonych przez Kozłowskiego (2000) dla wód Polanicy. Podobną zależność obserwuje się również w przypadku wskaźników $rSO_4^{+2} \cdot 100/rCl^-$ i $rSO_4^{+2} + HCO_3^-/rCl^-$. Podobny względny skład jonowy wód oraz wartości omawianych wskaźników sugerują, iż warunki formowania się wód Polanicy i Gorzanowa są zbliżone. Uwagę zwraca również podobieństwo wartości analizowanych wskaźników wód gorzanowskich z odpowiednimi wskaźnikami wody z odwiertu nr 8R w Bystrzycy Kłodzkiej.

Analizując natomiast wody z innych miejscowości rowu górnej Nysy Kłodzkiej widoczna jest indywidualność każdej z nich. Tak na przykład woda z odwiertu 6R w Długopolu Dolnym wykazuje cechy typowych wód reliktowych (rCl^-/rI^- równe 220, a rCl^-/rBr^- - 219) bądź reliktowych zmetamorfizowanych ($rSO_4^{+2} \cdot 100/rCl^-$ około 0,2). Natomiast woda z odwiertu 1R zlokalizowanego w Smreczynie posiada cechy wody morskiej ($rSO_4^{+2} \cdot 100/rCl^-$ równe 8,77).

Należy zauważyć, iż generalnie, niewielkie wahania wartości wskaźników potwierdzają stabilność względnego składu jonowego wód złoża Gorzanowa.

Wyniki wykonanych analiz izotopowych omówione w rozdz. 6.1 i 9, potwierdzają przedstawione hipotezy odnośnie udziału wód infiltracyjnych w kształtowaniu się badanych wód zmineralizowanych Gorzanowa.

8.2. Stabilne izotopy tlenu i wodoru

Skład izotopowy tlenu i wodoru w wodach poszczególnych ujęć Gorzanowa omówiono w rozdz. 6.1. Wykresy na ryc. 6.2 i 6.3 przedstawiają położenie średnich wartości $\delta^{18}O$ i δD wód Gorzanowa na tle światowej linii opadów (WMWL) oraz lokalnej linii sudeckiej.

Jak wynika z ryc. 6.1. wszystkiej wody złoża gorzanowskiego są wodami współczesnymi. Potwierdzeniem tego jest położenie ich składów izotopowych (ryc. 6.2) w obrębie pola charakteryzującego zwykle wody podziemne Sudetów wykreślonego za Ciężkowskim i Kryzą (1998). W polu tym znajdują się także szczawy Polanicy, Szalejowa Górnego, Starego Wielisławia i wody występujące w innych, wybranych miejscowościach Ziemi Kłodzkiej.

Ponieważ składy izotopowe wód gorzanowskich układają się generalnie w pobliżu światowej i sudeckiej linii opadów, wskazuje to na obecność składowej infiltracyjnej w złożu. To, że są to wody mieszane wykazały badania chemiczne (patrz rozdz. 7) oraz badania zawartości trytu (patrz rozdz. 9). Bardziej szczegółowa analiza składów izotopowych poszczególnych ujęć pozwala jednak zauważyć ich zróżnicowanie w obrębie całego złoża. Na podstawie ryc. 6.3 wyraźnie wydzielić można dwie grupy wód. Pierwsza z nich to wody z ujęć nr 1, 2, 3, 4, 4a, 4b oraz 10R. Druga, to wody z ujęć zlokalizowanych na prawym brzegu Nysy Kłodzkiej, tj. nr 5, 6, 7M i 8 charakteryzująca się wyższymi wartościami delt. Należy zauważyć znowu zgodność ze zbliżonym podziałem omawianych wód, jaki uzyskano już w wyniku analizy danych chemicznych (patrz rozdz. 6.5) oraz izotopowych (patrz rozdz. 6.1).

Wyraźnie widoczna jest w drugiej z grup odmienność wody ze studni nr 8. Zastanawiającym jest jej położenie na granicy obszaru zwykłych wód sudeckich. Nie jest to szczawa (zawartość CO_2 jest niemierzalna „Karatem”), a więc nie można tutaj mówić o przesunięciu tlenowym. Brak I^- i Br^- wskazuje, iż nie jest to również woda reliktowa. Najprawdopodobniej jest to woda stagnacyjna pochodząca z niewielkiego, lokalnego systemu (patrz rozdz. 9). Pojedyncze dane izotopowe, zarówno stabilnych izotopów tlenu i wodoru jak i trytu, sprawiają, że zagadnienie genezy tej wody pozostaje tematem otwartym.

Wyjaśnienia wymaga zagadnienie pochodzenia składowej bardziej zmineralizowanej.

Woda infiltrująca w głąb masywów skalnych, przemieszczając się porami i szczelinami, w wyniku rozpuszczania minerałów i wymiany jonowej mineralizuje się. Proces ten nasila się gdy w strefy zawodnienia dostaje się dwutlenek węgla (CO_2). Rozpuszczając się w wodzie, gaz ten sprawia, że staje się ona bardziej agresywna (powstaje wówczas słaby kwas węglowy). W efekcie procesy rozpuszczania i ługowania skał nasilają się.

W przypadku złoża wód w Gorzanowie, wody głęboko krążące w metamorficznym podłożu kredowym, w rejonie horstu Pstrężna-Gorzanów zostają wzbogacone w juvenilny CO_2 . Przemieszczając się ku strefom wypływów, mieszają się z płytko zalegającymi wodami infiltracyjnymi. Dlatego w strefach uskokowych, wraz ze wzrostem głębokości ujętego

poziomu wodonośnego, obserwuje się wzrost mineralizacji i ilości CO_2 (ryc. 6.8). O dopływach wód pochodzących z metamorficznego podłoża osadów kredowych świadczyć mogą również wyższe od tła, ilości jonów Cl^- , Na^+ oraz Mg^{2+} w wodach złoża gorzanowskiego (porównaj tab. 5.2 i 6.9) oraz wartości charakterystycznych wskaźników hydrochemicznych (patrz rozdz. 8.1).

Fistek (1989) rozpatrywał podobny schemat możliwości kształtowania się wód występujących w bezpośrednim sąsiedztwie strefy Pstrężna-Gorzanów. Sugerował, że nasycenie wód dwutlenkiem węgla następuje w obrębie skał krystalicznego podłoża. Mineralna woda przemieszczając się do stref wypływów, według tego autora miałyby mieszać się z wodami słabo zmineralizowanymi.

Możliwość dopływów do złoża w Gorzanowie wód z krystalicznego podłoża sugerował także Gierwielaniec (1998).

Rozdział 9. „WIEK” WÓD I PARAMETRY HYDROGEOLOGICZNE SKAŁ W ŚWIETLE BADAŃ TRYROWYCH

9.1. „Wiek” wód

Tryt jest jedynym radioaktywnym izotopem wodoru o okresie połowicznego rozpadu wynoszącym 12,43 lat. Powstaje on w górnych partiach atmosfery w wyniku oddziaływania promieniowania kosmicznego na azot i tlen. Powstały w ten sposób tryt wchodzi w skład cząsteczek wody stanowiących opad atmosferyczny i dostaje się do obiegu wody w cyklu hydrogeologicznym (Clark i Fritz, 1997; Mazor, 1991; Polański, 1979; Zuber, 1986a).

Stężenie trytu wyraża się w tzw. jednostkach trytowych (T.U. - tritium unit) definiowanych jako jeden atom trytu (T) przypadający na 10^{18} atomów wodoru ^1H , tj. protu.

Do czasu rozpoczęcia prób termojądrowych, stężenie trytu w opadach wahało się w przedziale 5 do 20 T.U. w zależności od położenia geograficznego stacji pomiarowej (Payn, 1983). Jak podaje Mazor (1991) uwzględnivszy okres półrozpadu trytu, obecnie stężenia trytu w wodach powinny mieścić się w granicach pomiarów, tj. około 0.2 T.U. Tak jednak nie jest, ponieważ po rozpoczęciu badań i prób termojądrowych stężenie tego izotopu w opadach gwałtownie wzrosło, dochodząc w latach 1963-1964 do wartości rzędu kilku tysięcy T.U.

Zmienność w czasie ilości trytu w opadach daje możliwość określenia czasu dopływu wody od miejsc alimentacji do miejsca wypływu dla wód zasilanych głównie po 1952 roku. Ponieważ tryt wchodzi w skład molekuł wody ($\text{T}^1\text{H}^{16}\text{O}$), tak więc jest on wręcz idealnym jej znacznikiem. Możliwości wykorzystania trytu (i izotopów innych pierwiastków) do datowania wód podziemnych omówił między innymi Fontes (1983).

Obserwuje się również sezonowe wahania ilości trytu w opadach. Ruchy mas powietrza zachodzące w górnych partiach atmosfery w okresach wiosenno-letnim i jesienno-zimowym wywołują odpowiednio maksima i minima stężeń omawianego izotopu. Wahania te wytłumiają się i po około dwóch latach nie zauważa się ich (Gat i Gonfiantini, 1981; Fritz, 1997).

Jednorazowe bądź krótkotrwałe obserwacje ilości trytu w badanych wodach umożliwiają przeprowadzenie jedynie analizy jakościowej. I tak w przypadku gdy stężenie trytu w wodzie jest mniejsze niż w opadach oznacza to, że średni czas przepływu wody wynosi kilkadziesiąt bądź więcej lat, lub badane wody stanowią mieszaninę wód beztrytowych i młodszych z trytem, przy czym mieszają się one w stałych proporcjach. Jeżeli ilość trytu w wodzie jest zbliżona do jego stężenia w opadach może to świadczyć o tym, że woda pochodzi z ostatnich lat, lub woda jest kilkudziesięcioletnia a wtedy ilość trytu może w niej wolno wzrastać bądź maleć.

W przypadku gdy stężenie trytu w wodzie jest wyraźnie wyższe od jego ilości w opadach świadczy to, że woda infiltrowała w okresie gdy notowano znaczne stężenia trytu w opadach. Natomiast jeżeli obserwuje się znaczne wahania ilości trytu w krótkich okresach czasu, to najprawdopodobniej jest to wynikiem mieszania się wód beztrytowych z wodami lokalnej infiltracji (zawierającymi znaczne ilości trytu) (Zuber, 1986a).

Prowadzone regularne obserwacje monitoringowe w stacji Wydziału Fizyki i Techniki Jądrowej AGH w Krakowie wykazują, że obecnie stężenia trytu w opadach atmosferycznych wynoszą od kilku do kilkunastu T.U. W sytuacji kiedy dysponuje się zbiorem pomiarów stężeń trytu z okresu co najmniej kilku lat, dokonać można analizy jakościowej i ilościowej zawartości trytu w badanych wodach. W interpretacji *jakościowej* wyróżnić można wody beztrytowe (zawierające $< 0,5$ T.U., pochodzące sprzed 1952 roku), wody o niewielkich ilościach trytu (od $0,5$ do 10 T.U.) oraz wody charakteryzujące się wysokimi koncentracjami trytu (> 10 T.U., pochodzące z lat po 1952 roku) (Mazor, 1991).

W obrębie wód pochodzących z jednego złoża, analiza jakościowa pozwala również wydzielić te wody, które stanowią skrajne składowe ukształtowanej mieszaniny. I tak woda najbardziej zmineralizowana, zwykle bez trytu bądź z niewielką jego ilością, uważana jest za „czystą” składową głębokiego krążenia. Natomiast woda cechująca się znacznymi stężeniami trytu, zwykle bardzo słabo zmineralizowana, uznawana jest za „czystą” składową infiltracyjną.

Za pomocą specjalnych modeli matematycznych przeprowadzić można analizę *ilościową* w wyniku której, metodą kolejnych dopasowań wyznaczanych parametrów do posiadanych danych, można stwierdzić obecność wód beztrytowych oraz oszacować wielkość ich udziału w mieszaninie. Modele takie dają również informacje o objętości wody w systemie hydrogeologicznym, o wielkości zasilania oraz o średnim czasie przemieszczania się wody (Zuber 1986b).

W analizach hydrogeologicznych najczęściej stosowane są modele jedno- lub dwukomorowe. Większość modeli o zblokowanych wartościach parametrów omówili Zuber (1986b, 1999) oraz Małoszewski i Zuber (1996, 1997). Podstawowe pojęcia, których znajomość jest niezbędna w interpretacji między innymi stężeń trytu przedstawili Małoszewski i Zuber (1993).

W modelach takich system hydrogeologiczny traktowany jest jako jednorodna całość, natomiast nie uwzględnia się parametrów wewnątrzsystemowych, tj. parametrów przepływu. Elementem niezbędnym jest znajomość tzw. funkcji wejścia, tj. koncentracji trytu w wodach opadowych infiltrujących w obszarach zasilania od okresu kiedy nastąpiła zmiana stężenia trytu w opadach (rozpoczęcie prób termojądrowych w 1952 roku) do czasu wykonywania obserwacji. Przybliżony sposób określenia funkcji wejścia znaleźć można w pracy Małoszewskiego i Zubera

(1996). Generalnie, funkcję tą wyznacza się na podstawie miesięcznych sum opadów z możliwie najbliższej stacji meteorologicznej oraz średnich stężeń trytu mierzonych w najbliższej stacji obserwacyjnej (w naszym kraju w stacji Kraków).

W praktyce najczęściej stosowane są następujące modele (Małoszewski i Zuber, 1997; Zuber, 1999):

- eksponencjalny (EM) - zakłada, że rozkład czasu przepływu wody przez system hydrogeologiczny opisany jest funkcją wykładniczą, a jedynym szukanym parametrem jest średni czas przepływu wody,
- kombinowany (EPM) - przyjmujący istnienie dwóch, szeregowo połączonych modeli eksponencjalnego i tłokowego (w dowolnej kolejności); parametrami tego modelu są średni czas przepływu (t_t) oraz parametr η , określający stosunek całkowitej objętości wody w systemie (V_w) do objętości opisywanej modelem eksponencjalnym,
- dyspersyjny (DM) - założeniem tego modelu jest, iż rozkład czasów przepływu/przebywania w systemie opisuje rozwiązanie jednowymiarowego równania dyspersji; poszukiwanymi parametrami są średni czas przepływu oraz pozorny współczynnik dyspersji (D).

W modelu kombinowanym (EPM) część przepływu zachodzi według modelu tłokowego, a więc przypuszczalnie obszar zasilania składowej trytowej zaczyna się w pewnej odległości od źródła. W przypadku odwiertów, część „tłokowa” może oznaczać zarówno dopływ z pewnej odległości jak i dopływ od powierzchni blisko otworu do głębokości z jakiej woda jest eksploatowana (Zuber, 1999).

Jako wynik interpretacji danych przy zastosowaniu opisanych modeli uzyskuje się średni czas przebywania wody w badanym systemie hydrogeologicznym od chwili infiltracji do momentu wypływu na powierzchnię Ziemi. Interpretacja wieku dostarcza informacji na temat podatności badanych wód podziemnych na wpływ wód współczesnej infiltracji, które często są źródłem zanieczyszczeń tych pierwszych. Informacje o obecności wód trytowych uzyskać można wprowadzając do modeli dodatkowy parametr β . Wyraża on stosunek objętości wody starszej (bez trytu) do objętości całkowitej systemu.

Jak podaje jeden z autorów programu (Zuber, 1999), żaden z omawianych modeli nie wykazuje maksymalnego prawdopodobieństwa przepływu w czasie równym średniemu czasowi przepływu. Stopień dopasowania danego modelu odzwierciedla wielkość Σ . Wartości tego parametru mieszczą się w przedziale od 0 do 1 - im wartość jest bliższa wartości zerowej tym model jest lepiej dopasowany.

Interpretację wyników badań trytowych wykonanych w ramach realizacji niniejszej pracy oraz danych archiwalnych (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1996a, 1996b, 1996c) przeprowadzono przy wykorzystaniu opracowanego przez Małoszewskiego i Zuber (1996) programu FLOW PC (wersja 2.1), udostępnionego przez International Atomic Energy Agency (I.A.E.A.) w Wiedniu.

Przy określaniu funkcji wejścia wykorzystano pracę Ciężkowskiego i in. (1996b) oraz dane trytowe udostępnione ze stacji w Krakowie. Dane meteorologiczne wykorzystano ze stacji w Polanicy (mimo iż bliższą stacją jest Bystrzyca Kłodzka lub Kłodzko), położonej najbliżej przypuszczalnych obszarów zasilania wód Gorzanowa określonych przez Ciężkowskiego (1996a). Ponadto, jak podaje Zuber (1999), w przypadku wód o wiekach ponad 20 lat, warunek danych opadowych z najbliższej stacji meteorologicznej nie jest już szczególnie konieczny.

W ramach własnych badań stężenia trytu w wodach złoża Gorzanów opróbowano wszystkie ujęcia zlokalizowane w tej miejscowości. Wszystkie analizy zawartości trytu w próbach wykonało laboratorium Wydziału Fizyki i Techniki Jądrowej Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie.

Wyniki pomiarów stężeń trytu w wodach poszczególnych studni oraz wyniki modelowania przedstawiono w tab. 9.1. Z zestawienia tego wynika, że najmniejszymi stężeniami trytu charakteryzują się wody ze studni nr 6 i 8, odpowiednio 1,8 i 0,0 T.U. Wody ujęte studniami nr 2, 4, 4a, 4b, 5 i 7M zawierają tryt w ilościach od 4,6 do 6,7 T.U. Najwyższymi stężeniami trytu cechują się wody ze studni nr 1 i 3. Zauważyć należy, że w studni nr 1 eksploatowane wody wykazują wyższe zawartości trytu niż obecnie obserwuje się w Nysie Kłodzkiej. Podobną sytuację zaobserwowano w niedalekim krasowym Romanowskim źródle (W. Ciężkowski - informacja ustna). Zmienność zawartości trytu w wodach ze studni nr 3 wynika najprawdopodobniej z powodu pobierania próbki wody do analiz nie bezpośrednio z odwiertu, ale ze zbiornika. W przeszłości do tegoż zbiornika, przy dużym zapotrzebowaniu, była dopompowywana woda z Nysy Kłodzkiej. W ramach badań własnych pobrano próbkę wody po uprzednim opróżnieniu zbiornika, dlatego też wyniki ostatniej analizy są najbardziej wiarygodne.

Generalnie, na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że w większości ujęć występują wody mieszane kształtowane przez składową młodszą i składową wykazującą obecności trytu w nieznacznych ilościach (około 1,3 do 1,8 T.U.). Najlepsze dopasowania uzyskiwano przy zastosowaniu modelu EMP. Bazując na danych chemicznych określających udział wód infiltracyjnych (patrz rozdz. 8) przyjmowano odpowiednie wartości parametru β_{Ch}

Tabela 9.1. Zawartość trytu w wodach z poszczególnych ujęć w Gorzanowie, dopasowane modele oraz określone na ich podstawie wieki składowych trytowych t_t oraz całkowite wartości wieków t_c wód przy $\beta = 0,0$.
 β_{Ch} – wyznaczone na podstawie analizy danych chemicznych; objaśnienia pozostałych symboli w tekście

Numer ujęcia	Data poboru próbek	Zawartość Trytu	Dopasowany model	β_{Ch}		η	t_t	Σ
		T.U.		udział składowej trytowej [%]	lata		T.U.	
1	13.11.1987	26,6 ± 1,3	EPM _t	0,3	70	1,17	90	0,67
	02.07.1988	28,8 ± 1,4						
	03.11.1994	18,1 ± 0,9	EPM _{tc}	0,0		1,1	110	0,61
	22.02.2000	14,6 ± 0,8						
2	21.01.1987	6,6 ± 1,0	EPM _t	0,4	60	1,15	177	0,21
	02.07.1988	8,2 ± 1,0						
	03.11.1994	6,4 ± 0,5	EPM _{tc}	0,0		1,1	261	0,32
	22.02.2000	5,8 ± 0,5						
3	02.07.1988	7,8 ± 1,0						
	03.11.1994	14,0 ± 0,8						
	22.02.2000	10,7 ± 0,7						
	08.09.2000	11,5 ± 0,8						
4	03.11.1994	6,4 ± 0,5	EPM _t	0,5	50	1,15	166	0,1
	22.02.2000	4,6 ± 0,5	EPM _{tc}	0,0		1,05	342	0,01
4a	03.11.1994	6,1 ± 0,5	EPM _t	0,4	60	1,15	220	0,24
	22.02.2000	5,1 ± 0,5	EPM	0,0		1,08	319	0,02
4b	02.07.1988	6,4 ± 0,5	EPM _t	0,6	40	1,2	139	0,23
	03.11.1994	6,6 ± 0,5	EPM	0,0		1,1	298	0,08
5	22.02.2000	5,2 ± 0,5						
	21.10.1994	10,9 ± 0,7	EPM _t	0,4	60	1,1	125	0,53
	22.02.2000	6,7 ± 0,5	EPM _t	0,6	40	1,15	75	0,46
			EPM _{tc}	0,0		1,06	216	0,59
6	02.07.1988	2,0 ± 1,0						
	03.11.1994	2,5 ± 0,5						
	22.02.2000	1,8 ± 0,5						
7M	22.02.2000	5,5 ± 0,5						
8	22.02.2000	0,0 ± 0,5						
10R	22.02.2000	7,3 ± 0,6						
Nysa Kłodzka	22.02.2000	12,4 ± 0,7						

występującego w tym modelu (tab. 9.1). W przypadkach znacznych zmienności udziału wód infiltracyjnych, w niektórych przypadkach dobierano modele dla skrajnych, tj. minimalnych i maksymalnych wartości parametru β_{Ch} (tab. 9.1.).

Wyznaczony średni czas przepływu składowej trytowej w studniach nr 1, 2, 3, 4, 4a, 4b i 5 wynosi od 75 do około 220 lat. Bardzo dobre dopasowania modeli dla ujęć nr 4, 4a, 4b i 5 wynikają zapewne z małej liczby danych pomiarowych. W takich przypadkach łatwo jest dobrać kilka modeli i parametrów z wysokim stopniem dopasowania co sprawia, że interpretacja może stać się niejednoznaczna (Zuber, 1999). Modele dobrane dla tych ujęć, wyznaczone są po raz pierwszy, wymagają więc potwierdzenia w dalszych badaniach. W przypadku ujęć nr 4, 4a i 4b, gdzie stężenia trytu są prawie stałe w czasie, sądzić można iż systemy wodne drenowane przez te studnie są bardzo duże, a proporcje mieszania się wód składowych są stałe.

