



Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

państwowa służba geologiczna
państwowa służba hydrogeologiczna

Załącznik nr. 2

Pole geotermiczne i regiony geotermalne na Niżu Polskim

Opracował:
prof. dr hab. Jerzy Nawrocki

Warszawa, marzec 2021 r.

Spis treści

1. Pole geotermiczne na obszarze Polski	5
1.1. Ogólna charakterystyka strumienia ciepłego na obszarze Polski.....	5
1.2. Strumień ciepły do powierzchni moho.....	7
2. Mezozoiczne baseny hydrogeotermalne a geologia Nizy Polskiego.....	11
3. Regiony geotermalne na Niziu Polskim	16
3.1. Cel i metodyka	16
3.2. Basen hydrogeotermalny dolnej kredy.....	18
3.2.1. Regiony z potencjałem ciepłowniczym	23
3.2.2. Regiony z potencjałem w zakresie rekreacji.....	27
3.3. Basen hydrogeotermalny dolnej jury	32
3.3.1. Regiony z potencjałem ciepłowniczym	36
3.4. Basen hydrogeotermalny dolnego triasu	47
4. Ranking regionów geotermalnych	59
5. Podsumowanie	64
6. Spis rycin i tabel.....	66
7. Spis literatury.....	68

1. Pole geotermiczne na obszarze Polski

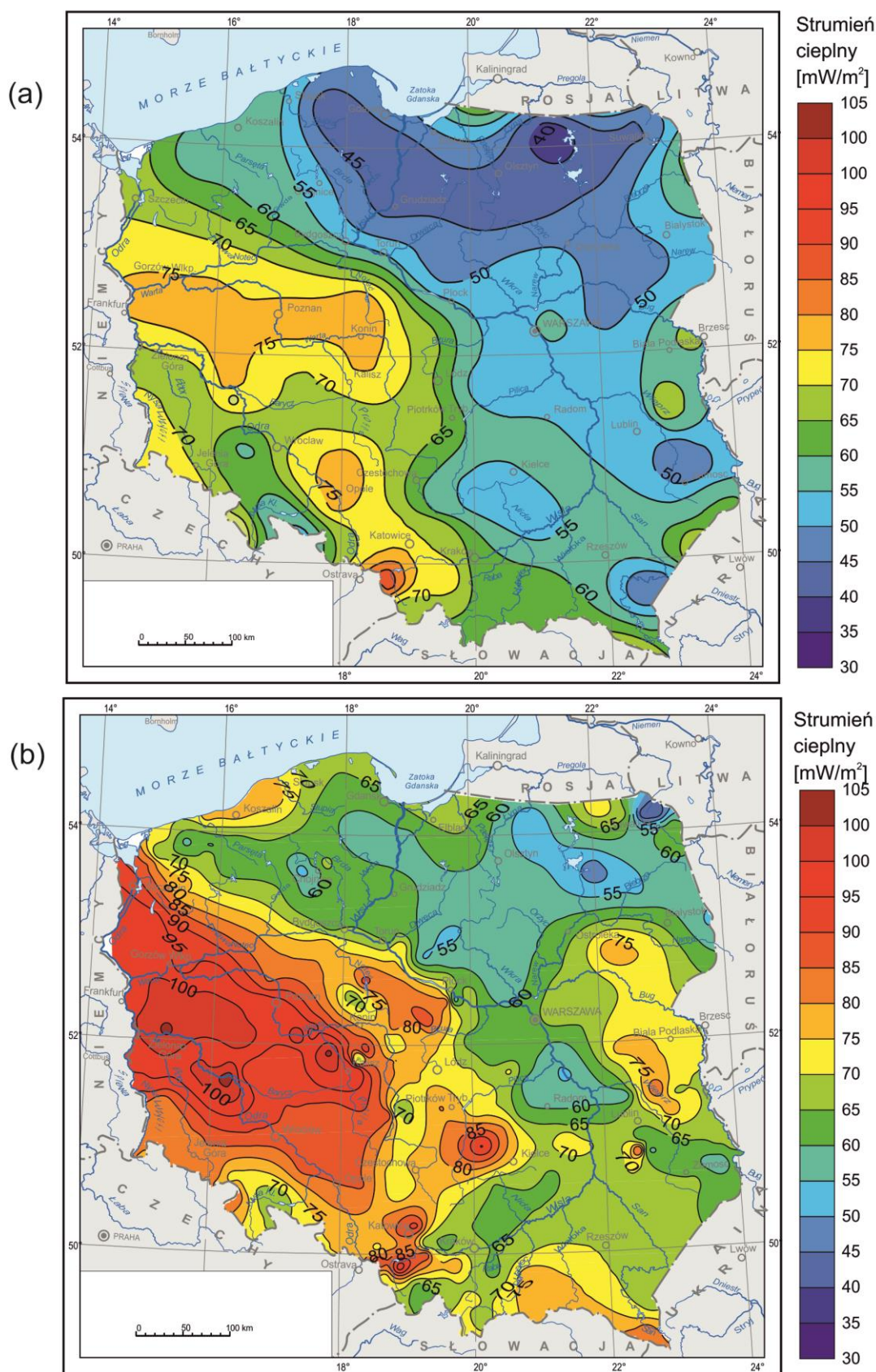
1.1. Ogólna charakterystyka strumienia ciepłego na obszarze Polski

Strumień ciepły wpływa bezpośrednio na temperatury wód poszczególnych basenów geotermalnych Niżu Polskiego, jak również na tempo przywracania równowagi termicznej wychładzanego ich eksploatacją górotworu. Różna metodyka opracowywania map strumienia ciepłego Polski skutkuje wyraźnie różnymi wartościami tego parametru. W tym opracowaniu, ze względu na większą ilość punktów pomiarowych, a także i dlatego, że przy charakterystyce regionów geotermalnych oparto się na danych z opracowania Góreckiego [1], wykorzystywano mapę strumienia ciepłego wykonaną przez Szewczyka i Gientkę [2]. Tym niemniej należy podkreślić, że to na mapach strumienia ciepłego (Q) Europy, tej skorygowanej o efekt paleoklimatyczny [3], jak również i tej załączonej do opracowania dotyczącego europejskiego basenu permskiego [4], wartości i ich rozkład w otoczeniu granicy Polski i Niemiec wykazują ciągłe przejście. Takiej ciągłości nie obserwujemy na mapach kompilowanych z danych polskich Szewczyka i Gientki [2] i niemieckich przez Szumana i in. [5]. Ta ważna uwaga i próba wyjaśnienia jej została zaczerpnięta tutaj z opracowania przygotowywanego przez Majorowicza dla potrzeb monografii Geological Atlas of Poland [6]. Różnica wartości Q na granicy politycznej Polski i Niemiec dochodzi do 20 mW/m². Strumień ciepły z opracowania Szewczyka i Gientki [2] jest tutaj wyraźnie wyższy od tego, wynikającego z danych niemieckich.

Na obszarze Polski wartości Q z mapy Szewczyka i Gientki (op. cit.) są o 15-25 mW/m² wyższe w danym miejscu od tych określonych przez Majorowicza i Wybrańca [3]. Dzieje się to tak mimo przyjęcia przez te dwa zespoły autorskie poprawek klimatycznych związanych z wpływem warunków glacialnych i interglacialnych na zewnętrzną warstwę litosfery.

Ziemiński strumień ciepły Q jest obliczany w oparciu o gradient geotermalny $\text{grad } T(z)$, gdzie T jest temperaturą na głębokości z , a także z uwzględnieniem przewodności cieplnej skał γ w przedziale głębokości Δz , dla którego określono $\text{grad } T(z)$. Przewodność cieplna γ w interwale głębokości Δz ; (liczba „i” składowych profilu skalnego) może być określona poprzez: (1) uśrednienie pomiarów z próbek rdzenia pobranych z danego przedziału głębokości, (2) użycie średnich wartości dla poziomów litologicznych lub stratygraficznych, obliczonych dla dużego obszaru z dużą ilością danych z wierceń, (3) budowanie modeli opartych na geofizycznych danych karotażowych z dużą ilością „i” składowych profilu skalnego charakteryzujących się przewodnością cieplną składników mineralnych γ_i zaczerpniętych z tabel, przy uwzględnieniu objętości składnika „i” i jego porowatości. Pierwsza z metod była zastosowana w Polsce po raz pierwszy przy obliczeniach γ dla mapy strumienia ciepłego Q Majorowicza i Plewy [7] [8]. Drugą metodę zastosowały

Karwasiecka i Bruszevska [9]. Mapa Q Szewczyka i Gientki [2] powstała dzięki zastosowaniu metody trzeciej.

