

## 11. Charakterystyka strukturalna i hydrogeologiczna rejonów badań

### SUDETY ZACHODNIE

#### 11.1. Rejon badawczy Pławna

Rejon badawczy Pławna (Fig. 11.1 a-e) zlokalizowany jest ok. 6-10 km na południe od Lwówka Śląskiego, na Pogórzu Izerskim (Kondracki 1978, 1998), w obrębie pagórkowatych Wzniesień Gradowskich, w dorzeczu Bobru i Kwisy. W części północnej i środkowej odsłaniają się w nim permskie skały klastyczne i wulkaniczne czerwonego spągowca wypełniające NW przedłużenie rowu Wlenia (Milewicz 1970), natomiast w części południowej, poprzez wybitną granicę tektoniczną - zapewne stromy uskoku, przedłużający się ku zachodowi na terytorium Niemiec, gdzie nosi nazwę głównego uskoku łużyckiego - graniczą ze skałami o wieku od późnego neoproterozoiku po karbon o litologii w przewadze łupkowej i charakterystyce w znacznej mierze fliszowej. Uległy one metamorfizmowi waryscyjskiemu niskiego stopnia i zaliczane są do zachodniej części tzw. jednostki tektonicznej Pilchowic, odnoszonej do metamorfizmu kaczawskiego, jednak z pewnymi afiliacjami do pasma łupkowego Zgorzelca (Aleksandrowski i Mazur 2002).

W aktualnym hydrogeologicznym podziale regionalnym, rejon badawczy Pławna położony jest w subregionie Sudetów regionu środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007). Według podziału na 172 części JCWPd, charakteryzowany obszar lokuje się w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 93, związanej ze zlewnią środkowego Bobru (Krawczyk i in., 2010). Położony jest na południe od granicy udokumentowanego Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 317 Niecka zewnętrznosudecka Bolesławiec, związanego z kredowo-triasowymi utworami wodonośnymi (Wojciechowska i in., 2013).

Rozpoznanie warunków hydrogeologicznych przedmiotowego rejonu należy uznać za bardzo słabe. Uwzględniając litologię utworów występujących w strefie kontaktu metamorfizmu kaczawskiego i depresji północnosudeckiej (Cymerman i in., 2005), jego stopień zawodnienia jest nieznaczny. Związany on jest głównie z wychodniami utworów paleozoicznych (ordowik, perm), lokalnie ich płytkimi wystąpieniami, pod przykryciem czwartorzędowych glin deluwialnych w dolinkach cieków. Znajduje to odzwierciedlenie na Mapie hydrogeologicznej Polski 1:50 000 (Czerski, 2002), interpretującej ten obszar jako pozbawiony użytkowego piętra wodonośnego. Nie oznacza to całkowitego braku zawodnienia, ale możliwość jego wystąpienia w strefach dyslokacji czy też kontaktu intruzji subwulkanicznych z seriami osadowymi permu. W odniesieniu do utworów czwartorzędowych, ich zawodnienie ma charakter okresowy i związane jest ściśle z zasilaniem opadami. Cyrkulacja wód podziemnych w strefie tektonicznej kontaktu metamorfizmu kaczawskiego i depresji północnosudeckiej z seriami eruptywnymi, może stanowić element zasilania wód termalnych związanych z krystalicznym podłożem.

Wykonane w rejonie Pławnej sondowania magnetotelluryczne wykazały wyraźną pionową granicę pomiędzy wysokoopornościowym metamorfikiem kaczawskim na południu i niskoopornościowymi skałami osadowymi rowu Wlenia na północy, przy czym szeroka na 2,5 km strefa najprawdopodobniej zawadniona w skałach czerwonego spągowca sięga głębokości 2,5 km, tj. do metamorficznego podłoża rowu. Badania VLF wykonane wzdłuż profilu MT potwierdzają obecność przypowierzchniowej granicy oporności, która może odpowiadać granicy uskokowej pomiędzy skałami metamorficznymi a zawadnionymi skałami osadowymi. Przy północnej granicy wykonanego profilu MT zaznacza się w obrębie rowu Wlenia kolejny stromy uskok, zrzucający schodowo ku północy dno rowu do głębokości poza zasięgiem rezultatów uzyskanych metodą MT, tj. poniżej 5,5 km. Strefa niskoopornościowa sięga tam co najmniej do tej głębokości, czyniąc ją bardzo obiecującą pod względem możliwości pozyskania z niej wód termalnych. Obecność dwóch bardzo głębokich stref uskokowych o silnie obniżonej oporności w zapisie MT, połączonych szeroką na 2,5 km połąką, niskoopornościową strefą spągową sukcesji osadowo-wulkanicznej czerwonego spągowca ponad prawdopodobnym stropem skał krystalicznych potwierdza wniosek o znacznej perspektywiczności pod względem geotermalnym tego rejonu badań. Pomiary gamma-spektrometryczne w tym rejonie nie były wykonywane.

## 11.2. Rejon badawczy Złotoryja

Rejon badawczy Złotoryja rozciąga się pomiędzy Stanisławowem na południu, a Łąźnikami na północy, ok. 8 km na wschód od Złotoryi (Fig. 11.2 a-e). Geograficznie zlokalizowany jest na Przedgórzu Kaczawskim (makroregion Pogórze Zachodniosudeckie), swym N krańcem sięgając Równiny Chojnowskiej (makroregion Nizina Śląsko-Łużycka; Kondracki 1978, 1998).

Pod względem geologicznym (Jerzmański 1969, Jerzmański i Walczak-Augustyniak 1994), niemal na całej swej długości przebiega w obrębie metamorfiku kaczawskiego, od południa ku północy przechodząc przez jednostki Jakuszowej, Chełmca i Złotoryi, przy czym skały należące do dwóch pierwszych jednostek (m.in. zieleńce, fyllity, łupki szarogłazowe paleozoiku: kambr-dolny karbon) odsłaniają się na powierzchni tylko w części południowej rejonu, w części północnej – głównie w obrębie j. Złotoryi - przykryte są osadami kenozoicznymi (glacjalne i fluwialne utwory plejstocenu i holocenu) o miąższości do kilkudziesięciu metrów. Wykonane profile geofizyczne o rozciągłości NNE-SSW, przecinają kilka ważnych linii tektonicznych o rozciągłości E-W do NW-SE. Od południa ku północy są to następujące 3 strome dyslokacje: (1) uskok oddzielający jednostkę Jakuszowej na S od jednostki Chełmca na północy, (2) wschodnie przedłużenie odwróconego uskoku Jerzmanic, (3) uskok sudecki brzeżny na odcinku, gdzie jego zrzut spada praktycznie do zera i jest pogrzebany pod osadami młodokenozoicznymi.

W obecnym hydrogeologicznym podziale regionalnym, rejon badawczy Złotoryja położony jest w regionie środkowej Odry, na styku subregionu Sudetów i subregionu środkowej Odry, rozdzielonych sudeckim uskokiem brzeżnym o przebiegu NW-SE (Paczyński, Sadurski,

2007), w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 94, związanej ze zlewnią Kaczawy (Chudzik i in., 2011).

Dotychczasowe rozpoznanie warunków hydrogeologicznych przedmiotowego rejonu wskazuje na bardzo słaby stopień zawodnienia, co dyskwalifikuje go jako obszar występowania poziomów wodonośnych o charakterze użytkowym (Wojtkowiak, 2002, Krawczyk i in., 2018).

W części przedsudeckiej kompleks utworów czwartorzędowych i neogeńskich reprezentują utwory słabo- i nieprzepuszczalne (gliny, mułki, ropy, zlepieńce, regolity), przykryte piaszczysto-żwirowymi osadami wodnolodowcowymi, zmiennej łącznej miąższości od kilku do 50 m. Natomiast na obszarze sudeckim utwory czwartorzędowe (gliny deluwialne z rumoszem skalnym i gliny lessopodobne) przykrywają fragmentarycznie cienką, kilkumetrową warstwę serię podłoża metamorfiku kaczawskiego. W bezpośredniej strefie uskoku sudeckiego brzeźnego, po jego obu stronach występują serie formacji bazaltowej (bazalty, tufy, brekcje) w formie pokryw lawowych i kominów (bazalty). W utworach kenozoicznych zarówno części sudeckiej jak i przedsudeckiej, występują jedynie drobne przewarstwienia zawodnionych serii piaszczystych, pokryw zwietrzelinowych czy też neogeńskich bazaltów, nie mające znaczenia użytkowego (Wojtkowiak, 2002). Ich zasilanie następuje bezpośrednio na wychodniach.

Pozostała część infiltrujących wód zasila wody podziemne, związane z utworami krystalicznymi podłoża, występujące w obrębie szczelin i spękań tych skał. Ze względu na niskie parametry miąższości i przewodności, a także zmienność i nieciągłość stref wodonośnych nie wyróżniono w ich obrębie użytkowego piętra wodonośnego (Wojtkowiak, 2002).

Liczne wystąpienia formacji bazaltowych młodego wulkanizmu, zarówno w części przedsudeckiej jak i sudeckiej badanego obszaru tj. szerokiej strefy tektonicznej sudeckiego uskoku brzeźnego, z licznymi przecinającymi ją dyslokacjami niższej rangi, mogą stanowić przesłanki o obecności wód geotermalnych w serii krystalicznej podłoża.

Wykonane na swoim przedłużeniu dwa profile magnetotelluryczne, składają się na długi na 7 km przekrój przez duże struktury kruche na północnym brzegu Sudetów. Przekrój ujawnia szereg głębokich pionowych stref niskooporowych, dających się skorelować ze znanymi z geologii powierzchniowej liniami uskokowymi, sięgającymi w niektórych przypadkach na głębokość ponad 5 km (na uskoku Jerzmanic i jednej z odnóg uskoku brzeźnego/?/), co przemawia za wysokim prawdopodobieństwem występowania w ich obrębie podziemnych wód termalnych. Obecność stref uskokowych, szczególnie sudeckiego uskoku brzeźnego potwierdza się obecnością anomalii filtracji Frasera w badaniach VLF. Z kolei wyniki wykonanych wzdłuż części profilu magnetotellurycznego badań gamma-spektrometrycznych nie pozwalają na wnioskowanie o istnieniu aktywnego uskoku czy też stref mineralizacji hydrotermalnej ( $U/Th < 1$ ).

### 11.3. Rejon badawczy Wojcieszycze

Rejon badawczy Wojcieszycze (Fig. 11.3 a-e) znajduje się ok. 3 km na północ od centrum Piechowic, 1,3 km na SW od wsi Wojcieszycze, wokół szosy z Jeleniej Góry do Szklarskiej Poręby. Geograficznie zlokalizowany jest w obrębie makroregionu Sudetów Zachodnich, na pograniczu niemal płaskodennej w tym miejscu Kotliny Jeleniogórskiej na SE i finalnych ku wschodowi wzniesień Kamienickiego Grzbietu Gór Izerskich na NW. Geologicznie (Szałamacha 1964, 1968), rejon położony jest na pograniczu powierzchniowych wychodni późnokarbońskich granitów plutonu karkonoskiego, podścielających tam Kotlinę Jeleniogórską i przylegających od NW gnejsów i granitognejsów masywu izerskiego, o późnokambryjskim wieku protolitu (np. Mazur i Aleksandrowski, 2001). Granica między wychodniami obu głównych odmian skalnych jest w rejonie badań niemal prostoliniowa i ukierunkowana NE-SW, co prowadzi do hipotezy o uskokowym charakterze kontaktu. Linia graniczna pomiędzy gnejsami izerskimi i granitami karkonoskimi była w tym rejonie przedmiotem prac geofizycznych wykonywanych metodami sejsmiczną, elektrooporową oraz radiofalową (VLF). Nie wykonano natomiast badań gamma-spektrometrycznych ponieważ lokalizacja powyższego obiektu badań okazała się szczególnie nieodpowiednia dla takich badań.

Pod względem hydrogeologicznym rejon badawczy Wojcieszycze położony jest w Subregionie Sudetów regionu środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007), w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 107, związanej z porowymi osadami czwartorzędu, szczelinowo-porowymi utworami osadowymi mezozoiku i paleozoiku oraz szczelinowymi seriami proterozoiku w obrębie zlewni Górnego Bobru (Czerski, 2010). Obejmuje on strefę tektonicznego kontaktu Pogórza Izerskiego (północna część obszaru badań) i Kotliny Jeleniogórskiej w części południowej.

Występowanie wód podziemnych w rejonie badawczym związane jest wyłącznie z krystalinikiem piętra paleozoiczno-proterozoicznego. Według Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (Kielczawa, Czerski, 1997), wody podziemne tego obszaru o charakterze szczelinowym występują w obrębie gnejsów Pogórza Izerskiego, leżącego w zlewni Kamiennej. Poziom ten uznany został za główny użytkowy, aczkolwiek o najniższych parametrach hydrogeologicznych; wydajność potencjalna studni  $< 5 \text{ m}^3/\text{h}$ . Zawodnienie występuje w strefie najsilniejszych spękań i zwietrzenia górotworu, generalnie do głębokości 50 m, przy miąższościach stref zawodnionych sięgających  $20 \div 40 \text{ m}$ , przy niskiej wartości współczynnika filtracji w zakresie od  $0,006 \text{ m}/24\text{h}$  do  $2,4 \text{ m}/24\text{h}$  i przewodności hydraulicznej poniżej  $50 \text{ m}^2/24\text{h}$ . Bezpośrednie zasilanie opadami zachodzi w całym pasie wychodni utworów krystalicznych. W omawianym obszarze brak jest hydrogeologicznego rozpoznania głębszych partii masywu krystalicznego.

Charakterystyczną cechą tego obszaru są naturalne wypływy wód podziemnych, głównie w formie wycieków i młak należących głównie do rumoszowo-stokowych, rzadko szczelinowych. Źródła stanowią tutaj około 10% całości wypływów, przy czym cechuje je

niska wydajność mieszcząca się najczęściej w przedziale  $0,036 \div 3,6 \text{ m}^3/\text{h}$ . Maksymalne ich wydajności przypadają na okres wiosenny, co należy wiązać z topnieniem pokrywy śnieżnej.

Według MhP południowy fragment obszaru badań (brzeżna część Kotliny Jeleniogórskiej) położony jest w rejonie pozbawionym użytkowego poziomu wodonośnego (Kielczawa, Czerski, 1997). Na stosunkowo płytko występującym krystalicznym podłożu granitowym zalegają częściowo czwartorzędowe gliny deluwialne.

Rejon badawczy Wojcieszycy sytuuje się w obszarze o stwierdzonym występowaniu zarówno wód leczniczych jak i termalnych. Południowa część rejonu badawczego sąsiaduje z obszarem górniczym złoża wód leczniczych w Cieplicach Śląskich. W pogłębionym otworze C-1 w Cieplicach Śląskich do głębokości 2002,5 m uzyskano wodę termalną o temperaturze  $86,7^\circ\text{C}$  i wydajności  $45 \text{ m}^3/\text{h}$  (Liber-Makowska, Łukaczyński, 2016). Natomiast w Wojcieszycach z otworu o głębokości 1000 m uzyskano wodę o temperaturze  $30^\circ\text{C}$  i niewielkiej wydajności  $1,2 \text{ m}^3/\text{h}$  (Grzegorzczak, Bielecka, 2006).

Badania sejsmiczne skorygowały położenie stropu skał krystalicznych w strefie granicy NW Kotliny Jeleniogórskiej z jej północnym obrzeżeniem, a także pośredniej informacji o charakterze tej granicy. Strop skał krystalicznych w obrębie kotliny zalega głębiej, jest morfologicznie silnie zróżnicowany i przykryty grubszą warstwą osadowych skał kenozoicznych. Uskokowy charakter strefy kontaktu między Kotliną Jeleniogórską a wyniesieniami Pogorza Izerskiego wydaje się znajdować potwierdzenie w wynikach badań VLF i wskazuje na lokalizację w rejonie Wojcieszyc potencjalnego występowania wód geotermalnych. Badania sejsmiczne i elektrooporowe nie zdołały jednak potwierdzić jednoznacznie uskokowego charakteru granicy.

#### **11.4. Rejon badawczy Wierzchosławice**

Rejon badawczy Wierzchosławice (Fig. 11.4 a-e) położony jest 1 do 3 km na SW od Bolkowa w Obniżeniu Wierzchosławic i na wschodniej peryferii Grzbietu Wschodniego Gór Kaczawskich, w makroregionie Pogórze Zachodniosudeckie, subregionie Pogórze Bolkowskie (Kondracki 1978, 1998).

Pod względem geologicznym (Horbowy i in. 2004) rejon znajduje się w swej części środkowej w zapadlisku (rowie tektonicznym) Wierzchosławic, wypełnionym cienką pokrywą skał osadowych czerwonego spągowca, spoczywającą na późnokambryjskim zieleńcowym podłożu jednostki Dobomierza, należącej do metamorfiku Gór Kaczawskich. W częściach zachodniej i wschodniej rejonu, wspomniane zieleńcowe podłoże podniesione jest na południowych uskokach i odsłania się na powierzchni terenu (Cymerman i Mastalerz 1994, Cymerman 2010). Wspomniane uskoki były celem prac geofizycznych, zaś wykonane profilowanie magnetotelluryczne wykazało występowanie czterech pionowych stref niskooporowych, sięgających do głębokości ok. 3,5 km, spośród których dwie zlokalizowane są w miejscach spodziewanych dla wspomnianych uskoków, natomiast dwie pozostałe

wypadają, odpowiednio, w środku rowu Wierzchosławic i w obrębie zachodniego zieleńcowego obrzeżenia rowu.

Badania gamma spektrometryczne wykonane nad jedną ze stref niskooporowych (pomiędzy sondowaniami W19 a W24), wykazały podwyższoną wartość wskaźnika  $f_1$  bezpośrednio nad tą strefą. Trzy składowe: obecność potoku, obniżenie oporności oraz podwyższenie  $f_1$  są wyraźną przesłanką dla wykonania dalszych prac badawczych w tym rejonie, ukierunkowanych na dalsze rozpoznanie uskoku. Wszystkie wymienione strefy wydają się perspektywiczne dla występowania podziemnych wód termalnych i/lub mineralnych.

Rejon badawczy Wierzchosławic położony jest w subregionie Sudetów regionu środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007), w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 94, związanej ze zlewnią Kaczawy (Chudzik, Biel., 2011).

Według Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (Wojtkowiak, 2002), wody podziemne tego obszaru występują w masywie krystalicznym paleozoiku, stanowiąc główny poziom użytkowy. Generalnie jest to rejon o niskim stopniu zawodnienia w płytko rozpoznany jego horyzoncie.

Podłoże krystaliczne metamorfiku kaczawskiego częściowo przykrywa kompleks utworów czwartorzędowych, wykształconych w formie glin zwałowych i deluwialnych z rumoszem, a w części dolinnej piasków i żwirów rzecznych. Zawodnienie utworów piaszczystych ściśle związane jest ze stanem opadów i nie stanowią one warstw wodonośnych o znaczeniu użytkowym.

Wody podziemne o charakterze porowo-szczelinowym i szczelinowo-krasowym związane są z metamorficzną serią łupkowo-zieleńcową starszego paleozoiku. Występujące strefy wodonośne o miąższościach 10 ÷ 20 m zalegają na głębokości do 5 ÷ 15 m. Przypuszcza się, że w obszarach krasowych zwierciadło może występować głębiej. Średnią miąższość strefy wodonośnej szacuje się na 15 m, średni współczynnik filtracji wynosi 1,8 m/24h. Zasilanie zachodzi na drodze bezpośredniej infiltracji wód opadowych.

Ewentualną obecność wód termalnych należy wiązać ze strefą nasunięcia Wierzchosławic o obrębie krystalicznego metamorfiku kaczawskiego części sudeckiej. Towarzyszące nieciągłości tektoniczne stanowią predysponowane strefy zasilania i kontaktu wód podziemnych.