Ze względu na niewielką ilość danych (po jednym oznaczeniu), dla wód ze studni nr 7M, 8 i 10R nie dopasowywano żadnego modelu. Na uwagę zasługuje woda z ujęcia nr 8. Jest to woda nie wykazująca obecności trytu, ponadto cechuje ją wzbogacenie w ciężki izotop tlenu (tab. 6.2). Brak trytu w wodzie ze studni nr 8 wskazuje na długi czas przebywania wody w górotworze. Ten długi czas można by uzasadnić słabą przepuszczalnością osadów, w których woda ta występuje (margle krzemionkowe). Natomiast ze względu na niewielką głębokość na jakiej wodę tę nawiercono (24 m), głębszy jej przepływ jest raczej mało prawdopodobny. Jest to ujęcie wykonane w 1993 roku jednakże do dziś nie eksploatowane. Prawdopodobnie więc ujęto nim wodę z systemu o małej objętości (np. kieszeń erozyjna lub płytki system spękań bez naturalnego drenażu), w którym znajduje się woda stagnacyjna. Zagadnienie wieku i pochodzenia tej wody, na obecnym etapie analizy wymaga dalszych badań. Jednoznacznie stwierdzić można tylko, że wody te infiltrowały przed 1954 rokiem.

Znaczne trudności napotyka się przy interpretacji zawartości trytu w wodach z ujęć nr 3 i 6. Mimo przyjmowania procentowego udziału wód beztrytowych na podstawie badań chemicznych nie udało się dopasować odpowiednich modeli. Wody ze studni nr 3 są wodami słabo zmineralizowanymi wykazującymi duży udział wód współcześnie infiltrujących (tab. 6.10) przy jednocześnie niedużych, bo tylko 5%, waniach tegoż udziału. Zatem zmiany parametru β_{Ch} są również nieznaczne. Dysponując wynikami czterech analiz, nie zinterpretowano tych danych gdyż mogą być one mało wiarygodne ze względu na wspomniany fakt dolewania do zbiornika wody z rzeki (W. Ciężkowski - informacja ustna).

Natomiast woda ze studni nr 6 jest szczawą o mineralizacji około 1 g/dm^3 charakteryzującą się znacznymi wahaniami udziału wód infiltracyjnych (tab. 6.10). W tym wypadku problemy z dopasowaniem jakiegokolwiek modelu przepływu potwierdzają możliwość występowania znacznych zmian wartości parametru β szacowanych na podstawie danych chemicznych (A. Zuber - informacja ustna).

9.2. Parametry hydrogeologiczne skał

Zuber (1999) podał koncepcję zastosowania wyznaczonych wieków znacznika, np. trytu, do określenia parametrów hydrogeologicznych skał. Korzystając z wyznaczonych przez tego autora zależności oszacowano wybrane parametry hydrogeologiczne dla danych z poszczególnych ujęć Gorzanowa. Wyniki zestawiono w tab. 9.2.

Dla określenia średniej wartości współczynnika filtracji zastosowano zależność

$$k = n_p \cdot x / i \cdot t_t$$

gdzie: n_p - porowatość bloków skalnych w przybliżeniu równa porowatości całkowitej

(zwykle założona na podstawie literatury), wg Kowalskiego (1992),

x - średnia odległość studni od obszaru zasilania w [m] wg mapy - ryc. 11.1,

i - średni spadek hydrauliczny na drodze przepływu, w przybliżeniu przyjęty zgodnie z morfologią terenu.

Całkowitą objętość wody w systemie drenowanym przez poszczególne ujęcia określono na podstawie poniższej zależności:

$$V_w = Q \cdot [(1 - \beta) \cdot t_t + \beta \cdot t_{bt}]$$

gdzie: Q - wydajność studni lub wydatek pompowania,

$Q \cdot (1 - \beta) \cdot t_t$ - objętość wody w systemie drenowanym przez składową zawierającą tryt i analogicznie, drugi człon $Q \cdot \beta \cdot t_{bt}$ odnosi się do składowej beztrytowej, przy czym β przyjęto wg tab. 9.1.

Wiek składowej beztrytowej szacowano po przekształceniu wzoru:

$t_{t(calk.)} = (1 - \beta) \cdot t_t + \beta \cdot t_{bt}$, przy czym całkowitą wartość wieku szacowano za pomocą modelu EPM dla $\beta = 0,00$ (patrz tab. 9.1.).

Wiek składowej beztrytowej oszacowano również w oparciu o wyznaczone wartości współczynnika filtracji k dla przyjętych za Kowalskim (1992) wartości $n_p = 0,1$ - dla margli i $n_p = 0,21$ - dla piaskowców. Przyjęto przy tym, że współczynnik filtracji w części systemu ze składową bez trytu nie może być wyższy niż w części ze składową trytową (Zuber, 1999). Uzyskane wyniki przedstawiono w tab. 9.2. Zestawiając wyznaczone wartości współczynników filtracji k stwierdzić można, że piaskowce środkowego turonu cechują się wartościami rzędu 10^{-6} m/s. W strefie tektonicznej Pstrężna-Gorzanów (studnia nr 5) wartość k wzrasta do rzędu 10^{-5} m/s, co spowodowane jest większym uszczelinowieniem wodonośca. Trudno jest natomiast podać wartość współczynnika filtracji k dla osadów marglistych. Wyznaczone dla tych utworów k (np. studnia nr 1) jest rzędu 10^{-6} m/s.

Tabela 9.2. Oszacowane wieki składowych wód z ujęć w Gorzanowie i wyznaczone na ich podstawie parametry hydrogeologiczne skał zbiornikowych.

Numer ujęcia	Wiek składowych			Odległość studni od obszaru zasilania	Porowatość wodonośca n_p	Współczynnik filtracji k	Całkowita objętość wody w systemie	
	t_t	t_{bt}^1	t_{bt}^2				V_w	
	lata			x			V^1	V^2
				m		m/s	m^3	
1	82	164	68	4375	0,1	$\leq 3,5 \cdot 10^{-6}$	$\geq 15,8 \cdot 10^6$	$\geq 12,4 \cdot 10^6$
2	177	387	172	4500	0,21	$\leq 4,03 \cdot 10^{-6}$	$\geq 82,3 \cdot 10^6$	$\geq 55,2 \cdot 10^6$
4	166	518	164	5075	0,21	$\leq 4,3 \cdot 10^{-6}$		
4a	220	418	167	4925	0,21	$\leq 4,2 \cdot 10^{-6}$	$\geq 15,5 \cdot 10^6$	$\geq 8,9 \cdot 10^6$
4b	139	358	136	5075	0,21	$\leq 5,2 \cdot 10^{-6}$	$\geq 56,8 \cdot 10^6$	$\geq 28,8 \cdot 10^6$
5	75-125	310-353		4950	0,21	$\leq 2,0 \cdot 10^{-5}$		
6*	273	818	150	4500	0,21	$\leq 5,08 \cdot 10^{-6}$	$\geq 15,8 \cdot 10^6$	$\geq 5,2 \cdot 10^6$

n_p - na podstawie Kowalskiego (1992),

t_t - wiek składowej trytowej,

t_{bt}^1 - wiek składowej beztrytowej wyznaczony z równania $t_{t(cal)} = (1-\beta) \cdot t_t + \beta \cdot t_{bt}$,

t_{bt}^2 - wiek składowej beztrytowej wyznaczony z równania $k = n_p \cdot x / i \cdot t_t$,

V^1 - wyznaczone na podstawie t_{bt}^1 ,

V^2 - wyznaczone na podstawie t_{bt}^2 ,

* - wiek składowej trytowej za Ciężkowskim i in.(1996a).

Podkreślić należy, że dokładność wyznaczonych z podanych zależności parametrów jest rzędu około 50%. Tak więc uzyskane wyniki należy traktować raczej jako szacunkowe.

Zauważa się, że wartości k dla osadów kredy wykazują znaczną zmienność, co spowodowane jest zapewne różnym stopniem ich szczelinowatości i zaangażowania tektonicznego. Porównując wartości k utworów kredy tworzących jednostki rowu górnej Nysy Kłodzkiej, rowu Wlenia, kredy czeskiej oraz Gór Stołowych stwierdzić można, że osady piaszczyste cechują się wartościami współczynników filtracji od 10^{-4} do $10^{-6} m/s$ (Gierwielaniec, 1997, 1998; Grzegorzczuk i in., 1993; Kleczkowski, 1979; Kowalski, 1983a; Różycki i Milewicz, 1975). Dla osadów piaszczysto-marglistych wielkość współczynnika filtracji dochodzi do 10^{-4} - $10^{-5} m/s$ (Gierwielaniec, 1998; Bank „HYDRO”). Kleczkowski (1979) podał, że margle z Adrspachu (północno-zachodnia część Gór Stołowych) charakteryzują się wartościami współczynnika filtracji rzędu $10^{-7} m/s$.

Tak więc parametry wyznaczone na podstawie danych izotopowych zgodne są z wyznaczonymi metodami klasycznymi.

Wyznaczone wielkości objętości systemów wody dla każdego z ujęć są rzędu 10^6 - 10^7 m³.

Rozdział 10. WYDAJNOŚCI UJĘĆ GORZANOWA

10.1. Zmienność wydajności w czasie

Obserwacje wydajności studni zlokalizowanych w Gorzanowie wykonywano w okresie od 1967 do 2000 roku. W ciągu tych lat wyróżnić można dwa okresy, kiedy badania prowadzone były regularnie. Są to lata 1970-1973 oraz 1998-2000. Na wykresie (ryc. 10.1) zestawiono wszystkie wyniki obserwacji wydajności studni ujmujący wody złoża gorzanowskiego. Wyniki pomiarów archiwalnych i aktualnych zestawiono w tabeli 10.1.

Obserwacje stacjonarne¹ prowadzone od 10 maja 1970 do 24 czerwca 1973 są w obecnej chwili jedynym materiałem archiwalnym badań wydajności odwiertów nr 5 i 6. W pierwszym roku pomiarów, obserwacje wydajności prowadzono przy ciągłym samowypływie wody. W latach następnych zawór był odkręcany do pełnego wypływu jedynie na kilka godzin przed wykonaniem pomiarów w odwiertach (Szarszewska, 1974).

Po rozpoczęciu pomiarów poziomu środkowego w ujęciu nr 5, wielkość samowypływu wynosiła $545 \text{ dm}^3/\text{min}^2$. W czasie dalszych pomiarów, w kwietniu 1971 roku, wydajność ta obniżyła się do $380 \text{ dm}^3/\text{min}$. W następnych miesiącach notowano sukcesywny spadek debitu do $320 \text{ dm}^3/\text{min}$ (październik 1971). Najniższą wartość wydajności - $300 \text{ dm}^3/\text{min}$ - zaobserwowano w marcu 1972 roku (ryc. 10.2).

Jednocześnie ze stopniowym spadkiem wydajności poziomu środkowego, obserwowano obniżanie się ciśnienia wody na głowicy. Początkowo ciśnienie to wynosiło 2,6 atm, po czym obniżyło się do 2,4 atm. Najniższą wartość ciśnienia, tj. 2,3 atm, zaobserwowano przy najniższej wydajności.

Wielkość samowypływu z poziomu dolnego w studni nr 5, w pierwszym okresie obserwacji, tj. do stycznia 1971 roku, obniżyła się z 550 do $500 \text{ dm}^3/\text{min}$. Minimum wydajności z tego poziomu w wysokości $497 \text{ dm}^3/\text{min}$ zanotowano w lutym 1971 roku. W następnych miesiącach wielkość wydatku wzrosła do około $520 \text{ dm}^3/\text{min}$. W czerwcu 1971 roku zamknięto samowypływ i od tej pory następował wzrost debitu z tego poziomu w omawianym ujęciu. Najwyższą wartość $705 \text{ dm}^3/\text{min}$ zanotowano w maju 1973 roku.

¹ O obserwacjach stacjonarnych w przypadku wód leczniczych mówimy kiedy wykonywane są one nie rzadziej niż jeden raz na dwa tygodnie (Dowgiałło i Kulikowska 1972).

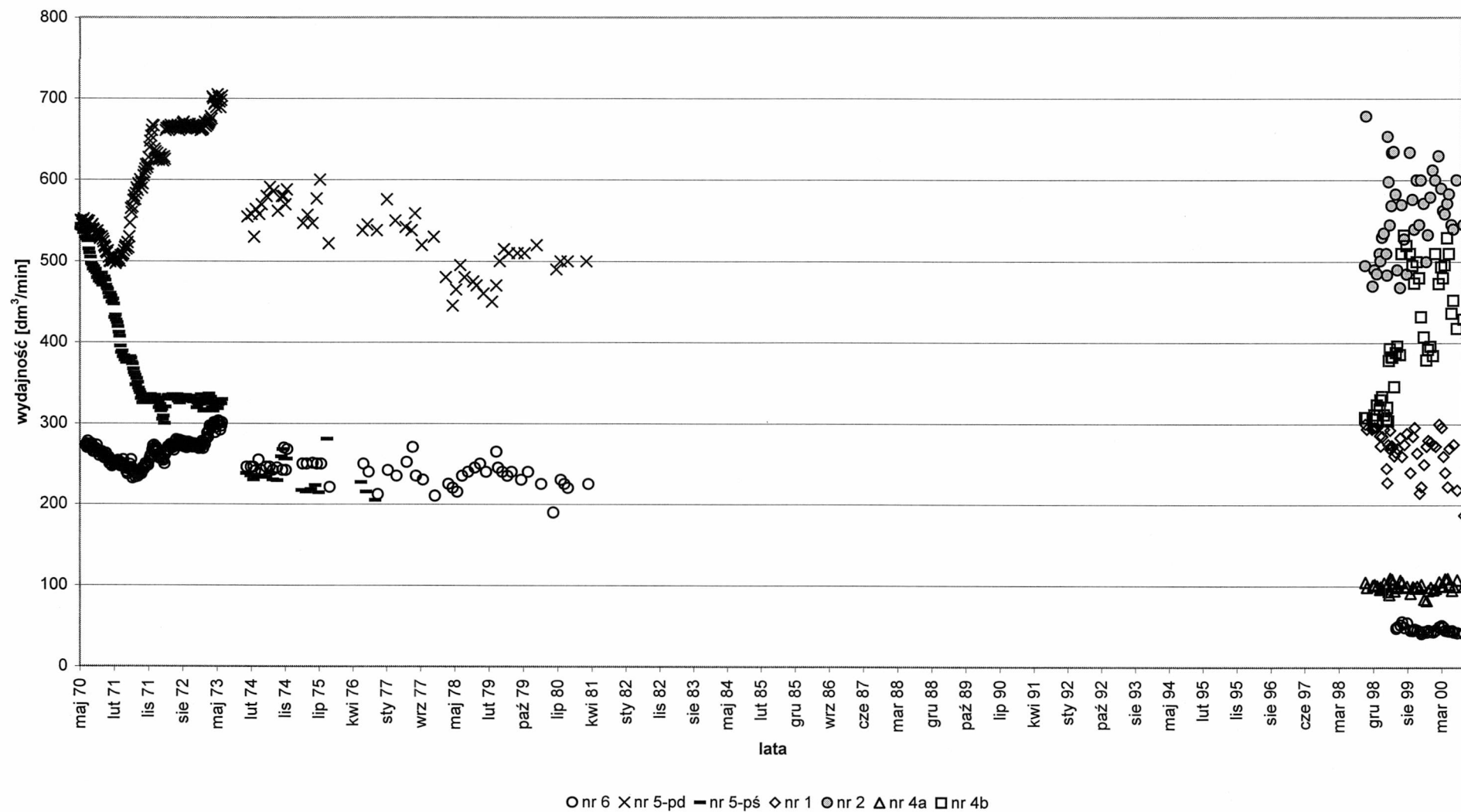
² Charakterystykę wydajności opracowano stosując jednostki dm^3/min ; uwzględniono tu oryginalne zapisy większości danych z lat 1970-1984 kiedy to sprawozdawczość dotycząca wód leczniczych sporządzana była w takich jednostkach.

Tabela 10.1. Wielkości wydajności [Q] studni Gorzanowa.

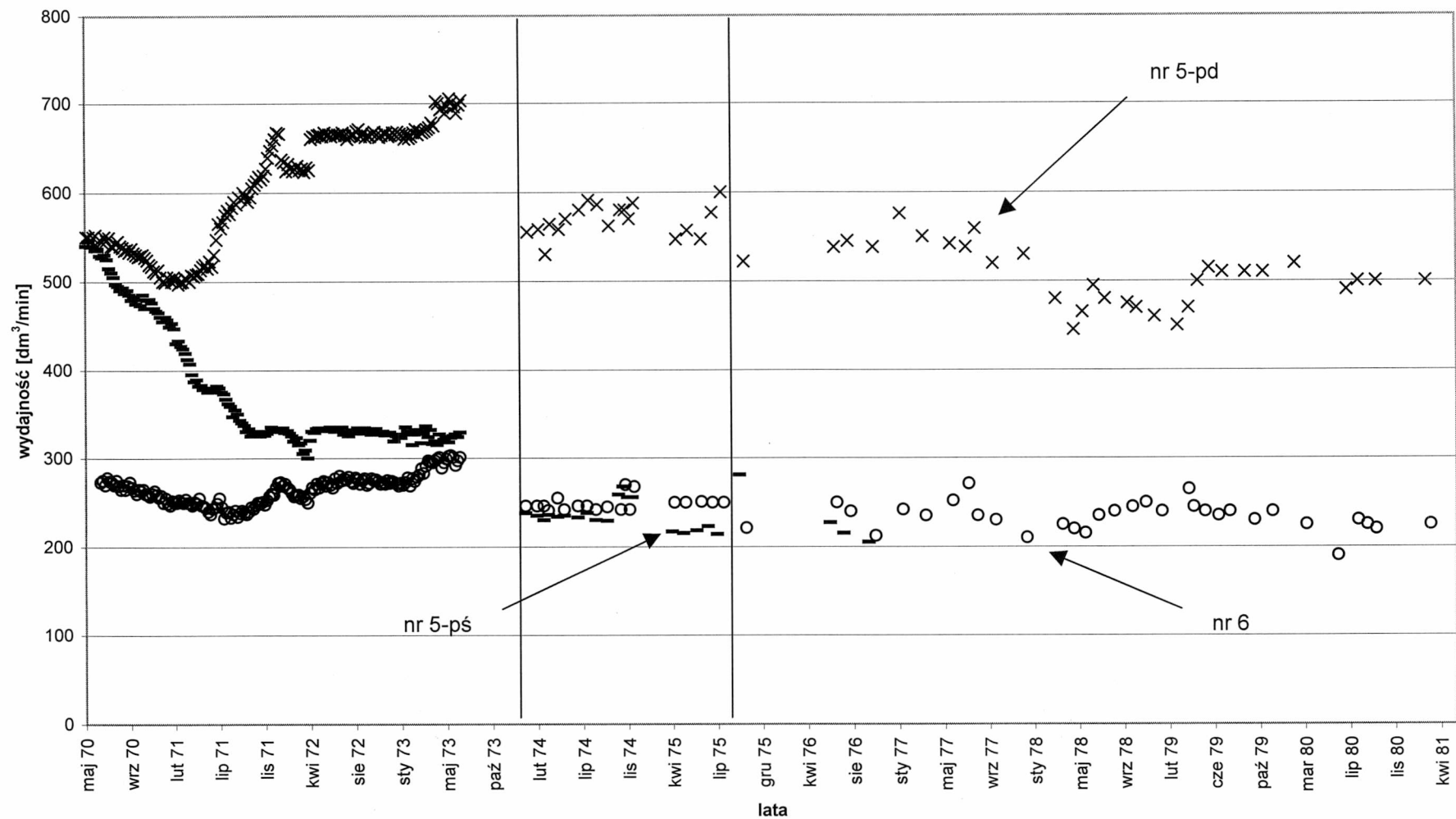
Numer ujęcia	Liczba pomiarów	Okres badań	Q _{min}	Q _{śr}	Q _{max}	Mediana	Odchylenie standardowe	Źródło danych
			dm ³ /min					
1	46	1998 - 2000	187,5	269,1	300	274,3	26,4	badania własne
2	46	1998 - 2000	468	557,2	678	560,6	52	
3				145				Fistek (1972)
4				500				Fistek (1973)
4a	46	1998 - 2000	82,4	100	110,3	100	6	badania własne
4b	47	1998 - 2000	303,9	411,2	532,5	395,6	74,4	
5-ps ¹	19	1974 - 1975	214	235	268	234	15,4	Biel i in. (1967)
5-pd ¹	19	1974 - 1975	530	568,4	600	570	17,7	
6 ¹	19	1974 - 1975	241	248,8	270	246	8,1	
6 ²	28	1998 - 2000	42	46,9	56,3	45,7	3,7	badania własne
7M				375				Grzegorzczuk (1998)
10R ²				2667				Bundz (1988a)
			Suma	6076,7	(tj. 101,3 dm ³ /s)			

¹ - wartości z okresu stabilizacji złoża (patrz ryc. 10.2),

² - wartość wydajności nie uwzględniona do szacowania wielkości obszaru zasilania na podstawie badań bilansowych.



Ryc. 10.1. Zmienność wydajności poszczególnych ujęć Gorzanowa z lat 1970-2000 zestawione na podstawie materiałów archiwalnych uzdrowiska Łądek-Długopole oraz badań własnych.



Ryc. 10.2. Zmienność wydajności ujęć nr 5 i 6 w czasie (na wykresie zaznaczono okres stabilizacji wydajności, na podstawie którego szacowano wydajności ujęć uwzględnione w określeniu zasięgu obszarów zasilania).

Średnie ciśnienie wody na głowicy wynosiło w tym okresie 2,44 atm. Maksymalną wartość - 2,6 atm - przy wydajności 666-671 dm³/min, obserwowano w grudniu 1971 i sierpniu 1972 roku, natomiast minimalną - 2,22 atm, przy wydajności 623 dm³/min, w okresie od stycznia do marca 1972 roku.

W odwiercie nr 6, w okresie kiedy prowadzono obserwacje przy ciągłym samowypływie, najwyższą wydajność 278 dm³/min zaobserwowano w lipcu 1970 roku. W następnych miesiącach wypływ ulegał zmniejszaniu. Wydajność samowypływu ustaliła się w styczniu 1971 kiedy to wynosiła 250 dm³/min. Minimalne wartości debitu w ilości 232 dm³/min notowano w lipcu 1971 roku, już po zamknięciu samowypływu. Później obserwowano sukcesywny wzrost wydajności do około 300 dm³/min w maju 1973 roku (ryc. 10.2).