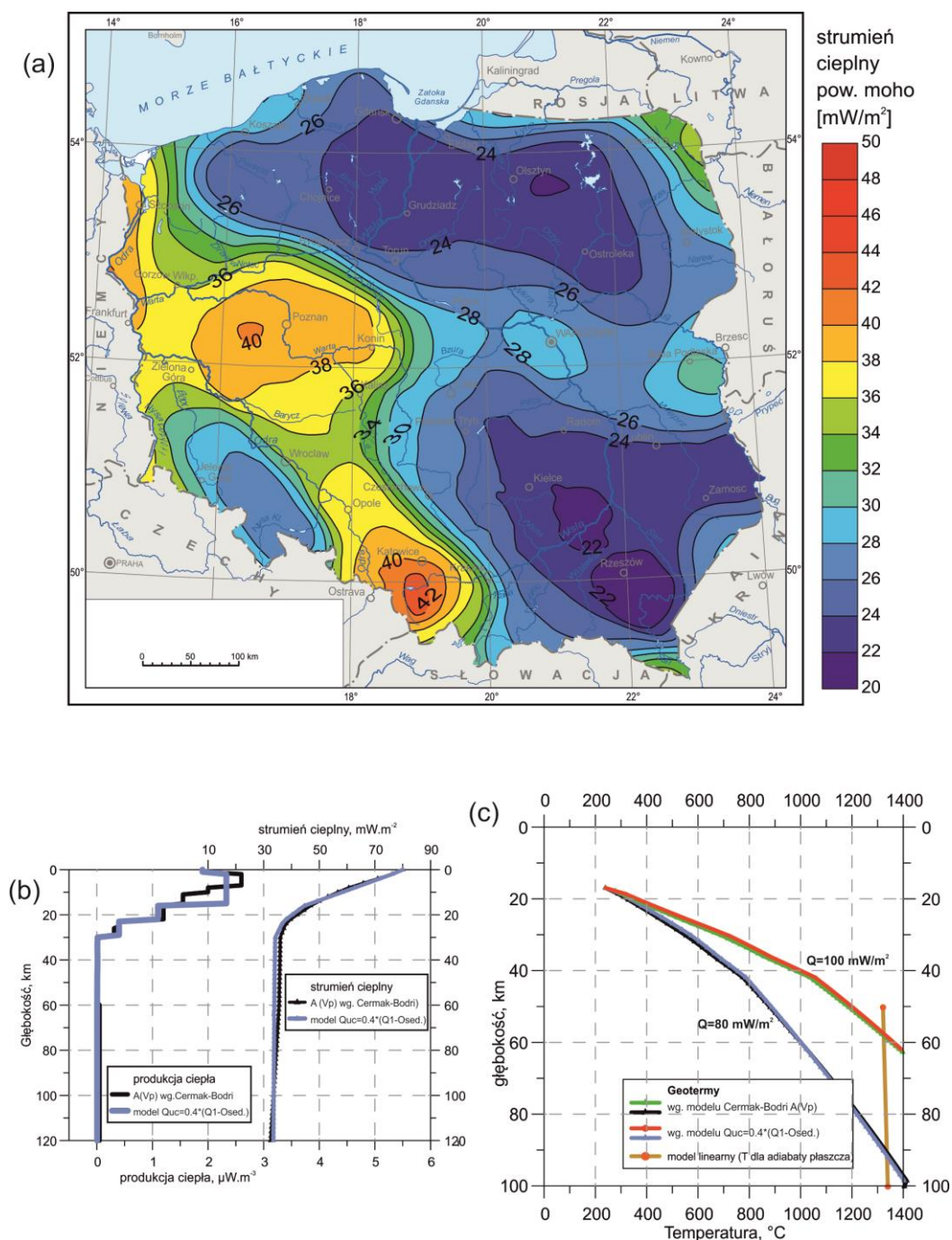


Rys. 1. Strumień cieplny na obszarze Polski wg Majorowicza i Wybrańca [3] (a), a także Szewczyka i Gientki [2] (b).

Obserwowana różnica wartości strumienia ciepłego między mapami Majorowicza i Wybrańca [3] oraz Szewczyka i Gientki [2] (Rys. 1) jest największa w zachodniej Polsce (20 – 25 mW/m²). Nieco niższe różnice (15 – 20 mW/m²) obserwujemy we wschodniej części Polski. Badania strumienia ciepłego w otworze wiertniczym Toruń IG-1, który jest jedynym otworem, w którym wykonano pomiary wiele lat po jego wykonaniu, czyli w warunkach w pełni ustalonej równowagi cieplnej, Majorowicz i Safanda [8] obliczyli strumień ciepły na głębokości 2 km (tj. poniżej efektu paleoklimatycznego). Wynosił on 55 mW/m², czyli o 15 mW/m² mniej niż ten pokazany na mapie Szewczyka i Gientki [2]. Opisywane różnice są zapewne wynikiem zastosowania innych modeli przewodności cieplnej γ , w oparciu o które obliczano wartości Q.

1.2. Strumień ciepły do powierzchni moho.

Powierzchniowy strumień ciepły Q [3] oraz produkcja ciepła radiogenicznego skorupy ziemskiej były podstawą obliczenia strumienia ciepłego do powierzchni moho [10]. Produkcję ciepła radiogenicznego określono tutaj dla pokrywy osadowej, skorupy krystalicznej i górnego płaszczka. Szczegółowa charakterystyka prędkości sejsmicznych w obrębie skorupy i górnego płaszczka [10] posłużyła do określenia produkcji ciepła radiogenicznego tych warstw. Strumień ciepły do powierzchni moho zmienia się na obszarze Polski od 20 mW/m² na wschodzie do 42 mW/m² na zachodzie (Rys. 2a), generalnie powielając rozkład anomalii strumienia powierzchniowego. Wysokie wartości i tutaj charakteryzują waryscyjski obszar platformy paleozoicznej, poza Sudetami, a wartości niskie występują na obszarze o konsolidacji kaledońskiej i starszej. W przypadku uwzględnienia przy jego obliczaniu wartości strumienia powierzchniowego Szewczyka i Gientki [2], jego maksymalne wartości wynosiłyby około 60 mW/m². Takie wysokie wartości strumienia ciepłego do powierzchni moho są mało prawdopodobne [11] [10] i mogą odpowiadać raczej młodszej litosferze, na przykład tej na obszarze basenu panońskiego.