Na podstawie badań sejsmicznych i elektrooporowych można stwierdzić, że w podłożu linii pomiarowej w podłożu metamorficznym występują szerokie strefy uskokowe, aktywne w permie. Sedymentacja osadów czwartorzędowych nie nawiązuje już do obecności stref uskokowych w podłożu. Strome strefy niskooporowe, sięgające do głębokości ponad 3 km rejestrowane są również badaniami magnetotellurycznymi. Szerokie strefy o nieciągłości występujące w podłożu metamorficznym mogą być uprzywilejowanymi strefami głębokiego krążenia wód. Głębokość stref, sięgająca do 3 km stwarza perspektywę rozwinięcia się głębokiego systemu krążenia, a w efekcie obecności wód termalnych. Anomalia rejestrowana badaniami VLF w zachodniej części linii badawczej wskazuje, że zachodnia granica wychodni skał czerwonego spągowca również na założenia uskokowe.

## 11.5. Rejon badawczy Nagórnik

Rejon badawczy Nagórnik (Fig. 11.5 a-e) położony jest ok 3,5 na SE do 8 km na S od Bolkowa i znajduje się w dość podobnej sytuacji tektonicznej, jak rejon Wierzchosławice. Jego środkowa część znajduje się w Obniżeniu Wierzchosławic, część południowa wspina się na północne stoki Gór Wałbrzyskich, zaś północno-wschodnia – na wzniesienia Pogórza Bolkowskiego.

Pod względem geologicznym (Cymerman, Mastalerz 1994; Horbowy i in. 2004) rejon znajduje się w swej części środkowej w zapadlisku (rowie tektonicznym) Wierzchosławic, wypełnionym cienką pokrywą skał osadowych czerwonego spągowca, spoczywającą na późnokambryjskim zieleńcowym podłożu jednostki Dobromierza, należącej do metamorfiku Gór Kaczawskich. W części wschodniej rejonu, wspomniane zieleńcowe podłoże podniesione jest na południkowym uskoku i odsłania się na powierzchni terenu. Podobna sytuacja ma również miejsce w części południowej, z tym że zieleńce jednostki Dobromierza podnoszą się spod osadów permskich na uskoku W-E i nieco dalej na południe zostają obcięte kolejnym równoleżnikowym uskokiem, na którego skrzydle zrzuconym występują nachylone ku południowi gruboklastyczne skały dolnego karbonu (wizenu) tektonicznie należące do niecki śródsudeckiej (Cymerman i Mastalerz 1994, Cymerman 2010). Wspomniane uskoki był celem prac geofizycznych, zaś wykonany profil magnetotelluryczny ukazuje występowanie całej serii pionowych stref o obniżonej oporności, sięgających do 3-4 km głębokości. Występowanie strefy uskokowej w środkowej części profilu zostało potwierdzone badaniami gamma-spektrometrycznymi. W punkcie pomiarowym Ng28 skokowo wzrosły odczyty eU i eTh - miejsce to odpowiada strefie niskooporowej pomiędzy punktami Na40 a Na41 profilu MT.

W niewielkim stopniu perspektywiczne pod względem możliwości występowania ekonomicznie opłacalnych nagromadzeń wód termalnych wydają się jedynie uskoki południkowe, położone na wschód od rowu Wierzchosławic, gdyż tam na profilu MT występują strefy o wyraźnie niższych wartościach elektrooporności niż w przypadku uskoków ze środkowej i południowej części rejonu badań. W obowiązującym regionalnym podziale hydrogeologicznym rejon badawczy Nagórnik położony jest w subregionie Sudetów regionu środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007), w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 94, związanej ze zlewnią Kaczawy (Chudzik, Biel., 2011).

W kontekście istniejących warunków hydrogeologicznych, przedmiotowy rejon badawczy, zlokalizowany jest na obszarze o słabym stopniu zawodnienia (Krawczyk i in., 2018). Według Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (Wojtkowiak, 2002), wody podziemne tego obszaru o znaczeniu użytkowym występują jedynie w masywie krystalicznym paleozoiku.

Niewodonośne utwory czwartorzędowe, miąższości kilku metrów, wykształcone w formie glin zwałowych i deluwialnych z rumoszem, zalegają wyłącznie w północnej części obszaru badań. W południowej części obszaru badań, zaznaczają się elewacje podłoża krystalicznego metamorfiku kaczawskiego i osadowego synklinorium śródsudeckiego.

Wody podziemne o charakterze porowo-szczelinowym i szczelinowo-krasowym związane są z metamorficzną serią łupkowo-zieleńcową starszego paleozoiku jednostki Dobromierza.

Występujące strefy wodonośne o miąższościach 10 ÷ 20 m zalegają na głębokości do 5 ÷ 15 m. Przypuszcza się, że w obszarach krasowych zwierciadło może występować głębiej. Średnią miąższość strefy wodonośnej szacuje się na 15 m, średni współczynnik filtracji wynosi 1,8 m/24h. Zasilanie zachodzi na drodze bezpośredniej infiltracji wód opadowych.

Silne zaangażowanie tektoniczne rejonu badań wychodni szczelinowatego masywu krystalicznego metamorfiku kaczawskiego, rozciętego uskokiem Wierzchosławic, a na południu ograniczonego uskokiem Domanowa od karbońskich serii synklinorium śródsudeckiego, stwarza korzystne warunki infiltracji wód do systemu głębokiego krążenia, w tym geotermalnych. Obraz taki potwierdza się w badaniach magnetotellurycznych, które rejestrują strefy obniżonej oporności sięgające do około 3 km poniżej powierzchni terenu w rejonie przebiegu wymienionych uskoków. Granice te rejestrują się również na wynikach badań VLF jako słabe anomalie filtra Fräsera.

### **11.6. Rejon badawczy Niedamirów**

Rejon badawczy Niedamirów (Fig. 11.6 a-e) według podziału fizycznogeograficznego (Kondracki, 1998) należy do makroregionu Sudety Zachodnie oraz do dwóch mezoregionów: Karkonosze i Brama Lubawska. Położony jest na zachodnim zboczu Grzbietu Lasockiego oraz na dnie Bramy Lubawskiej w swej wschodniej części.

Geologicznie (Szałamacha 1957, 1958), skalne podłoże części wschodniej rejonu lokuje się w obrębie najniższych utworów niecki śródsudeckiej, reprezentowanych przez dolnokarbońskie (wizeńskie) zlepieńce kulmu, zaś w części zachodniej – w obrębie skał metamorficznych (niskiego stopnia metamorfizmu) wschodnich Karkonoszy, ujętych w jednostki strukturalne Niedamirowa, Leszczyńca i południowych Karkonoszy (Mazur i Aleksandrowski 2001). Dwie pierwsze mają charakter płaszczowin nasuniętych ku zachodowi na jednostkę południowych Karkonoszy i są zbudowane głównie z dolnopaleozoiczno-dewońskich(?) zieleńców, fylitów i amfibolitów, wchodzących w skład wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego. Gruboklastyczne utwory kulmu wschodniej części rejonu badań na kontakcie z metamorfikiem wschodnich Karkonoszy wychylone są do pionu przy domniemanym południkowym uskoku oddzielającym je od tego ostatniego. Uskok ten był obiektem badań geofizycznych i przeprowadzone profilowanie magnetotelluryczne ujawniło trzy subwertykalne strefy nieco obniżonej elektrooporności. Jednakże ich lokalizacja nie pokrywa się z położeniem wspomnianego uskoku, a wykazane niewielkie kontrasty elektrooporności nie rokują dobrze dla poszukiwań podziemnych wód termalnych w tym rejonie.

Przeprowadzone badania geofizyczne ukazują na linii pomiarowej Niedamirów występowanie skomplikowanego litologicznie i tektonicznie kompleksu skalnego, odpowiadającego metamorfikowi kaczawskiemu. Występujące w obrębie tego kompleksu uskoki kształtujące rzeźbę terenu, są uskokiemi o starych, późnowaryscyjskich założeniach, obecnie zablźnionymi mineralizacją kwarcową i kalcytową. Wyniki tych badań nie zweryfikowały czy uskoki te wykazywały aktywność tektoniczną w nieodległej przeszłości. Badania VLF wskazują na możliwość, przynajmniej częściową, neotektonicznej genezy granicy zachodniej basenu śródsudeckiego w rejonie Niedamirowa. Badania STR i ERT nie



pozwołyły jednak na weryfikację tej tezy, jednak wyniki badań magnetotellurycznych wskazują na możliwość występowania tu głębokiego uskoku w podłożu. Choć nie pozwalają one wyciągnąć jednoznacznych wniosków, wskazują jednak na możliwość występowania wód hydrotermalnych w zachodniej części zrealizowanego profilu CPMT. Anomalia niskooporowa wskazująca na występowanie strefy spękań nie wydaje się tu jednak związana z żadną wyraźną dyslokacją wykazującą młodą aktywność. . Badania gamma-spektrometryczne wykonane na tym odcinku profilu MT wykazały obniżone (względem wschodniej części profilu) wartości eU. Zmiana poziomu eU może być związana z obecnością uskoku, ale bardziej prawdopodobnym wytłumaczeniem tej zmiany jest zróżnicowanie litologii.

Pod względem geotermalnym interesujące może być również lekkie obniżenie oporności na kontakcie karbonu i ordowiko-syluru.

Rejon badawczy Niedamirow położony jest w subregionie Sudetów regionu środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007), w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 107, związanej z porowymi osadami czwartorzędu, szczelinowo-porowymi utworami osadowymi mezozoiku i paleozoiku oraz szczelinowymi seriami proterozoiku w obrębie zlewni Górnego Bobru (Czerski, 2010).

Występowanie wód podziemnych w rejonie badawczym związane jest wyłącznie z metamorfikiem piętra paleozoiczno-proterozoicznego serii Niedamirowa. Obszar wychodni skał krystalicznych charakteryzuje się znaczną ilością źródeł, źródlisk (przeważają wysięki i wycieki), należących głównie do rumoszowo-stokowych, rzadko szczelinowych. Cechuje je niska wydajność mieszcząca się najczęściej w przedziale  $0,036 \div 3,6 \text{ m}^3/\text{h}$ . Maksymalne ich wydajności przypadają na okres wiosenny, co należy wiązać z topnieniem pokrywy śnieżnej. Według Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (Grzegorzczak, 2002), zawodnienie głównie występuje w strefie zwietrzelinowej oraz do głębokości  $30 \div 40 \text{ m}$  w strefie najsilniejszych spękań i zwietrzenia górotworu. Poziom ten uznany został za główny użytkowy, aczkolwiek o najniższych parametrach hydrogeologicznych; współczynnik filtracji poniżej  $2 \text{ m}/24\text{h}$ , wodoprzewodność poniżej  $30,0 \text{ m}^2/24\text{h}$ . Poziom odgrywa podstawową rolę w zaopatrzeniu mieszkańców w wodę przy pomocy ujęć drenażowych i studni kopanych. Bezpośrednie zasilanie opadami zachodzi w całym pasie wychodni utworów krystalicznych.

W omawianym obszarze brak jest hydrogeologicznego rozpoznania głębszych partii masywu krystalicznego.

## SUDETY ŚRODKOWE

### 11.7. Rejon badawczy Czernica- Goczalków

Rejon badawczy Czernica-Goczalków (Fig. 11.7 a-e) znajduje się od ok. 3 do 11 km na NW do WNW od Strzegomia, w obrębie Wzgórz Strzegomskich, na Przedgórzu Sudeckim. Geologicznie, ulokowany jest na bloku przedsudeckim, w obrębie późnkarbońskiego masywu granitoidowego Strzegom-Sobótka (np. Mazur i in. 2007, Cymerman 2010).

Badania strukturalne, polegające na szczegółowym kartowaniu kruchych stref tektonicznych w odsłonięciach, przeprowadzone zostały w trzech kamieniołomach granitu zlokalizowanych w miejscowościach Czernica, Wieśnica oraz Goczałków. W obecnym hydrogeologicznym podziale, analizowany rejon położony jest w regionie środkowej Odry, subregionie południowym (Paczyński, Sadurski 2007). W podziale na 172 Jednolite Części Wód Podziemnych obszar ten położony jest w JCWPd nr 94, związanej ze zlewnią Kaczawy (Chudzik, Biel, 2011).

Obszar badań obejmuje wychodnie skał granitowych w obrębie Wzgórz Strzegomskich. Na arkuszach Świdnica i Jawor Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 :50 000 (Wojtkowiak, 1997, Wojtkowiak 2002), gdzie zlokalizowane są kamieniołomy wytypowane do badań, pod względem hydrogeologicznym wydziela się wodonośne piętro paleozoiczne. Zgromadzone tu wody podziemne mają charakter porowo-szczelinowy. Strefy wodonośne, o miąższościach 10-20 m, zalegają na głębokości do 5 m p.p.t., sporadycznie 5 - 15 m. Użytkowe strefy wodonośne piętra paleozoicznego (pozbawione naturalnej izolacji) narażone są na bezpośredni wpływ czynników antropogenicznych. Zgromadzone są w nich wody o zwierciadle swobodnym, a jedynie ujmowane głębszymi otworami wody szczelinowe są pod ciśnieniem do 500 kPa. Współczynnik filtracji waha się w szerokim zakresie od 0,01 do 5,0 m/d, średnio - 1,0 m/d. Przyjęto miąższość strefy wodonośnej 30 m, stąd obliczona średnia przewodność - 30 m<sup>2</sup>/d nie jest parametrem w pełni miarodajnym. Wydajność potencjalna studni wierconej najczęściej nie przekracza 10 m<sup>3</sup>/h i maleje wraz z głębokością ujęcia strefy wodonośnej.

Zasilanie wód piętra paleozoicznego odbywa się na drodze bezpośredniej infiltracji wód opadowych poprzez systemy spękań oraz strefy zluźnień tektonicznych.

Silne zaangażowanie tektoniczne rejonu badań i szczelinowaty charakter występującego w nim masywu granitowego, stwarza potencjalnie korzystne warunki infiltracji wód w systemy głębokiego krążenia, w tym geotermalne.

W kamieniołomach Czernica, Rogoźnica 2, Zimnik, Wieśnica i Goczałków dokonano pomiarów parametrów termicznych (tj. ciepła radiogenicznego *in-situ* oraz przewodności cieplnej na zebranych próbach skalnych). Zbadany rejon wykazuje jednorodność pod względem ciepła radiogenicznego, które oscyluje w ok. 3 μW/m<sup>3</sup>. Przewodność cieplna skał z tego obszaru wynosi od ok. 2.5 do 3.5 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Dla skał z Rogoźnicy 2 i Goczałkowa przeprowadzono pomiary przewodności cieplnej w zależności od temperatury, stwierdzając jej systematyczny spadek wraz ze wzrostem temperatury. Zależność tą opisano krzywą empiryczną  $\lambda(T) = 1/(A + B \cdot T)$ , gdzie A i B to parametry dopasowania do pomiarów wyznaczone za pomocą regresji liniowej.

Ani powierzchniowe badania geofizyczne, ani też towarzyszące im badania gamma-spektrometryczne w tym rejonie nie były wykonywane.

## 11.8. Rejon badawczy Strzelin – Górka Sobocka

Rejon badawczy Strzelin-Górka Sobocka (Fig. 11.8 a-e) rozciąga się pomiędzy miejscowościami Strzelin i Górka Sobocka (ok. 10 km na SW od Strzelina), w większości na niemal równinnym obszarze południowego skraju Równiny Wrocławskiej, zahaczając jednak obydwu wytypowanymi do badań strukturalnych kamieniołomami o NW skraj Wzgórz Strzelińskich (kamieniołom Strzelin) i N skraj Wzgórz Lipowych (kamieniołom Górka Sobocka). Oba kamieniołomy założone są w późnokarbońsko-wczesopermskich granitach masywu strzegomskiego, które intrudują proterozoiczną osłonę (np. Oberc-Dziedzic i in. 2005, 2013).

Rejon badawczy Strzelin-Górka Sobocka położony jest w subregionie środkowej Odry południowym (Paczyński, Sadurski, 2007). Według podziału na 172 części JCWPd, przedmiotowy rejon znajduje się w Jednolitej Części Wód Podziemnych nr 109, związanej ze zlewnią środkowej i dolnej Nysy Kłodzkiej (Wijura i in., 2010). W świetle dotychczasowego rozpoznania warunków hydrogeologicznych, rejon Strzelin-Górka Sobocka charakteryzuje się znikomym zawodnieniem, co było podstawą nie wydzielania w nim użytkowego piętra wodonośnego zarówno w utworach czwartorzędowych jak i w jego podłożu (Czerski, 2000). Niewodonośne utwory czwartorzędowe reprezentowane są przez lessy i gliny lessopodobne, maskujące wychodnie krystalicznego podłoża części przedsudeckiej. Słabozawodnione osady czwartorzędowe (piaski, namuły) o lokalnym zasięgu związane są wyłącznie z dolinkami drobnych cieków.

Centralna część przedmiotowego rejonu badań związana jest z wystąpieniem odsłoniętej intruzji granodiorytu, stanowiącej najbardziej na północ wysuniętą elewację jednostki metamorfiku Wzgórz Strzelińskich. Występowanie wód podziemnych w obrębie utworów krystalicznych jest tu praktycznie nie rozpoznane. Przez analogię do innych rejonów o lepszym rozpoznaniu, występowanie wód należy łączyć z przypowierzchniowym poziomem rumoszowo - zwietrzelinowym oraz głębszym, utożsamianym ze strefami spękań, szczelin i rozluźnień skał krystalicznych. Ewentualnie występująca dwudzielność stref wodonośnych związana jest z wierzchnią warstwą skał rozluźnionych i zwietrzałych oraz spękanych skał podłoża krystalicznego, na głębokościach od kilku do 15 m oraz dolną w obrębie szczelin i spękań skalnych, występującą na głębokościach przekraczających 40 m. W zawodnionej górnej warstwie mającej charakter przepływowy i uzależnionej bezpośrednio od opadów, zwierciadło wody cechują warunki swobodne. Niewątpliwie stopień zaangażowania tektonicznego tego rejonu jest istotny z punktu widzenia możliwości alimentacji górotworu poprzez system głębokiego krążenia wód podziemnych.

Pomiary parametrów termicznych tj. ciepła radiogenicznego *in-situ* i przewodności cieplnej na próbach skalnych przeprowadzono w kamieniołomach: Strzelin, Gęsiniec, Górka Sobocka i Kośmin. Granity i sjenity z tego rejonu charakteryzują się ciepłem z zakresu 3-4  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ , zaś dioryty z Gęsińca 1-2  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ . Przewodność cieplna w zależności od litologii zawiera się w przedziale 2,5-3,5  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Dla prób skalnych z kamieniołomów z Górki Sobockiej, Gęsińca i Kośmina zbadano przewodność cieplną w funkcji temperatury, stwierdzając jej

systematyczny spadek wraz ze wzrostem temperatury zgodnie z krzywą empiryczną  $\lambda(T) = 1/(A + B \cdot T)$ , gdzie A i B to parametry dopasowania.

Ani powierzchniowe badania geofizyczne, ani też towarzyszące im badania gamma-spektrometryczne w tym rejonie nie były wykonywane.

### 11.9. Rejon badawczy Książnica

Rejon badawczy Książnica (Fig. 11.9 a-e) zlokalizowany jest ok. 6-9 km na wschód od Świdnicy i 9-12 km na NNW od Dzierżoniowa. Zgodnie z geograficznym podziałem regionalnym Polski (Kondracki, 1998), leży w makroregionie Przedgórze Sudeckie oraz na pograniczu trzech mezoregionów: Masywu Ślęzy, Równiny Świdnickiej i Obniżenia Podsudeckiego. Południowo-zachodnia i środkowa część terenu objętego arkuszem leży w obrębie Kotliny Dzierżoniowskiej, zaś północna – na obszarze Wzgórz Kiełczyńskich i ich przejścia w Równinę Świdnicką.