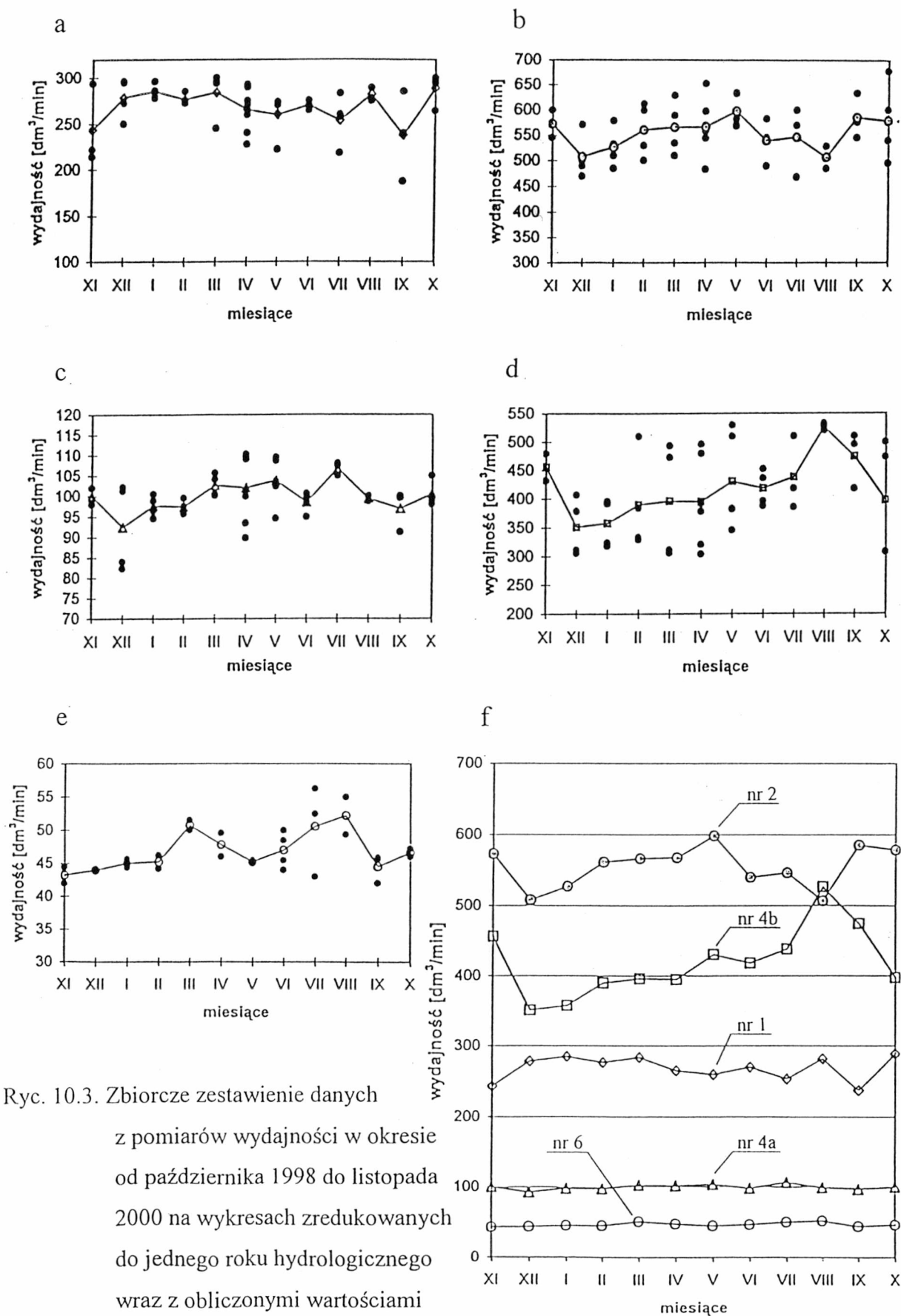
Wraz ze zmianami wielkości wydajności obserwowano wahania ciśnienia wody na głowicy, o maksymalnych wartościach tego parametru 2,8 atm, natomiast minimalnych - 2,5 atm.

Podkreślić należy, że w okresie kiedy wykonywano omawiane obserwacje stacjonarne przy ciągłym samowypływie wody, wielkość wydajności w odwiertach nr 5 i 6 nie osiągnęła wartości jakie notowano bezpośrednio po wykonaniu tych studni. Na fakt ten zwracała uwagę również Szarszewska (1974).

W okresie od października 1998 do listopada 2000 wykonywano w Gorzanowie, w ramach badań własnych, obserwacje stacjonarne wydajności w dostępnych studniach, tj. nr 1, 2, 4a, 4b oraz 6 (ryc. 10.3).

Z przyczyn technicznych niemożliwym było prowadzenie obserwacji debitów w studniach nr 3, 4 oraz 10R. W ujęciu nr 7M kontrolowano tylko wahania ciśnienia słupa wody na głowicy. Zagospodarowanie odwiertu nr 5 (eksploatacja przez rozlewnie wody) uniemożliwiło wykonywanie pomiarów wydajności. Ponadto stan techniczny tej studni (awaria manometru) wykluczył możliwość obserwacji ciśnienia wody.

W przypadku odwiertu nr 6, wyniki własnych obserwacji stacjonarnych wykorzystano tylko do analizy zmienności wydajności. Nie interpretowano wielkości notowanego obecnie debitu, ponieważ uważam, że nie są one reprezentatywne. Stan techniczny odwiertu wskazuje na daleko posuniętą korozję zarurowania i ogólne jego zniszczenie. Obecnie woda wydostaje się w miejscach przekorodowania rur. Stąd też, sądzić można, wynikają tak duże, bo aż pięciokrotne, różnice między wartościami wydajności tego ujęcia z okresu 1970-1982 (średnio około 250 dm³/min), a wartościami obecnymi (średnio około 47 dm³/min). Odwiert ten, pomijając okres obserwacji prowadzonych w celu dokumentacji zasobów, nigdy nie był i również dziś nie jest eksploatowany. Zatem obserwowane obecnie wartości wydajności nie mogą być przyjmowane jako reprezentatywne wielkości naturalne.



Ryc. 10.3. Zbiorcze zestawienie danych z pomiarów wydajności w okresie od października 1998 do listopada 2000 na wykresach zredukowanych do jednego roku hydrologicznego wraz z obliczonymi wartościami średnimi miesięcznymi (a - e)

oraz wspólne zestawienie wartości średnich miesięcznych badanych ujęć (f).

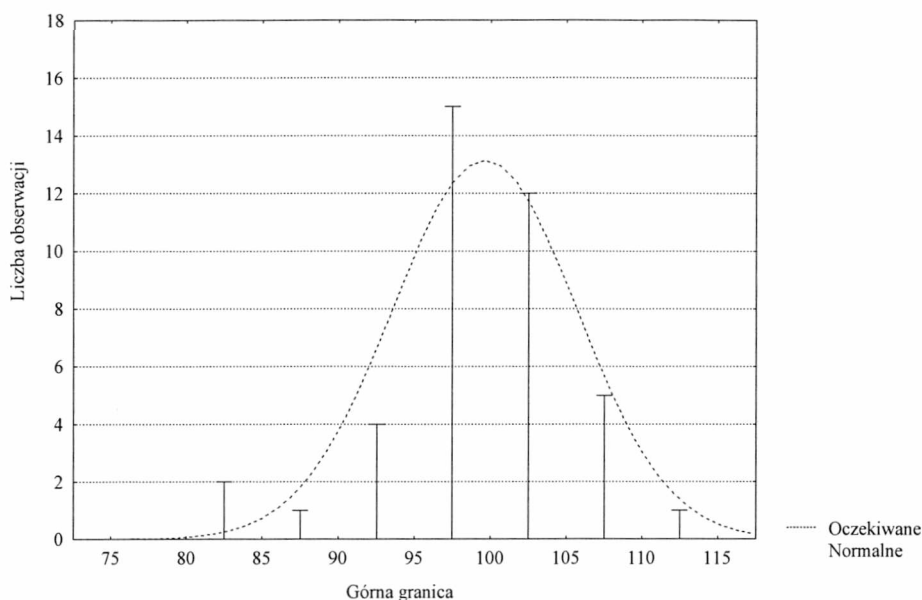
Bazując jednak na uzyskanych wynikach obserwacji własnych i archiwalnych możliwym było dokonanie poniżej przedstawionych spostrzeżeń.

Analizując zmienność wydajności studni (ryc. 10.3, tab. 10.1) zauważyć można, że odwierty nr 4a i 6 charakteryzują się stabilnością tego parametru. Maksymalne zanotowane wahania są rzędu $14 \text{ dm}^3/\text{min}$ w ujęciu nr 6 i około $30 \text{ dm}^3/\text{min}$ w studni 4a. Największe fluktuacje debitów zaobserwowano w studniach nr 2, 4b i 1, odpowiednio około $200 \text{ dm}^3/\text{min}$ - nr 2 i 4b oraz około $85 \text{ dm}^3/\text{min}$ - nr 1.

W odwiercie nr 7M, jak już wspomniano, obserwowano ciśnienie wody na głowicy. W okresach braku poboru wody do produkcji w rozlewni „Mineral”, ciśnienie to wynosiło 2,2 atm. Natomiast w okresach intensywnej eksploatacji ciśnienie wody obniżało się do 1 atm. Jak podał Grzegorz (1998), zmiany eksploatacji studni nr 5 wpływają na wydajność odwiertu 7M. Z powodu awarii manometru na głowicy ujęcia nr 5, nie zbadano wpływu eksploatacji odwiertu 7M na położenie zwierciadła wody w tej studni. Lokalizacja omawianych odwiertów sugeruje, że oddziałują one na siebie poprzez nakładające się leje depresji (Biel i in., 1967; Grzegorz, 1998).

Do oszacowania sumy wydajności badanych ujęć wykorzystano wyniki obserwacji stacjonarnych debitów studni nr 1, 2, 4a oraz 4b. W przypadku studni nr 5 i 6 zdecydowano się wykorzystać dane z okresu od stycznia 1974 do października 1975 roku. Wybór tych wyników obserwacji podyktowany był kilkoma względami. Otóż, jak widać na ryc. 10.2, w tym czasie wydajności w ujęciu nr 6 i z obu poziomów w studni nr 5, po zakończeniu badań samowypływu wykazywały największą stabilizację. Innym argumentem był fakt, że w tym okresie prowadzono jeszcze regularne obserwacje jeden raz w miesiącu. Poza tym, z zapisów archiwalnych wynika, że na przełomie lat 1976-1979 nastąpiło połączenie się poziomów dolnego i środkowego w studni nr 5. Zatem nie analizowano danych z lat po 1975 roku.

W analizach szacunkowych uwzględniono wartości wydajności tylko z samowypływu w poszczególnych studniach. Nie brano zatem pod uwagę debitu odwiertu nr 10R, ponieważ jak podaje Bundz (1998a) wydajności tego ujęcia w ilości $2667 \text{ dm}^3/\text{min}$ uzyskano za pomocą pompowania. Należy zauważyć, że jest to maksymalna wydajność jaką uzyskano z próbnego pompowania tego odwiertu. Z przeprowadzonego wywiadu z osobą nadzorującą obecnie to ujęcie wynika, że w okresie od 1995 do 2000 roku, średnio około 9 miesięcy w roku (minimalnie 5, a maksymalnie 12), obserwuje się wokół tego odwiertu ciągły wypływ wody na powierzchnię terenu. Stąd wydaje się, że obserwacje w czasie próbnego pompowania prowadzone były przy niestabilizowanych warunkach hydrodynamicznych.



Ryc. 10.4. Przykładowy rozkład wielkości wydajności ujęcia nr 4a w Gorzanowie z lat 1988-2000.

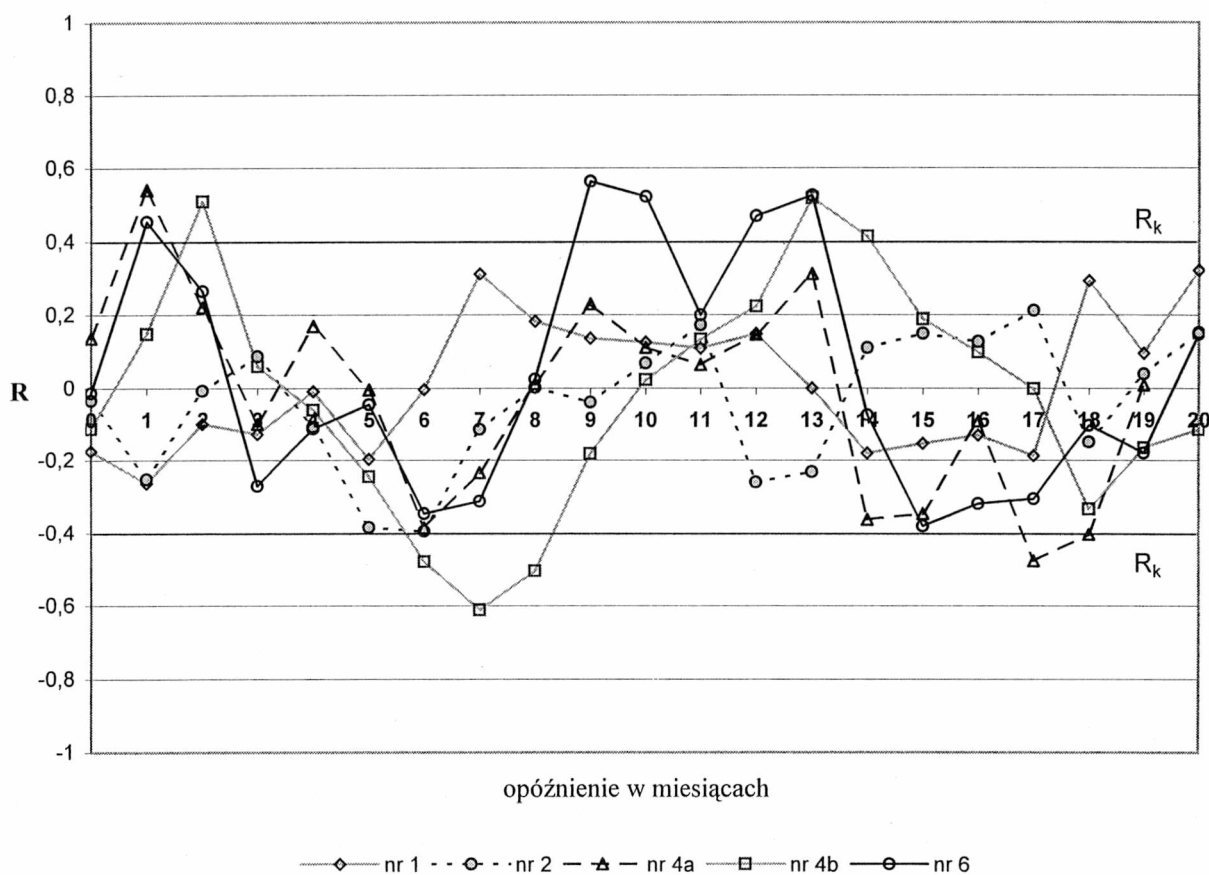
Interesujące wyniki uzyskano testując rozkład wartości wydajności poszczególnych ujęć względem rozkładu normalnego. Jeżeli rozkład analizowanych wartości jest normalny, świadczy to, że obserwowane zmienności badanej cechy są fluktuacjami naturalnymi, tj. wywołane są czynnikami naturalnymi. W przeciwnym przypadku, tj. kiedy rozkład znacznie różni się od normalnego, wówczas zmiany badanego parametru mogą wynikać z oddziaływania czynników sztucznych. O normalności rozkładu, czy też o wielkości odchylenia rozkładu od normalnego wnioskować można na podstawie wyznaczonych np. podstawowych statystyk, tj. wartości średniej i mediany. Im bliższe są sobie obie wspomniane wartości tym rozkład jest bardziej zbliżony do normalnego. Obrazowo przedstawia to ryc. 10.4, na której przeanalizowano rozkład wydajności z ujęcia nr 4a względem oczekiwanych wartości normalnych. Natomiast odpowiednie dane statystyk wyznaczone dla poszczególnych ujęć w Gorzanowie zestawiono w tabeli . 10.1.

Z przedstawionej ryciny i zestawienia tabelarycznego wynika, że wahania wielkości wydajności studni Gorzanowa, w analizowanych okresach spowodowane są przyczynami naturalnymi. Ponieważ głównym naturalnym czynnikiem determinującym debity studni są opady atmosferyczne nasuwa się więc pytanie, w jakim stopniu wielkość opadów wpływa na wydajności ujęć gorzanowskich.

10.2. Roczny cykl zmienności wydajności ujęć

Dla określenia wpływu opadów atmosferycznych na wydajności studni w Gorzanowie przeprowadzono analizę korelacyjną pomiędzy średnimi miesięcznymi wartościami samowypływów a miesięcznymi sumami opadów notowanych w obrębie wyznaczonego obszaru zasilania badanego złoża (patrz ryc. 11.1).

Próba korelacji obserwowanych wydajności z wielkością opadów w obrębie obszarów alimentacji złoża w Gorzanowie wykazała istotną statystycznie korelację dla ujęć nr 4a, 4b oraz 6. Ujęcia te, podobnie jak studnia nr 1, wykazują charakterystyczną odpowiednio dwunasto- i jedenastomiesięczną -tj. roczną-cykliczność maksymalnych wartości współczynników korelacji. Na ryc. 10.5 przedstawiono zmienności wartości współczynników korelacji pomiędzy opadami a wydajnościami poszczególnych ujęć wyznaczonymi z uwzględnieniem opóźnienia ich reakcji.



Ryc. 10.5. Wartości współczynników korelacji pomiędzy opadami a wydajnościami poszczególnych ujęć z uwzględnieniem opóźnienia czasu reakcji (na podstawie wyników badań własnych w okresie 1998-2000).

R_k - krytyczne wartości współczynnika korelacji dla $n = 21$ i $\alpha = 0,05$.

Zastanawiającym jest istotna statystycznie korelacja opadów atmosferycznych z wydajnościami odwiertów nr 4a, 4b i 6 z uwzględnieniem miesięcznego lub dwumiesięcznego opóźnienia. Zdawałoby się, że stabilność wielkości wydajności wyklucza jednocześnie jej zależność od czynników atmosferycznych. Tym bardziej w przypadku ujęcia nr 6, gdzie jak wykazują wcześniejsze analizy (patrz rozdziały 7 i 9), udział wód głębokiego krążenia jest największy spośród analizowanych tutaj ujęć Gorzanowa. Silny wpływ opadów letniego okresu 1999 roku wyraźnie zaznaczył się w wiosennych i letnich wydajnościach tych studni w 2000 roku. Pozwala to sądzić, że jest to wpływ rzeczywistych opadów a nie zasilania poprzez infiltrację efektywną. Zatem może to odzwierciedlać zróżnicowanie dopływów wód krasowych pochodzących z Pasma Krowiarek co szerzej będzie omówione w następnych rozdziałach.

Wskazuje to na reakcję studni na opady atmosferyczne z miesięcznym i dwunastomiesięcznym opóźnieniem.

Podsumowując, złoża wód zmineralizowanych Gorzanowa wykazuje sezonowe zmiany w wielkościach samowypływów. Jest to zrozumiałe zważywszy na fakt, że średni czas przepływu składowej infiltracyjnej z obszarów zasilania do studni w Gorzanowie wynosi od 75 do około 270 lat (patrz rozdział 9). Ponieważ odwierty ujmują wody głębokiego krążenia mieszające się z wodami zwykłymi w okolicach ujęć, dlatego w przypadku głębokich ujęć, w analizie reakcji studni na zmiany wielkości zasilania nie uwzględnianym (zarazem niewyjaśnionym) pozostaje udział składowych w czasie pomiaru debitu.

Dalsze szczegółowe badania powinny objąć analizę wpływu infiltracji efektywnej na wydajności ujęć w Gorzanowie.

Rozdział 11. OBSZARY ZASILANIA WÓD ZMINERALIZOWANYCH GORZANOWA

11.1. Położenie obszarów zasilania na podstawie badań izotopowych

Jak wynika z interpretacji danych chemicznych i izotopowych, badane wody złoża gorzanowskiego stanowią mieszaniny wód zwykłych i wód systemu głębokiego krążenia. Procentowy udział wód zwykłych jest bardzo zróżnicowany, bo od około 2,5 do nawet 78% (tab. 6.2). W takim przypadku mierzony jest skład izotopowy mieszaniny, natomiast składy izotopowe składowych właściwie pozostają nieznane. Stąd też określenie wiarygodnych wysokości położenia obszarów zasilania jest bardzo trudne. Oszacowane zatem dla mieszaniny wysokości położenia obszarów zasilania, w oparciu o dane chemiczne udziału składowych, można by traktować jako wysokości obszarów zasilania składowej dominującej (Ciężkowski i in., 1999).