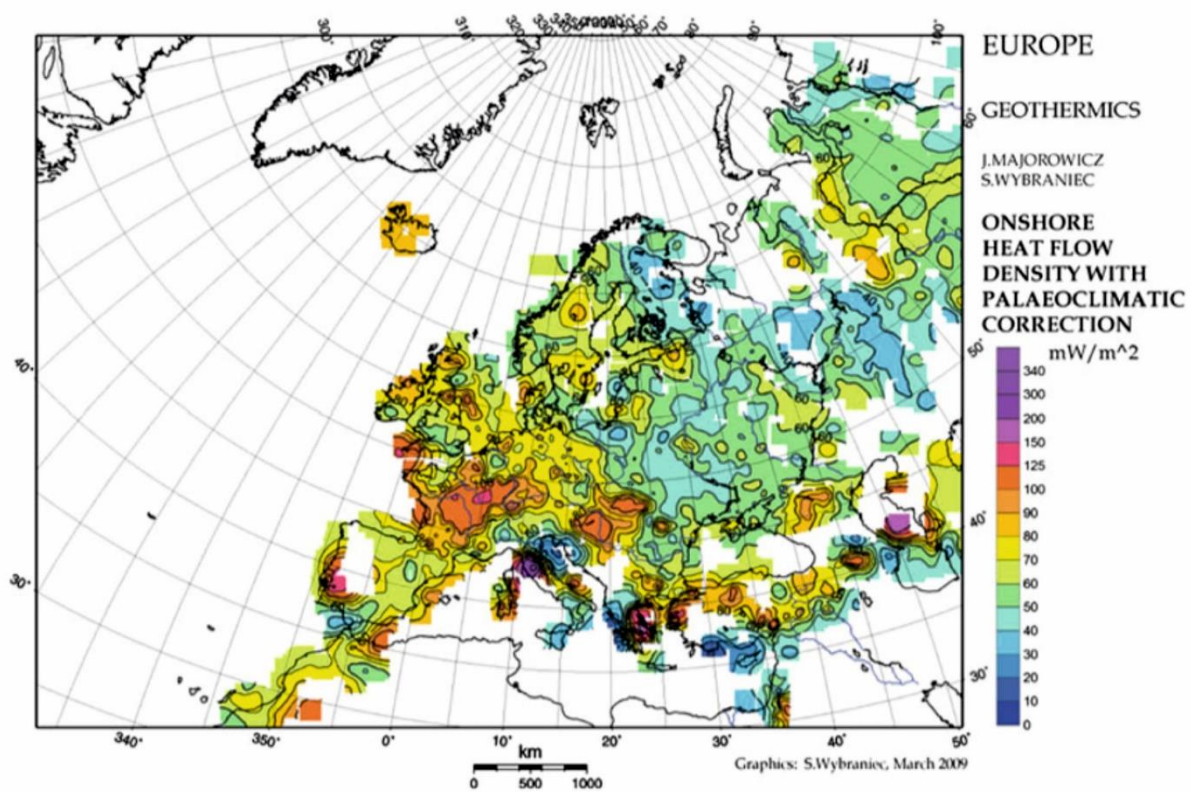


Rys. 2. (a) Strumień ciepły na powierzchni moho w Polsce (wg [10]). (b) Wykres produkcji ciepła radiogenicznego i strumienia ciepłego w funkcji głębokości, gdy ten na powierzchni wynosi 80 mW/m^2 . Kolorem niebieskim przedstawiono model, który zakłada udział ciepłego strumienia skorupowego na poziomie 0,4 [10]. A – produkcja ciepła, Vp – prędkość fali sejsmicznej, Q- strumień całkowity, Q_{uc} – strumień ciepły pochodzący od górnej skorupy, Q1- strumień ciepły powierzchniowy, Osed – strumień ciepły pochodzący od piętra osadowego. (c) Krzywe geotermiczne wykonane dla powierzchniowego strumienia ciepłego w zachodniej Polsce 100 mW/m^2 [2] oraz 80 mW/m^2 [7], z uwzględnieniem modelu prezentowanego na figurze „b” [8].

Krzywe geotermiczne obrazujące zmiany temperatury z głębokością obliczane są zgodnie z formułą $T_{i+1} = T_i + (\theta_i/y_i) \times \Delta z_i - (A_i/2y_i)/\Delta z_i^2$, gdzie A_i i y_i wyrażają produkcję ciepła i przewodność cieplną skał wydzielonych, poszczególnych warstw. Aby obliczyć krzywą geotermiczną (T_z) dla skorupy ziemskiej i górnego płaszczka aż do granicy litosfery i astenosfery (tzw. granica LAB obrazująca kontrast własności geomechanicznych między tymi warstwami) przyjęto rozdzielczość $\Delta z_i = 10$ m, taką samą jak siatki dla modelu sejsmicznego [10]. Zmiany przewodności cieplnej z powodu wzrostu z głębokością ciśnienia ($p(z)$) i temperatury ($T(z)$) obliczono w cytowanej pracy za pomocą równania ze stałymi empirycznymi [12] [13] [14] o następującej treści:

$y(z,T) = y_0(1 + cxz)/(1 + b(T-293))$, gdzie y_0 jest przewodnością cieplną w temperaturze pokojowej i ciśnieniu atmosferycznym. Wykres produkcji ciepła radiogenicznego i strumienia cieplnego w funkcji głębokości dla strumienia powierzchniowego $Q = 80$ mW/m² przedstawia Rys. 2b. Dla porównania przedstawiono też krzywe otrzymane z alternatywnego modelu dla współczynnika 0,4 proporcji strumienia powierzchniowego do skorupowego [15] [16]. Dla tych modeli wykreślono krzywe temperaturowe przy założeniu niższej i wyższej wartości strumienia cieplnego w zachodniej części obszaru waryscyjskiego Polski (Rys. 2c; [8]). Niższy strumień cieplny (80 mW/m²; [3]) rzutuje na głębsze położenie powierzchni LAB, które jest w zgodności z głębokością LAB określoną za pomocą sejsmiki [17]. Różnica w wartości powierzchniowego strumienia cieplnego w wysokości 20 mW/m² skutkuje różnicą w położeniu granicy litosfery i astenosfery rzędu 45 km. Stąd wartości strumienia cieplnego wyznaczone dla Polski przez Szewczyka i Gientkę [2] niestety należy uznać za około 10 do 20% zawyżone. Większy procent przeszacowania dotyczy zachodniej Polski.

Porównując wartości strumienia cieplnego na obszarze Polski z tymi notowanymi w innych miejscach Europy (Rys. 3) [3], łatwo stwierdzić, że północno-wschodnia Polska to rejon o jednym z najniższych strumieni cieplnych w całej Europie. Obszar polskiej części platformy paleozoicznej wpisuje się natomiast w wartości średnie, którym daleko do wartości notowanych na przykład w środkowej Francji, na Węgrzech, północnych Włoszech czy w Portugalii.

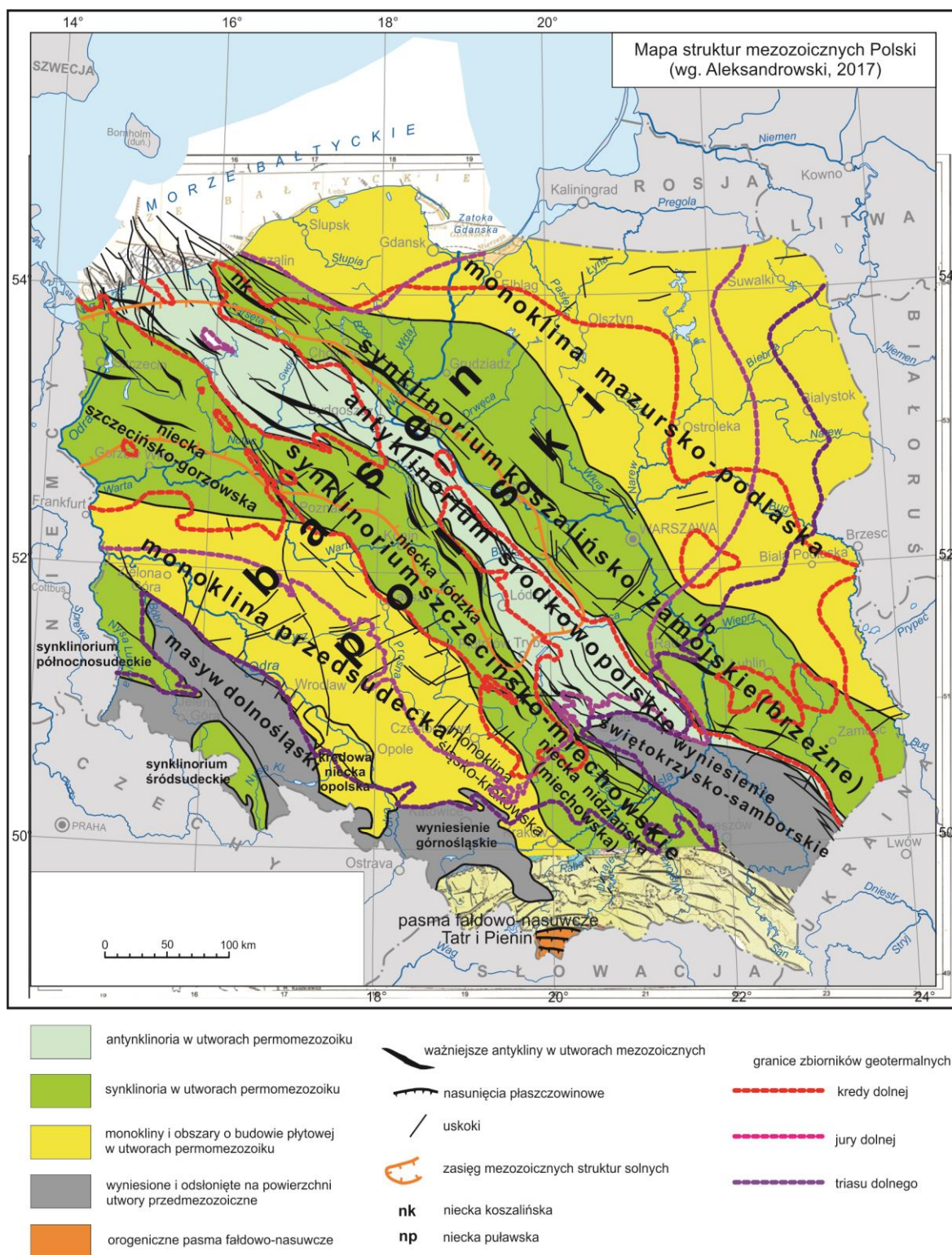


Rys. 3. Strumień ciepły na obszarze Europy (wg Majorowicza i Wybrańca, [3]).