Tektonicznie, rejon ten w części południowej znajduje się na obszarze masywu gnejsowego Gór Sowich, a w północnej – masywu serpentynitowego Gogołów-Jordanów (Oberc 1972), wchodzącego w skład masywu ofiolitowego Ślęzy, który z kolei dalej na N graniczy z masywem granitoidowym Strzegom-Sobótka. Gnejsy sowiogórskie reprezentują późnoproterozoiczny protolit intrudowany późnokambryjskimi granitoidami, podległy częściowej migmatyzacji w późnym dewonie. Serpentynity Gogołowa stanowią fragmenty najwyższej części płaszcza, wchodzące w skład późnosylurskiego lub wczesnodewońskiego kompleksu ofiolitowego, natomiast granitoidy mają wiek późnkarboński (p. informacje zebrane np. w: Aleksandrowski, Mazur 2002, Mazur i in. 2006, 2007). Kontakt pomiędzy gnejsami Gór Sowich, a serpentynitami masywu Gogołów-Jordanów jest tektoniczny o bliżej nieznanym geometrii (stromy uskok? nasunięcie?), zaś pomiędzy granitami strzegomskimi i serpentynitami – intruzywny, również o niejasnej geometrii. Na powierzchni terenu skały lite odsłaniają się głównie w obrębie Wzgórz Kiełczyńskich (serpentynity), zaś w znacznie mniejszym stopniu gnejsy na południu i granity na północy. Powierzchniowo największy udział ma kenozoiczna pokrywa ilów mioceńskich z węglem brunatnym oraz utworów glacialnych, wodnolodowcowych i lessowych czwartorzędu o łącznej miąższości do kilkudziesięciu metrów (Walczak-Augustyniak i Szałamacha, 1980).

W regionalnym podziale hydrogeologicznym rejon badawczy Książnica położony jest w regionie środkowej Odry, subregionie środkowej Odry południowym (Paczyński, Sadurski, 2007), w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 108, związanej ze zlewnią Bystrzycy ze Śląską (Mądrała i in., 2011).

W przedmiotowym rejonie badawczym występowanie wód podziemnych związane jest z utworami czwartorzędowymi i paleozoicznymi, przy czym ze względu na zasobność i dostępność, znaczenie użytkowe o lokalnym zasięgu posiada jedynie piętro wodonośne czwartorzędu (Kiełczawa, 2000). Generalnie zawadnione osady piaszczysto-żwirowe związane z plejstocенską strukturą kopalną o przebiegu NWW-SEE, wzdłuż miejscowości Książnica, zalegają na głębokości kilku bądź kilkunastu metrów poniżej glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich, prowadząc wody o charakterze naporowym. Warstwę

wodonośną miąższości  $6 \div 15$  m, charakteryzuje współczynnik filtracji rzędu  $1 \div 14$  m/24h i wodoprzewodność  $10 \div 150$  m<sup>2</sup>/24h.

Utwory podłoża gnejsowo - migmatycznego kompleksu sowiogórskiego i sąsiadującego od północy serpentynitowego masywu Gogołów – Jordanów w analizowanym rejonie, pod kątem zawodnienia są bardzo słabo rozpoznane. Stąd też, na Mapie hydrogeologicznej Polski (Kielczawa, 2000), nie został w rejonie badań wydzielony w obrębie piętra paleozoiczno - proterozoicznego użytkowy poziom wodonośny. Poprzez analogię lepiej rozpoznanych sąsiednich obszarów masywu kry sowiogórskiej (rejon Dzierżoniowa, Piławy, Pieszyc), występowanie wód podziemnych należy wiązać z przypowierzchniowym poziomem rumoszowo - zwietrzelinowym oraz głębszym utożsamianym ze strefami spękań, szczelin i rozluźnień skał krystalicznych.

Na wychodniach serpentynitów w północnej części obszaru badań oraz gnejsów w części południowej, wody podziemne gromadzone są w większości w przypowierzchniowej warstwie zwietrzeliny, następnie drenowane przez potoki górskie i źródła. Pozostała część wód podziemnych, związanych z utworami krystalicznymi, występuje głębiej w obrębie szczelin i spękań tych skał. Natomiast w centralnej części rejonu badawczego, gdzie utwory podłoża przykrywa warstwa osadów kenozoicznych, zawodnienie utworów krystalicznych związane jest głównie ze strefą spękań i szczelin. W poziomie zwietrzelinowym zwierciadło wody ma charakter swobodny, a w głębszej strefie spękań znajduje się pod ciśnieniem.

Generalnie można przyjąć, że głębokości występowania użytkowych stref wodonośnych w utworach krystalicznych gnejsów sowiogórskich, wynoszą najczęściej od 15 m do 50 m, a w przypadku strefy przypowierzchniowej zwietrzeliny zazwyczaj nie przekraczają 15 m. Większe głębokości, rzędu  $100 \div 150$  m, wiązać należy z dyslokacjami tektonicznymi lub strefami spękań. Współczynnik filtracji tych utworów, wyznaczony na podstawie próbnych pompowań, waha się w zakresie  $0,06 \div 1,1$  m/24h, co daje średnią przewodność ujmowanych stref wodonośnych - około  $15$  m<sup>2</sup>/24h. Większym zróżnicowaniem wartości współczynnika filtracji, od  $0,004$  m/24h do  $5$  m/24h, charakteryzuje się przypowierzchniowy poziom zwietrzelinowy.

Układ krążenia wody w górotworze związany jest ściśle z tektoniką i ukształtowaniem terenu. Bezpośrednia bliskość wyniesionego masywu Sudetów, oddzielonego od bloku przedsudeckiego wyraźną krawędzią morfologiczną na linii uskoku sudeckiego brzeżnego - strefą uskoków i nasunięć - jest jednocześnie obszarem alimentacji dla wód podziemnych występujących w tym rejonie. Zasilanie masywu krystalicznego i kierunku przepływu wód wskazują na rolę strefy uskoku sudeckiego brzeżnego w infiltracji wód do systemu ich głębokiego krążenia, w tym potencjalnie do wód geotermalnych.

Zróżnicowanie litologiczne wzdłuż profilu wyraźnie zaznacza się w wynikach badań gamma spektrometrycznych. Południowa część profilu, o niższych wartościach wskaźnika  $f_1$  związana jest z obszarem występowania serpentynitów. Strefa północna charakteryzująca się wyższą radioaktywnością to obszar występowania utworów osadowych. Granica pomiędzy tymi dwiema strefami znajduje się pomiędzy sondowaniami KS\_37 i KS\_38, a więc w

miejscu wystąpienia zlokalizowanego za pomocą MT uskoku. Badania sejsmiczne, z kolei, pozwoliły na stwierdzenie złożonego, tektoniczno – sedymentacyjnego charakteru granicy kompleksu osadowego kotliny Dzierżoniowskiej z serpentynitami masywu Ślęży. Osady kenozoiczne pokrywają przekraczając zróżnicowany relief skał podłoża, spowodowany przemieszczeniami na uskokach. Aktywność jednego z uskoków ustała przed początkiem sedymentacji osadów kenozoicznych, podczas gdy aktywność bardziej północnego uskoku kontynuowała się jeszcze w trakcie lub po sedymentacji osadów miocenów. Czwartorzędowe osady luźne wypełniają już obniżenie nieaktywne tektonicznie w kenozoiku. Badania VLF wskazują na silne spękanie masywu serpentynitowego, co mogłoby stwarzać dobre warunki do infiltracji wód w obręb masywu i zasilania systemu krążenia.

Wykonane badania magnetotelluryczne wykazały istnienie szerokich niskooporowych stromo zalegających stref w miejscach kontaktu granitów strzegomskich z serpentynitami oraz tych ostatnich z gnejsami sowiogórskimi. Sięgają one głębokości 1500 m i – mimo prawdopodobnego zawodnienia - wydają się nie gwarantować wystarczająco podwyższonej temperatury wód ze względu na zbyt mały zasięg głębokościowy tych stref. W świetle wyników powyższych badań kontakt pomiędzy granitami i serpentynitami jest subwertykalny, zaś pomiędzy tymi ostatnimi a gnejsami sowiogórskimi – jest stromo nachylony ku N.

Pomiary ciepła radiogenicznego *in-situ* i przewodności cieplnej na próbach skalnych wykonano w kamieniołomie serpentynitu w Jordanowie. Jako, że skały serpentynitowe charakteryzują się niską zawartością izotopów promieniotwórczych pomierzone ciepło radiogeniczne jest bliskie zeru. Przewodność cieplna waha się w granicach  $2.67 - 2.78 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

#### 11.10. Rejon badawczy Głuszycy

Rejon badań Głuszycy (Fig. 11.10 a-e), zgodnie z geograficznym podziałem regionalnym Polski (Kondracki, 1998) leży w makroregionie Sudety Środkowe, na pograniczu mezoregionów Góry Sowich i Obniżenie Nowej Rudy. Rejon badań jest przecięty górnym biegiem rzeki Bystrzycy, wzdłuż doliny której, na kierunku NW-SE, rozciąga się m. Głuszycy. Na SW od rzeki Bystrzycy, na wysokości 480-500 m nn.p.m. rozciąga się teren obniżony i względnie płaski, natomiast po jej stronie NE teren szybko wznosi się na SW stoku Jagodzińca (705 m nn.p.m.) i Sobonia (716 m nn.p.m) położonych w zach. części masywu Gór Sowich.

Pod względem geologicznym (Bossowski i in. 1990; Grocholski, 1956), rejon badań w swej przeważającej powierzchniowo części północno-wschodniej znajduje się na obszarze wychodni neoproterozoicznych gnejsów masywu Gór Sowich, natomiast w części południowo-zachodniej – na obszarze wychodni górnokarbońskich, węglonośnych, warstw wałbrzyskich zdeponowanych w obrębie basenu śródsudeckiego. Obie jednostki strukturalne rozdzielone są stromą strefą uskokową Głuszycy (Cymerman 2010), z którą wiąże się występowanie szerokich stref brekcji, kataklazytów i innych skał przyuskokowych (Pacholska 1978). Strefa ta, jako perspektywiczna dla występowania podziemnych wód termalnych była

obiektem badań geofizycznych, spośród których sondowania magnetotelluryczne wykazały występowanie subwertykalnej strefy obniżonej oporności elektrycznej na granicy masywu sowiogórskiego i klastyków basenu śródsudeckiego, sięgającej do głębokości ok 4000 m, która poniżej 400 m kontynuuje się już w gnejsach, jako że te sięgają dalej ku SW niż na powierzchni w podłożu karbonu niecki śródsudeckiej. Obecność strefy dyskolacyjnej i związanych z nią mylonitów potwierdzają również wyniki badań gamma-spektrometrycznych. W strefie tej stwierdzono lekkie podwyższenie wartości wskaźnika  $f_1$ . Można tu zaobserwować podwyższoną koncentrację Th. Uszczegóławiające badania sejsmiczne pozwalają wskazać trzy strefy uskokowe w obrębie wyznaczonego na podstawie MT rejonu dyslokacji. Wyniki sondowań MT wskazują dodatkowo na występowanie nagromadzeń wód podziemnych głębokiego krążenia w szczelinowatej stropowej partii podłoża karbonu na głębokości rzędu 2400-3000 m pp.p.t.

Według podziału zwykłych wód podziemnych Polski na jednostki hydrogeologiczne rejon Głuszycy należy do regionu wodnego środkowej Odry, subregionu Sudetów (Paczyński, Sadurski, 2007). Według podziału na 172 części JCWPd, rejon ten jest położony w Jednolitej Części Wód Podziemnych nr 108, związanej ze zlewnią Bystrzycy ze Ślążą (Mądrala i in., 2011).

W przedmiotowym rejonie badawczym występowanie wód podziemnych związane jest z utworami czwartorzędowymi, paleozoicznymi i proterozoicznymi. Zgodnie z Mapą hydrogeologiczną Polski w skali 1:50 000 (Wojtkowiak, 2000), znaczenie użytkowe mają poziomy paleozoiczno-proterozoiczne. Wody podziemne w utworach czwartorzędowych występują wyłącznie w obrębie doliny Bystrzycy, gromadząc się w piaszczysto – żwirowych osadach rzecznych. Poziom miąższości maksymalnie 1 ÷ 3 m, prowadzi wody o charakterze swobodnym, występujące na głębokości 0,5 ÷ 2 m. Zasilany bezpośrednio przez opady atmosferyczne, charakteryzuje się dużą sezonową zmiennością zasobności i głębokości zalegania zwierciadła. Pozostaje w kontakcie hydraulicznym z wodami powierzchniowymi.

Wody podziemne o znaczeniu użytkowym występują w większości w przypowierzchniowej warstwie zwietrzliny skał, a pozostała część wód w obrębie szczelin i spękań porowo – szczelinowych osadów permu i karbonu niecki śródsudeckiej oraz proterozoicznych skał kry sowiogórskiej. Oba systemy wodonośne funkcjonują w odmiennych ośrodkach rozdzielonych strefą tektoniczną o przebiegu NW – SE.

Według Mapy hydrogeologicznej Polski (Wojtkowiak, 2000), permsko-karbońskie piętro wodonośne związane jest z osadowymi utworami późnego karbonu (piaskowce, zlepieńce, mułowce, węgle formacji z Żaclerza i Wałbrzycha) i wulkanitami permokarbońskimi (porfiry, ryolity) oraz piaskowcami i mułowcami permu. Natomiast w bezpośrednim rejonie badań, piętro wodonośne związane jest wyłącznie z osadowymi seriami karbonu górnego (piaskowce, zlepieńce, mułowce, łupki ilaste). Warunki hydrogeologiczne tego piętra w tym rejonie są słabo, a praktycznie nierozpoznane. Natomiast w rejonie położonym na północ od obszaru badań (Jedlina Zdrój), w strefach uskokowych i towarzyszących im spękaniach skał osadowych karbonu i wulkanitów permu, występują wody lecznicze typu szczaw, w tym radoczynnych.

Można przypuszczać – i potwierdzają to w skali lokalnej wyniki przeprowadzonych badań CPMT, że wielkopowierzchniowa strefa tektoniczna na kontakcie osadowej serii niecki śródsudeckiej i krystalicznego bloku sowiogórskiego, może odgrywać znaczącą rolę w systemie krążenia głębokich wód podziemnych, w tym także występowania wód termalnych. Badania sejsmiczne wskazują jednak, że sama granica uskokowa nie była reaktywowana w niedalekiej przeszłości geologicznej i nie stanowi sama w sobie uprzywilejowanej drogi migracji wód. Rola granicy w takim przypadku ograniczałaby się do granicy oddzielającej radykalnie odmienne typy ośrodka skalnego – masywu metamorficznego i serii osadowej

### **11.11. Rejon badawczy Srebrna Góra**

Rejon badań Srebrna Góra (Fig. 11.11 a-e), zgodnie z geograficznym podziałem regionalnym Polski (Kondracki, 1998), leży w makroregionie Sudety Środkowe i na granicy mezoregionów Góry Sowie i Obniżenie Otmuchowskie, reprezentowane przez jego lokalny fragment, zwany obniżeniem Stoszowic. To ostatnie, zajmujące NE część rejonu badań, położoną bezpośrednio na północ od m. Srebrna Góra, jest bardzobardzo łagodnie nachylone ku NE i znajduje się na wysokości 360-390 m nn.p.m. Natomiast SW część rejonu badań leży na stromym, nachylonym generalnie ku ENE, lecz skomplikowanym przez niewielkie suche doliny okresowych potoków, stoku Gór Sowich, wznoszącym się do ok. 630 m nn.p.m.

Pod względem geologicznym (Trepka i Gawroński, 1957; Oberc i in. 1994), rejon badań w swej części SW jest głównie zlokalizowany w obrębie masywu gnejsowego Gór Sowich, reprezentowanego w przewodzie przez migmatyczne para- i ortognejsy neoproterozoiczno-kambryjskie(?) z nielicznymi wkładkami amfibolitów i rzadkimi dajkami waryscyjskich granitów, oraz powstałe z nich waryscyjskie kataklazyty i brekcje. Wychodnie tych skał są od NE ograniczone linią przebiegającego tu NNW-SSE brzeźnego uskoku sudeckiego, na którego zrzuconym skrzydle skonsolidowane podłoże jest całkowicie przykryte grubymi do ok. 250 m osadami kenozoicznymi NW przedłużenia rowu Paczkowa, reprezentującym zarówno holocenijskie utwory rzeczne i stokowe, jak i osady plejstocenijskie oraz przedczwartorzędowe. Podłoże krystaliczne reprezentuje analogiczne utwory masywu Gór Sowich do utworów odsłoniętych na skrzydle podniesionym uskoku brzeźnego (Cymerman 2010).

Zgodnie z regionalnym podziałem hydrogeologicznym, rejon badawczy Srebrna Góra usytuowany jest w regionie środkowej Odry, na pograniczu subregionu Sudetów i subregionu środkowej Odry południowym, rozdzielonych sudeckim uskokiem brzeźnym o przebiegu NW-SE (Paczyński, Sadurski, 2007). Według podziału na 172 części JCWPd, przedmiotowy rejon znajduje się w Jednolitej Części Wód Podziemnych nr 109, związanej ze zlewnią środkowej i dolnej Nysy Kłodzkiej (Wijura i in., 2010).

Omawiany rejon badawczy lokuje się w obrębie metamorficznej serii bloku sowiogórskiego, biegnąc w poprzek strefy tektonicznej sudeckiego uskoku brzeźnego. W świetle dotychczasowego rozpoznania warunków hydrogeologicznych, przedmiotowy rejon charakteryzuje się słabym stopniem zawodnienia. Według Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (Kielczawa, 2000), przedsudecka, północna część rejonu badań położona jest



na obszarze pozbawionym użytkowego poziomu wodonośnego. Dotyczy to zarówno utworów czwartorzędowych, jak i krystalicznego podłoża bloku sowiogórskiego. Z racji swojego wykształcenia (utwory stożków piedmontowych, rumosze i gliny deluwialne), zawodnienie osadów czwartorzędowych ma charakter okresowy, związany z większymi opadami atmosferycznymi. Nie wydzielenie w tej części badań użytkowego poziomu wodonośnego, wynikało częściowo z braku dostatecznego rozpoznania warunków hydrogeologicznych (Kiełczawa, 2000).

Sudecka, południowa część rejonu badawczego położona jest na obszarze wydzielonego użytkowego poziomu wodonośnego proterozoiku. Użytkowy charakter mają tu dwie strefy wodonośne: strefa górna - w przypowierzchniowej, spękanej i zwiertzałej partii skał, o swobodnym lub lekko naporowym zwierciadle wody, pozbawiona istotniejszej naturalnej izolacji, oraz strefa dolna - związana z głębszym krążeniem wody w obrębie szczelin, spękań i rozluźnień skał krystalicznych, o naporowym zwierciadle wody, izolowana od powierzchni. Na wodach zgromadzonych w strefie przypowierzchniowej bazują w większości ujęcia o charakterze drenazowym. Strefa dolna, głębszego krążenia wody, ujmowana jest natomiast przez pojedyncze studnie głębinowe. Generalnie, głębokości występowania użytkowych stref wodonośnych w gnejsach sowiogórskich wynoszą najczęściej od 15 m do 50 m. Wyjątek stanowią tu przypadki, gdy ujmowana jest bądź strefa zwiertzeliny i przypowierzchniowych rozluźnionych partii skał krystalicznych - wówczas głębokość występowania poziomu użytkowego zazwyczaj nie przekracza 15 m, bądź odwodnione partie szczytowe masywów górskich - wtedy użytkowe strefy wodonośne mogą występować dopiero na głębokościach 50-100 m, a nawet 100-150 m. Współczynnik filtracji w gnejsach sowiogórskich wyznaczony na podstawie próbnych pompowań otworów studziennych, wahał się w zakresie od 0,42 m/24h do 0,91 m/24h.