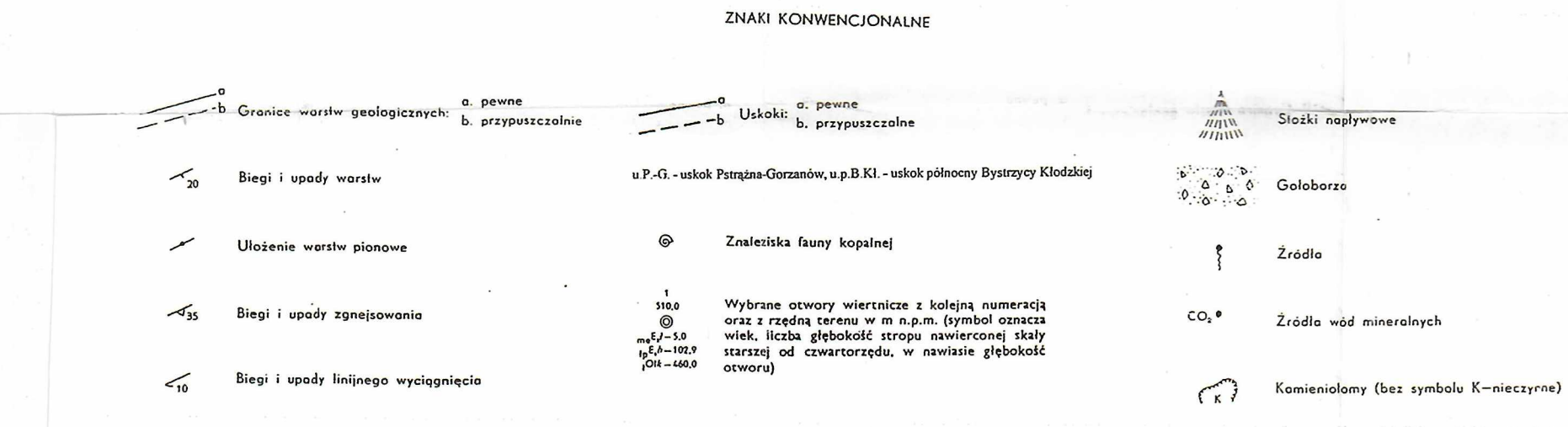
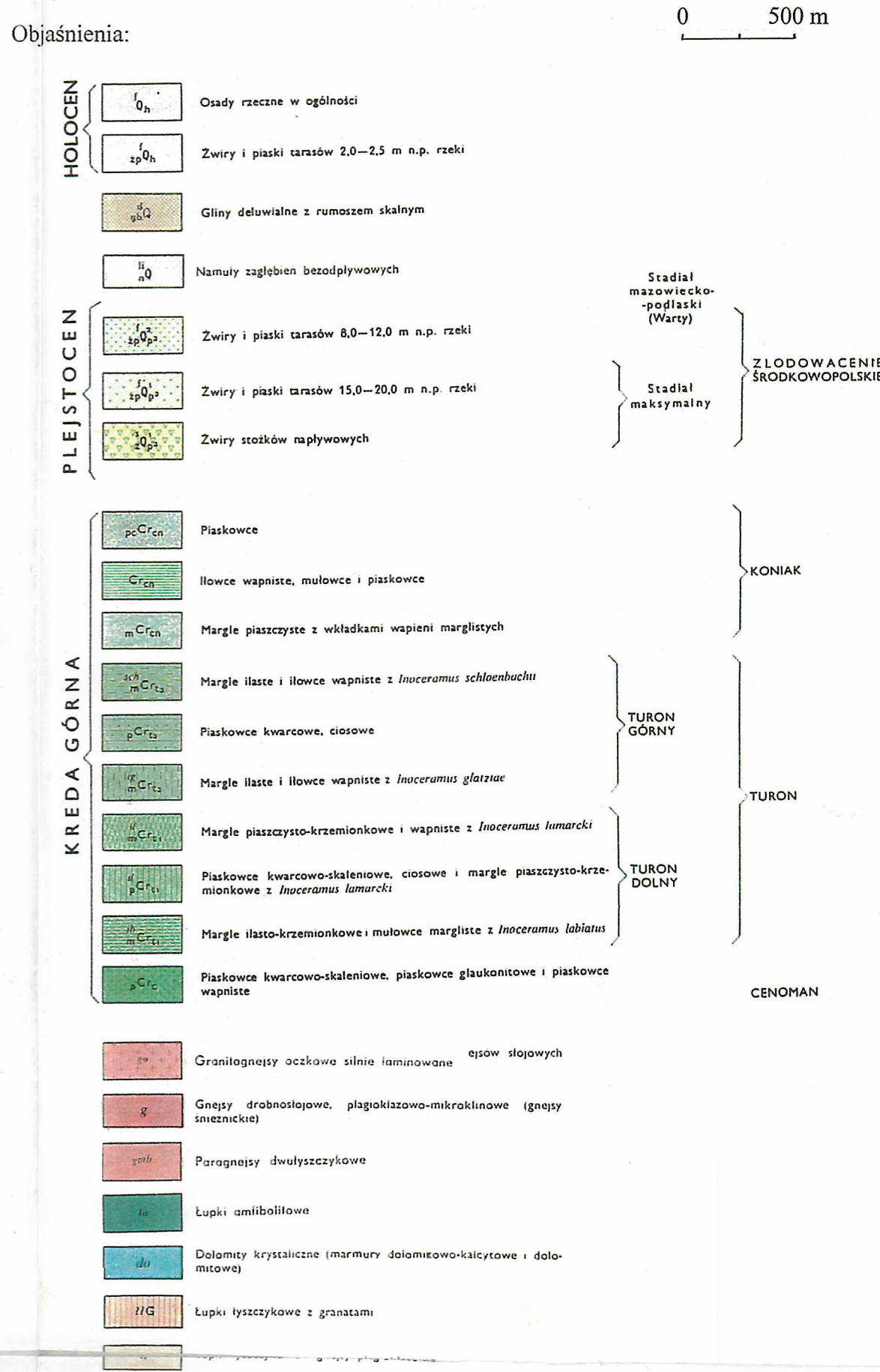
Korzystając z opisanej przez Ciężkowskiego i Kryżę (1989) zależności $\delta^{18}\text{O}$ i δD w zwykłych wodach podziemnych wraz ze zmianami wysokości nad poziomem morza dla obszaru Ziemi Kłodzkiej, wyznaczono położenie obszarów zasilania dla poszczególnych ujęć złoża w Gorzanowie (tab. 6.2). Zasięg oszacowanych obszarów alimentacji ujęć z Gorzanowa przedstawiono na ryc. 11.1. Generalnie, zauważyć daje się prawidłowość, że im woda jest bardziej rozcieńczona, tzn. im większy jest udział wód słabozmineralizowanych w mieszaninie tym jej skład izotopowy jest lżejszy. A zatem obszary alimentacji ujęć udostępniających takie wody położone są wyżej. Tak jest w przypadku studni nr 1, 2, 3, 4, 4a, 4b i 10R. Zasilane są one na wysokościach od około 420-560 m n.p.m. do maksymalnie 610-700 m n.p.m. Za obszar ich zasilania można przyjąć rejon wschodni warstw tworzących fleksurę Równi Łomnickiej po zachodniej stronie rowu górnej Nysy Kłodzkiej odległej od Gorzanowa około 5 km. Niżej, tj. na wysokościach od około 330 m n.p.m. do około 600 m n.p.m. zasilane są studnie nr 5 i 7M.

W rozważaniach nie uwzględniono terenów rozciągających się na podanych wysokościach położonych na wschód od Gorzanowa. Interpretacja taka podyktowana jest warunkami geologicznymi oraz wykształceniem litofacjalnym osadów występujących we wschodniej części rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Wschodnie partie rowu zbudowane ze zbitych fliszopodobnych skał (patrz rozdz. 4.2.2) przy jednoczesnym braku dyslokacji, nie sprzyjają gromadzeniu się i migracji wód podziemnych (Fistek i in., 1987b).

Wyznaczony na podstawie badań izotopowych zasięg obszarów zasilania ujęć gorzanowskich wynosi około 5 km² dla studni nr 1, 2, 3, 4a, 4b i 10R oraz około 27 km² dla pozostałych odwiertów (patrz rozdział 11.1). Ponieważ obszary obu grup ujęć w niewielkim zakresie



Ryc. 11.1. Obszary zasilania złoża wód zmineralizowanych Gorzanowa wyznaczone na podstawie badań izotopowych na tle budowy geologicznej według Cwojdzńskiego, 1978; Fistka i Gierwielańca, 1957; Wójcika, 1957; Wrońskiego, 1981.



Obszary zasilania wód zmineralizowanych Gorzanowa

nr1 ujęcia wód i ich numery

obszary wyznaczone na podstawie badań izotopowych (na podstawie Ciężkowskiego i in., 1996a, zmodyfikowane)

ujęcia nr 1, 2, 3, 4, 4b, 10R

pozostałe ujęcia

obszary prawdopodobnego zasilania przez wody krasowe

nakładają się na siebie, sumaryczny ich zasięg szacować można na około 28 km².

Grzegorzcyk i in. podają (1993), że na odcinku Bystrzyca Kłodzka-Krosnowice Nysa Kłodzka ma charakter zasilający. Gdyby przyjąć ten pogląd, to w omawianych ujęciach woda powinna posiadać skład izotopowy zbliżony do składu Nysy Kłodzkiej. Podobną zależność należałoby obserwować w przypadku analiz zawartości trytu. Na temat składu izotopowego wód z poszczególnych ujęć i wody z Nysy Kłodzkiej wypowiedziano się w rozdziale 6.1 (skład izotopowy wody z rzeki jest bardziej ujemny od składu wód z ujęć).

Wody z ujęć nr 5 i 7M zasilane są na obszarach położonych wyżej od miejsca ich lokalizacji. Odpowiednio jest to około 335 i 317 m n.p.m. do około 600 m n.p.m. Interesujące wyniki uzyskano dla wód z ujęć nr 6 i 8. Z obliczeń wynika, że obszary zasilania tych studni położone są poniżej powierzchni terenu, odpowiednio 278 i 138 m p.p.t. Obserwowane rozbieżności w oznaczonych na podstawie $\delta^{18}\text{O}$ i δD wysokościach sugerują, że skład izotopowy tych wód nie jest wynikiem efektu wysokościowego. Przyjmując jednakże infiltracyjne pochodzenie tych wód, sądzić by można, że pochodzą one z okresu kiedy klimat na Ziemi był znacznie cieplejszy od obecnego. Przesunięcie tlenowe do jakiego dochodzi w wyniku oddziaływania wody z wgłębnym CO_2 , w tym wypadku jest mało prawdopodobne ze względu na zbyt małe ilości tego gazu w wodach ze studni nr 6.

11.2. Próba określenia położenia obszarów zasilania w świetle obliczeń bilansowych

Bilans złoża ilościowo odzwierciedla proces dopływu i odpływu genetycznie różnych mas wody, prowadzący do ukształtowania się wzajemnych stosunków tych mas między sobą (Wieczysty, 1982). Aby więc określić zasięg obszaru alimentacji, niezbędnym jest znajomość tych dwóch podstawowych elementów bilansu złoża gorzanowskiego. Wielkość dopływających do obserwowanych ujęć wód oszacowano w oparciu o wyniki bilansu hydrologicznego przedstawionego przez Grzegorzcyka i in. (1993) dla całego obszaru kredowego rowu górnej Nysy Kłodzkiej i niecki Batorowa.

Wielkości odpływu wody ujęciami ze złoża określono na bazie własnych i archiwalnych obserwacji stacjonarnych wydajności studni w Gorzanowie.

Przeprowadzenie precyzyjnych obliczeń bilansowych dla złoża gorzanowskiego jest zadaniem bardzo trudnym ze względu na otwarty charakter kredowej jednostki rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Grzegorzcyk i in. (1993) podjęli próbę zbilansowania zasobów wód wspomnianej jednostki wodonośnej przyjmując przede wszystkim założenie, że zasilanie wód

kredowego piętra wodonośnego zachodzi wyłącznie poprzez infiltrację. W niniejszej pracy podjęto próbę określenia obszaru zasilania gorzanowskiego złoża wód zmineralizowanych w oparciu o wyniki badań wspomnianych autorów.

Jeżeli założyć za Grzegorzcykiem i in. (1993), że kredowe poziomy wodonośne w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej zasilane są przede wszystkim poprzez infiltrację wgłębną, to dla złoża gorzanowskiego w obrębie jego obszarów alimentacji (patrz rozdz. 11.1), wskaźnik zasilania infiltracyjnego wynosi $1,36 \text{ dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$. Na podstawie oszacowanej sumarycznej wydajności studni z samowypływu (tab.10.1) oraz zasięgu obszarów zasilania wyznaczonych za pomocą danych izotopowych wynika, że moduł odpływu podziemnego dla złoża w Gorzanowie wynosi $2,03 \text{ dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$. Zatem moduł odpływu podziemnego przewyższa wartość zasilania o około $0,7 \text{ dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$.

Gdyby wielkość odpływu podziemnego związana była wyłącznie z zasilaniem infiltracyjnym, wówczas obszar zasilania powinien zajmować powierzchnię około 42 km^2 . Uwzględniając dodatkowo wydajność studni nr 10R ($2667 \text{ dm}^3/\text{min}$) obszar ten musiałby być znacznie większy i wynosić około 74 km^2 .

Zróznicowanie zasięgu obszarów alimentacji wyznaczonych na podstawie badań izotopowych a wielkością powierzchni wyznaczoną na podstawie oszacowanej sumarycznej wydajności z samowypływu wynika prawdopodobnie z dwóch przyczyn. Po pierwsze, zasięg obszarów alimentacji szacowany z badań izotopowych wyznaczony został, bazując na mapach morfologii terenu w korelacji z tektoniką i budową geologiczną rejonu badań i okolicy. Wyznaczone dla badanego złoża granice obszarów zasilania mogą być zatem obarczone błędem subiektywnej, autorskiej interpretacji. Z drugiej strony, sumaryczna wydajność ujęć, z przyczyn niezależnych, też jest tylko szacowanym parametrem. Zaczepnięte z literatury wydajności studni nr 3 i 4 (Fistek, 1972, 1973), nie są potwierdzone obserwacjami własnymi.

Jednak mimo tych zastrzeżeń, przedstawiona analiza naświetla zagadnienie bilansu złoża wód kwasowęglowych Gorzanowa. Ponadto wykazuje ona iż bilans ten jest dodatni.

11.3. Rola uskoku Pstrężna-Gorzanów w zasilaniu złoża wód zmineralizowanych Gorzanowa

Poprzednio oszacowano wielkości odpływu podziemnego i zasilania infiltracyjnego złoża gorzanowskiego. Stwierdzając, że odpływ przewyższa wielkość zasilania o około $0,7 \text{ dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$. Wynika stąd, że obok zasilania infiltracyjnego istnieje dodatkowe zasilanie, najprawdopodobniej

z podłoża bądź jednostek sąsiadujących z rowem z jego północno-wschodniej strony. Możliwość takich dopływów potwierdza kilka poczynionych obserwacji:

- 1) wody złoża gorzanowskiego charakteryzują się temperaturami (od około 10 do około 14,5 °C) znacznie przewyższającymi (minimalnie 3°C, maksymalnie około 7°C) średnią roczną temperaturę powietrza (około 7,4°C) rejonu Gorzanowa. Zatem temperatura tych wód jest wypadkową kształtującą się w wyniku mieszania się wód infiltracyjnych płytkiego krążenia z wodami o znacznie wyższej temperaturze, doprowadzanymi z głębokich partii górotworu. Dodatkowo temperaturę wód obniża obecny w nich CO₂;
- 2) podwyższone ilości jonów sodu i magnezu w wodach gorzanowskich wskazują na obecność wód pochodzących z krystalicznego podłoża (Fistek, 1977; Fistek i Gierwielaniec, 1983);
- 3) ponieważ wody gorzanowskie nie są synsedymencyjnymi (patrz rozdział 8.1) podwyższone ilości chlorków (patrz rozdział 6.5) również potwierdzają możliwość doprowadzania wód ze skał krystalicznych podłoża i sąsiadujących z rowem jednostek. Ponadto, jak już zwracano uwagę (patrz rozdział 5.3), również Kowalski (1980) zauważył, że wody źródeł zlokalizowanych wzdłuż stref uskokowych Gór Stołowych są typu chlorkowego;
- 4) mieszanie się wód (patrz rozdział 7) oraz udział w mieszaninach wód beztrytowych przemawiają za przyjęciem hipotezy dopływu do złoża wód głębokiego krążenia (patrz rozdział 9).

Zaleganie osadów kredowych w Gorzanowie i jego okolicy zaburzone jest przebiegającą przez ten rejon rowu, strefą dyslokacyjną Pstrążna-Gorzanów (patrz rozdział 4.3.1). Jak wykazały badania teledetekcyjne, uskok ten jest dyslokacją o charakterze fotolineamentu i rozcina zarówno osady kredowej pokrywy jak i krystaliczne podłoże (Doktor i in., 1989; Graniczny, 1994). Z przedstawionych powyżej rozważań wynika, że sięgający w podłoże krystaliczne uskoki Pstrążna-Gorzanów może umożliwiać doprowadzanie do złoża w Gorzanowie wód systemu głębokiego krążenia. Rozwinięte szczeliny przyuskokowe ułatwiają również migrację dwutlenku węgla z głębszych warstw litosfery.

W obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej wypływy szczaw lokalizują się w rejonach przecięć uskoków (patrz rozdział 5.3). Nie wszystkie złoża charakteryzują się jednak tak dużymi wydajnościami jak złożo w Gorzanowie. Zróżnicowanie to związane jest zapewne z budową geologiczną rejonu ujęć oraz artezyjskim charakterem złoża. Lokalizacja odwiertów w strefie przecięć kilku uskoków, jak wykazano wcześniej, sprzyja dopływom do złoża wód spoza jednostki rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Najbliższą Gorzanowa, krystaliczną formacją skalną jest Pasma Krowiarek przynależne do metamorfiku Śnieżnika (patrz rozdział 4.2.1). W jego obrębie występują wydłużone soczewy wapieni krystalicznych, w których lokalnie rozwinęły się

zjawiska krasowe (Sawicki, 1997). Cechą charakterystyczną systemów krasowych jest możliwość kumulowania i przewodzenia znacznych ilości wody. W rejonie Gorzanowa przykładem na to może być „Romanowskie Źródło”, które faktycznie jest strefą źródłiskową rozwiniętą w dolinie potoku Romanowskiego.

Uważa się, że nie można wykluczyć wpływu na wydajności studni Gorzanowa występujących nieopodal serii wapieni krystalicznych (patrz ryc. 4.1). Wzdłuż uskoku Mielnika dochodzącego do dyslokacji Pstrężna-Gorzanów (patrz ryc. 4.3), wody krążące we wspomnianych marmurach mogą łatwo przemieszczać się w rejon ujęć gorzanowskich. Jak podaje Ciężkowski i in. (1986b), kierunki przepływów wód w obrębie skrasowiałych marmurów mogą być niezależne od systemów wód powierzchniowych i wód krążących w otaczających je skałach metamorficznych Masywu Śnieżnika. Godnym uwagi jest, że odwiert 2Rp zlokalizowany w Różance, w strefie ramowego uskoku południowej części rowu górnej Nysy Kłodzkiej cechuje się wydajnościami rzędu 190 m³/h (około 3167 dm³/min) (Grzegorzczuk i in., 1993). W sąsiedniej jednostce, metamorfiku orlicko-bystrzyckim, w okolicy tej miejscowości również występują soczewy krystalicznych wapieni. Innym przykładem potwierdzającym spostrzeżenia autorki odnośnie złożeń w Gorzanowie może być złoża szczaw w Dusznikach Zdroju. Tam również ujęcia cechują się znacznymi wydajnościami (łącznie ponad 60 dm³/min) i jak wynika z badań Ciężkowskiego (1989), rozwinięte w marmurach okolic Dusznik Zdroju systemy krasowe mogą zasilać szczawy tej miejscowości.

Wyniesienie w postaci horstu skał krystalicznych i ich osadowej pokrywy w okolicy Gorzanowa sprawia, że zaburzeniu ulegają także warunki hydrodynamiczne tego obszaru. Horst ten stanowi barierę spiętrzającą wody podziemne przemieszczające się w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej z południa ku północy (patrz ryc. 4.4 i 13.1).

Przedstawione rozważania wskazują, że strefa tektoniczna Pstrężna-Gorzanów:

- 1) ułatwia dopływ w rejon Gorzanowa wód mineralnych pochodzących z głębokich partii górotworu zawierających jony chlorkowe, sodowe i CO₂ oraz cechujących się temperaturami wyższymi od obserwowanych w ujęciach,
- 2) umożliwia dopływ wód krasowych pochodzących z sąsiadującego z rowem Pasma Krowiarek,
- 3) pełni rolę bariery spiętrzającej wody podziemne obecne w osadach kredowych.

Rozdział 12. PALEOHYDROGEOLOGIA OBSZARU

Uzyskane dotąd rezultaty zawarte w pracy pozwalają na podjęcie próby przedstawienia warunków paleohydrogeologicznych rowu górnej Nysy Kłodzkiej, ze szczególnym uwzględnieniem rejonu Gorzanowa.

Paleohydrogeologia zajmuje się rozwiązywaniem zagadnień związanych z genezą wód podziemnych, paleodynamiką oraz paleohydrochemią, a zatem zajmuje się analizą warunków hydrogeologicznych jakie panowały w przeszłości geologicznej danego obszaru oraz zmianami tychże warunków jakim podlegały badane kompleksy wodonośne w poszczególnych okresach geologicznych (Kleczkowski i Rózkowski, 1997).

Mimo zróżnicowania poglądów na temat ewolucji tektonicznej rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Don, 1996; Radwański, 1975), zagadnienia litostratygraficzne osadów kredy przedstawione przez Radwańskiego (1975) są w chwili obecnej najbardziej kompleksowym opracowaniem i nie budzą większych kontrowersji.

Szereg procesów geologicznych zachodzących począwszy od archaiku po dolną kredę, kształtował morfologię Sudetów środkowych. Obszar urozmaicała wypiętrzająca się wyspa orlicka (dzisiejsze Góry Orlickie i Bystrzyckie), Prasudety (zachodnia część masywu Karkonoszy, Góry Sowie i Kaczawskie) oraz Masyw Śnieżnika. W obrębie tych masywów występowały ówczesne wody infiltracyjne. W późniejszych epokach geologicznych obszary wyniesień okresowo, na przemian, były zalewane transgredującymi morzami i dźwigane ruchami tektonicznymi. Warunki sedymentacji cenomańskiej i turońskiej na całym obszarze dzisiejszego rowu górnej Nysy Kłodzkiej były wyrównane. Zróżnicowanie warunków nastąpiło z końcem górnego turonu, kiedy nasiliły się ruchy wypiętrzające Góry Bystrzyckie i Orlickie oraz synsedymentacyjne obniżanie się wschodniej części rowu.

Rozwój środkowosudeckiego obszaru kredowego zapoczątkował w środkowej kredzie (głównie w cenomanie) zalew morza wkraczającego od basenu łużyckiego. Na początku zalewu w obniżeniach podłoża, osadzały się płytkowodne piaskowce. Jednakże intensywna ruchliwość obszaru (ruchy tektoniczne fazy laramijskiej) powodowała dźwiganie się obszarów wyspowych oraz rozwój ich denudacji. W efekcie tego, w basenie zaczęły osadzać się piaskowce, tak zwane piaskowce ciosowe.