2. Mezozoiczne baseny hydrogeotermalne a geologia Niżu Polskiego.

Permsko-mezozoiczny basen sedymentacyjny, który zajmuje większą część terytorium Polski, jest częścią znacznie rozleglejszego basenu tego wieku, rozciągającego się od Morza Północnego poprzez Niemcy do Polski. Basen ten uległ na obszarze Polski w późnej kredzie inwersji, co skomplikowało jego strukturę tektoniczną (zob. np. Dadlez, red., [18]). Wyniesiona jego część to przecinające Polskę z południowego wschodu na północny zachód, oparte częściowo o krawędź kratonu wschodnioeuropejskiego, antyklinorium środkowopolskie (Rys. 4). Antyklinorium to w kierunku wschodnim przechodzi w synklinorium koszalińsko-zamojskie, natomiast w kierunku zachodnim – w synklinorium szczecińsko-miechowskie. Dalej na północny wschód i południowy zachód występują odpowiednio struktury monokliny mazursko-podlaskiej i monokliny przedsudeckiej [19]. Sąsiadujące z antyklinorium środkowopolskim synklinoria zawierają szereg niecek, spośród których największe to niecki szczecińsko-gorzowska, łódzka, nidziańska, koszalińska i puławska. Obecność tych niecek jest dla potencjału geotermalnego zbiorników mezozoicznych niezwykle istotna, gdyż w ich centralnych częściach, w związku z ich formą strukturalną i głębszym niż w otoczeniu zaleganiem skał, można spodziewać się wyższych niż w tym otoczeniu temperatur, jak również większych zasobów wód termalnych.

Centra subsydencji z największymi miąższościami klastycznych, zbiornikowych skał mezozoiku ulokowane były głównie na obszarze bruzdy śródpolskiej. W wyniku inwersji tektonicznej powstało tutaj antyklinorium środkowopolskie. Ta późnokredowa inwersja doprowadziła do usunięcia części osadów mezozoicznych z obszaru antyklinorium środkowopolskiego i wyniesienia skał zbiornikowych. Bardzo istotnym, rzutującym na stopień użyteczności mezozoicznych zbiorników hydrogeotermalnych faktem jest obecność soli cechsztyńskich w dolnej części sekwencji permsko-mezozoicznej. Występują one na obszarze od środkowej Wisły, linii rzek Wkry i Łyny po zachodnie granice Polski, zajmując około 80% powierzchni basenu permsko-mezozoicznego (Rys. 5). Pod miąższym nadkładem skalnym oraz przy obecności spękań tektonicznych sole te były uruchamiane. W ten sposób powstało szereg poduszek solnych, a także diapirów, częściowo lub całkowicie przebijających osady mezozoiku [20].

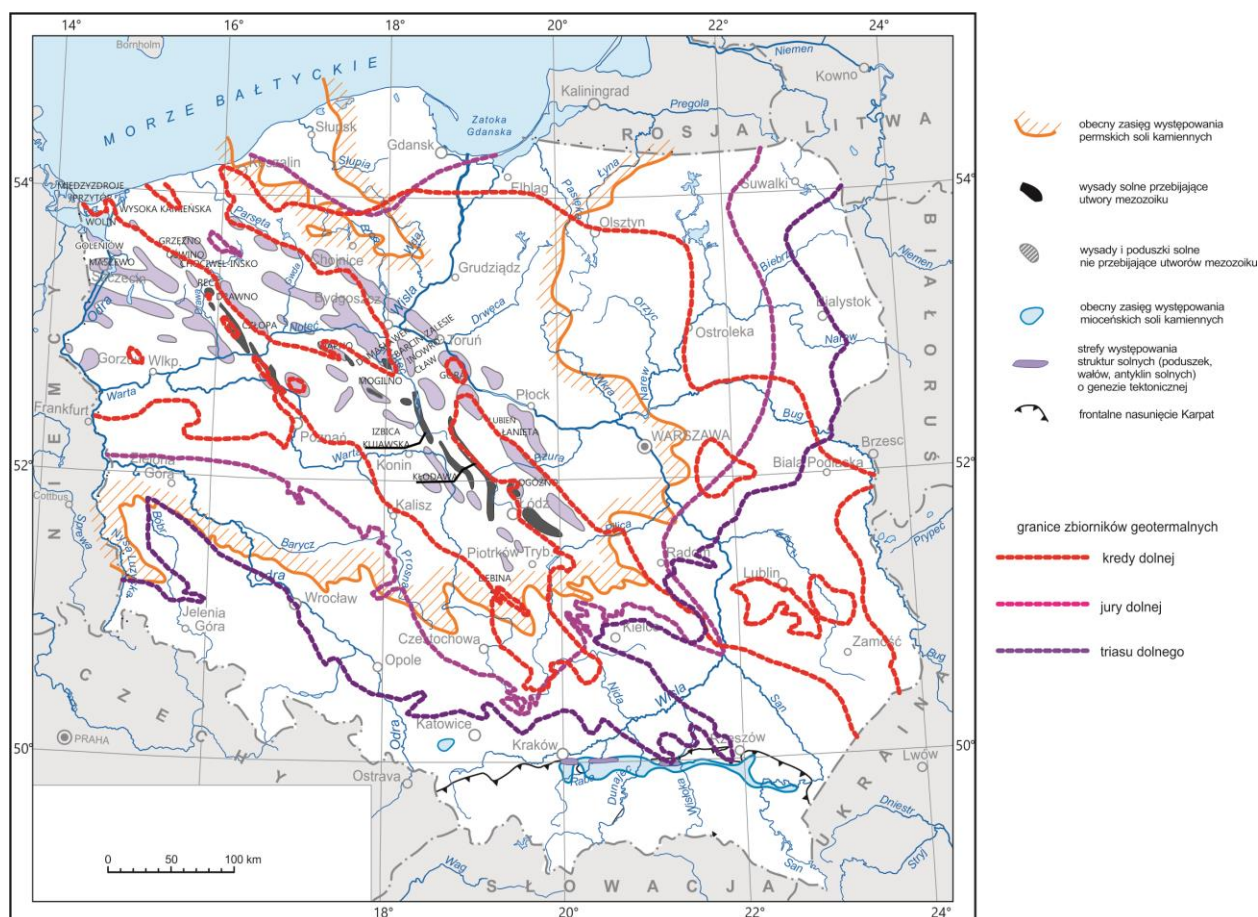


Rys. 4. Struktury mezozoiczne na obszarze Polski [19]. Na mapie zaznaczono też zasięgi występowania skał dolnego triasu, dolnej jury i dolnej kredy.

Obecność pokładów soli cechsztyńskiej i zjawiska halokinetyczne mają dzisiaj zasadniczy wpływ na stopień mineralizacji wód termalnych zbiorników mezozoicznych Niżu Polskiego. Znaczna mineralizacja wód zbiornika dolnego triasu, również w miejscach poza obszarem występowania tych zjawisk,

wskazuje, że również sama obecność pokładów soli cechsztyńskich w podłożu tego najstarszego zbiornika mezozoicznego skutkowałą podniesieniem stopnia mineralizacji wód termalnych, będących najprawdopodobniej okresowo w łączności hydraulicznej ze skałami cechsztynu poprzez systemy spękań tektonicznych, przecinające skały piętra strukturalnego permsko-mezozoicznego. Lokalny, znaczący wzrost mineralizacji wód zbiornika geotermalnego dolnej kredy na obszarze Roztocza ma inną przyczynę, gdyż miejsce to jest dosyć daleko od pokładów soli cechsztyńskiej. Nie można tu wykluczyć pionowej, grawitacyjnej infiltracji roztworów z zanikającego zbiornika morskiego miocenu, który był źródłem soli dla złóż karpackich.