W głębokim krążeniu wód podziemnych decydujące znaczenie odgrywają strefy tektonicznych złuźnień, a takową jest szeroka strefa tektoniczna sudeckiego uskoku brzeżnego z przecinającymi ją dyslokacjami niższej rangi. Była ona w tym rejonie badawczym głównym celem profilowań geofizycznych i – w przypadku sondowań magnetotellurycznych - wykazały one występowanie sięgających 2500 m głębokości subwertykalnych stref obniżonej oporności, zlokalizowanych w pobliżu tak dolnej jak i górnej krawędzi załamania stoku, związanego z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego. Mogą one stanowić perspektywiczne struktury zawodnione przez fluidy o podwyższonej temperaturze. Z kolei badania gamma-spektrometryczne nie dostarczyły jednoznacznych przesłanek do wnioskowania o tektonice i potencjalnym zawodnieniu obszaru. Badania VLF zarejestrowały jedynie słabą anomalię związaną z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego, co wiąże się z jego przykryciem niskooporowymi osadami stokowymi. Profil gamma-spektrometryczny został wyznaczony na odcinku pomiędzy sondowaniami MT: SG\_18 a SG\_22. Osady, przez które przebiega profil odziedziczyły po rodzimych skałach stosunkowo wysoką radioaktywność, a niewielkie jej zmiany spowodowane są raczej różnym nagromadzeniem minerałów zasobnych w poszczególne pierwiastki niż obecnością nieciągłości strukturalnej

## 11.12. Rejon badawczy Potworów

Rejon badawczy Potworów (Fig. 11.12 a-e) znajduje się na pograniczu Obniżenia Podsudeckiego z Górami Bardzkim, rozciągając się po obu stronach sudeckiego uskoku brzeźnego, ok. 2-3 km na N i NW od Barda, po zachodniej stronie Doliny Nysy Kłodzkiej po opuszczeniu przez nią przełomu bardzkiego. Pod względem geologicznym (np. Gaździk 1957, Oberc i in. 1994), w obrębie Gór Bardzkich, po SW stronie uskoku brzeźnego, w rejonie badań odsłaniają się na powierzchni fliszowe utwory osadowe w postaci głównie iłowców, mułowców i piaskowców szarogłazowych wieku karbońskiego, z allochtonicznymi elementami rozczłonkowanej sukcesji ordowicko-sylursko-dewońskiej (Wajsprych 1986, 1995). Na zrzuconym skrzydle uskoku brzeźnego utwory skalne waryscyjskiego piętra Sudetów są pogrzebane pod miększą pokrywą kenozoiczną rowu Paczkowa, reprezentowaną przez neogeńskie – i zapewne występujące niżej - starsze osady klastyczne oraz plejstocenyjskie osady glacialne i fluwialne oraz holocenyjskie aluwia (Oberc i in. 1994). W podłożu kenozoiku występują utwory krystaliczne paleozoicznej strefy ścinania Niemczy.

Wykonane płytkie badania sejsmiczne wskazują, że na przedpolu sudeckiego uskoku brzeźnego występuje w rejonie badań seria uskoków zrzucających schodowo blok przedsudecki, które były aktywne - przynajmniej częściowo - jeszcze w trakcie sedimentacji osadów kenozoicznych. Z badań wynika też obecność niewielkiego rowu tektonicznego w obrębie bloku przedsudeckiego. Również wyniki badań gamma – spektrometrycznych potwierdzają występowanie tu struktur nieciągłych. Na północnym krańcu profilu gamma-spektrometrycznego zarejestrowany został wzrost wskazań eU. Odcinek ten odpowiada strefie uskokowej wyznaczonej metodą sejsmiczną. Taki wzrost może być związany albo z samą strefą tektoniczną, albo wynikać z podniesienia podłoża podkenozoicznego na północ od tejże strefy.

Zgodnie z regionalnym podziałem hydrogeologicznym, rejon badawczy Potworów usytuowany jest w regionie środkowej Odry, na pograniczu subregionu Sudetów i subregionu środkowej Odry południowym, rozdzielonych sudeckim uskokiem brzeźnym o przebiegu NW-SE (Paczyński, Sadurski, 2007). Według podziału na 172 części JCWPd, przedmiotowy rejon znajduje się w Jednolitej Części Wód Podziemnych nr 109, związanej ze zlewnią środkowej i dolnej Nysy Kłodzkiej (Wijura i in., 2010).

W świetle dotychczasowego rozpoznania warunków hydrogeologicznych, przedmiotowy rejon badań charakteryzuje się bardzo słabym stopniem zawodnienia. Według Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (Kiełczawa, 2000), strefa badań położona jest na obszarze pozbawionym użytkowego poziomu wodonośnego. Dotyczy to zarówno utworów czwartorzędowych i krystalicznego podłoża bloku przedsudeckiego, jak również osadów serii struktury bardzkiej części sudeckiej. Z racji swojego wykształcenia (utwory stożków piedmontowych, rumosze i gliny deluwialne), zawodnienie osadów czwartorzędowych ma charakter okresowy i związane jest z większymi opadami atmosferycznymi. Osady te stanowią wraz z kompleksem zwietrzałej stropowej partii podłoża krystalicznego (szarogłazy, serpentynity) pierwszy poziom wodonośny ujmowany studniami kopanymi. Charakteryzują

go zróżnicowane warunki występowania przy płytkim zaleganiu do 5 m, lokalnie głębiej 5÷20 m (Krawczyk, 2006). Nie wydzielenie użytkowego poziomu wodonośnego, wynikało po części z braku dostatecznego rozpoznania warunków hydrogeologicznych.

W głębokim krążeniu wód podziemnych, w badanym rejonie, zasadnicze znaczenie potencjalnie odgrywa szeroka strefa tektoniczna sudeckiego uskoku brzeżnego. Istotne, a dotychczas niedoceniane znaczenie mogą mieć dyslokacje niższej rangi przecinające skośnie sudecki uskok brzeżny.

### **11.13. Rejon badawczy Ożary**

Rejon badawczy Ożary (Fig. 11.13 a-e) występuje na pograniczu Obniżenia Podsudeckiego z Górąmi Żłotymi, rozciągając się po obu stronach sudeckiego uskoku brzeżnego ok. 6-8 km na NW od Żłotego Stoku. Pod względem geologicznym (Gaździk 1957, Cwojdzński 1974), na podniesionym skrzydle uskoku brzeżnego odsłaniają się na powierzchni karbońskie (Mikulski et al. 2013) granitoidy masywu kłodzko-żłotostockiego. Na zrzuconym skrzydle uskoku brzeżnego, utwory skalne waryscyjskiego piętra strukturalnego Sudetów są pogrzebane pod miąższą pokrywą kenozoiczną rowu Paczkowa, reprezentowaną przez neogeńskie – i zapewne występujące niżej – starsze osady klastyczne oraz plejstocenyjskie osady glacialne i fluwialne oraz holocenyjskie aluwia (Cwojdzński 1974).

Rejon badawczy Ożary według podziału hydrogeologicznego Polski, położony jest w regionie środkowej Odry, na styku subregionu Sudetów i subregionu środkowej Odry południowym, rozdzielonych sudeckim uskokiem brzeżnym o przebiegu NW-SE (Paczyński, Sadurski, 2007). Zgodnie z podziałem na 172 Jednolite Części Wód Podziemnych położony jest w JCWPd nr 109, związanej ze zlewnią środkowej i dolnej Nysy Kłodzkiej (Wijura i in., 2010).

W świetle dotychczasowego rozpoznania warunków hydrogeologicznych, przedmiotowy rejon charakteryzuje się słabym zawodnieniem, co było podstawą nie wydzielenia w nim użytkowego piętra wodonośnego zarówno w utworach kenozoicznych jak i krystalicznego podłoża czy jego wychodni (Mroczkowska, 2000). Dotyczy to zarówno części sudeckiej (masyw kłodzko-żłotostocki), jak również bloku przedsudeckiego.

W części przedsudeckiej pierwszy poziom wodonośny związany jest ze spiaszczonymi stropowymi partiami glin zwałowych i piaskami czwartorzędu, a także drobnymi przewarstwieniami piasków w ilastej serii pliocenu. Wydzielenia te charakteryzują się współwystępowaniem i ograniczonym zasięgiem, brakiem ciągłości hydraulicznej i zróżnicowaną głębokością występowania do 5 m. Zwierciadło wody charakteryzuje się zmiennym reżimem swobodno-aporowym. Badania głębszych (do 200 m) poziomów wodonośnych zalegających w obrębie miąższej serii ilastej wypełniającej zachodni kraniec neogeńskiego zapadliska rowu Paczków-Kędzierzy-Koźle, wykazały ponadnormatywne zawartości fluoru w wodzie i bardzo małą wodoprzewodność (Razowska-Jaworek i in., 2013).

W sudeckiej części rejonu badań wody podziemne występują w pokrywach rumoszowo-zwietrzelinowych oraz w szczelinach skał formacji paleozoiczno-proterozoicznej. Stąd też – przez analogię do sąsiednich obszarów o lepszym rozpoznaniu – spotykamy tu dwa systemy krążenia wód. Pierwszy – płytki, na głębokości od kilku do 15 m, lokalnie 40 m poniżej terenu – związany ze strefą wietrzeniową, drugi – głęboki, towarzyszący głównym dyslokacjom przecinającym górotwór. Z racji ukształtowania terenu (stromie zbocza, wąskie doliny) płytki poziom wód ma charakter tranzytowy a jego zasobność uzależniona jest od skali i charakteru opadów. Większe znaczenie odgrywa poziom głębszy, związany z głębokimi rozłamami oraz nasunięciami i uskokami, którym towarzyszą strefy licznych spękań i niewielkich dyslokacji uskokowych, o różnych kierunkach i charakterze. Zasilanie górotworu odbywa się tu na wychodniach serii skalnych, bezpośrednio z opadów atmosferycznych, lub drogą pośrednią - poprzez pokrywy zwietrzelinowe.

Cyrkulacja wód podziemnych w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego jest skomplikowana i niewątpliwie związana z tektoniką tego obszaru. Uskok sudecki brzeżny wraz z towarzyszącymi nieciągłościami tektonicznymi stanowi uprzywilejowaną strefę zasilania i migracji wód podziemnych.

Przeprowadzone w rejonie badań Ożary pomiary geofizyczne (wykonano tu pomiary sejsmiczne opracowane metoda refleksyjną STR i elektrooporowe ERT, zrezygnowano natomiast z badań VLF) wykazały występowanie strefy, o znacznej miąższości utworów kenozoicznych (osady piaszczyste i ilaste miocenu, przykryte glinami, piaskami i żwirami czwartorzędowymi) w bezpośrednim sąsiedztwie sudeckiego uskoku brzeżnego. Mięższe utwory kenozoiku wypełniają tu zachodni kraniec rowu Paczkowa. W SW części obszaru stwierdzono obecność dużej rynny erozyjnej rozcinającej osady miocenu i osady glacialne. Fragment terenu na którym występuje opisana rynna jest obecnie znacznie wyniesiony ponad dno doliny Nysy Kłodzkiej, co może świadczyć o aktywnym podnoszeniu terenu podczas czwartorzędu. Badania nie pozwoliły jednak na jednoznaczną identyfikację krawędzi uskokowej w podłożu, która mogłaby stanowić północną krawędź uskoku rowu Paczkowa krawędzi której spodziewano się w północnej części linii pomiarowej. Wyniki te spowodowały decyzję o rezygnacji z przeprowadzenia badań gamma-spektrometrycznych.

#### **11.14. Rejon badawczy Kudowa**

Rejon badawczy Kudowa (Fig. 11.14 a-e), zgodnie z geograficznym podziałem regionalnym Polski (Kondracki, 1998) należy do makroregionu Sudety Środkowe i lokuje się w obrębie mezoregionów Góry Stołowe i Pogórze Orlickie. Obszar objęty badaniami ma charakter pagórkowaty do górzystego (góry niskie) i leży ok. 1,5 do 2,5 km na SE od centrum Kudowy Zdroju. Ukształtowanie powierzchni terenu jest urozmaicone, obejmując wschodnie zbocze doliny potoku Klikawa na SW, na wysokości ~380 m n.p.m., stanowiące fragment Obniżenia Kudowy po zachodni skraj G. Stołowych na wysokości ok. 500 m nn.p.m., 1 km na wsch. od wsi Jerzykowice Wlk.

Pod względem geologicznym (Gierwielaniec 1955, Gierwielaniec i Radwański 1955), rejon badań znajduje się głównie we wschodniej części depresji Kudowy, stanowiącej peryferyczny, oddzielony uskokiem, fragment niecki (synklinorium) śródsudeckiej, natomiast swym krańcem wschodnim zahacza o północny kraniec krystaliniku Gór Orlickich, zbudowany z karbońskiego granitu masywu Kudowy-Oleśnic. Występująca w rejonie badań część depresji Kudowy odsłania na powierzchni górnokredowe, cenomańskie i turońskie margle, iłowce i piaskowce. Spod nich ku wschodowi wyłaniają się dolnopermskie zlepieńce i piaskowce czerwonego spągowca z wkładkami skał erupcyjnych, głównie riolitów. Na granicy wychodni czerwonego spągowca z masywem Kudowy-Oleśnic przebiega ukierunkowana NNW-SSE do NW-SE złożona strefa uskokowa, w obrębie której następuje transfer przemieszczeń pomiędzy leżącą ku zachodowi strefą uskokową Pořiči-Hronov, a znajdującym się na wschodzie uskokiem Pstrážna-Gorzanów (por. Cymerman 2010). Wspomniana strefa uskokowa NNW-SSE do NW-SE w rejonie Kudowy, stanowi północny kraniec odwróconego uskoku („nasunięcia”) Zieleńca (Cymerman 2010, Kozdrój 2014). Strefa ta, o waryscyjskich, karbońsko-permskich założeniach uskokowych, została aktywowana w końcu kredy, tworząc rów tektoniczny Kudowy-Oleśnic, w którym na granitoidach masywu Kudowy-Oleśnic występują wydłużone wzdłuż wspomnianej strefy cienkie i wąskie „czapki” utworów górnej kredy.

Wspomniana powyżej strefa uskokowa wraz z rowem Kudowy-Oleśnic stanowiła, wraz z podobnie ukierunkowanym uskokiem biegnącym doliną Klikawy, cel wykonanych w tym rejonie sondowań magnetotellurycznych i towarzyszących im badań VLF. W przypadku obu linii uskokowych stwierdziły one strome, rozgałęziające się ku dołowi wąskie strefy znacznie obniżonej elektrooporności, sięgające w głąb do ok. 3500 m, które stanowią obiecujące perspektywiczne kolektory zmineralizowanych wód termalnych. Anomalie zarejestrowane w wyniku przeprowadzonych badań VLF pokrywają się z częścią wychodni krawędzi uskokowych zarejestrowanych badaniami magnetotellurycznymi, a częściowo z granicami litologicznymi niezwiązanymi z występowaniem stref uskokowych.

W obowiązującym hydrogeologicznym podziale regionalnym, przylegające do siebie rejony badawcze Kudowa Zdrój i Brzozowie położone są w Subregionie Sudetów regionu środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007), w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 137, związanej z szczelinowo-porowymi utworami osadowymi kredy górnej niecki śródsudeckiej, niecki Batorowa i zapadliska Kudowy, szczelinowymi ośrodkami granitoidu Kudowy oraz krystaliniku Gór Bystrzyckich i Orlickich (Serafin, Krawczyk, 2010). W całości znajduje się ona w obrębie zlewiska Morza Północnego i drenowana jest przez Klikawę (Szybką) oraz Czermnicę z jej dopływem (Kudowski Potok). Rejon badawczy Kudowa Zdrój przebiega prostopadle względem rozłamu tektonicznego Kudowa – Oleśnice, obejmując sąsiednie części zapadliska Kudowy i granitoidu Kudowy.

Zgodnie z Mapą hydrogeologiczną Polski w skali 1:50 000 (Kłonowski, Wojtkowiak, 2000), wody podziemne głównego użytkowego poziomu wodonośnego w rejonie badawczym związane są utworami kredy zapadliska Kudowy (południowa część rejonu badań). Pozostała część rejonu badań położona jest na obszarze pozbawionym poziomu użytkowego (rów tektoniczny Kudowy – Oleśnic i granitoid Kudowy).

Warunki hydrogeologiczne wspomnianego obszaru należy określić jako skomplikowane ze względu na tektonikę, współwystępowanie wód mineralnych i zwykłych, szczelinowy i szczelinowo-porowy charakter poziomów wodonośnych, a także zróżnicowaną morfologię terenu i sieć drenażu w bliskim sąsiedztwie wododziałów wód powierzchniowych i podziemnych. Wody podziemne występują w czwartorzędowych osadach rzecznych (piaski, żwiry, namuły), porowo – szczelinowych osadach kredy górnej oraz szczelinach i spękaniach skał krystalicznych paleozoiku.

Poziom wodonośny czwartorzędu miąższości do 2 m, ogranicza się wyłącznie do zasięgu dolin drobnych cieków. Prowadzi wody o charakterze swobodnym, wykazujące okresowe wahania i zasilane bezpośrednio poprzez infiltrację z opadów atmosferycznych.

Głównym piętrzem wodonośnym zwykłych wód jest tu kompleks utworów górnokredowych, w którym – przez analogię do struktury Niecki Batorowa - wydziela się dwa poziomy wodonośne: górny, występujący w marglach z przewarstwieniami piaskowców turonu oraz dolny związany z piaskowcami cenomanu (Kłonowski, Wojtkowiak., 2000). W rejonie Jeleniowa, w spękanych marglach turonu, stwierdzono występowanie dwóch poziomów wód podziemnych o charakterze artezyjskim - płytszego na głębokości około 50 m i głębszego na głębokości około 100 m, o sumarycznej miąższości 67 m. W bezpośrednim sąsiedztwie nawiercone zostały w strefie dyslokacji również wody mineralne o ciśnieniu artezyjskim, których reżim hydrochemiczny uległ naruszeniu po rozpoczęciu eksploatacji wód zwykłych. Wody podziemne kredowego piętra zapadliska Kudowy drenowane są zgodnie z osią jednostki na północny-zachód, przy różnicy ciśnień od 440 m n.p.m do poniżej 380 m n.p.m.

Sąsiadujący od wschodu rów tektoniczny Kudowy – Oleśnic wypełniony miąższem (ponad 500 m) kompleksem utworów czerwonego spągowca (zlepienie z wkładkami łupków ilastych i piaskowców arkozowych oraz wulkanitami) wraz z graniczącym granitoidem Kudowy, stwarza korzystne warunki alimentacji głębszych stref występowania wód podziemnych, w tym potencjalnie o charakterze geotermalnym.

### **11.15. Rejon badawczy Brzozowie**

Rejon badawczy Brzozowie (Fig. 11.15 a-e), zgodnie z geograficznym podziałem regionalnym Polski (Kondracki, 1998) należy do makroregionu Sudety Środkowe i lokuje się w obrębie mezoregionu Góry Orlickie. Obszar objęty badaniami ma charakter górzisty i znajduje się ok. 1 do 2,5 km na SW od centrum Kudowy Zdroju. Przylega jednocześnie od SW do opisanego w poprzednim podrozdziale rejonu Kudowa, w swej NE części lokując się po południowo-zachodniej stronie doliny potoku Klikawa w Obniżeniu Kudowy. Dalej ku SW, rejon podnosi się w na stokach Gór Orlickich ku granicy z Czechami.

Pod względem geologicznym (Gierwielaniec 1955, Gierwielaniec i Radwański 1955), rejon Brzozowie znajduje się w południowej części depresji Kudowy, w której odsłaniają się na powierzchni górnokredowe, cenomańskie i turońskie margle, iłowce i piaskowce. Spod nich ku południowemu zachodowi wyłaniają się dolnopermskie zlepienie i piaskowce czerwonego

spągowca. Ku SW, poprzez uskoki o kierunku NW-SE, utwory dolnego permu kontaktują z fyllitami jednostki Nového Města Gór Orlickich, stanowiącymi osłonę wczesnokarbońskiej intruzji granitów Nového Hradka (Gierwielanec i Radwański 1955; Mazur et al. 2005; 2007).

Rejon badawczy Brzozowie przylegający od SW do scharakteryzowanego powyżej rejonu Kudowa Zdrój, jest pod względem stosunków hydrogeologicznych opisany razem z nim w poprzednim podrozdziale.

Wykonane w rejonie Brzozowie badania wykonane technikami płytkiej geofizyki (SRT, ERT i VLF) w połączeniu z obrazem mapy geologicznej (Gierwielanec 1955, Gierwielanec i Radwański 1955) ukazują przypowierzchniowy obraz budowy geologicznej. W części SW linii pomiarowej, na zuskokowanym podłożu metamorficznym, zbudowanym z fyllitów zalegają niezgodnie skały czerwonego spągowca. Uskoki tnące podłoże metamorficzne mają bieg zbliżony do południkowego i nie angażują skał czerwonego spągowca. Skały czerwonego spągowca tworzą skośne kliniformy i cechują się dużą zmiennością litologiczną. Na ok. 900. metrze linii pomiarowej, podłoże i pokrywające je skały czerwonego spągowca obniżają się, prawdopodobnie na skutek występowania uskoków o zrzuconych skrzydłach północnych. Nierówny strop czerwonego spągowca jest pokryty (przekraczająco?) skałami kredy górnej. Skały turonu są w tej strefie silnie zaangażowane tektonicznie i podgięte tworząc fleksurę. Około 1100 m profilu, skały są przecięte przez uskoki angażujący osady kredowe, który prawdopodobnie stanowi część szerokiej strefy tektonicznej. W NE odcinku linii pomiarowej upady warstw kredy szybko zmniejszają się i warstwy leżą poziomo.