W turonie dolnym morze głębiej wkroczyło na obszar dzisiejszego rowu górnej Nysy Kłodzkiej. W wyniku równoczesnej gradacji wypiętrzonych obszarów, materiał był bardziej drobnoziarnisty od osadów cenomanu. W górnej części turonu dolnego następowało dalsze wolne wyrównywanie obszarów wyspowych i dalsza transgresja morza, które miało wówczas

maksymalny zasięg. Zbiornik wypełniany był przede wszystkim osadami marglistymi. Na przełomie turonu dolnego i środkowego, w wyniku ruchów tektonicznych obszar północno-zachodniego obrzeżenia basenu ulegał dźwiganiu. Zasięg morza zaczął się zmniejszać. Osadzały się wówczas osady margliste przeławicane piaskowcami ciosowymi.

Na początku turonu górnego nastąpiło połączenie wewnątrzsudeckiego basenu z morzem czeskim i basenem północnosudeckim. Część południowo-wschodnia zbiornika dzisiejszego rowu ulegała pogłębianiu (osady margliste), a północno-zachodnia spłycań (osady piaszczysto-margliste).

W koniakum następowała subsydencja zbiornika morskiego w jego wschodniej części. W basenie deponowany był materiał z pobliskiej wyspy Śnieżnickiej. Z okresu tego pochodzą głównie piaskowce, mułowce i iłowce (Radwański, 1975).

Coraz intensywniejsze ruchy tektoniczne fazy laramijskiej spowodowały, że w koniakum morze wycofywało się z obszaru rowu ku południowi.

Morze kredowe było basenem płytkim i ciepłym, takim jak współczesne morza południowe. Klimat był tropikalny o przemiennych porach roku wilgotnych i suchych (Niemczyk, 1999). Zatem wody gromadzące się w osadach kredowych wykazywały mineralizację około $3,5 \text{ g/dm}^3$ oraz typ chemiczny Cl-Na.

Paleogen był okresem spokoju w ewolucji rowu górnej Nisy Kłodzkiej. Wilgotny, tropikalny klimat (wysokie temperatury i wysokie opady) sprzyjał intensywnemu wietrzeniu i denudacji obszarów. Na ówczesnym lądzie powstała równina, tzw. paleogeńska powierzchnia zrównania, z której rzeki z dzisiejszego obszaru rowu górnej Nisy Kłodzkiej, spływały w kierunku południowo-wschodnim (Sroka, 1997; Walczak, 1976). Takie warunki panowały do środkowego oligocenu, kiedy to nasilające się ruchy orogenezy alpejskiej spowodowały dźwiganie się wschodniej części Sudetów wzdłuż krawędzi metamorfiku Śnieżnika. W wyniku tych ruchów, na granicy między Sudetami środkowymi a wschodnimi zaczął powstawać tektoniczny rów górnej Nisy Kłodzkiej (Don, 1996; Radwański, 1975). Dźwiganiu bloku Sudetów towarzyszyły wylewy law bazaltowych trwające prawie przez cały trzeciorzęd (Walczak, 1976). W efekcie przekształceniu uległa również sieć rzeczna, kierunek odwodnienia zmienił się ku północy. Równocześnie wody podziemne obecne w skałach krystalicznych, w wyniku obniżania się lokalnej bazy drenażu, ulegały wymywaniu przez ówczesne wody opadowe.

Klimat trzeciorzędu sprzyjający rozwojowi procesów wietrzenia chemicznego, przyczyniał się do nasilenia procesów wymiany wód podziemnych. Intensywne wietrzenie i denudacja oraz działalność rzek wzmacniały odwapnienie podatnych na te procesy osadów marglistych.

Na przełom górnego oligocenu do miocenu środkowego notuje się następny okres wygaśnięcia ruchów tektonicznych i rozwoju procesów denudacyjnych. Nastąpiło nieznaczne ochłodzenie klimatu do warunków stepowych, ale wilgotnych (Niemczyk, 1999). W miocenie środkowym aktywność omawianego obszaru ponownie się nasiliła. Dolny pliocen jednak był okresem spokoju i rozwoju w związku z tym następnej powierzchni zrównania (Sroka, 1997; Walczak, 1976). Natomiast aktywność tektoniczna pliocenu górnego spowodowała dalsze wypiętrzanie się Sudetów oraz wzmożenie procesów wulkanicznych. Z tego okresu pochodzą wylewy bazaltów z okolic Łądka Zdroju.

Znaczne ochłodzenie się klimatu w plejstocenie i dwukrotna obecność w rowie górnej Nysy Kłodzkiej lądolodu (patrz rozdz. 3.1), zahamowały procesy wymiany wód. Ocieplenie klimatu u schyłku plejstocenu spowodowało ponowne rozpoczęcie „współczesnych” procesów wymiany wód podziemnych.

Ukształtowany w trzeciorzędzie tektoniczny rów górnej Nysy Kłodzkiej zachował swój charakter do czasów obecnych, co więcej, nadal obserwowane są w jego obrębie ruchy tektoniczne (patrz rozdz. 4.3.2).

Analizując jednostkę rowu górnej Nysy Kłodzkiej z przyległym obszarem Równi Łomnickiej pod kątem warunków paleohydrogeologicznych, można podzielić ją na dwa podobszary: zachodni - obejmujący tereny Równi Łomnickiej i tereny na wschód od niej po dolinę Nysy Kłodzkiej oraz wschodni - obszar Wysoczyzny Idzikowa. Podobszary te rozdziela struktura zdeformowanych osadów kredowych na linii Różanka-Długopole-Bystrzyca Kłodzka-Gorzanów (patrz rozdz. 4.3.1).

Miaższość osadów części zachodniej jest rzędu 150 - 200 m, brak jest tutaj serii osadów koniak. Natomiast miaższość osadów kredy w podobszarze wschodnim dochodzi do 700 m (Jerzykiewicz, 1975; Jodłowski, 1999; Radwański, 1975). Obniżenie podłoża serii kredowych, koniacka pokrywa wykształcona w formie osadów fliszowych przy jednocześnie mniejszej ilości dyslokacji ułatwiających migrację wód sprawiają, że podobszar wschodni scharakteryzować można jako rejon zachowania się porowych wód reliktowych.

Morfologicznie wyższe położenie podobszaru zachodniego, obecność szczelin ciosowych w osadzie, brak młodszych utworów pokrywowych oraz występowanie licznych dyslokacji sprawiają, że możliwości infiltracji i przemieszczania się wód na tym terenie, były w przeszłości i są obecnie większe niż w części wschodniej. Stąd też prawdopodobieństwo wymycia obecnych w osadzie tej części rowu wód synsedymencyjnych jest znacznie większe w porównaniu z pozostałymi partiami jednostki.

Mimo, że na wychodniach warstw kredowych wody opadowe mogą infiltrować zarówno w części wschodniej jak i zachodniej, to jednak nie może to znacząco wpłynąć na zmniejszenie omówionych różnic.

Tak więc osobno analizując wydzielone podobszary, etapem sedymentacyjnym (w pojęciu paleohydrogeologii) w części zachodniej rowu górnej Nysy Kłodzkiej był okres od środkowego cenomanu do końca turonu górnego. Po tym, wraz z nastaniem koniak, rozpoczął się etap infiltracyjny, a co za tym idzie, ługowanie turońskich osadów marglisto-piaszczystych i wymywanie wód synsedymmentacyjnych przez ówczesne wody opadowe.

W części wschodniej okres sedymentacji to czas od środkowego cenomanu do końca koniak. Etap infiltracyjny rozpoczął się wraz z rozpoczęciem ruchów wypiętrzających w późnym koniak.

Według Dona (1996) całkowita miąższość osadów kredowych wypełniających rów górnej Nysy Kłodzkiej wynosiła około 1100 m. Łączna amplituda ruchów dźwigających masywy krystaliczne była rzędu 1700 m, przy czym w wyniku ruchów tylko późnego koniak, amplituda przemieszczeń wzdłuż wschodniej granicy rowu osiągnęła średnio 700 m. Tak znaczne dźwignięcie obszarów sąsiadujących z rowem pociągnęło za sobą ponowne obniżenie podstawy drenażu. Wody podziemne obecne w skałach krystalicznych uległy gwałtownemu (w skali czasu geologicznego) wypłukaniu przez „młodsze” wody infiltracyjne.

Z przedstawionych rozważań wynika, że proces wymiany wód w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej trwa, z przerwą w plejstocenie, od momentu ustąpienia z tego obszaru morza kredowego do czasów obecnych. Nasuwa się więc pytanie: czy wody synsedymmentacyjne w rowie, a szczególnie w rejonie Gorzanowa, w całości już uległy wymyciu?

Argumentem przemawiającym za przyjęciem tego poglądu jest dokumentowane zjawisko mieszania się wód zwykłych z wodami systemu głębokiego krążenia oraz obecność składowej o niewielkich zawartościach trytu w wodach zarówno Gorzanowa (patrz rozdz. 7) jak i innych złóż szczaw z obszaru rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1996b, 1996c; Kozłowski, 2000).

Na podstawie analizy składu chemicznego wód, budowy geologicznej i tektoniki obszaru rowu i jego podłoża, sądzić można, że są dwa rodzaje wód cechujących się bardzo niskimi stężeniami trytu:

I-a) wody synsedymmentacyjne zachowane w niewielkich strukturach, w osadach wypełniających obniżenia podłoża cenomańskiego (np. ujęte w odwiertach 1R, 6R, 11R), skąd nie uległy one wypłukaniu nawet przez wody paleoinfiltracyjne, bądź też I-b) są to wody również niedużych struktur będących pozostałością bolsonów (słone jeziora) powstających

w trakcie zmian zasięgu morza kredowego; II - wody dopływające z krystalicznych jednostek sąsiadujących z rowem i z jego podłoża.

Pierwszy rodzaj wód występuje na terenach niezaangażowanych tektonicznie, drugi w strefach dyslokacji, zwłaszcza w miejscach ich przecięć.

W Gorzanowie zaobserwowano występowanie obu rodzajów wód bez trytu bądź zawierających nieznaczne jego ilości. Wodami synsedymencyjnymi były najprawdopodobniej wody w studni nr 1 w Gorzanowie w pierwszym okresie jej eksploatacji na początku XX w.

Drugi rodzaj wód występuje w studniach nr 5, 6, 7M, 10R i prawdopodobnie w ujęciach nr 2, 3, 4, 4a i 4b.

Rozdział 13. PROPOZYCJA MODELU KRAŻENIA WÓD PODZIEMNYCH

Na podstawie wszystkich dotychczasowych rezultatów badań można podjąć próbę przedstawienia modelu krążenia wód podziemnych w rejonie Gorzanowa.

Wyznaczony na podstawie badań izotopowych zasięg obszarów zasilania złoża gorzanowskiego obejmuje tereny, na których występują głównie turońskie osady marglisto-piaszczyste oraz krystaliczne skały obrzeżenia rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Infiltrujące w obrębie tego obszaru wody opadowe, w pierwszym etapie migracji przedostają się przez strefę zwiększonej szczelinowatości wietrzeniowej, sięgającej wg Gierwielanica (1998) w Kotlinie Kłodzkiej do 40 m p.p.t. Poniżej tej głębokości szczeliny egzogeniczne, jeżeli występują w górotworze, cechują się znacznie mniejszą gęstością i rozwartością. W przypadku utworów kredy przepuszczalność osadów uwarunkowana jest ich porowatością, stopniem spękania (uszczelinowienia) oraz głębokością zalegania. Rozwój szczelinowatości w rejonach deformacji tektonicznych powoduje nasilenie przepuszczalności wodonośca. W przypadku kredowych osadów wypełniających rów górnej Nysy Kłodzkiej ważnym czynnikiem wpływającym na przewodność warstw wodonośnych jest obecność szczelin ciosowych.

Tak więc migrujące w głąb górotworu wody opadowe przemieszczają się w obrębie porowatych i uszczelinowionych piaskowców ciosowych. Uważane często za nieprzepuszczalne, wręcz izolujące osady margliste, w strefach deformacji tektonicznych, również są wodonośne (patrz rozdz. 5.3).

Pokrywa osadów kredowych rowu wraz z podłożem zapada od wschodnich skłonów Równi Łomnickiej w kierunku na wschód do Gorzanowa (Jodłowski, 1980; Grzegorzczak i in., 1993). Zatem migrujące wody mogą się przemieszczać zgodnie z kierunkiem upadu warstw. W taki sposób z kierunku południowo-zachodniego dopływają do złoża gorzanowskiego wody infiltrujące w osady kredy w obrębie wyznaczonych obszarów zasilania i migrujące systemem płytkiego krążenia. Wyznaczone obszary zasilania obejmują nieznaczną część wychodni skał krystalicznych (patrz ryc. 11.1). Zatem wody opadowe infiltrujące w obrębie tych skał dopływają do badanego złoża także z kierunku południowo-zachodniego, ale systemem głębokiego krążenia.

Występujące w okolicy Bystrzycy Kłodzkiej wypiętrzenie podłoża (brachyantyklina Bystrzycy Kłodzkiej) sprawia, że zgodnie z upadem warstw wodonośnych, wody dopływają do Gorzanowa również z kierunku południowego. Są to wody przemieszczające się w obrębie kredowych skał osadowych.

Na podstawie rozważań przedstawionych w rozdz. 11.2 sądzić można, że jest duże prawdopodobieństwo dopływu do złoża gorzanowskiego wód systemu głębokiego krążenia z utworów krystalicznych Pasma Krowiarek.

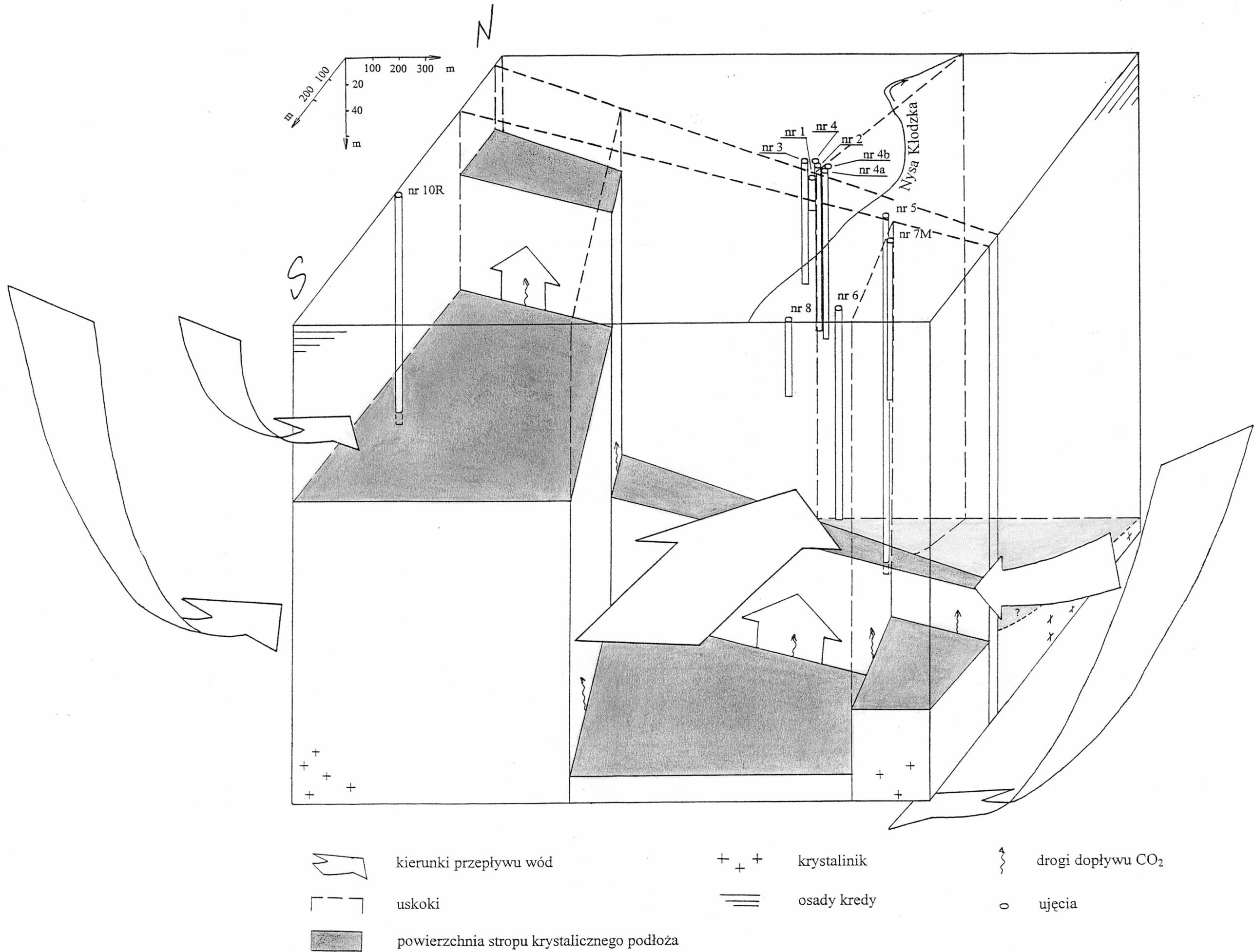
Woda przemieszczająca się w górotworze, w wyniku oddziaływania ze środowiskiem skalnym ulega mineralizacji. Im dłuższy jest czas przebywania wody w skale, tym większy jest jej stopień zmineralizowania. Dodatkowo mineralizacja wód wzrasta dzięki dopływającemu z głębszych partii litosfery dwutlenkowi węgla. Gaz ten, podobnie jak woda, w swej wędrówce ku powierzchni Ziemi wykorzystuje strefy uskokowe.

W rejon Gorzanowa dwutlenek węgla przemieszcza się wykorzystując strefy rozluźnienia skał związane z uskokiem Pstrężna-Gorzanów, z dyslokacjami poprzecznymi do niego oraz ze szczelinami przyuskokowymi. Napotykając na swej drodze wodę, rozpuszcza się w niej sprawiając, że uzyskuje ona właściwości agresywne. Nasila się zatem proces reakcji wody ze skałami co pociąga za sobą wzrost jej mineralizacji. Z przedstawionych wcześniej rozważań (patrz rozdz. 6.5, 7, 11.3) wynika, że CO_2 nasycą wody krążące w obrębie skał krystalicznego podłoża osadów kredowych. Przemieszczające się więc w krystalniku wody silniej zmineralizowane i zawierające rozpuszczony w nich dwutlenek węgla, napotykając na strefy rozluźnienia skał związane z występowaniem dyslokacji Pstrężna-Gorzanów, przemieszczają się ku powierzchni Ziemi. W czasie tej wędrówki mieszają się ze zwykłymi wodami występującymi w obrębie utworów kredy. Mieszaniny tych dwóch składowych wypływają w bezpośrednim sąsiedztwie głównej dyslokacji i krzyżujących się z nią uskoków. Generalny schemat graficzny prawdopodobnego modelu przemieszczania się i formowania złoża wód zmineralizowanych w Gorzanowie przedstawiono na ryc. 13.1.

Na obecnym etapie badań niemożliwym jest określenie maksymalnej temperatury jaką posiada woda głębokiego krążenia w rejonie Gorzanowa. Co za tym idzie, nie można również szacować maksymalnej głębokości z jakiej pochodzi ta składowa mieszaniny.

Według Kowalskiego (1992) w obrębie Sudetów występują trzy głębokościowe strefy wodonośne. Pierwsza, najpłytsza związana przede wszystkim z silnie zwietrzałą pokrywą kilkumetrowej miąższości. Druga to wody wgłębne, których krążenie determinowane jest obecnością różnych pod względem genetycznym szczelin. Strefa ta sięga nawet poniżej 300 m głębokości. Trzecią, najgłębszą strefę zawodnienia stanowią wody występujące w sąsiedztwie głębokich rozłamów tektonicznych, zwykle o podwyższonej mineralizacji, zawierające CO_2 i charakteryzujące się specyficznym składem chemicznym.

Ciągłość przepływu wód od struktur elewacyjnych do depresyjnych sprawia, że różnice naporu hydraulicznego uwidaczniają się w postaci samowypływów.



Ryc. 13.1. Schemat tworzenia się wód zmineralizowanych Gorzanową na tle budowy geologicznej rejonu ujęć.

W rejonie Gorzanowa wody pierwszego horyzontu spotyka się na głębokości około 26-28 m p.p.t. Zróznicowanie głębokości występowania tych wód wynika prawdopodobnie ze zróznicowania przepuszczalności skał wodonośnych (szczelinowatych margli), a co za tym idzie, zróznicowania ciśnienia hydrostatycznego. Obecność samowypływów ze środkowego i dolnego poziomu wodonośnego świadczy o znacznej wysokości powierzchni piezometrycznej kształtowanej przez te horyzonty. Podobne warunki hydrostatyczne dolnego poziomu wodonośnego zaobserwował w Górach Stołowych Kowalski (1983a).

Rozdział 14. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Gorzanów leży w obrębie jednostki geologicznej zwanej rowem górnej Nysy Kłodzkiej. Jest to rów tektoniczny wypełniony osadami kredy, a otoczony jest jednostkami zbudowanymi ze skał krystalicznych (ryc. 4.1).

Blokowy charakter budowy geologicznej Sudetów sprawia, że w obrębie mniejszych jednostek strukturalnych, np. Sudetów środkowych, współwystępują wody zwykłe z wodami o właściwościach leczniczych. Te drugie wykazują również zróżnicowanie typów chemicznych. W obrębie osadów kredowych rowu górnej Nysy Kłodzkiej występują szczawy o typie $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$. W utworach krystalicznych zachodniego obramowania rowu stwierdzono szczawy typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, natomiast w skałach metamorficznych Masywu Śnieżnika - wody termalne o typie $\text{HCO}_3\text{-Na-F}$.

W rejonie Gorzanowa wody zmineralizowane ujęte są 11 odwiertami o głębokościach od 25 do 177,5 m. Wspomniane wody nawiercono na głębokościach około 26-28 m p.p.t. - pierwszy horyzont kredowy, 45-115 m p.p.t.- drugi poziom wody występujący w osadach kredy oraz 145-188 m p.p.t. - trzeci kredowy poziom wodonośny.

Zwykłe wody podziemne obszaru rowu górnej Nysy Kłodzkiej mają niską mineralizację i tworzą głównie typy $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ oraz $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. W osadach kredowych Równi Łomnickiej występują wody cechujące się typem $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ bądź $\text{SO}_4=\text{HCO}_3\text{-Ca}$.

W strefach zaburzeń tektonicznych, w obrębie rowu, występują wody o podwyższonych stężeniach jonów chlorkowych oraz wody kwasowęglowe lub szczawy. W strefach obniżenia krystalicznego podłoża, w osadowych skałach kredy występują wody charakteryzujące się podwyższonymi stężeniami fluoru i typem $\text{HCO}_3\text{-Na}$.