Przedmiotem przeprowadzonej tutaj fizycznogeograficznej regionalizacji zbiorników hydrogeotermalnych Niżu Polskiego nie są jego wszystkie zbiorniki. Do analizy wybrano te, które uznane są za najbardziej obiecujące w świetle dotychczasowych analiz [1]. Są to zbiorniki dolnego triasu, dolnej jury i dolnej kredy.



Rys. 5. Struktury solne na Niżu Polskim [20].

Skały klastyczne dolnego triasu basenu polskiego wykazują znaczącą zmienność facjalną, a rodzaj ich facji przekłada się bezpośrednio na ich własności zbiornikowe (porowatość, przepuszczalność), których pochodną jest prognozowana wydajność wód termalnych w danym miejscu. Region

południowo-zachodni pstręgo piaskowca [21] to obszar dominacji wzajemnie się przeławicających piaskowców, iłowców i mułowców formacji bałtyckiej dolnego pstręgo piaskowca i węglanowo-klastycznej formacji pomorskiej środkowego pstręgo piaskowca o średnich własnościach zbiornikowych. Podobne, średnie własności zbiornikowe z większym udziałem wkładek piaskowcowych w skałach pstręgo piaskowca środkowego (formacja półczyńska) posiadają skały dolnego triasu z regionu północno-zachodniego basenu pstręgo piaskowca. Formacje pstręgo piaskowca z przeważającym udziałem w profilu ciał piaszczystych są natomiast charakterystyczne dla centralnej i południowej części basenu sedymentacyjnego pstręgo piaskowca. Obszar tego basenu położony na kratonie wschodnioeuropejskim (region północno-wschodni basenu dolnego triasu) charakteryzują facje głównie piaszczyste, ale ich miąższość jest tutaj bardzo zredukowana. Największe, dochodzące do 1300 m pierwotne miąższości skał dolnego triasu charakteryzowały depresję kutnowską, która jest częścią rozległego, rozwiniętego przy wyniesionej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego depocentrum - bruzdy środkowopolskiej (op. cit.). Inne, mniejsze depresje basenu sedymentacyjnego pstręgo piaskowca to bruzdy: sieradzka, dolnośląska i zielonogórska.

Utwory dolnej jury basenu na Niżu Polskim to głównie piaskowce w różnym stopniu przeławicane mułowcami i iłowcami o różnym stopniu diagenety [22]. Miąższość i litologia tych skał wykazują pewne różnice w poszczególnych regionach basenu. Tym niemniej cechą wspólną dla całego basenu jest zarówno to, że pakiety mułowcowo-ilaste stanowią znaczącą część profilu pliensbachu i dolnego toarku, jak i to, że litofacja iłowców i łupków ilastych pojawia się we wszystkich ogniach stratygraficznych jury dolnej. Iły i iłowce są na przykład istotnym elementem profilu dolnego synemuru. W profilu dolnej jury, w różnych partiach basenu, miejscami występują również skały litofacji zlepieńcowej. Są one charakterystyczne na przykład dla północno-zachodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (żwiry snochowickie). W północnym obrzeżeniu tych gór, w zachodniej części Niżu Polskiego, a także miejscami między Kaliszem a Częstochową pojawia się również litofacja syderytowa. Zbiornik dolnej jury charakteryzował się obecnością kilku regionalnych depresji o rozciągłości zgodnej z przebiegiem całej bruzdy środkowopolskiej. W okolicy wyniesionej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego były to depresje kutnowska i bydgoska, a także rów Koszalin-Chojnice, natomiast nieco dalej na zachód – rowy Laska – Poznań i Kalisz - Kamieńsk (op. cit.). Największe, dochodzące do 1500 m paleomiąższości utworów jury dolnej, charakteryzowały depresję kutnowską.

Basen sedymentacyjny, w którym powstawały osady kredy dolnej zajmował mniejszy obszar Niżu Polskiego, niż ten związany z sedymentacją utworów jury dolnej i triasu dolnego. Południowo-wschodnia część Mazowsza i Lubelszczyzny to obszary pozbawione niższych ogniów kredy dolnej [23]. Na

bloku Radomia i wokół Lubaczowa znacząco zredukowane a nawet nieobecne są także osady górnego walanżynu - albu (formacje cieszanowska i mogileńska). Niższa część sekwencji dolnokredowej (górny walanżyn i hoteryw) południowo-wschodniej części Mazowsza i Lubelszczyzny to głównie skały margliste i marglisto-piaszczyste. Dobre własności zbiornikowe mają tam dopiero piaski i piaskowce formacji mogileńskiej (barrem – alb). Utwory tej formacji, zawierające niewielką liczbę wkładek ilastych, stanowią potencjalnie najlepszy horyzont zbiornikowy również na Kujawach i Pomorzu, gdzie duży udział ciał piaszczystych notuje się również w walanżynie. Podobnie jak w przypadku basenów dolnego triasu i dolnej jury, największe paleomiąższości kredy dolnej charakteryzowały bruzdę środkowopolską, a zwłaszcza jej segment kujawski [24].

3. Regiony geotermalne na Niżu Polskim

3.1. Cel i metodyka

Głównym celem regionalizacji geotermalnej wybranych zbiorników hydrogeotermalnych w mezozoiku Niżu Polskiego było uproszczenie już dostępnej informacji z tego zakresu (np. Górecki (red.), [1]) do formy łatwiej przyswajalnej, przez co i łatwiejszej do wykorzystania przez niespecjalistów, którzy mogą jednak mieć znaczący wpływ na decyzje związane z uruchamianiem lub nie w danym miejscu inwestycji geotermalnej. Wyniki takiej wstępnej oceny mogą także okazać się przydatne do podjęcia decyzji o przeprowadzeniu dalszych badań uszczegółwiających. Przetwarzanie i upraszczanie skomplikowanych obrazów parametrów fizyko-chemicznych skał i wód, istotnych dla ich własności użytkowych, do postaci zrozumiałej dla decydentów - niespecjalistów różnego szczebla jest jednym z głównych zadań narodowych służb geologicznych. To między innymi brak uporządkowania regionalnego i uproszczenia informacji o potencjale geotermalnym zbiorników z obszaru Niżu Polskiego podnosił poziom i tak dużego ryzyka, a nawet skazywał w nieodległej przeszłości środowiska i osoby zainteresowane instalacjami geotermalnymi w Polsce na nieudane inwestycje. Uporządkowana i uproszczona informacja państwowej służby geologicznej powinna ograniczyć wpływ lobbingu prowadzonego niekiedy w miejscach szczególnie niekorzystnych dla inwestycji geotermalnych. Sytuacja, w której niemal w każdym przypadku, również i na obszarach, gdzie nie ma istotnych ekonomicznie basenów geotermalnych, władze samorządowe nie posiadając informacji uproszczonej muszą zwracać się każdorazowo o analizę do wąskiego grona specjalistów, nie powinna być dalej utrzymywana.

Wydzielenie fizycznogeograficznych regionów geotermalnych, przeprowadzone tutaj w ujęciu funkcjonalnym, oparto na ewaluacji parametrów geotermalnych mezozoicznych zbiorników hydrogeotermalnych Niżu Polskiego, opracowanych przez Góreckiego (red.) [1]. Jedyłą ich modyfikacją było obniżenie o 30% prognozowanej wydajności z otworu, gdyż w cytowanym opracowaniu przyjęto zbyt dużą, przy dzisiejszych instalacjach niepraktykowaną, średnicę otworu eksploatacyjnego. Przeprowadzona tutaj walidacja regionów geotermalnych nie uwzględnia czynnika demograficznego i innych warunków panujących na powierzchni danego obszaru. Opisy uwarunkowań tektonicznych charakteryzujących piętro mezozoiczne w danym regionie wykonano głównie w oparciu o informację zawartą w opracowaniu Dadleza (red.) [18]. Część regionów, w których zaobserwowano istotne zróżnicowanie wielkości co najmniej jednego z dwóch kluczowych parametrów – temperatury lub/i mineralizacji – podzielono na subregiony. Zastosowane tutaj nazewnictwo jednostek regionalnych nawiązuje do nazw miejscowości (przy dużej rozciągłości zwykle położonych w skrajnych ich miejscach), rzek lub krain

geograficznych Polski. Symbolika literowa występująca obok nazw regionów i subregionów nie koresponduje z przedstawioną w końcu tego rozdziału ich walidacją. Może natomiast okazać się pomocną przy skrótowych zestawieniach tabelarycznych potencjału geotermalnego basenów mezozoicznych. Na kolejnym etapie zapewne należałoby ją uzupełnić skrótami nazw jednostek geologicznych zawierających dany basen geotermalny oraz symbolem związanym z formą wykorzystania wód termalnych.