Profil gamma-spektrometryczny został wykonany ponad tą strefą, do osi struktur morfologicznych. Wyraźnie widoczne jest podwyższenie wartości wskaźnika  $f_1$  w zagłębieniu terenu, w centralnej części profilu, ale przy braku wzrostu zawartości uranu – co wskazuje na wpływ morfologii terenu na wyniki przeprowadzonych pomiarów.

#### **11.16. Rejon badawczy Stara Łomnica**

Rejon badań Stara Łomnica (Rys. 11.16 a-e), zgodnie z geograficznym podziałem regionalnym Polski (Kondracki, 1998) należy do makroregionu Sudety Środkowe i lokuje się w obrębie mezoregionu Kotlina Kłodzka. W całości znajduje się na pagórkowatym dnie fragmentu Rowu Górnej Nysy (południowej części Kotliny Kłodzkiej w regionalizacji Kondrackiego, 1978, 1998).

Pod względem geologicznym (Wójcik, 1957), rejon badań Stara Łomnica leży na obszarze kenozoicznego rowu tektonicznego górnej Nysy Kłodzkiej, w miejscu jego stopniowego przejścia w powstałą podczas późnokredowo-paleoceńskiego epizodu kompresyjnego główną synklinę basenu śródsudeckiego (por. Cymerman 2010). Podłoże rejonu badań zbudowane jest z horyzontalnie zalegających warstw skał osadowych górnej kredy (piaskowce, mułowce, ily i margle cenomanu i turonu), o miąższości kilkuset metrów, które spoczywają na krystalicznym podłożu, prawdopodobnie reprezentującym przedłużenie neoproterozoiczno-kambryjskich(?) łupków krystalicznych Krowiarek i/lub późnokambryjskich ortognejsów Gór

Bystrzyckich. Utwory kredowe wraz z podłożem są rozcięte ukierunkowaną WNW-ESE strefą uskokową Pstrążna-Gorzanów (Cymerman 2010), która jest wschodnim przedłużeniem ważnej linii uskokowej Poříči-Hronov, rozwiniętej na terytorium Czech i która, zdaniem Wojewody (2009) i Prouzy i in. (2014), wykazuje istotną składową przesuwczą. Uskok ten był obiektem profilowań geofizycznych w ramach realizacji zadania. Badania elektrooporowe i sejsmiczne pozwoliły na udokumentowanie jednej szerokiej strefy uskokowej (fragment uskoku Pstrążnej – Gorzanowa) oraz mniejszej strefy zlokalizowanej na południu. Zależność między obiema strefami nie jest jasna. Można przypuszczać, że strefa południowa jest w jakiś sposób stowarzyszona z uskokiem Pstrążnej – Gorzanowa, na co pośrednio wskazują wyniki badań VLF. Badania magnetotelluryczne wskazują, że główna strefa uskokowa przebiega prawie pionowo lub stromo zapada na północ. Zmiana kierunku zapadania zarejestrowana w płytkich partiach strefy uskokowej badaniami ERT i SRT ilustruje lokalną zmienność w obrębie prawie pionowej strefy uskokowej. Skrzydło północne, jak wynika z badań magnetotellurycznych, jest skrzydłem zrzuconym (stromy uskok odwrócony).

Profil spektrometryczny został wytyczony na podstawie wyników badań sejsmicznych. Wskaźnik  $f_1$  osiąga wartość maksymalną w punkcie odpowiadającym ok. 560. metrowi profilu sejsmicznego, a miejscu wyznaczenia strefy uskokowej. Wyniki badań gamma-spektrometrycznych zdają się zatem potwierdzać istnienie tejże strefy i mogą sugerować potrzebę wykonania w tym miejscu dodatkowych prac geologicznych.

Rejon badawczy Stara Łomnica lokuje się w regionalnym podziale hydrogeologicznym w subregionie Sudetów regionu środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007), a według podziału na 172 Jednolite Części Wód Podziemnych położony jest w JCWPd nr 125, związanej z szczelinowo-porowymi utworami osadowymi kredy górnej niecki śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej (Krawczyk i in., 2010).

Wody podziemne w rejonie badawczym zlokalizowanym w północnej części rowu Nysy Kłodzkiej, występują w obrębie kredowego Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 341 niecka wewnątrzsudecka Kudowa Zdrój – Bystrzyca Kłodzka (Serafin i in., 2015). Jest on w tym miejscu zaburzony strukturalnie (wyniesienie krystalicznego podłoża podkredowego w formie horstu) między uskokiemi Pstrążna – Gorzanów i Duszniki Zdrój układającymi się równolegle względem siebie, na kierunku przebiegu NWW – SEE. Poziom kredowy w tym rejonie stanowi zarazem główny użytkowy poziom wodonośny (GUPW) według klasyfikacji stosowanej na Mapie hydrogeologicznej Polski 1:50 000 (Mroczkowska, 1997). Ze względu na zróżnicowanie litofacjalne utworów kredy, zmienną miąższość, stopnie szczelinowatości oraz zaangażowania tektonicznego, a także współwystępowanie wód mineralnych warunki hydrogeologiczne wspomnianego obszaru należy określić jako złożone.

Głównym piętrzem wodonośnym zwykłych wód jest tu kompleks utworów górnokredowych, w którym występują dwa poziomy wodonośne. Górny poziom związany jest z serią szarych piaskowców ciosowych turonu środkowego, a dolny z cenomańskimi piaskowcami ciosowymi z glaukonitem. Obu poziomom w różnym stopniu towarzyszą przewarstwienia marglisto – ilaste, co rzutuje na wartości parametrów hydrogeologicznych. Korzystniejsze warunki hydrogeologiczne występują w południowej części rejonu badawczego; górny



poziom zalegający na głębokości 40 ÷ 60 m charakteryzują średnie wartości miąższości 33 m, współczynnika filtracji 9,1 m/24h, wydajności 40 m<sup>3</sup>/h. Natomiast w północnej części rejonu badawczego, poziom zalegający na głębokości ca 150 m, cechuje się gorszymi parametrami hydrogeologicznymi, o czym świadczą niskie wartości współczynnika filtracji (średnio 0,65 m/24h) i wydajności potencjalnej w granicach 4 m<sup>3</sup>/h 1mS. Zdecydowanie korzystniejsze warunki występują w strefach tektonicznych.

Oba poziomy wodonośne kredy górnej zasilane są przez infiltrację opadów atmosferycznych w rejonach wychodni, jak i w strefach o dużym zaangażowaniu tektonicznym oraz przez zasilanie boczne i ascenzyjny dopływ z podłoża. Ogólny kierunek przepływu wód podziemnych w górnym i dolnym poziomie wodonośnym jest zbieżny i skierowany w kierunku wschodnim regionalnej osi drenażu, rzeki Nysy Kłodzkiej. Szczelinowe i szczelinowo-porowe wody poziomu wodonośnego górnej kredy cechuje reżim naporowy, miejscami artezyjski o rzędnych 360 ÷ 370 m n.p.m.

W skałach krystalicznych podłoża rowu Nysy Kłodzkiej zalegających na głębokości około 150 m w strefie horstu i 200 m poza nim, można spodziewać się występowania wód szczelinowych na głębokości do kilkudziesięciu metrów, na co wskazują dopływy do wyżejległego poziomu kredowego (Serafin, 2015). Strefa dyslokacji, w poprzek której przebiega rejon badawczy stanowi korzystne warunki alimentacji struktur głębokiego podłoża, w tym także wód geotermalnych.

Wykonane prace magnetotelluryczne wykazały występowanie subwertykalnej, nieco nachylonej ku N strefy istotnie obniżonej oporności elektrycznej do głębokości rzędu 4500-5000 m na uskoku Pstrążna-Gorzanów, poszerzającej się ku dołowi która z bardzo dużym prawdopodobieństwem stanowi kolektor zmineralizowanych wód o podwyższonej temperaturze. Wśród sprofilowanych metodą magnetotelluryczną sudeckich stref tektonicznych w trakcie realizacji niniejszego, II etapu zadania PSG, głęboka dyslokacja w Starej Łomnicy uznana została za najbardziej perspektywiczną pod względem geotermalnym.

### **11.17. Rejon badawczy Bystrzyca Kłodzka**

Rejon badań Stara Bystrzyca (Fig. 11.17 a-e), położony bezpośrednio na zachód od Bystrzycy Kłodzkiej, zgodnie z geograficznym podziałem regionalnym Polski (Kondracki, 1998) należy do makroregionu Sudety Środkowe i wchodzi w obręb mezoregionów Kotlina Kłodzka i Góry Bystrzyckie. W swej części wschodniej leży w obrębie płaskiego fragmentu dna Rowu Górnej Nysy, w obniżeniu Bystrzycy Kłodzkiej, położonego na wysokości ok. 400 m nn.p.m., zaś w części zachodniej - w obrębie dolnego stopnia Gór Bystrzyckich, wznoszącego się tu do ponad 700 m nn.p.m., jednak w zasięgu wykonanych profili geofizycznych, nie przekraczającego wysokości 515 m. W całości zlokalizowany jest w zlewni potoku Bystrzyca, stanowiącego lewy dopływ Nysy Kłodzkiej.

Pod względem geologicznym (Fistek i Gierwielanec 1957), rejon leży na pograniczu kenozoicznego rowu tektonicznego górnej Nysy Kłodzkiej, położonego po stronie wschodniej

i wypełnionego płytkomorskimi skałami osadowymi górnej kredy (piaskowce, mułowce, ily i margle cenomanu i turonu) oraz odsłaniającego się ku zachodowi ich wydzwigniętego tektonicznie krystalicznego podłoża w postaci późnokambryjskich ortognejsów dwułyszczkowych Gór Bystrzyckich (kopuły kłodzko-orlickiej; por. Dumicz 1964; Szczepański 2010) z wkładkami łupków łyszczkowych o wieku neoproterozoiczno—kambryjskim(?). Granica pomiędzy osadami górnej kredy i ortognejsami ma charakter tektoniczny i jest reprezentowana przez stromą strefę uskokową Długopola (Cymerman 2010) o kierunku, generalnie NNW-SSE i podniesionym skrzydle zachodnim. Uskok ten, wraz z ewentualnymi odgałęzieniami, był głównym celem przeprowadzonych prac geofizycznych.

Utwory górnej kredy dochodząc do wspomnianego uskoku odsłaniają kolejno coraz niższe piętra stratygraficzne, co świadczy o ich silnym przyuskokowym podwinięciu i zestromieniu (co najmniej do 50°50' wg mapy SmgS, Fistek i Gierwielanec 1957).

Ortognejsy Gór Bystrzyckich odsłonięte w zachodniej części rejonu badań, nieco dalej ku zachodowi przykryte są – w normalnym kontakcie sedimentacyjnym – subhoryzontalnie zalegającymi osadami górnej kredy, odpowiadającymi facjalnie tym z dna rowu górnej Nysy, wydzwigniętymi tu – wraz ze swym krystalicznym podłożem - do ponad 600-700 m nn.p.m.

Skały osadowe górnej kredy na dnie rowu górnej Nysy przykryte są lokalnie rzeczными osadami holoceniowymi, i częściowo plejstoceniowymi, o miąższości nie przekraczającej kilkunastu metrów. Podobnie, doliny potoków na obszarze górskim, mimo iż głęboko wcięte, wykazują dna wyścielone cienką warstwą współczesnych osadów o genezie deluwialno-aluwialnej.

Według podziału zwykłych wód podziemnych Polski na jednostki hydrogeologiczne, rejon Bystrzyca Kłodzka należy do subregionu Sudetów regionu wodnego środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007). Według podziału na 172 części JCWPd rejon ten jest położony w Jednolitej Części Wód Podziemnych nr 125, związanej ze szczelinowo-porowymi utworami osadowymi kredy górnej niecki śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej (Krawczyk i in., 2010).

Zgodnie z Mapą hydrogeologiczną Polski w skali 1:50 000 (Mroczkowska, 1997), wody podziemne tego obszaru należą do brzeżnej, południowo-zachodniej części kredowego zbiornika wód podziemnych rowu górnej Nysy Kłodzkiej, na pograniczu z krystalinikiem Gór Bystrzyckich. Wody podziemne gromadzą się tu w piaszczysto–żwirowo-rumoszowych utworach wieku czwartorzędowego, porowo–szczelinowych osadach kredy górnej oraz szczelinach i spękaniach skał krystalicznych starszego paleozoiku i proterozoiku, tworząc dwa odrębne systemy krążenia: płytkiego i głębokiego.

Poziom wodonośny w rejonie badań związany z osadami czwartorzędowymi występuje wyłącznie w dolinie lewobrzeżnego dopływu rzeki Bystrzycy na obszarze Gór Bystrzyckich. Związany jest z osadami rzeczными z domieszką rumoszu skał krystalicznych. Prowadzi wody o charakterze swobodnym występujące na głębokości 1 ÷ 2 m. Zasilany jest bezpośrednio przez opady atmosferyczne, charakteryzuje się dużą sezonową zmiennością zasobności i głębokości zalegania zwierciadła, aż do okresowego wysychania.

Głównym wodonoścem w rejonie badań są spękanne kwarcowe piaskowce ciosowe turonu środkowego o miąższości 20 ÷ 40 m i piaskowce glaukonitowe cenomanu miąższości do 20 m, tworzące użytkowy poziom wodonośny na MhP (Mroczkowska, 1997). Ich wychodnie biegnące równoległe do tektonicznej granicy z krystalicznym masywem Gór Bystrzyckich, zapadają dosyć stromo pod kątem 30 ÷ 40° w kierunku osi rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Górnokredowy poziom wodonośny zalega na głębokości od kilku do kilkudziesięciu metrów, prowadząc wody o charakterze swobodno – naporowym stabilizujące się na rzędnych 380 ÷ 360 m n.p.m. Warunki jego alimentacji są tu ograniczone do wychodni spękanych i zaburzonych tektonicznie skał oraz dopływów bocznych z masywu krystalicznego.

Zarówno w masywie Gór Bystrzyckich, jak i pod osadami kredy w rowie górnej Nysy Kłodzkiej, szczelinowe skały krystaliczne stanowią kolektor wód podziemnych. Charakterystyczną cechą tego zbiornika jest występowanie płytkiego systemu krążenia wody na niewielkich głębokościach - do 30 m w strefie zwierzeliny skał oraz systemu głębokiego, towarzyszącego sieci spękań i dyslokacji. Południowa część rejonu badań leżąca w szczytowej partii Gór Bystrzyckich, pozbawiona jest generalnie płytkiego poziomu z uwagi na dominujące spływy powierzchniowe. W rejonie badań poziom głęboki krystaliniku, zarówno w wychodniach jak i podłożu kredowym, jest nierozpoznany. Jego zasilanie odbywa się na wychodniach spękanych skał krystalicznych, bezpośrednio z opadów atmosferycznych. Wody wgłębnego krążenia w podłożu rowu górnej Nysy Kłodzkiej związane są z infiltracją opadów na wyniesionych masywach górskich po obu stronach rowu.

Występowanie wód termalnych w rejonie Bystrzycy Kłodzkiej potencjalnie wiązać należy ze strefami stromych spękań i dyslokacji o założeniach paleozoicznych, w obrębie piętra metamorficznego reprezentowanego przez gnejsy i paragnejsy masywu Gór Bystrzyckich. podścielającego także osady rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

Wykonane prace magnetotelluryczne wykazały występowanie subwertykalnej strefy obniżonej oporności elektrycznej do głębokości rzędu 400 m na uskoku Długopola, która może prowadzić zmineralizowane fluidy o podwyższonej temperaturze. Jednak bardziej perspektywiczna pod tym względem strefa tektoniczna o podobnym charakterze i sięgająca głębokości >2200 m została stwierdzona ok. 1 km na SW od uskoku Długopola, prawdopodobnie na jednej z dyslokacji z nim stowarzyszonych. Z powodu zlokalizowania tej strefy już przy SW końcu wykonanego profilu oraz ze względu na związany z nią prawdopodobny duży uskok infiltrowany wodami mineralnymi, rekomenduje się wykonanie dodatkowych sondowań MT na południowo-zachodnim przedłużeniu zrealizowanego już profilu, a następnie wykonanie ponownej interpretacji uwzględniającej dodatkowe wyniki pomiarów.

Integracja informacji z materiałów kartograficznych (Fistek i Gierwielanec 1957) oraz wykonanych płytkich badań geofizycznych (ERT i STR), ukazuje 3 stopnie tektoniczne, zrzucające gnejsowe podłoże ku wschodowi. Spośród uskoczków stwierdzonych na przekroju sejsmicznym STR, na profilu gamma-spektrometrycznym dość wyraźnie zaznacza się uskok najdalej wysunięty na wschód. Występuje tu lokalne podwyższenie wartości  $f_1$ , przy udziale

wzrostu zawartości uranu, co po pierwsze jest potwierdzeniem istnienia uskoku, a skokowy wzrost parametru U/Th może świadczyć o istnieniu tu mineralizacji hydrotermalnej.

### 11.18. Rejon badawczy Spalona

Rejon badawczy Spalona (Fig. 11.18 a–e) leży na wierzchołku Gór Bystrzyckich, ok. 8 km na zachód od Bystrzycy Kłodzkiej. Obszar w całości podścielony jest „serią infrakrystalną” kopuły orlicko-śnieżnickiej, reprezentowana przez późnokambryjskie gnejsy i granitognejsy bystrzyckie (por. Fistek i Gierwielanec 1957, Dumicz 1964, Szczepański 2010). Były tam prowadzone badania gamma-spektrometryczne oraz - na ESE stoku tuż poniżej grzbietu Jagodnej (977 m n.p.m.) - badania VLF. Szereg profili gamma-spektrometrycznych wykonanych tu zasadniczo w celu weryfikacji stosowanej w tych badaniach metodyki lokalizacji uskoku, zlokalizowano wzdłuż równoległych do siebie profili śledzących ten sam pojedynczy lineament, wyznaczony poprzez analizę obrazu LIDAR, znajdującego się w obrębie jednego wydzielenia litologicznego. Dzięki spełnieniu takiego warunku, z analizy wyników badań gamma-spektrometrycznych wyeliminowany został jeden z czynników powodujących zmiany wskazań. Wyniki uzyskane na całym obszarze Spalona pozwalają stwierdzić, że badane lineamenty faktycznie reprezentują strefy nieciągłości tektonicznej, a ujawniane są metodą gammap-spektrometryczną ze względu na występującą w nich mineralizację hydrotermalną (podwyższony stosunek U/Th, żyły kwarcowe). Badania VLF zarejestrowały obecność anomalii o małych amplitudach, przypisanych strefom spękań, które w znacznym stopniu są zabliznione późniejszą mineralizacją. Bieg stref generujących anomalie VLF oszacowany na 90-120° pokrywa się z biegiem żył wyznaczonych na podstawie analizy cyfrowego modelu terenu.

W obecnym regionalnym podziale hydrogeologicznym rejon badawczy Spalona położony jest w regionie środkowej Odry, w subregionie Sudetów (Paczyński, Sadurski, 2007), w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 125 (Krawczyk i in., 2011).