Ogólnie, w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej, wydzielić można strefy hydrochemiczne poczynając od najpłytszych wód typu $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$. Niżej występują wody o typie $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. Najniższą strefę wodonośną stanowią wody $\text{HCO}_3\text{-Na} + \text{F}$ (ryc. 5.7).

Kompleksowego rozpoznania złoża wód w Gorzanowie pod względem jakościowym, dokonano na podstawie wyników analiz ich składu chemicznego i izotopowego oraz badań własnych. Wykorzystano wyniki około 4900 badań. Wody tego złoża w latach 1969-1985 uznawane były za lecznicze, obecnie określić je można wody kwasowęglowe i szczawy żelaziste.

Stabilne izotopy tlenu i wodoru (wyniki archiwalne znacznie poszerzone własnymi) wskazują na infiltracyjne pochodzenie wód gorzanowskich. Wydzielono dwie grupy wód w obrębie złoża. Pierwsza to wody o składzie izotopowym odpowiadającym lokalnym - sudeckim zależnościom

$\delta^{18}\text{O}$ - δD (studnie nr 1, 2, 3, 4, 4a, 4b i 10R). Do drugiej grupy zaliczono wody charakteryzujące się wyższymi wartościami delt od pozostałych (studnie nr 5, 6, 7M, 6 i 8).

Wody zmineralizowane Gorzanowa charakteryzują się temperaturą od około 9 do około 15°C. Nie obserwuje się dobowych zmian temperatury wody na wypływach. Widoczne są natomiast zmiany sezonowe. W miesiącach zimowych temperatury wód obniżają się o około 1 do 2°C.

Spośród gazów najczęściej występujących w wodach podziemnych, w wodach badanego złoża szerzej rozpoznano obecność CO_2 i radonu. Stężenia radonu wahają się od 3,7 do 22,2 Bq/dm³ i nie zależą od rodzaju skały zbiornikowej oraz od mineralizacji wody.

Dwutlenek węgla obecny jest w wodach Gorzanowa w ilościach od około 59 do około 1300 mg/dm³. Najmniej zgazowane są wody najpłytszego horyzontu wodonośnego, najbardziej - wody poziomu dolnego. CO_2 jest najważniejszym czynnikiem determinującym obecność jonów HCO_3^- w badanych wodach. Jest to gaz juwenilny, powstający w głębszych partiach litosfery w wyniku jego emanacji z magmy obecnej w podłożu rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Wystąpienie ogniska magmowego związane jest z trzeciorzędowymi procesami tektonicznymi i wulkanicznymi. Do wód poszczególnych studni dopływa w nieregularnych okresach przemieszczając się strefami szczelin przyuskokowych rozłamu Pstrążna-Gorzanów. Rozpuszczając się w napotkanych wodach sprawia, że wody te wchodzi w reakcje ze skałami co powoduje wzrost ich mineralizacji. Wpływa on zatem nie tylko na ukształtowanie się typu chemicznego wód, ale także na ich stopień zmineralizowania.

Pod względem chemicznym wody złoża gorzanowskiego są wodami kwasowęglowymi i szczawami o typie $\text{HCO}_3\text{-Ca (-Na) (+Fe)}$. Udział jonów HCO_3^- waha się w zakresie 72-90% mval, jonów Ca^{+2} od 60 do 80% mval, natomiast jonów Na^+ od 4 do 24% mval. Wielkość mineralizacji ogólnej wynosi od około 400 do około 1700 mg/dm³. Zmienność wielkości tego parametru w zależności od zawartości poszczególnych głównych jonów wykazuje charakter liniowy.

W obrębie złoża wydzielono dwie grupy wód w zależności od zawartości jonów siarczanowych i magnezowych. Do pierwszej grupy zaliczono wody z ujęć nr 1, 2, 3, 4, 4b i 10R, natomiast do drugiej wody z pozostałych ujęć (patrz rozdz. 6.5).

Wody złoża Gorzanów stanowią mieszaninę wód mineralnych systemu głębokiego krążenia (o mineralizacji co najmniej 1,7 g/dm³ i typie $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$) z wodami słabo zmineralizowanymi (o mineralizacji do około 0,4 g/dm³ i typie $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$) płytko krążącymi w górotworze. Ogólnie, udział składowej słabo zmineralizowanej waha się od 2,5 do 78%. Biorąc pod uwagę

wszystkie złoża wód kwasowęglowych i szczaw rowu górnej Nysy Kłodzkiej, złożę Gorzanów charakteryzuje się najmniejszym stopniem „rozwoju” przejawiającym się najniższymi maksymalnymi mineralizacjami, sięgającymi tylko około 1700 mg/dm^3 (patrz rozdz. 6.5).

Dysponując zależnościami opisującymi zmienność składów izotopowych wód z wysokością nad poziomem morza dla tego obszaru, możliwe było zaproponowanie prawdopodobnego zasięgu obszarów zasilania składowej infiltracyjnej płytkiego systemu krążenia. Są to tereny położone na południowy-zachód od Gorzanowa sięgające na zachodzie do północno-wschodnich stoków Gór Bystrzyckich. Natomiast w przypadku składowej mineralnej, najprawdopodobniej pochodzi ona z systemu głębokiego krążenia w obrębie skał krystalicznych podłoża kredy rowu górnej Nysy Kłodzkiej oraz jednostek z nim sąsiadujących prawdopodobnie tylko od wschodu.

W obrębie osadów kredowych rejonu Gorzanowa występują także wody (ujęcia nr 6 i 8) wykazujące skład izotopowy wód infiltrujących w klimacie cieplejszym od obecnego. Dalsze badania zapewne rozwiążą to zagadnienie.

Wykorzystując modele matematyczne opisujące na podstawie wyników badań trytowych czas przebywania wody w ośrodku skalnym, metodą kolejnych dopasowań dobrano najlepiej odpowiadające warunkom złoża gorzanowskiego parametry modelu eksponencjalnego i oszacowano wieki składowych trytowych. Wyniki badań trytowych wskazują, że zwykłe wody infiltracyjne mieszające się w różnych proporcjach z wodami mineralnymi, są wodami o wieku od około 75 do około 270 lat (tab. 9.1).

Złożę gorzanowskie jest interesujące również pod względem zasobów. Ma ono charakter artezyjski, a zwierciadło wody stabilizuje się około 28 m powyżej powierzchni terenu. Studnie eksploatowane są z samowypływu, a ich debity wykazują charakterystyczną zmienność w cyklu rocznym. Średnia suma wydajności wszystkich ujęć zlokalizowanych w rejonie Gorzanowa wynosi około $101 \text{ dm}^3/\text{s}$ (tab. 6.1). Jest to największa wydajność sumaryczna ujęć z samowypływu wśród wód leczniczych w Polsce (Ciężkowski, 1990; Chrzastowski i Węclawik, 1992; Dowgiałło i in., 1974).

W oparciu o badania izotopowe, w wodach badanego złoża dodatkowo określono współczynnik filtracji (k) skał wodonośnych oraz oszacowano objętość systemu wodnego; wartości k są rzędu 10^{-5} - 10^{-6} m/s , natomiast objętość systemu wodnego osiąga wielkość 10^7 m^3 (patrz rozdz. 9).

Wielkość odpływu podziemnego przewyższa o około $0,7 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ wartość wskaźnika zasilania infiltracyjnego dla złoża gorzanowskiego (patrz rozdz. 11.2). Zatem infiltracja w obrębie wyznaczonych obszarów alimentacji nie jest jedynym źródłem zasilania badanego złoża. Sięgająca głęboko w krystaliczne podłoże strefa dyslokacyjna Pstrążna-Gorzanów

umożliwia dopływ w rejon studni wód systemu głębokiego krążenia. Strefa ta zapewnia również dopływ endogenicznego CO₂. Nie można wykluczyć udziału wód krasowych z Pasma Krowiarek w zasilaniu złoża (patrz rozdz. 13).

W procesie kształtowania się wód w skali geologicznej, w obrębie osadów kredowych rowu górnej Nysy Kłodzkiej wyróżnić można jeden etap sedimentacyjny i jeden elizyjny (patrz rozdz. 12). Obecne warunki hydrodynamiczne zaczęły się kształtować od czasu ustania paleogeńskich ruchów tektonicznych dźwigających krystaliczne masywy otaczające rów. Generalnie wody reliktowe zostały wypłukane z osadów kredowych. Zachowały się one jedynie w niewielkich izolowanych strukturach, w obrębie obniżen podłoża kredowego. O ich reliktowym charakterze świadczy obecność jonów I⁻ oraz Br⁻.

Wszystkie dotychczasowe rezultaty pozwoliły podjąć próbę określenia schematu krążenia wód podziemnych w najbliższej okolicy Gorzanowa (patrz rozdz. 13).

Złoże częściowo zasilane jest wodami opadowymi infiltrującymi w obrębie wyznaczonych obszarów zasilania. Druga część wód, to wody systemu głębokiego krążenia. W zależności od rodzaju wodonośca, wyróżnia się dwie grupy wód w tym systemie. Pierwsza to wody związane z utworami kredy, druga natomiast to wody występujące w skałach krystalicznych. Wody pierwszej grupy dopływają w rejon Gorzanowa z kierunków zachodniego i południowego. Wody związane ze skałami krystalicznymi przemieszczają się z Pasma Krowiarek. Horst Pstrążna-Gorzanów stanowi strefę doprowadzania z głębszych partii litosfery wód mineralnych o podwyższonych temperaturach oraz CO₂.

Przedstawione w niniejszej pracy rezultaty przeprowadzonych badań mogą stanowić podstawę pewnych praktycznych prac. Z całości pracy można sformułować następujące wnioski:

1. Przedmiotem badań były wody Gorzanowa wyróżniające się:

- a) składem chemicznym; zawierają one podwyższone ilości dwutlenku węgla (do około 1300 mg/dm³) oraz żelaza (do 48 mg/dm³),
- b) spełniają więc kryterium wód o właściwościach leczniczych, a w latach 1969-1985 były uznane za lecznicze,
- c) bardzo dużą sumaryczną wydajnością samowypływu z ujęć (średnio około 100 dm³/s); przewyższa ona wielokrotnie najwydajniejsze złoża wód leczniczych w Polsce,
- d) wydajności takie porównywalne są z najwydajniejszymi źródłami w kraju, występującymi w rejonach aktywności tektonicznych.

2. Wody Gorzanowa charakteryzują się mineralizacją od 400 do około 1700 mg/dm³ oraz posiadają typ HCO₃-Ca(-Na)(+Fe), a ze względu na obecność CO₂ określić je można jako

wody kwasowęglowe i szczawy. Dwutlenek węgla pochodzi z głębszych warstw litosfery. Swym składem chemicznym nie odbiegają od innych szczaw rejonu rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

3. Różne badania (chemiczne i izotopowe) wskazują na infiltracyjne pochodzenie wód Gorzanowa. Wody infiltracji czwartorzędowej i trzeciorzędowej wyparły wody reliktowe morza kredowego. Tylko w niektórych miejscach rowu zachowały się izolowane niewielkie struktury zawierające rozcieńczone wody reliktowe (obecne są w nich jony jodkowy oraz bromkowy).
4. Badania izotopowe (tytowe) dzięki zastosowaniu obliczeń modelowych potwierdziły zachodzenie zjawiska mieszania się wód. Składowa trytowa charakteryzuje się czasami przepływu podziemnego rzędu od 75 do około 270 lat. Najstarsze wody nie przekraczają granicy holocenu (10 000 lat), na co wskazują składy stabilnych izotopów tlenu i wodoru wód.
5. Kompilacja wyników badań hydrogeologicznych i izotopowych pozwoliła:
 - a) określić parametry hydrogeologicznego, kredowego kompleksu wodonośnego; współczynniki filtracji są rzędu 10^{-6} m/s, a objętości systemu wodonośnego składowej trytowej rzędu 10^7 m³,
 - b) oszacować położenie i wielkość obszarów zasilania złoża; zasilanie wód płytkiego systemu krążenia następuje na południowy-zachód od Gorzanowa z rejonu wschodnich skłonów Równi Łomnickiej, wód systemu głębokiego krążenia również z tego kierunku i dodatkowo z południa z terenów na północ od Bystrzycy Kłodzkiej oraz wód krasowych z północnego-wschodu z rejonu Pasma Krowiarek.
6. Porównanie wielkości obszarów zasilania określonych metami izotopowymi z oszacowanymi przy wykorzystaniu metod bilansowych wskazuje na istnienie dodatkowego dopływu wód. Świadczy to o znaczącej roli horstu Pstrążna-Gorzanów w tym zakresie.
7. Wody złoża Gorzanów są atrakcyjnym surowcem dla przemysłu rozlewniczego. W chwili obecnej wody eksploatowane z różnych ujęć są butelkowane, i znane na rynku pod nazwami „Cyranka”, „Mineral”, „Familijska”, „Settima”.
8. Przedstawione wyniki badań wskazują, że w dalszych pracach należy:
 - a) wykonać badania równowag chemicznych woda-skała,
 - b) wykonać zespołowe pompowanie ujęć,
 - c) przeprowadzić kompleksowe badania jakości wód z odwiertów rozpoznawczo-badawczych zlokalizowanych w obrębie jednostki rowu (oznaczonych indeksem „R”),

d) kontynuować obserwacje stacjonarne podstawowych parametrów wód oraz parametrów eksploatacyjnych ujęć.

Wszystko to może pozwolić na dalsze szczegółowe określenie warunków hydrogeologicznych tak interesującej jednostki jaką jest rów górnej Nysy Kłodzkiej.

Rozdział 15. LITERATURA

- ADAMCZYK F., MOTYKA J., WILK Z., WITCZAK S.,** 1979 - O wpływie tektoniki uskokowej na zawartość jonu chlorkowego w wodach triasu olkuskiego, w: Rocznik PTG, vol. XLIX - 3/4, Kraków, s. 407- 424.
- AELURIUS F.,** 1625 - Glaciographia oder Glätzische Chronica das ist gründliche, historische Beschreibung, Leipzig.
- ALEKIN O. A.,** 1956 - Podstawy hydrochemii, Wyd. Geol., Warszawa.
- BAC S.,** 1976 - Próba określenia klimatycznego bilansu wodnego Ziemi Kłodzkiej, w: Zasoby wodne Ziemi Kłodzkiej, mat. sesji nauk., 27 stycznia 1976, Wrocław.
- BADURA J., WOJTKOWIAK A.,** 1981 - Współczesne pionowe ruchy tektoniczne na Dolnym Śląsku w świetle interpretacji danych hydrogeologicznych, w: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, t. 4, materiały konferencyjne III krajowego sympozjum, Wrocław, s. 239-251.
- Bank „HYDRO”** - materiały archiwalne Ogólnopolskiego Banku Danych Hydrogeologicznych, PIG Wrocław.
- BAŻYŃSKI J., GRANICZNY M., OBERC J., WILCZYŃSKI M.S.,** 1986 - Mapa fotogeologiczna Sudetów 1: 200 000, mat. arch. PIG, Warszawa.
- BAŻYŃSKI J., FISTEK J., GRANICZNY M., SŁAWIŃSKI A., WILCZYŃSKI M.,** 1981 - Interpretacja zdjęć satelitarnych w świetle badań hydrogeologicznych południowo-zachodniej części Ziemi Kłodzkiej, Tech. Poszuk. Geol., nr 1, s. 14-16.
- BECK S.,** 1906 - Die kleineren und eingegangenen Mineral-Quellen Schlesiens, Buchdruckerei F.W. Jungfer, Breslau, s. 34.
- BEDERKE E.,** 1927 - Zum Gebirgsbau der mittleren Sudeten, Geol. Rolsch. 18, s. 225-229.
- BEREŚNIEWICZ D.,** 1997 - Wodonośność utworów górnej kredy w rowie Nysy Kłodzkiej, mat. arch. Zakładu Hydrogeologii UW., Wrocław - praca licencjacka.
- BEREŚNIEWICZ D.,** 1999 - Wpływ tektoniki na występowanie i przepływ wód w rowie Nysy Kłodzkiej, mat. arch. Zakładu Hydrogeologii UW., Wrocław - praca magisterska.
- BEYRICH E.,** 1849 - Untersuchungen des Quadersandsteingebirges in Schlesien, Z. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 1, Berlin.
- BIEL Z., PRUCHNIEWICZ T., SŁOMA B.,** 1967 - Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wody podziemnych w Gorzanowie, mat. niepubl.
- BUNDZ M.,** 1988a - Ujęcie wód podziemnych z utworów górnokredowych w Gorzanowie, mat. arch. Urzędu Wojewódzkiego w Wałbrzychu.
- BUNDZ M.,** 1988b - Dokumentacja otworów poszukiwawczych z rejonu rowu Nysy Kłodzkiej – przekazywanych do adaptacji na punkty II i III rzędu podstawowej sieci obserwacji, mat. arch. „PROXIMA”, Wrocław.
- CACOŃ S., WEIGEL J., ŠVÁBENSKÝ O., KONTNY B., JAMROZ O.,** 1996 – Geodynamika Masywu Śnieżnika i obszarów przyległych, w: Masyw Śnieżnika, zmiany w środowisku przyrodniczym, Wyd. Polska Agencja Ekologiczna, s. 59-70.
- CHRZĄSTOWSKI J., WĘCŁAWIK S.,** 1992 – Surowce balneologiczne z obszaru płaszczowiny magurskiej (Karpaty Polskie), Prz. Geol., nr 7, Warszawa.
- CHUDOWSKI R.,** 1976 - Wody podziemne Ziemi Kłodzkiej i możliwości ich wykorzystania, w: Zasoby wodne Ziemi Kłodzkiej, mat. sesji nauk., 27 stycznia 1976, Wrocław.
- CIEŹKOWSKI W.,** 1980 - Hydrogeologia i hydrochemia wód termalnych Łąka Zdroju, Probl. Uzdr., zeszyt 4 (150), Warszawa, s. 125-193.
- CIEŹKOWSKI W.,** 1989 – Wstępne wyniki badań znacznikowych wód podziemnych w metamorfiku Gór Orlickich, w: Pr. Nauk. Inst. Geotech., nr 58, seria Konferencje nr 29, Wrocław, s. 25-29.
- CIEŹKOWSKI W.,** 1990 - Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr., nr 60, Wrocław.
- CIEŹKOWSKI W., KOSZELA J.,** 1988 - Tremblements de terre locaux dans les Sudetes, SW Pologne, et certains de leurs consequences. Balkema, Rotterdam.
- CIEŹKOWSKI W., KOZŁOWSKI J.,** 1999 - Typy chemiczne wód podziemnych Krynicy, Prz. Geol., vol. 47, nr 6, Warszawa.

- CIEŹKOWSKI W., KRYZA J.**, 1989 - Deuter i tlen - 18 w zwykłych wodach podziemnych Sudetów, w: Pr. Nauk. Inst. Geotech., nr 58, seria Konferencje nr 29, Wrocław, s. 183-188.
- CIEŹKOWSKI W., SADOWSKA M.**, 1987 - CO₂ in acidulous waters of the Bystrzyckie and Orlickie Mountains and their forefields - trial of quantitative approach, mat. konf. XXIII. Internationalen Kongress der Bädertechnik, Karlovy Vary, 30,11-03.12.1987.
- CIEŹKOWSKI W., SZARSZEWSKA Z.**, 1978 - O zjawisku mieszania się wód leczniczych z wodami ich otoczenia na przykładzie uzdrowisk sudeckich, w: Probl. Uzdr., zeszyt 6 (128), Warszawa.
- CIEŹKOWSKI W., ZUBER A.**, 1995 - Stabilne izotopy tlenu i wodoru w zwykłych wodach podziemnych centralnej części Karpat polskich, w: Współczesne Problemy hydrogeologii, t. 7, Wyd. „Profil”, Kraków, s. 245-250.
- CIEŹKOWSKI W., GRABCZAK J., ZUBER A.**, 1986a - Wstępne wyniki badań trytu i izotopów trwałych w wodach leczniczych Sudetów, w: Pr. Nauk. Inst. Geotech., nr 49, seria Konferencje nr 21, Wrocław, s. 23-26.
- CIEŹKOWSKI W., PULINA M., ŘEHAK J.**, 1986b - Wyniki najnowszych polsko - czeskich badań w Masywie Śnieżnika (Sudety), w: Pr. Nauk. Inst. Geotech., nr 49, seria Konferencje nr 21, Wrocław, s. 27-34.
- CIEŹKOWSKI W., DOKTÓR S., GRANICZNY M., MARSZCZEK T.**, 1989 - Zależności występowania wód mineralnych i termalnych z nieciągłościami teledetekcyjnymi w Sudetach Zachodnich, w: Pr. Nauk. Inst. Geotech., nr 58, seria Konferencje nr 29, Wrocław, s. 343-349.
- CIEŹKOWSKI W., JÓZEFKO I., SCHMALZ A., WITCZAK S.**, 1999 - Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne wód leczniczych i dwutlenku węgla (jako kopaliny towarzyszącej) ze złoża w uzdrowisku Krynica oraz ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych (zwykłych oraz leczniczych) w zlewni Krynicy, mat. arch. PWr., Wrocław.
- CIEŹKOWSKI W., GRÖNING M., LEŚNIAK P.M., WEISE S.M., ZUBER A.**, 1992 - Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland, inferred from isotope, chemical and noble gas data, Journal of Hydrology, 140, Amsterdam, s. 86-117.
- CIEŹKOWSKI W., DOKTÓR St., GRANICZNY M., IZYDORSKA A., KABAT T., LIBER-MADZIARZ E., PRZYLIBSKI T., TEISSEYRE B., ZUBER A.**, 1996a - Próba określenia obszarów zasilania wód leczniczych pochodzenia infiltracyjnego w Polsce na podstawie badań izotopowych. Złoże wód Gorzanów, Wrocław, mat. niepubl.
- CIEŹKOWSKI W., DOKTÓR St., GRANICZNY M., KABAT T., LIBER-MADZIARZ E., PRZYLIBSKI T., TEISSEYRE B., WIŚNIEWSKA M., ZUBER A.**, 1996b - Próba określenia obszarów zasilania wód leczniczych pochodzenia infiltracyjnego w Polsce na podstawie badań izotopowych. Złoże wód leczniczych Polanicy Zdroju, Wrocław, mat. niepubl.
- CIEŹKOWSKI W., DOKTÓR St., GRANICZNY M., KABAT T., LIBER-MADZIARZ E., PRZYLIBSKI T., TEISSEYRE B., WIŚNIEWSKA M., ZUBER A.**, 1996c - Próba określenia obszarów zasilania wód leczniczych pochodzenia infiltracyjnego w Polsce na podstawie badań izotopowych. Złoże wód leczniczych Długopola Zdroju, Wrocław, mat. niepubl.
- CLARK I., FRITZ P.**, 1997 - Environmental isotopes in hydrogeology, Lewis Publishers, New York.
- CLOOS H.**, 1922 - Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze, Gebr. Bornträger Verl., Berlin.
- CRAIG H.**, 1961 - Isotopic variation in meteoric waters, Science, vol. 133, 1702-1703.
- CWOJDZIŃSKI S.**, 1978 - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów (1 : 25 000) arkusz Krosnowice, Wyd. Inst. Geol., Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S.**, 1979 - Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów (1: 25 000), arkusz Krosnowice, Wyd. Geol., Warszawa.
- CYMERMAN Z.**, 1996 - Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów (1: 25 000), arkusz Lewin Kłodzki, Wyd. Geol., Warszawa.
- DOKTÓR St., GRANICZNY M., SADOWSKA M.**, 1987 - Analiza danych teledetekcyjnych dla prognozowania występowania wód mineralnych i zwykłych na przykładzie obszaru między Polanicą, Dusznikami i Kudową, Prz. Geol., nr 11, s. 580-583.
- DOKTÓR St., GRANICZNY M., SADOWSKA M.**, 1989 - Rozpoznanie warunków hydrogeologicznych SW części Ziemi Kłodzkiej przy zastosowaniu metod teledetekcyjnych, Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr., seria Konferencje nr 29, Wrocław, s. 189-194.