W przedstawionej tutaj regionalizacji, podział basenów geotermalnych nawiązuje do ich wykorzystania w ciepłownictwie obejmującym odrębnie temperatury wód w stropie danego zbiornika powyżej 60°C (bezpośrednie wykorzystanie) i w przedziale 40 – 60°C (ciepłownictwo wspomagane pompami absorpcyjnymi). Nie analizowano tutaj obszarów z wodami o temperaturze niższej od 40°C, które ewentualnie mogą być wykorzystane w ciepłownictwie wspomaganym użyciem pomp sprężarkowych [25]. Należy także podkreślić, że ciepłownictwo oparte o wody termalne o temperaturze nawet wyższej od 60°C bywa wspomagane pompami absorpcyjnymi lub innymi źródłami ciepła. Regionalizację przeprowadzono tutaj także w odniesieniu do wód przydatnych dla celów rekreacji. Nie zajmowano się wykorzystaniem wód w balneologii, głównie ze względu na wciąż jeszcze szczupły zbiór wiarygodnych danych otworowych dotyczących tego aspektu. Innym problemem do rozwiązania, nie podjętym tutaj, może być próba uporządkowania regionalnego i wspólnej walidacji regionów zbiorników geotermalnych danego systemu stratygraficznego jednocześnie w obydwu obszarach analizowanego tutaj wykorzystania, czyli w ciepłownictwie i rekreacji.

Z regionalizacji wyłączone obszary analizowanych zbiorników, które nie spełniały podstawowych przyjętych tutaj kryteriów w zakresie dwóch zasadniczych parametrów – temperatury i mineralizacji. W miejscach, gdzie wartości tych dwóch parametrów były wystarczające, nie stwierdzono zbyt niskiej wartości trzeciego, istotnego parametru - prognozowanej wydajności z otworu, która eliminowałaby go zupełnie z analizowanych kierunków wykorzystania wód. Jak wspomniano, temperatura minimalna przyjęta dla wykorzystania ciepłowniczego wód termalnych to 40°C w stropie danego zbiornika, a maksymalna mineralizacja wód termalnych przeznaczonych do tego celu to 100 g/l. Taką wartość progową mineralizacji przyjęto mimo świadomości, że niektóre instalacje geotermalne na Niżu Polskim opierają się na wodach o wyraźnie wyższej mineralizacji. Przy dosyć skomplikowanej architekturze depozycyjnej skał, zwłaszcza dolnego triasu i dolnej jury, gdzie często skały o dobrych własnościach zbiornikowych są zastępowane obocznie skałami o znacznie gorszych parametrach, dalsze podnoszenie ryzyka braku miejsca w górotworze na zatłaczane zużyte wody termalne (zwiększanie ryzyka kolmatacji szczelin i porów solanką o dużym stężeniu) nie wydaje się jednak w dłuższej perspektywie czasu być uzasadnionym, prowadząc prędzej czy

później do konieczności wykonywania kolejnych otworów chłonnych. Można oczywiście szukać innych niż macierzyste horyzontów do zatłaczania, o jak najlepszych własnościach zbiornikowych, ale wtedy proces ten byłby raczej już składowaniem substancji obcej w tychże horyzontach, który wymagałby analizy jego skutków.

Minimalną temperaturę wód termalnych, przewidzianych do wykorzystania rekreacyjnego przyjęto tutaj na poziomie powyżej 20°C, czyli wartości minimalnej definiującej ten rodzaj wód. Ich maksymalna, przyjęta tutaj mineralizacja to 35 g/l. Wody o wyższej mineralizacji wymagałyby rozcieńczenia, co bardzo znacząco wpływałoby na ekonomikę przedsięwzięcia geotermalnego, które byłoby dedykowane rekreacji (zob. [26]).

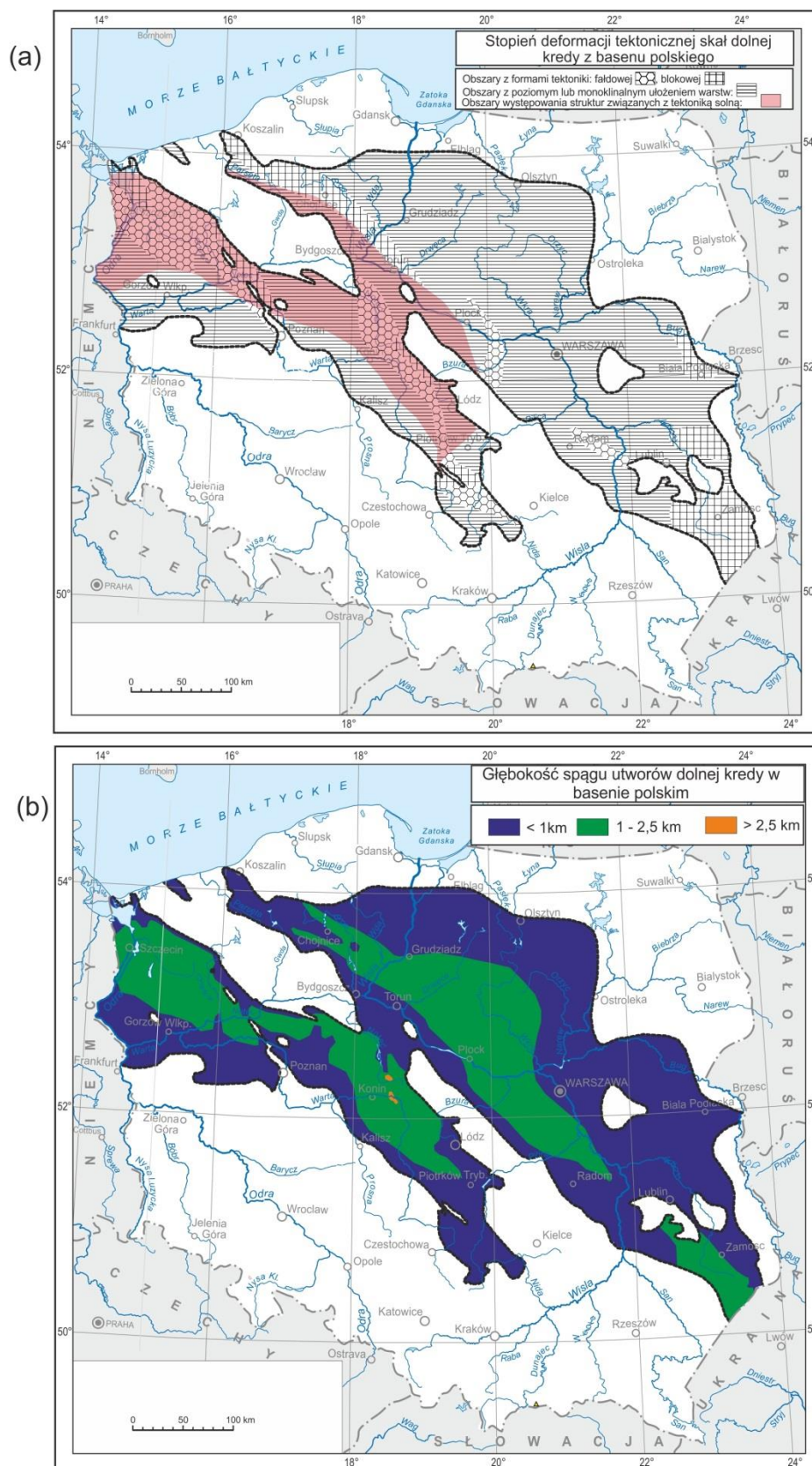
Błędy wyznaczania granic regionów i subregionów nawiązują w sposób oczywisty do błędów danych źródłowych, wynikających głównie z ograniczonej ilości punktów pomiarowych. Granice te są bardzo przybliżone w szczególności, gdy przyjęta wartość graniczna temperatury lub mineralizacji wód termalnych jest wynikiem interpolacji między odległymi punktami, różniącymi się znacznie wartościami tych parametrów. W przypadku bardzo wąskich regionów lub subregionów o dużej rozciągłości przestrzennej, przy niedostatku danych użytych do interpolacji ich ciągłość może okazać się nieprawdziwa; mogą zawierać enklawy nie spełniające warunków progowych. Stąd w miejscach tych przedstawiona tutaj regionalizacja powinna być traktowana jako zupełnie wstępna. Z pewnością napływ nowych danych zweryfikuje przybliżony zarys granic regionów i subregionów w tych niedostatecznie udokumentowanych obszarach.