Występowanie wód podziemnych w analizowanym rejonie związane jest z krystalinikiem piętra paleozoiczno-proterozoicznego, które związane jest z występowaniem spękaną i zwietrzałą, wierzchniej strefy skał metamorficznych (gnejsów i łupków) oraz ich rumoszy. Na obszarze Gór Bystrzyckich i Orlickich, zgodnie z kryterium głębokości występowania, wyróżnia się następujące strefy wód podziemnych w skałach krystalicznych: strefa wód przypowierzchniowych, szczelinowo-rumoszowych (1-20 m), strefa wód szczelinowych płytkich (20-100 m) i strefa szczelinowych wód głębinowych (100-500 m). Występują one z reguły w bezpośrednim kontakcie hydraulicznym z sobą oraz z wodami powierzchniowymi. Zwierciadło wody posiada najczęściej charakter swobodny i stabilizuje na głębokościach: do 1,0 m - w dolinie Dzikiej Orlicy i do 10 m - na zboczach wzniesień. Według interpretacji Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Bystrzyca Kłodzka (Mroczkowska, 1997) przez analogię do sąsiednich rejonów o podobnej budowie geologicznej i warunkach wodonośnych, gdzie prowadzone były prace badawcze i wiertnicze, można przyjąć, że na opisywanym obszarze z utworów piętra paleozoiczno-proterozoicznego można uzyskać wydajność z otworu studziennego do 10 m<sup>3</sup>/h, przy współczynniku filtracji 1-2 m/d. Miąższości i głębokości występowania analizowanego piętra mogą być bardzo

zróznicowane: dla miąższości od <5 m do 40 m i głębokości występowania od <5 m do 15 m. Głębiej, w strefie skał szczelinowych (strefach głębokiego krążenia wód), można spodziewać się występowania wodonośców pod ciśnieniem, a lokalnie w strefach zaangażowanych tektonicznie możliwe jest występowanie wód o charakterze artezyjskim. Strefy te nie zostały jednak rozpoznane. Zasilanie omawianego zbiornika wód podziemnych odbywa się na zboczach Gór Orlickich i Bystrzyckich - bezpośrednio z wód opadowych. Nagromadzenia rumoszu skalnego oraz skały krystaliczne pocięte gęstą siecią szczelin mogą tworzyć w tym rejonie zbiornik wód podziemnych o znacznych zasobach dynamicznych. Świadczą o tym wystąpienia źródeł szczelinowych i szczelinowo-rumoszowych, charakteryzujących się lokalnie znacznym wydatkiem, często związanych ze strefami tektonicznymi o większym zasięgu. Głównym wodonoścem, charakteryzującym się dominacją płytkiego krążenia wód są cienkie pokrywy rumoszu skalnego w nadkładzie i spękany, zwietrzały masyw skał o miąższości kilkunastu metrów.

Występowanie wód termalnych w rejonie Spalonej potencjalnie wiązać należy ze strefami stromych spękań i dyslokacji o założeniach paleozoicznych, w obrębie piętra metamorficznego gnejsów i granitognejsów masywu Gór Orlickich. Wierzchowina Gór Bystrzyckich, przy ewentualnej obecności głębokiej sieci spękań może stanowić istotny obszar alimentacji systemów głębokiego krążenia w otoczeniu Gór Bystrzyckich. Obecność, rozprzestrzenienie i charakterystyka przepuszczalności takiej sieci spękań powinna być celem oddzielnej analizy.

### **11.19. Rejon badawczy Różanka**

Rejon badawczy Różanka (Fig. 11.19 a–e) położony jest na pograniczu Gór Bystrzyckich z Rowem Górnej Nisy (Kotlinką Kłodzką), ok. 3,5 km na NW od centrum Międzyzlesia. Pod względem geologicznym (Sawicki 1962, Walczak-Augustyniak i Wroński 1981), w swej wschodniej części znajduje się on w obrębie utworów górnokredowych (piaskowce ciosowe i margle cenomanu) brzeżnej, SW części rowu górnej Nisy Kłodzkiej, zaś w zachodniej – w obrębie krystaliniku bystrzycko-orlickiego, reprezentowanego przez późnokambryjskie gnejsy oraz neoproterozoiczno/kambryjskie (?) łupki i wapienie krystaliczne serii strońskiej (por. Dumicz 1964, Szczepański 2010). Oba odmienne kompleksy skalne oddzielone są stromym uskokiem Kamieńczyka o przebiegu południkowym, który był obiektem badań geofizycznych.

Pod względem hydrogeologicznym, rejon badawczy Różanka położony jest w subregionie Sudetów regionu środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007). Zgodnie z podziałem na 172 Jednolite Części Wód Podziemnych obszar badań znajduje się w zasięgu JCWPd nr 125 związanej ze szczelinowo-porowymi utworami kredy górnej niecki śródsudeckiej i rowu Nisy Kłodzkiej (Krawczyk i in., 2011).

Warunki hydrogeologiczne rowu Nisy Kłodzkiej uzależnione są od: zróznicowania litofacjalnego wodonośnych utworów kredy, ich rozprzestrzenienia i miąższości oraz stopnia zaangażowania tektonicznego tych utworów (Mroczkowska, 1997). Dowodami na złożoność genezy występowania wód podziemnych i ich skomplikowanego krążenia są między innymi:

bardzo duża zmienność przepuszczalności i zasobności w skali lokalnej i regionalnej oraz współwystępowanie wód słodkich i mineralnych (Gorzanów).

W zasięgu osadów górnej kredy wyróżnia się dwa użytkowe poziomy wodonośne: górny, występujący w marglach i piaskowcach turonu górnego i środkowego oraz dolny związany z piaskowcami cenomanu i marglami dolnego turonu. Poziomy te rozdzielone są kompleksem słabo przepuszczalnych osadów ilasto-marglistych, o zmiennej lecz znacznej miąższości, charakteryzujących się niskim współczynnikiem filtracji, w granicach 0,000864-7,46 m/d. Na obszarach o niewielkim zaangażowaniu tektonicznym oba poziomy są dobrze izolowane, natomiast w miejscach o silnie rozwiniętej tektonice i drożnych szczelinach zaobserwowano istnienie ścisłej więzi hydraulicznej (Serafin i in., 2015). Lokalnie, w stropowej części osadów górnej kredy, występuje przypowierzchniowy poziom płytkich wód podziemnych. Jest on drenowany przez liczne źródła o wydajnościach do 2 m<sup>3</sup>/h oraz jest eksploatowany ujęciami drenażowymi.

Górny poziom wodonośny nawiercono na różnych głębokościach – od kilku do ponad stu metrów. Miąższość górnego poziomu jest zmienna, średnio wynosi 60-80 m. Ze względu na urozmaiconą morfologię terenu zwierciadło wód podziemnych wykazuje charakter swobodny lub lekko napięty. Różnicowanie parametrów hydrogeologicznych, obliczonych na podstawie danych z próbnego pompowania poszczególnych otworów studziennych, odzwierciedla dużą zmienność litologiczną i tektoniczną w obrębie poziomu. Wydajności maksymalne z pojedynczych otworów są raczej małe i wynoszą od kilku do kilkunastu m<sup>3</sup>/h (od 2,1 do 12,8 m<sup>3</sup>/h), przy depresjach od kilku do kilkudziesięciu metrów. Wartości współczynnika filtracji, obliczone na podstawie danych z próbnego pompowania - zarówno dla margli jak i piaskowców, są silnie zróżnicowane i wynoszą od kilku setnych metra do kilku metrów na dobę (od 0,04 do 8,64 m/d).

Dolny poziom wodonośny budują spękane piaskowce cenomanu oraz spągowa partia margli turonu dolnego. Jego występowanie ma ograniczony charakter. Wody dolnego poziomu wodonośnego zostały nawiercone na głębokościach od kilku do ponad stu metrów. Charakteryzują się one zwierciadłem napiętym, a zwierciadło swobodne występuje jedynie w brzeżnej strefie niecki. Miąższość poziomu wynosi średnio około 30-40 m. Słabo przepuszczalną podstawę dolnego poziomu wodonośnego stanowią łupki metamorficzne należące do kompleksu orlicko-bystrzyckiego.

W najbardziej południowej (w granicach Polski) części rowu Nysy Kłodzkiej, gdzie utwory kredy, na jego granicach zewnętrznych ustawione są bardzo stromo, stwierdzono również zawodnienie utworów koniak. W otworze w miejscowości Smreczyna strefę zawodnioną nawiercono na głębokości 94 i 205 m w spękanych, drobnoziarnistych piaskowcach koniak oraz na głębokości 480 m w mułowcach wapnisto-krzemionkowych turonu środkowego. Z samowypływu z głębokości 94 m uzyskano około 5 m<sup>3</sup>/h. Z pompowania wszystkich warstw osiągnięto maksymalną wydajność 19,5 m<sup>3</sup>/h przy depresji 77 m.

Zasilanie piętra wodonośnego kredy odbywa się na wychodniach bezpośrednio z infiltracji opadów atmosferycznych, w mniejszym stopniu z przepuszczalnych warstw czwartorzędowych i w brzeźnych strefach rowu - lateralnie ze skał krystalicznych Gór Bystrzyckich.

Ewentualną obecność wód termalnych należy wiązać z obecnością strefy uskokowej w rejonie badań. Uskok ten oddziela utwory rowu Nysy Kłodzkiej od utworów krystalicznych metamorfiku orlicko-bystrzyckiego. Jak wykazały badania sejsmiczne występujące tu skały metamorficzne, w tym wapienie krystaliczne, są silnie spękane. Towarzyszące nieciągłości tektoniczne stanowią predysponowane strefy zasilania i kontaktu wód podziemnych.

Płytkie badania elektrooporowe i sejsmiczne (STR) wykonane na linii pomiarowej Różanka wskazują, że skały metamorficzne, w tym wapienie krystaliczne występujące w części zachodniej linii pomiarowej są silnie spękane i stektonizowane. Skały metamorficzne nasunięte są ku wschodowi na skały kredowe rowu górnej Nysy, a z krawędzią związane są też uskoki rejestrowane w skałach kredowych. Obecność odwróconych uskoków na obrzeżeniu Rowu Górnej Nysy wskazywana jest na mapach rejonu badań (Sawicki 1962; Walczak-Augustyniak i Wroński 1981). Interpretacja wykonanych płytkich przekrojów geofizycznych wskazuje, że w rejonie występują też – przynajmniej lokalnie - połogie nasunięcia skał krystalicznych na skały młodsze (por. dyskusja w: Kozdrój 2014). Pomiar gamma-spektrometryczne pozwoliły wyznaczyć dwa uskoki i jedną strefę uskokową rozcinające margle i piaskowce kredowe we wschodniej części profilu, zarejestrowaną również na przekrojach sejsmicznych i elektrooporowych.

Pomiarami gamma-spektrometrycznymi objęto wschodnią część profilu sejsmicznego. Zachodnia część profilu gamma-spektrometrycznego wznosi się dość znacząco ku zachodowi, co znajduje swoje odbicie w wynikach pomiarów. We wschodniej części profilu zauważyć można skokowe zmiany radioaktywności, głównie składowych uranowej i torowej. Wzrost wartości  $f_1$  odpowiada strefie uskokowej na ok. 440 m profilu sejsmicznego. Jest to zarazem potwierdzenie jej obecności i być może jej aktywnego charakteru.

### **11.20. Rejon badawczy Goworów**

Rejon badawczy Goworów (Fig. 11.20 a–e) pod względem swego położenia znajduje się w podobnej sytuacji, jak opisana w poprzednim podrozdziale Różanka, z tą różnicą, że zlokalizowany jest po przeciwnej, wschodniej stronie Rowu Górnej Nysy. Formalnie, z punktu widzenia regionalizacji fizyczno-geograficznej (Kondracki 1978, 1998) znajduje się na pograniczu Sudetów Środkowych (rów Nysy – „Kotlina Kłodzka”) i Wschodnich (Masyw Śnieżnika).

Geologicznie (Walczak-Augustyniak i Wroński 1981; Sawicki 1962), rejon Goworów zlokalizowany jest na piaskowcach i marglach turonu i cenomanu rowu górnej Nysy w swej części zachodniej oraz na późnokambryjskich gnejsach śnieżnickich jednostki Międzygórze masywu orlicko-śnieżnickiego (np. Cymerman 2010). W wielu lokalizacjach wzdłuż krawędzi obserwuje się silne podwinięcie i zestromienie skał górnej kredy przy wschodnim

uskoku rowu górnej Nysy (przedłużeniu ku S uskoku Wilkanowa), który oddziela je od skał metamorficznych jednostki Międzygórza. Uskok ten był celem badań geofizycznych. Wykonano tam badania sejsmiczne, elektrooporowe oraz VLF. Przeprowadzone tu metodą tomografii elektrooporowej ERT oraz badania sejsmiczne, zarówno refrakcyjne jak refleksyjne wskazują na uskokowy charakter granicy pomiędzy kredowym wypełnieniem rowu górnej Nysy a metamorficznym kompleksem Śnieżnika. Wyniki badań geofizycznych wykonanych w przedmiotowej pracy potwierdzają obecność uskoku Wilkanowa do głębokości 250 m. Granica ta ma charakter stromego uskoku normalnego, z bardzo szeroką strefą uskokową i występującymi w skrzydle zrzuconym (zachodnim) podgięciami przyskokowymi. Na sekcji czasowej sejsmiki refleksyjnej można obserwować wyraźne horyzonty refleksyjne przebiegające poziomo. Horyzonty te, odpowiadające kontrastowym granicom w obrębie kredowego wypełnienia rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Granice te są niezaburzone, przebiegają horyzontalnie i można je śledzić na prawie całej długości sekcji; wchodzi w strefę interpretowaną na podstawie badań ERT i SRT jako strefa uskokowa. Może to potwierdzać obserwację o rozproszeniu przemieszczeń wzdłuż licznych powierzchni uskokowych, ale także wskazywać na przesuwczą składową przemieszczenia. Generalnie niezaburzony przebieg horyzontów sejsmicznych blisko krawędzi rowu stoi w sprzeczności z przyjmowaną opinią o powszechnym mocnym podwinięciu skał kredowych przy krawędzi rowu górnej Nysy Kłodzkiej i wskazuje na fakt, że uskok Wilkanowa może być złożoną strukturą uskokową składającą się z odcinków o różnym reżimie tektonicznym. We wschodniej części sekcji sejsmicznej, powyżej horyzontalnych warstw zaznacza się odbicie zalegające ukośnie, które może odpowiadać granicy sedymentacyjnej, a nie wskazywać na istotne podgięcie warstw. W rejonie tym nie wykonano badań gamma-spektrometrycznych, ponieważ wstępne wyniki interpretacji danych sejsmicznych (na etapie planowania prac gamma-spektrometrycznych) były mało obiecujące.

Rejon badawczy Goworów pod względem hydrogeologicznym położony jest w subregionie Sudetów regionu środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007). Zgodnie z podziałem na 172 Jednolite Części Wód Podziemnych obszar badań znajduje się w zasięgu JCWPd nr 125 związanej ze szczelinowo-porowymi utworami kredy górnej niecki śródsudeckiej i rowu górnej Nysy (Krawczyk i in., 2011).

Obszar badań obejmuje brzeżną, południowo-wschodnią część utworów rowu Nysy Kłodzkiej oddzieloną uskokiem Wilkanowa od krystalicznego pasma Masywu Śnieżnika. Wody podziemne występują w kompleksie utworów osadowych górnej kredy (Mroczkowska, 1997). Charakterystyczne jest tu występowanie wód słodkich i zmineralizowanych, mnogością stref o intensywnym zaangażowaniu tektonicznym oraz zmiennym stopniem szczelinowości (Krawczyk i in., 2011). Występują tu trzy poziomy wodonośne: przypowierzchniowy stanowiący pierwszy poziom wodonośny, górny w utworach turonu środkowego lokalnie górnego oraz dolny w utworach cenomanu, lokalnie turonu dolnego. Charakter użytkowy posiadają dwa poziomy wodonośne: poziom górny zbudowany z utworów turonu środkowego i poziom dolny zbudowany z utworów turonu dolnego i cenomanu. Poziomy te rozdzielone są kompleksem słabo przepuszczalnych osadów ilasto-marglistych, o zmiennej lecz znacznej miąższości. Na obszarach o niewielkim zaangażowaniu tektonicznym oba poziomy są dobrze



izolowane, natomiast w miejscach o silnie rozwiniętej tektonice i drożnych szczelinach zaobserwowano istnienie ścisłej więzi hydraulicznej. (Serafin i in., 2015).

Przepuszczalność zawodnionych kompleksów utworów kredy zależna jest od porowatości intergranularnej, szczelinowatości i głębokości zalegania. Największą wodoprzepuszczalność posiadają piaskowce, które pod względem litologicznym zbudowane są z ziaren kwarcu, połączonych skąpym spoiwem krzemionkowym z glaukonitem. Duże wartości wodoprzewodności związane są tu nie tyle z dużą miąższością, ale głównie ze strefą zaangażowania tektonicznego i jej rozprzestrzenieniem. Niższą przepuszczalnością odznaczają się piaskowce wapniste i mułowcowe, występujące często w cenomanie i w dolnym turonie. Za praktycznie nieprzepuszczalne uważać można wszystkie skały ilaste i margliste oraz różne ich odmiany przejściowe (iły margliste i inne).

Przeprowadzone badania laboratoryjne (Tarka, 2006) wykazały, że średnia wartość porowatości efektywnej piaskowców kredowych wynosi 15,7 %, co wskazuje że skały te mogą magazynować duże ilości wody podziemnej. Dla mułowców wartość średnia tego parametru wynosi 7,3 %. Odsączalność, która w dużym stopniu zależy od wykształcenia litologicznego wynosi średnio 8,5 % dla piaskowców i 1,5 % dla mułowców.

Poziom górny charakteryzuje się bardzo nierównomiernym wykształceniem i obecnością bezpośrednich kontaktów hydraulicznych w strefach dyslokacji z poziomem dolnym. Warunki hydrogeologiczne tego poziomu rozpoznane zostały licznymi otworami badawczymi, poszukiwawczymi i rozpoznawczymi. Miąższość omawianego poziomu jest bardzo zmienna i średnio wynosi 45 m. Wydajności całkowite studni w poziomie górnym są bardzo różne i zmieniają się od 0,8 do 205 m<sup>3</sup>/h, najczęściej jednak są mniejsze od 40 m<sup>3</sup>/h. Średnia wydajność otworów wynosi 34,8 m<sup>3</sup>/h (Tarka, 2006). Wydajności jednostkowe zmieniają się w szerokim zakresie, od 0,021 do 35,4 m<sup>3</sup>/h·m, a średnio wynoszą 5,65 m<sup>3</sup>/h·m.

Poziom dolny pod względem hydrogeologicznym jest znacznie słabiej rozpoznany. Miąższość warstw zawodnionych wynosi do około 20 m. Parametry filtracyjne analizowanego poziomu są zmienne. W strefach zaangażowanych tektonicznie wodoprzewodność mieści się w przedziale 500-900 m<sup>2</sup>/d, a współczynnik filtracji wynosi od 12 do 21,6 m/d. Na obszarach pozbawionych szczelin i spękań związanych z działalnością tektoniczną wodoprzewodność wynosi od 5 do 30 m<sup>2</sup>/d, a współczynniki filtracji maleją do 0,19 m/d (Grzegorzcyk i in., 1993).

Charakterystyczną cechą wodonośności analizowanego obszaru jest obecność źródeł zlokalizowanych w strefach kontaktów utworów poszczególnych horyzontów wodonośnych bądź nieciągłości tektonicznych.

Poziomy wodonośne kredy górnej zasilane są przez infiltrację opadów atmosferycznych w rejonach wychodni, jak i w strefach o dużym zaangażowaniu tektonicznym oraz przez zasilanie boczne i ascenzyjny dopływ z podłoża (Mroczkowska, 1997). Zwierciadło wód podziemnych poziomu przypowierzchniowego cechuje się zróżnicowanym charakterem występowania wód podziemnych oraz brakiem ciągłości. Poziomy górny i dolny wykazują generalnie reżim naporowy, lokalnie w obszarze wychodni swobodny.

Potencjalne występowanie wód termalnych w analizowanym rejonie jest związane z obecnością uskoku Wilkanowa we wschodniej części obszaru badań. Uskok ten oddziela utwory rowu Nysy Kłodzkiej od utworów krystalicznych metamorfiku Śnieżnika. Jest to strefa stromych spękań i dyslokacji, która może być związana z systemem krążenia głębokich wód podziemnych, w tym, leczniczych i termalnych.

### **11.21. Rejon badawczy Łądek Zdrój**

Rejon badawczy Łądek Zdrój (Fig. 11.21 a–e) położony jest w masywie Gór Złotych, w mezoregionie Sudetów Wschodnich i leży bezpośrednio na południe i południowy wschód od, odpowiednio, miasta i jego części zdrojowej, na stokach Dzielca (534 m nn.p.m.) i Stołowych Skał, rozdzielonych doliną Białej Łądeckiej, która w tym miejscu ma kierunek SW-NE.