- DOMINIKIEWICZ M.**, 1951 – Wody mineralne Polski. Państwowy Zakład Wydawnictw Lekarskich, Warszawa.
- DON J.**, 1964 - Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. *Geologia Sudetica*, vol. I.
- DON J.**, 1996 - The Late Cretaceous Nysa Graben: implications for Mesozoic-Cenozoic fault-block tectonics of the Sudetes. *Z. Geol. Wis.*, 24(3/4), Berlin, s. 317-324.
- DON B., DON J.**, 1960 - Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicy Idzikowa, *Acta Geol. Pol.*, vol. X, s. 71-102.
- DOWGIAŁŁO J.**, 1969 - Hydrogeologia wód leczniczych, w: *Geologia surowców balneologicznych*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 9-142.
- DOWGIAŁŁO J.**, 1970 - Zastosowanie badań izotopów trwałych w hydrogeologii, w: *Postępy Nauk Geologicznych*, nr 1, Wyd. Geol., Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J.**, 1971 - Studium genezy wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Polski północnej, *Biul. Geol., UW*, t. 13, Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J.**, 1973 - Wyniki badań składu izotopowego tlenu i wodoru w wodach podziemnych Polski południowej. Z badań hydrogeologicznych w Polsce, t. III, *Biul. Inst. Geol.* 227, s. 319-334.
- DOWGIAŁŁO J.**, 1976 - Wody termalne Sudetów, *Acta Geol. Pol.*, vol. 26, nr 4, PWN, Warszawa, s. 617-643.
- DOWGIAŁŁO J.**, 1978 - Pochodzenie dwutlenku węgla w szczawach Karpat i Sudetów na obszarze Polski, *Biul. Inst. Geol.* 312, s. 191-214.
- DOWGIAŁŁO J.**, 1980 - Poligenetyczny model karpackich wód chlorkowych, w: *Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*, symp. w Jachrance k/Warszawy 12-14.XII.1980, Wyd. Geol., Warszawa, s. 275-290.
- DOWGIAŁŁO J.**, 1986 - Zagadnienie wód kryptotermalnych, w: *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr.*, nr 49, s. 47-52.
- DOWGIAŁŁO J.**, 1987a - Problematyka hydrogeotermiczna regionu sudeckiego, *Prz. Geol.*, nr 6, Warszawa, s. 321-327.
- DOWGIAŁŁO J.**, 1987b - A supposed geothermal anomaly in the Duszniki - Kudowa area (Polish western Sudetes), *Biul. PAN*, vol. 35, nr 4, Warszawa, s. 323-333.
- DOWGIAŁŁO J., KULIKOWSKA J.**, 1972 - Hydrogeologiczne badania stacjonarne ujęć wód leczniczych w uzdrowiskach polskich, w: *Probl. Uzd.*, zeszyt 1 (61), Warszawa, s. 109-155.
- DOWGIAŁŁO J., PŁOCHNIEWSKI Z., SZPAKIEWICZ M.**, 1974 – Mapa wód mineralnych Polski 1: 500 000, katalog punktów dokumentacyjnych, Wyd. Inst. Geol. PAN, Warszawa.
- DUBICKI A., SŁOTA H., ZIELIŃSKI J.**, 1998 – Dorzecze Odry – monografia powodzi lipiec 1997, IMGW, Warszawa.
- DVOŘÁK J. (red.)**, 1979 – *Geologie české části vnitrosudetské pánve*, Wyd. Ústředni ústav geologický v Akademii, Praha.
- DYJOR S.**, 1995 - Young Quaternary and recent crustal movements in Lower Silesia, SW Poland, w: *Folia Quaternaria*, No 66, Kraków, s. 51-59.
- ERIKSSON E.**, 1983 - Stable isotopes and tritium in precipitation, w: *Guidebook on nuclear techniques in hydrology*, Technical Rep. I.A.E.A, No 91, Vienna, s. 19-34.
- FINCKH L., FISCHER G., MEISTER E., BEDERKE E.**, 1942 - *Erläuterungen zur geologische karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten*. Bl. Glatz, Königsheim, Reichenstein und Landeck, Leif. 343, Berlin.
- FISTEK J.**, 1962 - Źródła mineralne Długopola Zdroju, Nowej Bystrzycy, Szczawiny i Nowej Łomnicy na tle budowy geologicznej, *Kwart. Geol.*, t. 6, nr 4, Warszawa.
- FISTEK J.**, 1971 - Kilka uwag o występowaniu i genezie szczaw Kotliny Kłodzkiej, *Prz. Geol.*, nr 4, s. 192-195.
- FISTEK J.**, 1972 - Ekspertyza hydrogeologiczna dotycząca możliwości wykorzystania wody podziemnej z ujęcia nr 1 w Gorzanowie dla potrzeb projektowanej rozlewni wód stołowych, Wrocław, mat. niepubl.
- FISTEK J.**, 1973 - Projekt rekonstrukcji i likwidacji starych otworów wiertniczych w Gorzanowie, mat. arch. Biura Projektów i Usług Branży Uzdrawiskowej „Balneoprojekt”.
- FISTEK J.**, 1975a – Wody lecznicze Dusznik Zdroju, w: *Przewodnik XLVII zjazdu PTG*, 22-24 czerwca, 1975, Świdnica, Wyd. Geol., Warszawa, s. 274-276.

- FISTEK J.**, 1975b – Wody lecznicze Polanicy Zdroju, w: Przewodnik XLVII zjazdu PTG, 22-24 czerwca, 1975, Świdnica, Wyd. Geol., Warszawa, s. 276-278.
- FISTEK J.**, 1977 - Szczawy Kotliny Kłodzkiej i Gór Bystrzyckich, Biul. Geol. UW, t. 22, s. 61-115.
- FISTEK J.**, 1979 - Wody lecznicze i mineralne oraz peloidy, w: Surowce mineralne Dolnego Śląska, Wrocław Ossolineum, s. 430-442.
- FISTEK J.**, 1983 - Aktualny stan rozpoznania wód leczniczych Sudetów, w: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej, II symp. Łądek Zdrój, Wyd. UWr., Wrocław.
- FISTEK J.**, 1986 - Stan rozpoznania zasobów wód leczniczych uzdrowisk dolnośląskich, w: Geologia uzdrowiskowa wczoraj - dzisiaj - jutro, nr 480, Warszawa, s. 23-41.
- FISTEK J.**, 1989 - Rola uskoku Pstrężna-Gorzanów w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych SW obrzeżenia Synklinorium Śródsudeckiego, w: Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr., nr 58, s. 361 - 368.
- FISTEK J.**, 1993 - Charakterystyka składu fizyko-chemicznego wód podziemnych rowu Nysy Kłodzkiej i niecki Batorowa, zał. T-VIII do Dokumentacji hydrogeologicznej dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych w utworach kredy rejonu rowu Nysy Kłodzkiej i niecki Batorowa, mat. niepubl.
- FISTEK J., GIERWIELANIEC J.**, 1957 - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów : 25 000, arkusz Nowa Bystrzyca, Wyd. Inst. Geol., Warszawa.
- FISTEK J., GIERWIELANIEC J.**, 1964 - Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, arkusz Nowa Bystrzyca, 1: 25 000, Wyd. Geol., Warszawa.
- FISTEK J., GIERWIELANIEC J.**, 1983 - Problematyka hydrogeologiczna zapadliska Kudowy, w: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej, materiały II Ogólnopolskiego Sympozjum-Łądek Zdrój, Wyd. UWr., s. 240-261.
- FISTEK J., DOWGIAŁŁO J., BOROWIEC A.**, 1987a - Wody lecznicze na tle struktury synkliny Kudowy. Nowy punkt występowania wody termalnej w Sudetach, w: Przewodnik LVIII Zjazdu PTG, Wałbrzych, s. 251-254.
- FISTEK J., IWANOWSKI S., ICIEK A.**, 1975 - Badania geologiczne, geofizyczne i hydrogeologiczne jako przykład kompleksowego rozwiązania problemu poszukiwań wód leczniczych w uzdrowiskach Sudeckich, Biul. Inf. Geofiz, nr 1, Wyd. Geol., Warszawa, s. 5-30.
- FISTEK J., KOWALSKI S., MROCZKOWSKA B., SZAFRANEK M.**, 1987b - Niektóre wyniki badań hydrogeologicznych rowu górnej Nysy Kłodzkiej, w: Przewodnik LVIII Zjazdu PTG, Wałbrzych, s. 261-265.
- FONTES J. Ch.**, 1983 - Dating of groundwater, w: Guidebook on nuclear techniques in hydrology, Technical Rep. I.A.E.A, No 91, Vienna, s. 285-318.
- FRECH F.**, 1904 - Reinerz, das Zentrum der Glatzer Mineralquellen, Druck von Richard Phol. Reinerz, Breslau.
- FRECH F.**, 1912 - Schlesiens Heilquellen in ihrer Beziehung zum Bau der Gebirge, Allgemeine Medizinische Verlagsanstalt, G.m.b.H, Breslau.
- FRITZ P., FONTES J. Ch.**, 1980 - Handbook of environmental isotope geochemistry, Vol. 1, Elsevier Science Publishers B. V, Amsterdam.
- FRITZ P., FONTES J. Ch.**, 1986 - Handbook of environmental isotope geochemistry, Vol. 2, Elsevier Science Publishers B. V, Amsterdam.
- GAT J. R., GONFIANTINI R. (red.)**, 1981 - Stable isotope hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle, Technical Rep. I.A.E.A, No. 210, Vienna.
- GIERWIELANIEC J.**, 1997 - Tektonika i hydrogeologia rowu Wlenia (Sudety zachodnie) w świetle dotychczasowych badań naukowych, raport PWr., seria SPR nr 861/97, Wrocław.
- GIERWIELANIEC J.**, 1998 - Wpływ trzeciorzędowej tektoniki fałdowo-uskokowej i litologii na formowanie się wód podziemnych w rowie Nysy Kłodzkiej (Sudety Środkowe), raport PWr., seria SPR nr 928/98, Wrocław.
- GIERWIELANIEC J.**, 1999 - Rozpoznanie hydrogeologiczne polskiej części Gór Bystrzyckich i Orlickich, raport PWr., seria SPR nr 19/99, Wrocław.
- GRABCZAK J.**, 1978 - Izotopy naturalne w hydrogeologii, w: Probl. Uzdr., zeszyt 3 (125), Warszawa
- GRABCZAK J., ZUBER A.**, 1983 - Isotope composition of waters recharged during the Quaternary in Poland, w: Isotope und ihre Anwendung in den Geowissenschaften, in der Bergbausicherheit und

- im Umweltschutz, teil I, Vorträge des internationalen Isotopenkolloquiums zum Berg - und Hüttenmännischen Tag, Freiberg, s. 93-108.
- GRABCZAK J., ZUBER A.**, 1985 - A combined isotope and chemical approach to determining the origin of brines in salt mines, w: Isotope und ihre Anwendung in den Geowissenschaften, in der Bergbausicherheit und im Umweltschutz, teil I, Vorträge des internationalen Isotopenkolloquiums, Freiberg, s. 105-115
- GRABCZAK J., ZUBER A.**, 1993 - Wyniki analiz izotopowych wód podziemnych z rejonu Rowu Nysy Kłodzkiej, zał. do „Dokumentacja hydrogeologiczna dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych w utworach kredy rejonu rowu Nysy Kłodzkiej i niecki Batorowa.”, mat. niepubl.
- GRANICZNY M.**, 1981 - Możliwości stosowania technik teledetekcyjnych w badaniach hydrogeologicznych, Probl. Uzdr. 5/6, Warszawa, s. 75-83.
- GRANICZNY M.**, 1994 - Strefy nieciągłości tektonicznych w świetle korelacji wielotematycznych danych geologicznych na przykładzie okolic Żarnowca i Ziemi Kłodzkiej, PIG, Warszawa.
- GROCHOLSKA J., GROCHOLSKI A.**, 1958 - Tektonika północno-wschodniej części Rowu Nysy, Prz. Geol., nr 8/9, s. 351-353.
- GRZEGORCZYK K.**, 1998 - Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych z utworów górnej kredy w Gorzanowie otw. nr 7M, „Eko-Life”, Wrocław, mat. niepubl.
- GRZEGORCZYK K., KRAWCZYK J., NOWAK A., DĄBROWSKI S., WIJURA A., FISTEK J.**, 1993 - Dokumentacja hydrogeologiczna dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych w utworach kredy rejonu rowu Nysy Kłodzkiej i niecki Batorowa, mat. niepubl.
- GRZEŚKOWIAK W., LIMISIEWICZ P., WĄSIK M., POPRAWSKI L.**, 1994 - Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wód podziemnych z utworów kredowych dla rozlewni wód mineralnych w Gorzanowie (otwory 2, 4b), PPUH „Hydrogeo” sp. z o.o, Wrocław, mat. niepubl.
- GUNIA T.**, 1976 - Nowe wyniki badań stratygraficznych w metamorfiku Gór Bystrzyckich, Orlickich i metamorfiku Śnieżnika, mat. konferencji terenowej „Problemy wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej”, Międzyzlesie.
- HEM J. D.**, 1985 - Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, U. S. Geol. Survey Water-Supply Pap. 2254.
- HYNIE O.**, 1963 - Hydrogeologie CSSR II, Mineralnyje vody, Academia, Praha.
- JAHN A.**, 1980 - Main features of the Tertiary relief of the Sudety Mountains, Geografica Polonica 43, s. 5-23.
- JERZYKIEWICZ T.**, 1971 - A Flysch/litoral Succession in the Sudetic Upper Cretaceous. Acta Geologica Polonica 21, 2 s. 165-199.
- JERZYKIEWICZ T.**, 1975 - Pozycja geologiczna osadów górnokredowych depresji śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej, Przew. XLVII zjazdu PTG, Warszawa, 226-240.
- JODŁOWSKI St.**, 1980 - Badania strukturalne wschodniej części Dolnego Śląska. Struktura Gór Bystrzyckich i rowu górnej Nysy Kłodzkiej w świetle badań geofizycznych, mat. arch. PIG, Wrocław.
- JODŁOWSKI St.**, 1999 - Utwory kredy i jej podłoże w Kotlinie Kłodzkiej w świetle badań geofizycznych. I. Rów górnej Nysy Kłodzkiej, w: Szczeliniec, nr 3, Wyd. Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa Zdrój, s. 21-40.
- JODŁOWSKI St., MROCZKOWSKA B.**, 1990 - Badania dotyczące budowy geologicznej rowu górnej Nysy Kłodzkiej w świetle nowych badań geologicznych i geofizycznych, mat. arch. PIG, Wrocław.
- KALUŻA P.**, 1998 - Podstawowe parametry hydrogeologiczne osadów górnej kredy w Sudetach, mat. arch. Zakładu Hydrogeologii UW., Wrocław - praca magisterska.
- KAPUŚCIAREK St.**, 1993 - Projekt badań hydrogeologicznych na ujęcie wód podziemnych z utworów górnokredowych w miejscowości Gorzanów, Wrocław, mat. arch. niepubl.
- KIEŁCZAWA B.**, 2000 - Zmienność mineralizacji wód górnokredowych Gorzanowa, Prz. Geol., t. 48, nr 12, Warszawa, s. 1195-1199.
- KIEŁCZAWA B.**, 2001 - Zjawisko mieszania się wód Gorzanowa na tle złóż wód rowu górnej Nysy Kłodzkiej, Pr. Nauk. Inst. Gór. PWr., nr 92, Konferencje nr 29, Wrocław, s. 85-94.
- KIEŁCZAWA B., TEISSEYRE B.**, 2000 - Nowe dane do tektoniki okolic Gorzanowa w Sudetach Środkowych, Pr. Nauk. Inst. Gór. PWr., nr 87, s. 19-26.
- KLECZKOWSKI A.**, 1979 - Hydrogeologia ziem wokół Polski, Wyd. Geol., Warszawa.

- KLECZKOWSKI A.**, 1990a - Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1 : 500 000, Wyd. Inst. Hydrogeol. i Geol. Inż. AGH, Kraków.
- KLECZKOWSKI A.**, 1990b - Objasnienia do „Mapy obszarów GZWP w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1 : 500 000), Wyd. Instytut. Hydrogeol. i Geol. Inż. AGH, Kraków.
- KLECZKOWSKI A., RÓŻKOWSKI A. (red.)**, 1997 - Słownik hydrogeologiczny, Wyd. TRIO, Warszawa.
- KNIE J. G.**, 1830 - Alphabetisch-statistisch-topographische Übersicht aller Dörfer, Flecken, Städte und anderen Orte der Königl. Preus. Provinz Schlesien, Grass, Barth u. Comp, nr 16, Breslau, s. XXIII. 1079.
- KOMUDA J., DON J.**, 1964 - Brachyantykлина Bystrzycy Kłodzkiej. Acta Geol. Pol., vol. XIV, Wrocław, s. 169-174.
- KONDRACKI J.**, 1998 - Geografia regionalna Polski, PWN, Warszawa.
- KOTARBA M.**, 1988 - Geochemiczne kryteria genezy gazów akumulowanych w serii węglonośnej górnego karbonu niecki Wałbrzyskiej, Zeszyty Nauk. AGH, Geologia, nr 42, Kraków.
- KOWALIŃSKI St. (red.)**, 1976 - Zasoby wodne Ziemi Kłodzkiej, mat. sesji nauk., 27 stycznia 1976, Wrocław.
- KOWALSKI S.**, 1980 - Charakterystyka hydrogeologiczna źródeł Gór Stołowych, Kwart. Geol., t. 24, nr 4, s. 885-903.
- KOWALSKI S.**, 1983a - Wody podziemne w skałach górnokredowych Gór Stołowych, Prace Hydrogeol. - seria specjalna, Wyd. Geol.
- KOWALSKI S.**, 1983b - Problematyka hydrogeologiczna Gór Stołowych, w: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej, materiały II Ogólnopolskiego Sympozjum-Lądek Zdrój, Wyd. UW., s. 42-58.
- KOWALSKI S.**, 1987 - Metoda obserwacji źródeł do charakterystyki jednostek hydrogeologicznych na przykładzie Gór Stołowych, w: Przewodnik LVIII Zjazdu PTG, Wałbrzych, s. 257-260.
- KOWALSKI S.**, 1992 - Czynniki naturalne warunkujące występowanie wód podziemnych w regionie Sudeckim, Prace Geol. - Min. XXV, Wyd. UW., Wrocław.
- KOZŁOWSKI J.**, 1997 - Zjawisko mieszania się wód na przykładzie wybranych złóż wód leczniczych w Polsce, w: Współczesne problemy hydrogeologii, T VIII, Wyd. WIND-J. Wojewoda, Wrocław, s. 347-352.
- KOZŁOWSKI J.**, 2000 - Mieszanie się wód jako podstawowe zjawisko kształtowania się składu chemicznego wód leczniczych Polski południowej, Wrocław - praca doktorska.
- KRAINOV S. R., PETROVA N. G.**, 1979 - Fluorine-bearing ground waters as a result of the interaction in the system „water-rock”, w: Hydrogeochemistry of mineralized waters, mat. konf. w Cieplicach Zdroju, Wyd. PIG, Warszawa, s. 109-115.
- KRYZA H.**, 1983 - Wody podziemne północnej części Masywu Śnieżnika, w: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej, II sympozjum Lądek Zdrój, Wyd. UW., Wrocław.
- KRYZA H.**, 1986 - Zróżnicowanie przestrzenne odpływu podziemnego zlewni sudeckich na przykładzie zlewni Kamienicy (Masyw Śnieżnika), w: Problemy hydrogeologiczne południowo - zachodniej Polski, seria Konferencje nr 21, Wyd. PWr., Wrocław.
- KRYZA J.**, 1975 - Wody podziemne na obszarze Sudetów Środkowych i bloku przedsudeckiego, materiały wycieczki terenowej, Przewodnik XLVII zjazdu PTG, Świdnica, Wyd. Geol., Warszawa.
- KRYZA J., KRYZA H., POPRAWSKI L.**, 1987 - Rola doliny kopalnej Nysy Kłodzkiej w obiegu wody w masywie skalnym Kotliny Kłodzkiej, w: Przewodnik LVIII zjazdu PTG, Wałbrzych, s. 265-267.
- KUBIAK U.**, 1985 - Zróżnicowanie warunków hydrogeologicznych w rowie górnej Nysy Kłodzkiej, mat arch. Zakładu Hydrogeologii UW., Wrocław - praca magisterska.
- LAND L. S.**, 1987 - The major ion chemistry of saline brines in sedimentary basins, w: Physics and Chemistry of Porous Media II: Ridgefield, Conn, American Institute of Physics Conference Proceedings 154, s. 160-179.
- LEPPLA A.**, 1900 - Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse, Abh. Preus. Geol. Landesanst. N.F. 32, Berlin.
- LEŚNIAK P. M., DOWGIAŁŁO J.**, 1986 - O genezie wód chlorkowych w Karpatach fliszowych - polemicznie, Prz. Geol., nr 7, Warszawa.