3.2. Basen hydrogeotermalny dolnej kredy

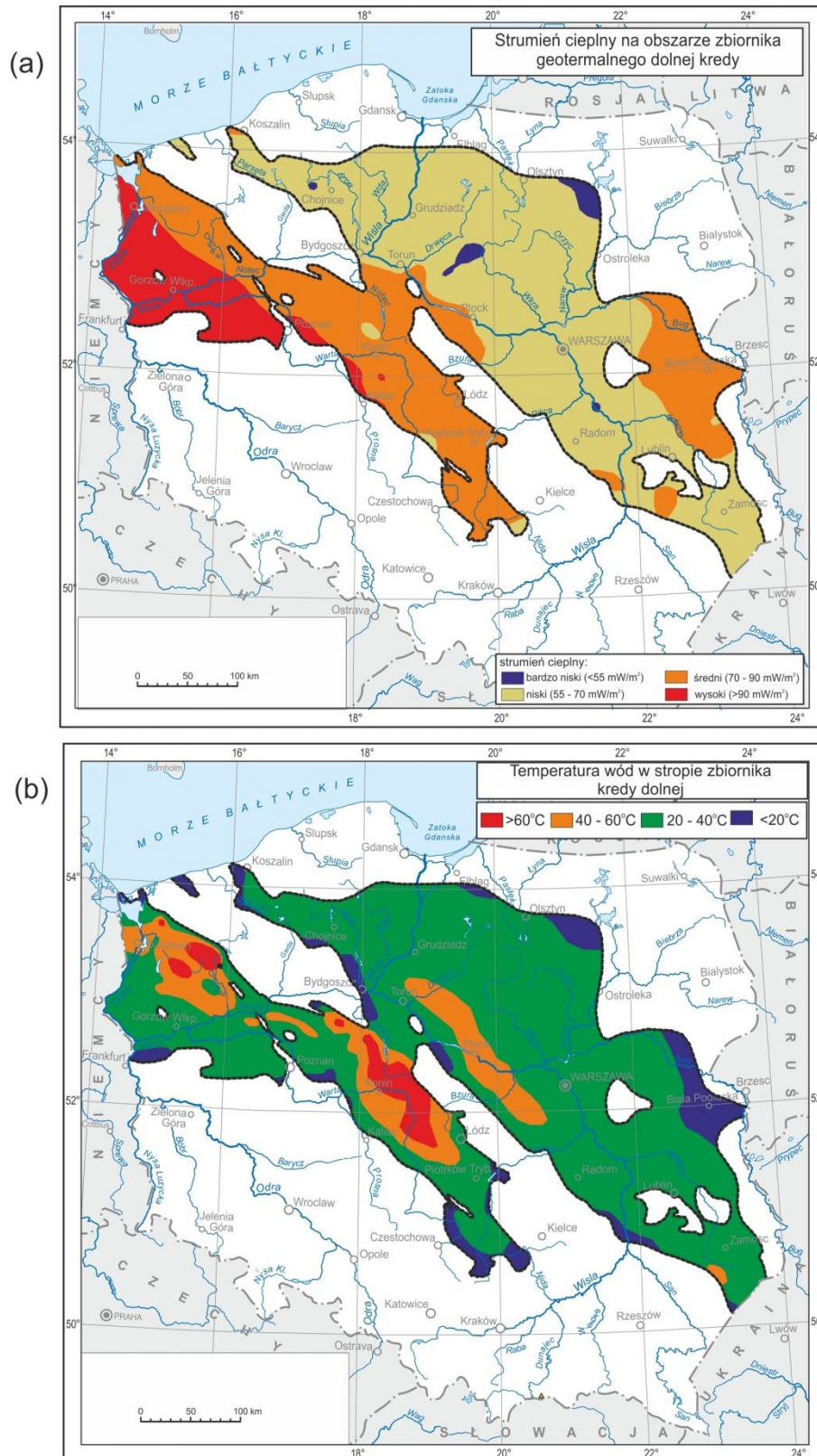
Skały tego basenu rozciągają się dwoma równoległymi pasami, z których jeden zajmuje skłon kratonu wschodnioeuropejskiego, a drugi małą część antyklinorium środkowopolskiego i synklinorium szczecińsko-miechowskie. Większy stopień zaangażowania tektonicznego tych skał spotkamy tylko w wybranych miejscach całego obszaru występowania skał dolnej kredy na Niżu Polskim (Rys. 6a), których spąg zanurza się na głębokość poniżej 2,5 km tylko w dwóch miejscach, położonych na wschód od Konina (Rys. 6b). Wysoki strumień cieplny charakteryzuje tylko zachodnią część obszaru, który zajmuje zbiornik hydrogeotermalny dolnej kredy (Rys. 7a). Pozostałą część basenu zajmującą synklinorium szczecińsko-miechowskie, a także podlaski kraniec pasa na skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego cechują średnie wartości strumienia cieplnego. Zdecydowanie największa część basenu hydrogeotermalnego dolnej kredy na skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego to obszar o niskim strumieniu cieplnym. Temperatury wód termalnych wyższe od 60°C cechują strop zbiornika dolnej kredy tylko w kilku miejscach – w pasie rozciągającym się od Sieradza do Żnina, w okolicach Stargardu, a także w okolicach Drawska

Pomorskiego (Rys. 7b). Otoczenie tych obszarów to temperatury wód termalnych stropu zbiornika dolnej kredy rzędu 40 – 60°C, które charakteryzują również wąski pas tego zbiornika rozciągający się od okolic Skierniewic przez Płock po okolice Brodnicy. Należy podkreślić, że w wielu miejscach brzeżnej części zbiornika temperatura wód nie przekracza 20°C; nie są one więc tam wodami geotermalnymi.