Geologicznie, podłoże całego rejonu badań (Gierwielanec 1968; Cwojdziański 1977; Cymerman i Cwojdziański 1984) zbudowane jest z gnejsów oczkowych i laminowanych, odmian śnieżnickiej i gierałtowskiej, o późnokambryjskim wieku protolitu. Ewentualne założenia uskokowe wspomnianego odcinka doliny Białej Łądeckiej były obiektem badań geofizycznych metodami VLF i sejsmiczną. Wyniki tych badań porównanie ich z dotychczasowym rozpoznaniem geologicznym (Cwojdziański 1977a; Cwojdziański 1977b) wykazały obecność szerokiej strefy uskokowej. Ze względu na wyjątkowo niekorzystną morfologię terenu oraz brak strefy uskokowej (wg. wstępnej interpretacji wyników badań sejsmicznych dostępnej w chwili planowania badań gamma-spektrometrycznych) zrezygnowano z wykonywania badań gamma-spektrometrycznych w omawianym rejonie.

Pod względem hydrogeologicznym rejon badawczy Łądek Zdrój położony jest w subregionie Sudetów regionu środkowej Odry (Paczyński, Sadurski, 2007), w jednolitej Części Wód podziemnych JCWPd nr 126 związanej ze szczelinowo-porowymi utworami metamorfiku Śnieżnika (Russ i in., 2011).

W obszarze badań wydzielono 2 piętra wodonośne: czwartorzędowe oraz paleozoiczno-proterozoiczne.

Rozprzestrzenienie utworów wodonośnych czwartorzędowego piętra – poziomu holocenijskiego jest ograniczone do dolin rzeki Białej Łądeckiej i jej większych dopływów. Płytki poziom, na głębokości do 2 - 3 m, występuje w piaszczysto-żwirowych osadach rzecznych i niskich tarasach akumulacyjnych (zalewowych). Zwierciadło wody ma charakter swobodny i uzależnione jest od poziomu wody w cieku (Susza i in., 2015).

Wody podziemne występują również w glinach deluwialnych. Miąższość tych utworów wynosi od jednego do kilku metrów, a miejscami nawet więcej - zwłaszcza w obszarach źródłowych potoków. Opisywane pokrywy, zwykle z domieszką rumoszu, są na ogół słaboprzepuszczalne, magazynują jednak pewne ilości wód. Na granicy występowania

pokryw deluwialnych i wychodni skał podłoża obserwowane są często ciągi wycieków i wysięków, a niekiedy źródła rumoszowe.

Zasilanie poziomu holocenijskiego odbywa się bezpośrednio z opadów atmosferycznych (Mroczkowska, 2000).

Piętro paleozoiczne - proterozoiczne w rejonie badawczym Łądek Zdrój związane jest z zawodnionymi skałami metamorfiku Śnieżnika. Analiza map hydrogeologicznych, w tym wydajności i stałości źródeł pod względem zasięgu występowania głównego użytkowego poziomu wodonośnego piętra paleozoicznego – proterozoicznego, wykazała, że jego zasięg ogranicza się do zawodnionych, zwietrzałych w nadkładzie i spękanych skał podłoża reprezentowanych przez rumosze, głązy, gruz z piaskiem i gliny stokowe, występujące głównie w dolinach i na ich zboczach, średnio do głębokości około 30 m. Główny użytkowy poziom wodonośny piętra paleozoicznego - proterozoicznego pozostaje jednak w kontakcie hydraulicznym z poziomem holocenijskim piętra czwartorzędowego.

Woda podziemna występuje w tzw. zespołach wodonośców (strefach). Trzy główne strefy to: 1) strefa utworów pokrywowych o miąższości do 10 m, 2) strefa spękanego masywu skalnego o miąższości do 50 m, 3) strefa uskoków wgłębnych o głębokości >100 m. Strefy te przenikają się wzajemnie tworząc wspólny system wodonośny (Ciężkowski i in. 1997, Modelska, 2004).

W układzie krążenia (przepływu) wód podziemnych analizowanego obszaru badawczego wyróżnić można 4 systemy: 2 regionalne i 2 lokalne. Systemy lokalne (miejscowe) ograniczone są do czasowych wystąpień wód utrzymujących się w glebie i najpłytszej warstwie wodonośnej. Wody drenowane są przez młaki, wysięki i źródła. System regionalny dużego zasięgu obejmuje wody infiltrujące w głąb masywu za pośrednictwem uskoków i rozłamów tektonicznych do głębokości co najmniej 1,5 km. Wody ulegają w tym systemie niezwykle wolnej wymianie i są drenowane przez główne rzeki odwadniające Sudety i obszar przedsudecki. System regionalny mniejszego zasięgu obejmuje wody biorące udział w obiegu osiagającym głębokość ponad 800 m. Drenowane są one również w sposób powolny do Białej Łądeckiej i górnej Nysy Kłodzkiej w polskiej części masywu oraz do Morawy i Krupy w części czeskiej. Mieszają się one częściowo z wodami płytszymi. Wody takie tworzą np. złożę wód termalnych Łącka Zdroju (Ciężkowski, 1980). Obydwa systemy regionalne związane są ze środowiskiem wgłębnych wód podziemnych w strefach spękań i uskoków (Ciężkowski i in., 1997).

Wody podziemne piętra paleozoicznego-proterozoicznego zasilane są głównie przez opady atmosferyczne, które infiltrują, zasilając kolejno utwory pokrywowe, płytkie szczeliny i spękania wietrzeniowe oraz głębsze strefy związane z uskokami tektonicznymi. Wielkość infiltracji zależy od natężenia opadów i ilości wody nagromadzonej w pokrywie śnieżnej.

Z obserwacji jednocześnie wynika, że znaczne ilości wody magazynowane są w obszarach wypłaszczeń i lokalnych niecek wypełnionych glinami z rumoszem o miąższości do kilkunastu metrów w strefach silniej uszczelnionego podłoża. W ich dolnych partiach zwykle tworzą się źródła, czasami dość wydajne, rzadziej są to wysięki, dające początek

zasobnym w wodę ciekłą. Opisywanym utworom wodonośnym towarzyszą często mokradła stokowe cechujące się okresowymi wypływami (Mroczkowska, 1998). Źródła są najczęściej spotykaną formą wypływów i stanowią ponad 70 %. Średnie wydajności naturalnych wypływów wynoszą od setnych części do kilku litrów na sekundę. Przeważają jednak źródła o wydajnościach poniżej 0,5 l/s (Tarka, 1997).

W rejonie badawczym Łądek Zdrój występują również wody lecznicze. Są związane z proterozoicznym i staropaleozoicznym masywem skał metamorficznych, głównie z pociętymi siecią licznych uskoków gnejsami. To w ich obrębie gromadzą się wody opadowe, infiltrujące w wyższych partiach Gór Żłoty i Bialskich, które następnie systemem szczelin przepływają w kierunku Łądka Zdroju. Przepływ ten odbywa się na znacznej głębokości, dochodzącej do 2500 m (Suszka i in., 2015)

Napotykać uprzywilejowane drogi krążenia w postaci wspomnianych wcześniej uskoków i stref spękań, wody te wypływają na powierzchnię terenu. Są też ujmowane płytkimi studniami o głębokości kilku metrów. Czas przebywania wody w ośrodku skalnym oszacowano na około 5 tysięcy lat. Wody lecznicze w Łądku Zdroju uzyskano także ze znacznie większej głębokości, z odkrytej głębokim otworem wiertniczym strefy spękanych gnejsów zalegających około 600 m poniżej powierzchni terenu (Kielczawa, 2013).

Duża różnica wysokości pomiędzy obszarami zasilania a strefą przepływu sprawia, iż wody lecznicze ogrzewają się. Temperatura wód w płytkich ujęciach wynosi od 17 do 28°C, natomiast w głębokim otworze Zdzisław (L-2) uzyskano wody o temperaturze 44 – 45°C.

## **SUDETY WSCHODNIE/BLOK PRZEDSUDECKI**

### **11.22. Rejon badawczy Jelcz-Laskowice**

Rejon badawczy Jelcz-Laskowice (Fig. 11.22 a-e) znajduje się na wschód od wsi Bystrzyca w gminie Oława, powiat oławski, województwo dolnośląskie, ok. 7,5 km na SE od centrum Jelcza-Laskowic na Równinie Oleśnickiej, w obrębie pradoliny Odry. Na powierzchni terenu występują tu (Michalska 1992) głównie plejstoceny gliny zwałowe, w otoczeniu piasków eolicznych i mułków eluwialnych. Celem prowadzonych badań geofizycznych było zweryfikowanie hipotezy opartej na wynikach płytkich wierceń oraz strefie podwyższonego gradientu grawimetrycznego, o możliwości występowania w osadach kenozoicznych młodej dyslokacji tektonicznej o rozciągłości N-S do NW-SE, potencjalnie związanej z uskokiem permskiego podłoża.

Według podziału regionalnego zwykłych wód podziemnych obszar badań Jelcz - Laskowice znajduje się w regionie środkowej Odry, subregionie południowym (Paczyński, Sadurski, 2007), w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 109 (Wijura i in., 2010).

W obszarze badań wydzielono 3 piętra wodonośne: czwartorzędowe, neogeńskie i triasowe. Wśród nich charakter użytkowy mają tylko dwa kenozoiczne: czwartorzędowe i neogeńskie (Bielecka, 1997).

Czwartorzędowe piętro wodonośne tworzą holoceni i plejstoceni piaski i żwiry zdeponowane w dolinach rzecznych Odry i Smortawy oraz plejstoceni osady wodnolodowcowe na wysoczyźnie morenowej. Miąższość utworów zawodnionych waha się przeciętnie od 5 do 15 m. Większe miąższości (>20 m) zaznaczają się na północny-zachód od Bystrzycy Oławskiej. Współczynnik filtracji wynosi około 14 m/d, wydajności studni są rzędu 30 m<sup>3</sup>/h. Na wysoczyźnie warstwy wodonośne są związane z występowaniem wydm, kemów, utworów wodnolodowcowych. Wydajności studni wynoszą od kilku do 20 m<sup>3</sup>/h, a współczynnik filtracji wynosi do 20 m/d.

Pierwszy poziom wodonośny na przeważającej części obszaru jest bez izolacji. Zwierciadło wody ma charakter swobodny, ulega znacznym sezonowym wahaniom. Miejscami na powierzchni terenu występują niewielkie płyty glin o miąższości od 1 do 3 m.

W systemie krążenia wód, główną rolę w warunkach naturalnych odgrywa zasilanie przez wody opadowe.

Bazę drenażu stanowi Odra i jej dopływy. Spływ wód odbywa się ku Odrze, spadki hydrauliczne są średnio rzędu 0,001-0,005.

Neogeński piętro wodonośne tworzą przewarstwienia piaszczyste zalegające w kompleksach ilastych miocenu górnego. Utwory wodonośne występują w formie nieregularnych warstw i soczew o zróżnicowanym składzie granulometrycznym i zmiennych miąższościach. Są to najczęściej piaski drobne i średnie, rzadziej grube, z dużym udziałem piasków pylastych lub ilastych o miąższości od 4 do 24 m. Tkwią one w obrębie serii ilasto-mułkowej utrudniającej alimentację i odnawialność warstw wodonośnych. Zróżnicowanie wykształcenia utworów wodonośnych powoduje również dużą zmienność parametrów filtracyjnych. Współczynnik filtracji waha się od kilku do kilkudziesięciu m/d.

Piętro neogeński jest zasilane przez opad atmosferyczny na wychodniach (główne obszary zasilania znajdują się w rejonie Wzgórz Strzelińskich), poprzez przesiąkanie z utworów wyżej ległych, zwłaszcza w ich partiach przemytych lub zapiaszczonych oraz w strefach kontaktów hydraulicznych, a także od dołu przez ascenzję wód z poziomów podkenozoicznych.

Główny kierunek przepływu wód podziemnych odbywa się od wychodni warstw, tj. od SW ku NE.

Strop neogeńskiej użytkowej warstwy wodonośnej występuje najczęściej na głębokościach 60-80 m. Woda w utworach neogeńskich występuje pod ciśnieniem subartezyjskim (sporadycznie artezyjskim). Generalnie powierzchnia piezometryczna piętra neogeńskiego układa się niżej od powierzchni piętra czwartorzędowego.

Przewodność najczęściej nie przekracza 100 m<sup>2</sup>/d, a wydajność potencjalna studni wynosi od 10 do 90 m<sup>3</sup>/h przy depresjach 10-35 m.

Neogeński poziom wodonośny, występujący w rejonie badań, charakteryzuje się słabymi parametrami hydrogeologicznymi, małą zasobnością i słabą odnawialnością zasobów (Krawczyk i in., 1996).

W rejonie badań utwory kenozoiczne zalegają niezgodnie na sukcesji mezozoicznej monokliny przedudeckiej. Triasowe piętro wodonośne występuje tam bezpośrednio pod piętrzem neogeńskim. Jest reprezentowane przez wodonośne utwory wapienia muszlowego i pstrego piaskowca. Strop wodonośnych utworów wapienia muszlowego występuje na głębokości > 230 m. Woda wykazuje znaczną mineralizację. Maksymalna zawartość siarczanów wynosi 718 mg/dm<sup>3</sup>, sucha pozostałość osiąga wartości powyżej 2000 mg/dm<sup>3</sup>.

Poziom wodonośny pstrego piaskowca, występujący na głębokości poniżej 700 m z uwagi na niską wodoprzewodność (0,5 m<sup>2</sup>/d) oraz silne zmineralizowanie wody (3900 mg/dm<sup>3</sup>), również nie może być uznany za piętro użytkowe.

Wykonane wzdłuż linii pomiarowej Jelcz – Laskowice badania płytkiej sejsmiki metodą refrakcyjną i refleksyjną, zamiast poszukiwanej młodej nieciągłości tektonicznej, wykazały w rejonie badań obecność rozległej rynny erozyjnej o głębokości dochodzącej nawet do 80 m., określonej na podstawie badań sejsmicznych na około 80 m. Ciągłość granic sedymentacyjnych rejestrowanych pod rynną na sekcji sejsmicznej dowodzi, że zarejestrowane badaniami osady kenozoiku nie ulegały deformacjom tektonicznym.

Stwierdzona rynna erozyjna jest wypełniona osadami luźnymi (przypuszczalnie fluwioglacjalnymi lub aluwialnymi) czwartorzędu. Rynna jest głęboko wcięta w podłoże zbudowane z glin zwałowych i prawdopodobnie z ilów mioceńskich. Na wykonanych przekrojach sejsmicznych (zarówno na przekroju STR jak i na sekcji refleksyjnej) nie zanotowano objawów młodej aktywności tektonicznej. Subtelna anomalia grawimetryczna, o rozciągłości w przybliżeniu południkowej, która była jedną z przesłanek wykonania badań na linii pomiarowej Jelcz – Laskowice, jest efektem różnic gęstości pomiędzy ośrodkiem podłoża (glin i ilów) a w przewodzie piaszczystym wypełnieniem rynny erozyjnej i nie ma związku z nieciągłymi strukturami tektonicznymi w osadach kenozoicznych.

Ponieważ w wyniku badań geofizycznych nie wyinterpretowano żadnych nieciągłości tektonicznych, w rejonie Jelcz –Laskowice zrezygnowano z prowadzenia badań gamma-spektrometrycznych.

### **11.23. Rejon badawczy Radoszowice**

Rejon badawczy Radoszowice (Fig. 10.23 a-e) jest zlokalizowany w południowo-wschodniej części Niziny Śląskiej, w najniższej partii Doliny Nysy Kłodzkiej, na jej wschodnim brzegu, ok. 9 km na NW od Niemodlina. Na powierzchni terenu odsłaniają się tam (Winnicka 1997) utwory kenozoiczne: paleogeńskie bazaltoidy (bazanity i ich tufy), neogeńskie piaski, żwiry i muły z wkładkami węgla brunatnych, klastyki serii Gozdniczy, plejstocenijskie osady glacialne i fluwioglacjalne oraz holocenijskie piaski i żwiry. Przedmiotem badań geofizycznych była subrównoleżnikowa krawędź morfologiczna położona na południe od wystąpienia bazaltów, która potencjalnie może mieć uskokowe, neotektoniczne założenia.

Przeprowadzone płytkie badania geofizyczne metodami elektrooporową ERT i sejsmiczną SRT, w połączeniu z danymi kartograficznymi (Winnicka 1997) ukazują, że wzgórze stanowi elewację osadów neogeńskich z kończącymi sedymentację osadami klastycznymi serii Gozdniczy. Elewacja powstała w wyniku procesów erozyjnych, które zachodziły w czwartorzędzie. Bazalty występujące w bliskim sąsiedztwie nie zostały zarejestrowane przez

bieżące badania geofizyczne, co wskazuje na istotne zróżnicowanie morfologii ich stropu. Badania nie wskazują, żeby obserwowana obecnie krawędź morfologiczna wykazywała aktywność tektoniczną w trakcie sedymentacji osadów miocenu lub później. , aPonieważ w wyniku badań geofizycznych nie wyinterpretowano żadnych nieciągłości tektonicznych, w rejonie Radoszowice zrezygnowano z prowadzenia badań gamma-spektrometrycznych.

Według podziału zwykłych wód podziemnych Polski na jednostki hydrogeologiczne, rejon Radoszowice należy do regionu środkowej Odry, subregionu południowego (Paczyński, Sadurski, 2007). Zgodnie z podziałem na 172 części JCWPd rejon ten należy do Jednolitej Części Wód Podziemnych nr 109 związanej z Przyodrzem i Nysą Kłodzką (Wijura i in., 2010).

W przedmiotowym rejonie badawczym występowanie wód podziemnych związane jest z utworami czwartorzędowymi, neogeńskimi oraz triasowymi. Obszar, gdzie wykonano badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT, zgodnie z Mapą hydrogeologiczną Polski w skali 1:50 000, zaliczono do obszarów, gdzie nie występują użytkowe poziomy wodonośne (Bielecka 1997).

W części północnej analizowanego obszaru, kompleks utworów czwartorzędowych i neogeńskich reprezentują słaboprzepuszczalne ropy i mułki przykryte piaszczysto-żwirowymi osadami tarasów nadzalewowych, związanych z doliną Nisy Kłodzkiej. W części centralnej i południowej utwory czwartorzędowe reprezentowane są przez piaski wodnolodowcowe zalegających na neogeńskich piaskach serii Gozdniczy. W podłożu występują formacje bazaltowe w formie kominów (bazanity, tufy, brekcje wulkaniczne), a także silnie zuskokowane kredowe ilowce i mułowce. Utwory te na tym obszarze nie posiadają rozpoznania hydrogeologicznego.

Poza czwartorzędowymi piaskami i żwirami tarasów rzecznych pozostałe utwory wykazują niewielkie zawodnienie. Zasilanie wód odbywa się bezpośrednio z wód opadowych.

Wystąpienia formacji bazaltowych młodego wulkanizmu, jak również szczelinowatych i zuskokowanych utworów kredowych mogą stanowić przesłanki o obecności wód geotermalnych w serii budujących podłożę analizowanego obszaru.

Badania wykonane metodą elektrooporową i sejsmiczną nie wykazały efektów aktywności tektonicznej związanej z analizowaną skarpą morfologiczną w trakcie sedymentacji osadów miocenu lub później, a samo wzgórze ma charakter ostańca erozyjnego..

#### **11.24. Rejon badawczy Wilamowice Nyskie**

Rejon badawczy Wilamowice Nyskie (Fig. 11.24 a-e) znajduje się ok. 5,5 km na N od Głuchołaz i ok. 1,5 km na SW od Nowego Świętowa, na lewym brzegu rzeki Biała Głuchołaska, na wschodnim skraju Przedgórza Paczkowskiego. W rejonie tym (Baraniecki i in. 1970), pod przykryciem osadami kenozoicznymi (neogeńskie ropy piaszczyste z węglem brunatnym, żwiry. piaski i gliny plejstoceńskie i holocieńskie) o miąższości od kilkudziesięciu do ponad 100 m, występują późnoproterozoiczne i paleozoiczne skały krystaliczne, w tym paragnejsy i różnego typu łupki (m.in. dewońskie wapienie). Południkową doliną Białej

Głucholaskiej przebiega duży uskoki i prowadzone badania geofizyczne (ERT) miały za zadanie zweryfikować ew. przypowierzchniowe efekty towarzyszące głównemu uskokowi równoległych dyslokacji, wyrażające się np. zróżnicowaniem morfologii stropu krystalicznego podłoża.