- MALKOVSKÝ M. (red.)**, 1974 - Geologie české křídové pánve a jejího podloží, Ústřední ústav geologický, Praha.
- MACIOSZCZYK A.**, 1987 - Hydrogeochemia. Wyd. Geol., Warszawa.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A.**, 1993 - Principles and practice of calibration and validation of mathematical models for the interpretation of environmental tracer data in aquifers, w: *Advances in Water Resources* 16, s. 173 - 190.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A.**, 1996 - Numerical models of groundwater flow for transport, w: *Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology*, IAEA-TECDOC-910, Vienna, s. 9 - 58.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A.**, 1997 - Modele matematyczne i program komputerowy do interpretacji stężeń trytu i innych znaczników w wodach podziemnych, w: *Współczesne problemy hydrogeologii*, T. VIII, Kiekrz, s. 471-473.
- MATERIAŁY** archiwalne Biura Projektów i Usług Branży Uzdrawiskowej „Balneoprojekt” w Warszawie.
- MATERIAŁY** archiwalne Gminnej Spółdzielni „Samopomoc Chłopska” w Bystrzycy Kłodzkiej.
- MATERIAŁY** archiwalne Przedsiębiorstwa Geologicznego we Wrocławiu „PROXIMA” S.A.
- MATERIAŁY** archiwalne rozlewni wód mineralnych i napojów chłodzących „Mineral” w Gorzanowie.
- MATERIAŁY** archiwalne rozlewni wód mineralnych „Perłka”.
- MATERIAŁY** archiwalne uzdrowiska Łądek-Długopole.
- MAZOR E.**, 1991 - Applied chemical and isotopic groundwater hydrology, Derby.
- MEISTER E.**, 1932 - Die Kohlensäurehaltigen Mineralquellen der Grafschaft Glatz, Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 53.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B.**, 1991 - Piętro wodonośne kredy, w: *Budowa geologiczna Polski* T. VII, *Hydrogeologia*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 226-229.
- MÍSAŘ Z. (red.)**, 1983 - Český masiv - Geologie CSSR I, Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- MOTYKA J., TOMASZEWSKA B.**, 1998 - Wstępne wyniki badań składu chemicznego słodkich wód podziemnych w rejonie Krynicy, w: *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, T. 14, z. 1, s. 119-129.
- MROCZKOWSKA B.**, 1989 - Chemizm wód kredowego piętra wodonośnego w Sudetach środkowych, *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc*, nr 58, s. 463-466.
- MROCZKOWSKA B.**, 1995 - Atlas hydrogeochemiczny kredy niecki Śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej, skala 1: 200 000, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MROCZKOWSKI J., DYJOR S., MROCZKOWSKA B.**, 1995 - Hydrogeochemiczne wskaźniki aktywności tektonicznej Dolnego Śląska, *Acta Univ. Wratisl.*, No 1739, *Prace Geol.-Min. L*, Wrocław, s. 109-114.
- NIEMCZYK V.**, 1999 - Współczesny stan wiedzy geologicznej na temat Gór Stołowych (Sudety Środkowe), w: *Szczeliniec*, nr 3, Wyd. Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa Zdrój, s. 3-19.
- OBERC J.**, 1957 - Serie osadowe Ziemi Kłodzkiej. *Przew. XXX Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej*, Duszniki Zdrój, 19-21 maja 1957, Wrocław, s. 13-23.
- OBERC J.**, 1966 - Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku, w: *Z geologii Ziemi Zachodnich*, Warszawa.
- OBERC J.**, 1972 - Synklinorium Śródsudeckie i rów górnej Nysy Kłodzkiej, w: *Budowa geologiczna Polski*, t. IV, *Tektonika cz. 2*, Wyd. Geol., Warszawa.
- OBERC J., DYJOR St.**, 1968 - Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach, *Prz. Geol.*, nr 11 (187), Warszawa, s. 493-498.
- d'OBYRN K., ZUBER A., GRABCZAK J.**, 1995 - Wyniki badań izotopowych wód holocénskich w południowo-zachodniej Polsce, w: *Współczesne problemy hydrogeologii*, t. VII, Kraków-Krynica, s. 361-368.
- OLCZAK T.**, 1972 - Sejsmiczność Polski w okresie 1901 – 1950, *Acta Geophys. Pol.* 10, 1, s. 1-9.
- OSENBRÜCK K., WEISE S.M., ZUBER A., GRABCZAK J., CIĘŻKOWSKI W.**, 1993 - Noble gas temperatures and ages of some glacial and buried brine waters in Poland, w: *Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere. Proceedings of an International Symposium*, Vienna 19-23 April 1993, Vienna, s. 319-336.
- OWCZYNNIKOW A.**, 1963 - Mineralnyje wody, *Gasgeoltekhizdat*, Moskwa.

- PACHUCKI C.**, 1959 - O stratygrafii i litologii kredy w rowie Nysy Kłodzkiej, Ann. Uniw. M. Curie-Skłodowska, Sect. B IV-12 Lublin.
- PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z.**, 1996 - Wody mineralne i lecznicze Polski, Wyd. PIG, Warszawa.
- PAGACZEWSKI L.**, 1972 - Catalogue of earthquakes in Poland in 1000 – 1970 years, Pr. Inst. Geol. PAN, 51.
- PAŁYS J.**, 1967 - Pochodzenie wód podziemnych i tworzenie się ich składu chemicznego, Prz. Geol., 1, Warszawa.
- PANARELLO H.O., ARAGUÁS-ARAGUÁS L., GERARDO-ABAYA J., GIBERT E.**, 1998 - The role of the global network for isotopes in precipitation (GNIP) in hydrological and hydroclimatic studies, w: Isotope techniques in the study of environmental change, I.A.E.A, Vienna, s. 93-106.
- PAYN B. R.**, 1983 - Environmental isotopes, w: Guidebook on nuclear techniques in hydrology, Technical Rep. I.A.E.A, No 91, Vienna, s. 4-8.
- PAZDRO Z.**, 1968 - Koreferat do dokumentacji ujęcia wód podziemnych w Gorzanowie, mat. niepubl.
- PAZDRO Z.**, 1983 - Hydrogeologia ogólna, Wyd. Geol., Warszawa.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B.**, 1990 - Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa.
- PETRASCHECK W.**, 1904 - Das Bruchgebiet des böhmischen Anteils der Mittelsudeten westlich des Neissegrabens, Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 56, Berlin.
- PLEWA M., SROKA K.**, 1996 - Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi w rejonie sudeckim, w: Badania ciepła radiogenicznego skał krystalicznych i osadowych obszaru sudeckiego, Prace Geol. PAN - Oddział w Krakowie, z. 141, Kraków.
- PLEWA M., PLEWA S., SROKA K., ŚMISZEK R.**, 1995 - New determinations of the terrestrial Heat Flow in Poland, Biul. PAN, vol. 43, nr 4, Warszawa.
- PLEWA S.**, 1994 - Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski, Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków.
- PODZIAŁ HYDROGRAFICZNY POLSKI.**, 1983 - cz. I, zestawienia liczbowo - opisowe, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- PODZIAŁ HYDROGRAFICZNY POLSKI.**, 1980 - cz. II, mapa (1: 200 000), Wyd. Geol., Warszawa.
- POLAŃSKI A.**, 1979 - Izotopy w geologii, Wyd. Geol., Warszawa.
- POLAŃSKI A.**, 1988 - Podstawy geochemii. Wyd. Geol., Warszawa.
- POLAŃSKI A., SMULIKOWSKI K.**, 1969 - Geochemia, Wyd. Geol., Warszawa.
- PRZYLIBSKI T. A.**, 1996 - Radon w wodach leczniczych - dotychczasowe poglądy w świetle najnowszych badań geochemicznych, w: mat. szkoleniowe Służby Geol. Resortu Z. i Op. Społ, Warszawa - Szczawno, s. 86-92.
- PRZYLIBSKI T. A.**, 1999 - Wody „radoczynne” czy „radonowe”?, Prz. Geol., 47, Warszawa, s. 53-55.
- PRZYLIBSKI T. A., LIBER-MADZIARZ E.**, 2000 - Pozorna zależność zmian stężeń radonu-222 w wodzie od zmian wydajności ujęć wód leczniczych Świeradowa Zdroju (Sudety), w: Pr. Nauk. Inst. Gór. PWr., nr 87, s. 69-78.
- PRZYLIBSKI T. A., KOZŁOWSKA B., DORDA J., KIEŁCZAWA B.**, - Radon-222 and Radium-226 concentrations in mineralized groundwaters of Gorzanów (Kłodzka hollow, Sudety Mts., SW Poland - praca w druku.
- QUIJANO L., DRAY M.**, 1983 - Origin of groundwater, w: Guidebook on nuclear techniques in hydrology, Technical Rep. I.A.E.A, No 91, Vienna, s. 273-284.
- RADWAŃSKA Z.**, 1960 - O wieku tzw. „iłów idzikowskich”. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, t. VIII, s. 5-22.
- RADWAŃSKI St.**, 1957 - Zagadnienie kredy na obszarze Ziemi Kłodzkiej. Przewodnik XXX zjazdu PTG, Wrocław.
- RADWAŃSKI St.**, 1961 - Deltowe osady koniakowe w okolicy Idzikowa (Dolny Śląsk), Kwart. Geol. T. 5, nr 1, Warszawa.
- RADWAŃSKI St.**, 1965 - Budowa geologiczna rowu Nysy w okolicach Bystrzycy Kłodzkiej i Długopola Dolnego, Biul. Inst. Geol., nr 185, Warszawa.

- RADWAŃSKI St.**, 1968a - Górnokredowe osady w Sudetach i wpływ tektoniki na ich sedimentację, Kwart. Geol. T.12, Wyd. Geol.
- RADWAŃSKI St.**, 1968b - Cretaceous Deposits of the Central Sudetes, w: Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, t. XVII, s. 165-182.
- RADWAŃSKI St.**, 1975 - Kreda Sudetów środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych, Biul. Inst. Geol., t. 24, nr 287, s. 5-50.
- RAZOWSKA L.**, 1999 - Wskaźniki hydrochemiczne - mało przydatne czy niedoceniane ?, w: Współczesne problemy hydrogeologii, T IX, PIG, Warszawa, s. 307-313.
- ROCZNIKI** meteorologiczne z okresu 1955-1989, Wyd. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- RÓŻKOWSKI A., PRZEWŁOCKI K.**, 1979 - Conditions of formation of water chemistry in the Upper Silesian coal basin, w: Hydrogeochemistry of mineralized waters, mat. konf. w Cieplicach Zdroju, Wyd. PIG, Warszawa, s. 226-238.
- RÓŻKOWSKI A., PRZEWŁOCKI K.**, 1985 - Wody podziemne Górnosląskiego Zagłębia Węglowego w świetle badań hydrochemicznych i izotopowych, w: Aktualne problemy hydrogeologii, Wyd. AGH, Kraków, s. 149-162.
- RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA T.**, 1979 - Hydrogeochemical zonality in the Lublin coal basin, w: Hydrogeochemistry of mineralized waters, mat. konf. w Cieplicach Zdroju, Wyd. PIG, Warszawa, s. 239-246.
- RÓŻYCKI M., MILEWICZ J.**, 1975 - Utwory kredowe Sudetów środkowych i zachodnich jako zbiorniki wód podziemnych, Kwart. Geol., t. 19, nr 1, s. 113-119.
- RÓŻYCKI M.**, 1976 - O wodach szczelinowych w krystalniku sudeckim, Biul. Geol. t. 21, Warszawa.
- SAWICKI L.**, 1995 - Mapa geologiczna regionu Dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SAWICKI L.**, 1997 - Mapa geologiczna regionu Dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (1 : 100 000). Podstawy litostratygraficzne i kodyfikacyjne wydzieleń, Wyd. PIG., Warszawa.
- SCHWARZBACH M.**, 1934 - Die Entstehung der Thanndorfer „Terrasse“ im Glatzer Schneegebirge (Spieglitzer Schneeberg), Firgenwald 7, Reichenberg.
- SCUPIN H.**, 1935 - Die stratigraphischen Beziehungen der mittel - und nordsudetischen Kreide, Dtsch. Geol. Ges. 87, s. 523-538.
- SMULIKOWSKI K.**, 1957 - Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika kłodzkiego, Przewodnik XXX zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej, Duszniki Zdrój, 19-21 maja 1957, Wrocław, s. 37-54.
- SOLECKI A.**, 1983 - Wody mineralne Sudetów, ich związek z tektoniką w świetle analizy obrazu Landsata i koncepcji planetarnych stref spękań, w: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej, materiały II Ogólnopolskiego Sympozjum-Lądek Zdrój, Wyd. UWr., s. 299-305.
- SROKA W.**, 1997 - Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno - statystycznej, Prace Geol.-Min. LVIII, Wyd. UWr., Wrocław.
- STAFFA M., (red.)** 1994 - Kotlina Kłodzka i rów górnej Nysy, w: Słownik geografii turystycznej Sudetów, t. 15, praca zbiorowa, Wyd. I-BIS, Wrocław.
- STARZYŃSKA D., RAFALSKI Z.**, 1985 - Aneks nr 2 do dokumentacji hydrogeologicznej zasobów wód podziemnych Gorzanowa dotyczący otworu nr 6, mat. niepubl.
- STEIN E.**, 1927 - Monographien deutscher Städte, s. 156, 251.
- STUPNICKA E.**, 1989 - Geologia regionalna Polski, Wyd. Geol., Warszawa.
- SZARSZEWSKA Z.**, 1969 - Projekt badań złoża wód leczniczych i zwykłych w Gorzanowie dla zatwierdzenia zasobów w kategorii A, mat. arch. B.P. i U.T.B.U. "Balneoprojekt", Warszawa.
- SZARSZEWSKA Z.**, 1974 - Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wód podziemnych Gorzanowa, mat. arch. B.P. i U.T.B.U. "Balneoprojekt", Warszawa.
- SZARSZEWSKA Z.**, 1979 - Sprawozdanie z wykonanych prac wiertniczych dla ujęcia wody w Długopolu, mat. arch. Urzędu Miasta i Gminy w Bystrzycy Kłodzkiej.
- TARKA R.**, 1998 - Wodonośność utworów kredy w synklinorium Północnosudeckim, w: Tech. Poszuk. Geol., Geosynoptyka i Geotermia, nr 5, s. 29-38.

- TARKA R., BEREŚNIEWICZ D.**, 1999 - Wpływ tektoniki na występowanie i przepływ wód podziemnych na obszarze kredy Ziemi Kłodzkiej, w: streszczenia referatów PTG 1998-1999, z. nr 2, Wyd. „Ocean”, Wrocław.
- TEISSEYRE B.**, 1975 – Stratygrafia mikrofaunistyczna górnej kredy rowu Nysy (Sudety Środkowe), Roczn. Pol. Tow. Geol., vol. XLV, nr 1, Kraków, s. 81-136.
- TEISSEYRE H.**, 1957 - Rozwój budowy geologicznej w regionie Łądku i Śnieżnika Kłodzkiego, Przew. XXX zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej, Duszniki Zdrój, 19-21 maja 1957, Wrocław, s. 9-13.
- TEISSEYRE J.**, 1954 - Geologia Sudeckich wód mineralnych, w: Zagadnienia racjonalizacji gospodarki i eksploatacji złożowej wód mineralnych w Polsce, materiały pozjazdowe Stowarzyszenia Naukowo-Technicznego Inżynierów i Techników Górnictwa i Przemysłu Naftowego 3 - 4.IX.1954 Krynica.
- TEISSEYRE J.**, 1966 - Źródła mineralne Dolnego Śląska w świetle badań geologicznych (1945-1965), w: Z geologii Ziemi Zachodnich, Tow. Rozwoju Ziemi Zach., Wrocław, s. 485-505.
- TOMASZEWSKI J. T.**, 1989 - Kształtowanie się wód podziemnych w pokrywach zwietrzelinowych górskich obszarów Sudetów, w: Problemy hydrogeologiczne południowo - zachodniej Polski, seria Konferencje nr 29, Wyd. PWr., Wrocław.
- VALYASHKO M. G.**, 1974 - Geochemical criteria of genesis of salt and brine waters, w: Proceedings International Symposium on Water-Rock Interaction, Ustredni Ústav Geologický, Prague, s. 32-37.
- WALCZAK W.**, 1957 - W sprawie transgresji lądolodu w Kotlinie Kłodzkiej, w: Z badań czwartorzędu w Polsce, T. 8, Wyd. geol., Warszawa, s. 403-412.
- WALCZAK W.**, 1961 - Ziemia Kłodzka - monografia krajoznawcza, Wyd. Sport i Turystyka, Warszawa, s. 3-75.
- WALCZAK W.**, 1968 - Sudety, PWN, Warszawa.
- WALCZAK W.**, 1972 - Sudety i przedgórze sudeckie, w: Geomorfologia Polski, t. 1, Polska południowa, góry i wyżyny, Pr. zbior. pod red. M. Klimaszewskiego, PWN, Warszawa, s. 167-232.
- WALCZAK W.**, 1976 - Jak powstała rzeźba Polski, w: Biblioteka problemów, PWN, Warszawa.
- WEIL W.**, 1981 - Charakterystyka chemizmu wód wgłębnych w utworach kompleksu mezozoicznego synklinorium warszawskiego, Biul. Inst. Geol., T. V, 325, Warszawa, s. 89-156.
- WIECZYSTY A.**, 1982 - Hydrogeologia inżynierska, PWN, Warszawa.
- WITCZAK St., ADAMCZYK A.**, 1995a - Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania, T.I, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- WITCZAK St., ADAMCZYK A.**, 1995b - Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania, T.II, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- WOŚ A.**, 1999 - Klimat Polski, PWN, Warszawa.
- WOŹNIAK J.**, 1976 - Geodezyjne metody badań współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej z uwzględnieniem warunków sieci wielokrotnej niwelacji Polski południowo-zachodniej, komunikat nr 144, Wrocław - praca doktorska.
- WÓJCIK L.**, 1957 - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów (1 : 25 000), arkusz Polanica Zdrój, Wyd. Inst. Geol., Warszawa.
- WROŃSKI J.**, 1981 - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów (1 : 25 000), arkusz Bystrzyca Kłodzka, Wyd. Inst. Geol., Warszawa.
- WROŃSKI J., CWOJDIŃSKI S.**, 1984 - Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, arkusz Bystrzyca Kłodzka (1: 25 000), Wyd. Geol., Warszawa.
- WYRZYKOWSKI T.**, 1985 - Mapa współczesnych bezwzględnych prędkości pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski (1: 2 500 000), Inst. Geod. i Kartogr., Warszawa.
- ZUBER A.**, 1986a - Zastosowanie metod znacznikowych w zagadnieniach ochrony wód podziemnych. Część I. Metody znacznikowe, Sprawozdanie do zad. 02.04.01 pt.: "Katalog wybranych podstawowych parametrów migracji niezbędnych przy wyznaczaniu stref ochronnych - instrukcja metodyczna", IFJ, Kraków, maszynopis powielony.
- ZUBER A.**, 1986b - Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems, w: Handbook of environmental isotope geochemistry, Vol. 2, Elsevier Science Publishers B. V, Amsterdam, s. 1-60.

- ZUBER A.**, 1987 - O pochodzeniu wód typu zuber, w: 25 lat górnictwa uzdrowiskowego, Wyd. AGH, Kraków, s. 37 - 51.
- ZUBER A.**, 1992 - Metody izotopowe w badaniach wód mineralnych, w: Geologia uzdrowiskowa, Balneotechnika, mat. szkoleniowe Krynica - Cieplice, Ministerstwo Zdrowia i Opieki Społ., Warszawa, s. 9-27.
- ZUBER A.**, 1999 - Interpretacja wieków trytowych wód podziemnych prostymi modelami matematycznymi, Prz. Geol., vol. 47, nr 6, Warszawa, s. 571-573.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W.**, 1997 - Regional parameters of some fissured aquifers in the Bohemian Massif obtained from environmental tracer data, w: Acta Univ. Wratisl., 2052, Hydrogeology, Wrocław, s. 181-197.
- ZUBER A., GRABCZAK J.**, 1985 - Determining the origin of mineral waters in Southern Poland with the aid of isotope methods, w: Isotope und ihre Anwendung in den Geowissenschaften, in der Bergbausicherheit und im Umweltschutz, teil I, Vorträge des internationalen Isotopenkolloquiums, Freiberg, s. 117-126.
- ZUBER A., PLUTA I.**, 1989 - Wskaźniki izotopowe i chemiczne genezy solanek karbonu GZW, w: Pr. Nauk. Inst. Geotech., nr 58, seria Konferencje nr 29, Wrocław, s. 497-504.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W., GRABCZAK J., DULIŃSKI M.**, 1999 - Wieki i położenie obszarów zasilania wód mineralnych Krynicy oszacowane ze zmian czasowych stężeń trytu oraz wartości $\delta^{18}\text{O}$ i δD , Prz. Geol., vol. 47, nr 6, Warszawa, s. 574-583.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W., KRYZA J., GRABCZAK J.**, 1989 - Pochodzenie wód termalnych Cieplic Śląskich Zdroju a ich anomalny skład izotopowy i chemiczny, w: Pr. Nauk. Inst. Geotech., nr 58, seria Konferencje nr 29, Wrocław, s. 389-400.
- ZUBER A., OSENBRÜCK K., WEISE S. M., GRABCZAK J., CIĘŻKOWSKI W.**, 1993 - Gazy szlachetne i ich stosunki izotopowe w wodach termalnych Łódka Zdroju i Cieplic Śląskich Zdroju, w: Współczesne problemy hydrogeologii, Wyd. „Sudety” t. VI, Wrocław, s. 151-158.
- ZUBER A., WEISE S. M., OSENBRÜCK K., MATEŃKO T.**, 1997 - Origin and age of saline waters in Busko Spa (Southern Poland) determined by isotope, noble gas and hydrochemical methods: evidence of interglacial and pre-Quaternary warm climate recharges, w: Applied Geochemistry, Vol. 12, s. 643-660.
- ZUBER A., WEISE S. M., OSENBRÜCK K., MATEŃKO T., GRABCZAK J.**, 1996 - Kompleksowe zastosowanie metod hydrochemicznych, izotopowych i gazów szlachetnych dla określenia genezy i wieku wód mineralnych, w: Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski, Wrocław, s. 361-367.