W obowiązującym hydrogeologicznym podziale regionalnym, rejon Wilamowic Nyskich położony jest w regionie środkowej Odry, subregionie południowym (Paczyński, Sadurski, 2007), w Jednolitej Części Wód Podziemnych JCWPd nr 109 (Wijura i in., 2010).

W przedmiotowym rejonie badawczym, podczas rozpoznania i dokumentowania stwierdzono występowanie zwykłych wód podziemnych pięter wodonośnych: czwartorzędowego, neogeńskiego i kredowego. Ponadto w części południowo – zachodniej analizowanego obszaru, w rejonie podgórskim, wody podziemne występują w utworach paleozoiczno – proterozoicznych. Wszystkie piętra wodonośne biorą udział w systemie krążenia i w różnym stopniu w strefie aktywnej wymiany wód.

Zawodnione utwory czwartorzędowe związane są z piaskami i żwirami plejstocenu i holocenu (Razowska-Jaworek, Cudak, 2002). Miąższość jak i wykształcenie litologiczne analizowanego poziomu są zmienne. Na północ od obszaru wykonanych badań geofizycznych przebiega kopalna dolina Nysy Kłodzkiej, w której zalegają piaszczysto-żwirowe osady o miąższości do kilkunastu metrów. Poziomy użytkowe w utworach czwartorzędu występują na głębokości od kilku do ponad 30 m. Zwierciadło wody ma charakter swobodny. W obrębie dolin kopalnych, gdzie warstwy wodonośne przykryte są przez grubą pokrywę lessów i glin lessopodobnych, zwierciadło ma charakter naporowy. Wydajności pojedynczych studni wynoszą od kilku do ponad 30 m<sup>3</sup>/h. Czwartorzędowe piętro wodonośne zasilane jest zwykle bezpośrednio z opadów atmosferycznych ze względu na piaszczysto-żwirowy charakter utworów oraz brak warstwy izolującej. Wody podziemne drenowane są przez miejscowe rzeki. Ze względu na bardzo płytkie zaleganie czwartorzędowych poziomów wodonośnych i ich niską odpornością na zanieczyszczenia, należy spodziewać się występowania zanieczyszczonych antropogenicznie wód. Współczynniki filtracji wynoszą od kilku do ponad 100 m/d, przeciętnie 6-30 m/d.

Występowanie wód w utworach neogeńskich jest związane z seriami piasków, głównie drobnoziarnistych, w obrębie ilów serii poznańskiej, a także z ławicami grubo i średnioziarnistych piasków lub żwirów, często zailonych, serii Gozdnicy. Wody w utworach neogenu występują na głębokości od kilku do ponad 130 m. Zwierciadło ma zwykle charakter naporowy (pod ciśnieniem do 900 kPa). Miąższości warstw wodonośnych wahają się od kilku do 50,0 metrów. Osady piaszczyste często tworzą liczne przewarstwienia w utworach ilastych. Współczynniki filtracji nie są wysokie i wynoszą od 2,0 do ponad 40 m/d, przeciętnie 4-20 m/d. Generalny kierunek przepływu wód piętra neogeńskiego następuje z południowo-zachodu na północny-wschód ku dolinie Odry. Zasilanie następuje poprzez nadległy kompleks glin i ilów lub bezpośrednio z powierzchni terenu w miejscach kontaktu warstw neogeńskich z czwartorzędowymi lub na wychodniach warstw neogeńskich.

W podłożu neogenu mogą występować wody porowe i szczelinowo-porowe w utworach kredy górnej. Warunki hydrogeologiczne piętra kredowego są słabo rozpoznane, a



potencjalne wydajności wynoszą prawdopodobnie poniżej 10 m<sup>3</sup>/h. Ze względu na znaczne głębokości zalegania piętra kredowego nie zaliczono go do użytkowych poziomów wodonośnych.

Spękane skały metamorficzne podłoża osadów kenozoicznych tworzą w tym rejonie mało zasobny, szczelinowy a miejscami szczelinowo-krasowy poziom wodonośny. Głębokość jego zalegania wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów, a wydajności pojedynczych studni wahają się w granicach od 2 do 7 m<sup>3</sup>/h.

Ewentualną obecność wód termalnych należy wiązać z obecnością opisanych powyżej krystalicznych utworów paleozoiczno-proterozoicznych. Silne zaangażowanie tektoniczne szczelinowatego masywu krystalicznego stanowi korzystne warunki infiltracji wód systemów głębokiego krążenia, w tym geotermalnych.

Przeprowadzone badania metodą tomografii elektrooporowej wzdłuż linii profilowej prostopadłej do uskoku Białej Głuchołaskiej nie zobrazowały morfologii stropu krystalicznego podłoża ze względu na stwierdzoną zbyt dużą miąższość osadów kenozoicznych. Na przekroju elektrooporowym nie zarejestrowano też oznak występowania struktur tektonicznych. Biorąc jednak pod uwagę znaczną miąższość osadów kenozoiku i równocześnie występowanie w sąsiedztwie skał krystalicznych podłoża na powierzchni (Baraniecki i in. 1970), w rejonie badań można spodziewać się znacznych deniwelacji stropu podłoża – zapewne o genezie uskokuwej. Weryfikacja charakteru tych deniwelacji oraz możliwości zawodnienia do znacznej głębokości prawdopodobnych stromych struktur nieciągłych wodami głębokiego krążenia wymaga przeprowadzenia tu sondowań magnetotellurycznych.

Ponieważ w wyniku badań geofizycznych nie wyinterpretowano żadnych nieciągłości tektonicznych, w rejonie Wilamowice Nyskie zrezygnowano z prowadzenia badań gamma-spektrometrycznych.

## **Literatura:**

**Aleksandrowski P., Mazur S. 2002** — Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. [In:] Winchester J., Pharaoh T. & Verniers J. (eds.), Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. Geol. Soc. London Spec. Publ., 201:237–277.

**Baraniecki L., Berezowska B., Morawski T.. 1970** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Kijów. Instytut Geologiczny, Wrocław

**Bielecka H., 1997** - Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Lewin Brzeski. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.

**Bossowski A., Cymerman Z., Grocholski A., Ihnatowicz A., 1990** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Jedlina Zdrój. PiG, Warszawa.

**Chudzik L., Biel A., 2011** – Wykonanie modeli pojęciowych JCWPd na obszarze Regionu wodnego Środkowej Odry. JCWPd nr 94.

**Ciężkowski W., 1980** - Hydrogeologia i hydrogeochemia wód termalnych Łądką Zdroju. Probl. Uzdrow. 4 (150).

**Ciężkowski W., Kryza H., Kryza J., Pulina M., Řehak J., Staško S., Tarka R., 1997** - Wody podziemne i wpływ czynników antropogenicznych na ich zasoby i jakość. W: „Masyw Śnieżnika - zmiany w środowisku przyrodniczym”. Wyd. PAE Warszawa.

**Cwojdzński 1974** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Złoty Stok. Instytut Geologiczny, Warszawa.

**Cwojdzński 1977** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Trzebieszowice. Instytut Geologiczny, Warszawa.

**Cymerman Z., 2010** – *Mapa tektoniczna Sudetów* w skali 1:200 000, Wyd. 2. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

**Cymerman Z. Ihnatowicz A., Kozdrój W., Przybylski B., 2005** – Szczegółowa mapa geologiczna

**Cymerman Z., Cwojdzński S., 1984** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Strachocin-Bielice. Instytut Geologiczny, Warszawa.

**Cymerman Z., Mastalerz K., 1994** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Marciszów. PIG, Warszawa.

**Czerski M., 2000** – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Niemcza. PIG-PIB Warszawa.

**Czerski M., 2002** – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Lwówek Śląski. PIG-PIB Warszawa.

**Czerski M., 2010** - Wykonanie modeli pojęciowych JCWPd na obszarze Regionu wodnego Środkowej Odry. JCWPd nr 107. PIG-PIB Warszawa

**Dumicz, M., 1964** - Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich. *Geologia Sudetica* 1, 169– 208.

**Fistek J., Gierwielaniec J., 1957-** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Bystrzyca Nowa. Instytut Geologiczny, Warszawa.

**Gaździk 1957** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Przyłęk. Instytut Geologiczny, Warszawa.

**Gierwielaniec J., 1955-** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Kudowa Zdrój. Instytut Geologiczny, Warszawa.

**Gierwielaniec J., 1968-** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Łądek Zdrój. Instytut Geologiczny, Warszawa.

**Gierwielaniec J., Radwański S., 1955-** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Jeleniów. Instytut Geologiczny, Warszawa.

**Grocholski W, 1956 -** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1 : 25 000, Arkusz Walim. Instytut Geologiczny, Warszawa.

**Grzegorzcyk K., Bielecka H., 2006 -** Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wód podziemnych z utworów kambryjskich otwór WT-1 w Wojcieszycach. Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA.

**Grzegorzcyk K., Krawczyk J., Nowak A., Dąbrowski S., Wijura A., Fistek J., 1993 -** Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w utworach kredy górnej w kat. "C" rejonu rowu Nysy Kłodzkiej i niecki Batorowa. CAG PIG-PIB Warszawa.

**Grzegorzcyk K., 2002 –** Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Kowary. PIG-PIB Warszawa.

**Horbowy K. i in. 2004 -** Objasnienia do *Mapy Geośrodowiskowej Polski w skali 1:50 000*, Arkusz Bolków. PIG Warszawa.

**Jerzmański J., 1969 -** Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, Arkusz Chelmiec.

**Jerzmański J., Walczak-Augustyniak M., 1994 -** Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, Arkusz Krotoszyce.

**Kielczawa B., 2013 -** Charakterystyka hydrochemiczna wód termalnych Łądka Zdroju. Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój nr 2/2013.

**Kielczawa J., 2000 –** Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Dzierżoniów. PIG-PIB Warszawa.

**Kielczawa J., 2000 –** Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Nowa Ruda. PIG-PIB Warszawa.

**Kielczawa J., Czerski M., 1997 –** Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Jelenia Góra. PIG-PIB Warszawa.

**Kłonowski M., Wojtkowiak A., 2000 –** Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Duszniki Zdrój. PIG-PIB Warszawa.

**Kondracki, 1978, 1998 - *Geografia fizyczna Polski*. PWN, Warszawa (kolejne wydania).**

**Kozdrój W., 2014** – Results of shallow scientific drillings in the Upper Nysa Kłodzka Graben and the Zieleniec area. *Geologia Sudetica* 42, 149-159.

**Krawczyk J. (et. al.), 1996** - Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych z utworów czwartorzędu, trzeciorzędu i triasu rejonu niecki wrocławskiej (II etap) z uwzględnieniem GZWP. Przedsiębiorstwo Geologiczne, Wrocław.

**Krawczyk J., 2006** – Baza danych GIS Mapy hydrogeologicznej polski 1:50 000. Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i hydrodynamika. Arkusz Nowa Ruda. PIG-PIB Warszawa.

**Krawczyk J., 2006** – Baza danych GIS Mapy hydrogeologicznej polski 1:50 000. Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i hydrodynamika. Arkusz Złoty Stok. PIG-PIB Warszawa.

**Krawczyk J., Russ D., Biel A., 2010** – Wykonanie modeli pojęciowych JCWPd na obszarze Regionu wodnego Środkowej Odry. JCWPd nr 93.

**Krawczyk J., Korwin-Piotrowska A., Kozdrój W., Skrzypczyk L., 2011** - Dokumentacja geologiczna inna z wykonania hydrogeologicznych otworów obserwacyjnych dla projektowanej stacji hydrogeologicznej I rzędu w Szczytnej. PIG-PIB O/Dolnośląski Wrocław.

**Krawczyk A., Russ D., Biel A., Serafin R., Mądrala D., 2011** - Wykonanie modeli pojęciowych JCWPd na obszarze Regionu Wodnego Środkowej Odry. JCWPd nr 125. PIG-PIB O/Dolnośląski Wrocław.

**Krawczyk J., Mądrala D., Serafin R., Zawistowski K., Dembiec T., Russ D. Korwin-Piotrowska A. Wojtkowiak A., Krzonkalla-Maryniuk A., Biel A., 2018** – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego: zlewnia Kaczawy. PIG-PIB Warszawa

**Liber-Makowska E., Łukaczyński I., 2016** – Charakterystyka nowo rozpoznanego złoża wód termalnych w Karpnikach na tle warunków geotermicznych Kotliny Jeleniogórskiej. *Technika Poszukiwań Geologicznych Geotermia, Zrównoważony Rozwój* nr 2/2016.

**Mądrala D., Zawistowski K., Biel A., 2011** – Wykonanie modeli pojęciowych JCWPd na obszarze Regionu wodnego Środkowej Odry. JCWPd nr 108.

**Paczyński B., Sadurski A.(red), 2007** – Hydrogeologia regionalna Polski tom I Wody słodkie. PIG-PIB Warszawa.

**Marszałek H., 1996** - Hydrogeologia górnej części zlewni Kamiennej w Sudetach Zachodnich. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego. Prace Geologiczne - Mineralogiczne LIV. Wrocław.

**Mazur S., P. Aleksandrowski, 2001** - The Tepla(?) / Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, western Sudetes, central European Variscides. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* **90**: 341-360.

**Mazur S., P. Aleksandrowski & J. Szczepański 2005** - The presumed Teplá Barrandian/Moldanubian terrane boundary in the Orlica Mountains (Sudetes, Bohemian Massif): structural and petrological characteristics. *Lithos* **82**: 85-112.

**Mazur S., P. Aleksandrowski, R. Kryza & T. Oberc-Dziedzic 2006** - The Variscan Orogen in Poland. *Geological Quarterly* **50**: 89-118.

**Mazur S., P. Aleksandrowski, K. Turniak & M. Awdankiewicz, 2007** - Geology, tectonic evolution and Late Palaeozoic magmatism of Sudetes – an overview. In: A. Kozłowski & J. Wiszniewska (eds), *Granitoids in Poland*, AM (Archivum Mineralogiae) Monograph No. 1. Komitet Nauk Mineralogicznych PAN & Wydział Geologii UW: 59-87.

**Michalska E., 1992** - Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, Arkusz Oława. PIG Warszawa.

**Mikulski, S. Z., Williams, I. S., Bagiński, B. 2013** -. Early Carboniferous (Viséan) emplacement of the collisional Kłodzko-Złoty Stok granitoids (Sudetes, SW Poland): constraints from geochemical data and zircon U-Pb ages. *International Journal of Earth Sciences*, *102*, 1007-1027.

**Milewicz J., 1970** - Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, Arkusz Lubomierz.

**Modelska M., 2004** - Interakcja wód podziemnych i powierzchniowych z środowiskiem skalnym w wybranych zlewniach Sudetów. Uniwersytet Wrocławski. Wydział Nauk Przyrodniczych. Wrocław.

**Mroczkowska B., 1997** - Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 ark. Bystrzyca Kłodzka. Państwowy Instytut Geologiczny .Warszawa.

**Mroczkowska B., 1997** - Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 ark. Międzylesie. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.

**Mroczkowska B., 1998** - Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Stronie Śląskie. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.

**Mroczkowska B., 2000** - Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Złoty Stok. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.

- Oberc J., Badura J., Przybylski B., Jamrozik L., 1994** – Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1; 25 000. Arkusz Bardo. PIG.
- Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Klimas, K., Fanning, M.C., Madej, S., 2005** - Gneiss protolith ages and tectonic boundaries in the NE part of the Bohemian Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Geological Quarterly* 49, 363–378.
- Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Pin, C., Madej, S., 2013** - Variscan granitoid plutonism in the Strzelin Massif (SW Poland): petrology and age of the composite Strzelin granite intrusion. *Geological Quarterly* 57, 269–288.
- Pacholska A. 1978** – Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich. *Geologia Sudetica* 13 (2): 41-63
- Paczyński B., Sadurski A.(red), 2007** – Hydrogeologia regionalna Polski tom I Wody słodkie. PIG-PIB Warszawa.
- Paczyński B., Sadurski A., (red), 2007** - Hydrogeologia regionalna Polski, tom II – Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalne. PIG Warszawa.
- Prouza V., Coubal M., Adamovič J., 2014** – Specifika architektury hronovsko-poříčského zlomu. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2014/ A – Regionalni geologie a stratigrafie: 13-18.
- Razowska-Jaworek L., Cudak J., 2002** - Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nysa. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
- Razowska-Jaworek L. i inni., 2013** – Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 338 Subzbiornik Paczków-Niemodlin. PIG PIB Warszawa.
- Russ D., Mądrala D., Biel A., 2011** - Wykonanie modeli pojęciowych JCWPd na obszarze Regionu Wodnego Środkowej Odry. JCWPd nr 126. PIG-PIB O/Dolnośląski Wrocław.
- Serafin R., Krawczyk A., 2010** - Wykonanie modeli pojęciowych JCWPd na obszarze Regionu wodnego Środkowej Odry. JCWPd nr 137. PIG-PIB Warszawa.
- Serafin R., Korwin – Piotrowska A., Krawczyk J., Wojtkowiak A., Biel A., 2015** - Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 341 Niecka wewnątrzsudecka Kudowa Zdrój - Bystrzyca Kłodzka. PIG PIB NAG. Warszawa.
- Sawicki L., 1958, 1962** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000, Arkusz Międzylesie wraz z objaśnieniami.
- Suszka A., Nagrodzka D., Miś D., 2015** - Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszarów ochronnych Lokalnego Zbiornika Wód Podziemnych Śnieżnik - Góry Bialskie(dawnego Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 339 Śnieżnik - Góry Bialskie). PIG PIB NAG. Warszawa.

- Szalamacha J., 1957** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Szczepanów. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Szalamacha J., 1958** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Czepiel. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Szalamacha M., 1964** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Jelenia Góra Zachód. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Szalamacha M., 1968** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Piechowice. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Szczepański J. 2010** - Proweniencja i ewolucja tektonometamorficzna serii suprakrustalnej w krystaliniku Gór Bystrzyckich. Uniwersytet Wrocławski, 166 p.
- Tarka R., 1997** - Zasilanie wód podziemnych w górskich masywach krystalicznych na przykładzie Masywu Śnieżnika. Prace geologiczno-mineralogiczne LVI. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- Tarka R., 2006** - Hydrogeologiczna charakterystyka utworów kredy w Polskiej części Sudetów. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego No 2884.
- Trepka S., Gawroński O., 1957** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Ostroszowice. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Wajsprych, B., 1986** - Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian-Carboniferous continental margin. Sudetes. In: Teissyre, A. K (cd.) IAS 7th European Regional Meeting, Excursion Guidebook, Kraków - Poland, pp. 141-164.
- Wajsprych, B., 1995** - The Bardo Mts rock complex: The Famennian-Lower Carboniferous preflysch (platform) - to flysch (foreland) basin succession, the Sudetes. In: Guide to Excursion B2 of XIII Inter. Congr. on Carboniferous-Permian 28.08-02.09. Kraków, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, pp. 23-42.
- Walczak-Augustyniak M., Szalamacha J. 1980** - Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000, Arkusz Mościsko. PIG Warszawa.
- Walczak-Augustyniak M., Wroński J., 1981** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000. Arkusz Domaszków. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Winnicka G., 1997** - Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, Arkusz Lewin Brzeski. PIG Warszawa.
- Wijura A., Lichtarski G., Piechówka A., 2010** - Wykonanie modeli pojęciowych JCWPd na obszarze Regionu Wodnego Środkowej Odry. JCWPd nr 109. PIG-PIB O/Dolnośląski Wrocław.
- Wojciechowska R., Gurwin J., Kieńc D., Wyszowska I., Śliwka R., 2013** - Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z

ustanawianiem obszarów ochronnych Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 317 Niecka zewnętrzna sudecka Bolesławiec (Niecka zewnętrzno-sudecka Bolesławiec). Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA.

**Wojtkowiak A., 1997** - Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 ark. Świdnica. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.

**Wojtkowiak A., 2000** – Reżim źródeł obszarów krystalicznych Sudetów Zachodnich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, nr 390. Warszawa.

**Wojtkowiak A., 2002** - Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 ark. Jawor. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.

**Wójcik L., 1957** - Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Polanica Zdrój. Instytut Geologiczny, Wrocław