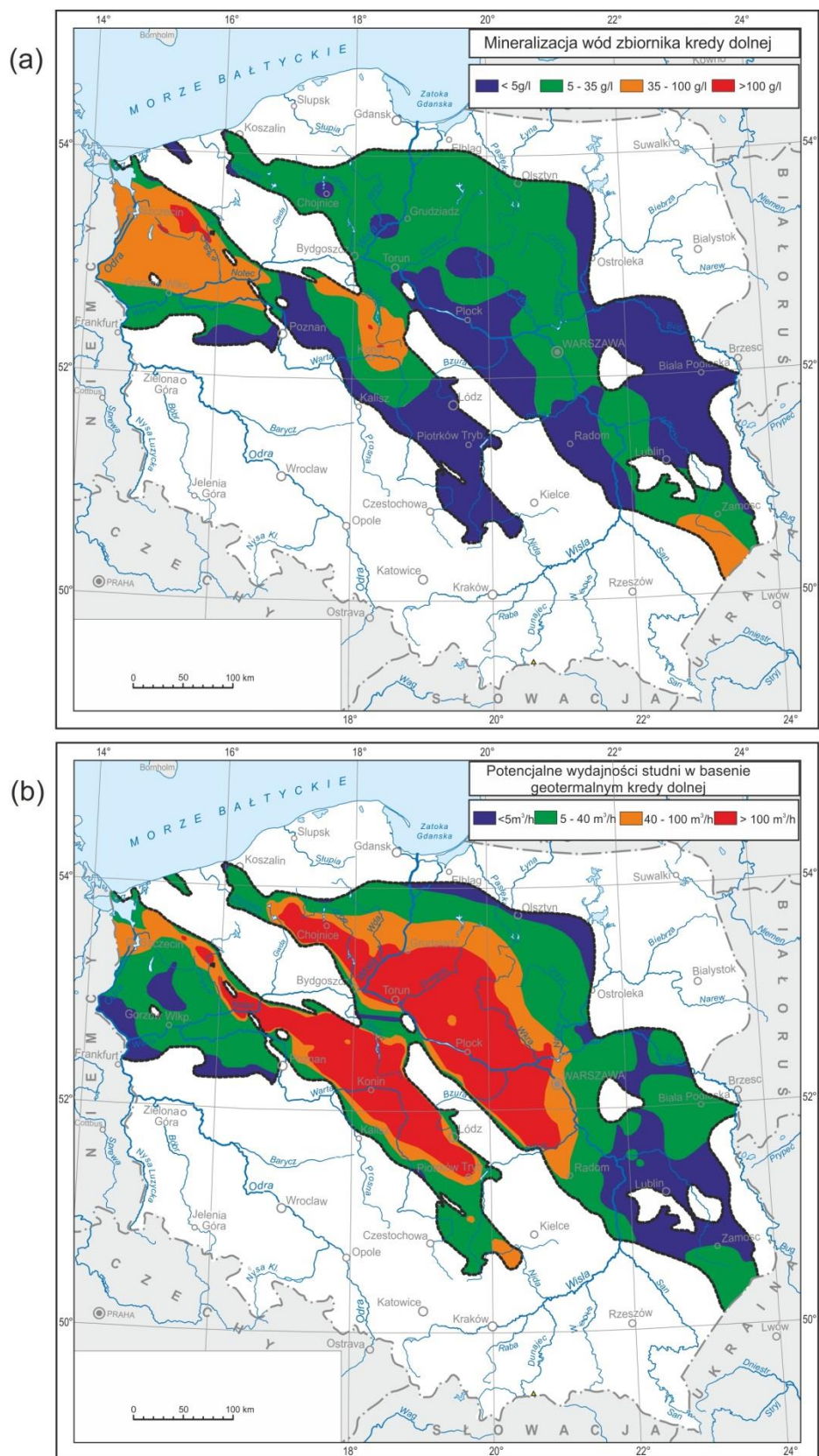
Obszary z wyższymi temperaturami wód termalnych na Pomorzu Zachodnim, jak również te w okolicy Konina i Żnina cechuje jednak wysoki stopień ich mineralizacji, która miejscami przekracza 100 g/l (Rys. 8a). Bardzo niską i niską mineralizacją cechują się między innymi wody termalne występujące w pasie zbiornika między Skierniewicami a Brodnicą. Prognozowane potencjalne wydajności studni w basenie hydrogeotermalnym dolnej kredy przyjmują wartości wysokie w pasie zbiornika rozciągającym się od Piotrkowa Trybunalskiego do Drawska Pomorskiego, a także na rozległym jego obszarze rozciągającym się od okolic Nowego Miasta nad Pilicą po okolice Chojnic (Rys. 8b). Należy jednak podkreślić, że brzeżne części zbiornika, dosyć rozległy jego obszar na Lubelszczyźnie, a także na północ od Gorzowa Wielkopolskiego to miejsca, gdzie wydajności te są bardzo niskie.



Rys. 6. (a) Uproszczony obraz zaangażowania tektonicznego skał dolnej kredy niżu polskiego (na podstawie Dadlez (red.) [18]). (b) Uproszczony obraz głębokości zalegania spągu skał dolnej kredy na Niżu Polskim (wg Górecki (red.) [1]).



Rys. 7. (a) Strumień ciepły na obszarze zbiornika hydrogeotermalnego kredy dolnej (wg Szewczyk i Gientka [2], uproszczone). (b) Temperatura wód w stropie zbiornika hydrogeotermalnego kredy dolnej (wg Górecki (red.) [1], uproszczone).



Rys. 8. (a) Mineralizacja wód zbiornika hydrogeotermalnego kredy dolnej (wg Górecki (red.) [1], uproszczone). (b) Potencjalne prognozowane wydajności studni w zbiorniku hydrogeotermalnym kredy dolnej (wg Górecki (red.) [1], zredukowane o 30% i uproszczone).

3.2.1. Regiony z potencjałem ciepłowniczym

Region brodnicko-mszczonowski (A)

Region ten rozciąga się od doliny dolnej Drwęcy, przez Płock do okolic Mszczonowa (Rys. 9), zajmując centralną część synklinorium koszalińsko-zamojskiego. Zaangażowanie tektoniczne skał permio-mezozoiku jest tutaj umiarkowane. W pasie od doliny Wisły do Lipna występuje szereg nałożonych antyklin o rozciągłości zgodnej z przebiegiem synklinorium, a na wschód od Sochaczewa dwa rowy tektoniczne w przybliżeniu o tej samej rozciągłości. Większe, lokalne zaangażowanie tektoniczne skał mezozoiku w rejonie Sochaczewa, które manifestuje się tutaj obecnością struktur fałdowych, uskoków i rowów tektonicznych, rzutuje na dużą zmienność na tym niewielkim obszarze głębokości zalegania utworów kredy dolnej. I tak miejscami w dolinie dolnej Bzury jej spąg może występować nawet na głębokości ok. 1700 m. Obecność uskoków o głębszych założeniach może skutkować też lokalnym wzrostem mineralizacji wód termalnych i w konsekwencji obniżeniem ich walorów użytkowych.

Region brodnicko-mszczonowski charakteryzują wody termalne o temperaturze od około 40°C do około 55°C i zasoleniu mniejszym od 5 g/l, poza jego północno-zachodnim krańcem, gdzie mineralizacja jest wyższa, ale nie przekraczająca 35 g/l. Prognozowana wydajność studni wynosi tutaj od kilkudziesięciu do ponad 100 m³/h. Zachodnie krańce regionu charakteryzują się średnią wartością strumienia cieplnego (nieco powyżej 70 mW/m²), zaś pozostałą jego część charakteryzuje cechuje strumień niski, w rejonie Brodnicy nawet bardzo niski tj. poniżej 55 mW/m². Poza doliną dolnej Bzury i obszarem występowania poduszek solnych, gdzie skały dolnej kredy miejscami uległy zafałdowaniu i zuskokowaniu, region charakteryzuje generalnie połogie, niezaburzone ułożenie warstw dolnej kredy. Warstwy wodonośne w basenie geotermalnym dolnej kredy regionu brodnicko-mszczonowskiego stanowią głównie piaskowce baremu, aptu i albu ujęte w ogniwa pagórczańskie, goplańskie i kruszwickie. Spąg utworów dolnej kredy znajduje się na głębokościach od około 1100 do około 1700 m. Ich miąższość waha się od około 100 m do około 300 m. Sumaryczna miąższość warstw wodonośnych to 50 – 200 m.

w kierunku NW-SE form fałdowych. Liczne są też uskoki, w tym te związane z rozwojem wysadów i poduszek solnych. Omawiany region leży na pograniczu synklinorium szczecińsko-miechowskiego i antyklinalorium środkowopolskiego. Spąg utworów dolnej kredy znajduje się tutaj w zależności od lokalizacji na głębokości od kilometra do 2500 m. Tylko w dwóch izolowanych miejscach głębokość ta jest nieznacznie większa. Miąższość skał dolnej kredy waha się w regionie żnińsko-pabianickim od 100 do 200 m, lokalnie dochodząc nawet do 500 m, a na wschodnich krańcach regionu spadając do wartości poniżej 100 m. Łączna miąższość ulokowanych tam poziomów wodonośnych to około 100 m. Lokalnie wzrasta ona w kilku miejscach do 250 m, a w obrębie wspomnianego wschodniego krańca regionu spada do kilkudziesięciu metrów. Skały tego wieku to w omawianym regionie piaskowce z wkładkami mułowców formacji włocławskiej (ogniwa: pagórzeńskie, goplańskie i kruszwickie) i mogileńskiej (ogniwa: gniewkowskie, żychlińskie i wierzchosławickie). Pierwsza formacja ujmuje osady baremu – albu, natomiast druga – walanżynu i hoterywu.

Subregion goplańsko-uniejowski (B1)

Subregion ten charakteryzują temperatury wód basenu hydrogeotermalnego dolnej kredy przekraczające 60°C. Obszar ten, poza temperaturami wód termalnych wyższymi od 60°C, charakteryzuje się niską (południowa część) i średnią mineralizacją wód termalnych, która nie powinna przekroczyć 35 g/l. Należy jednak podkreślić, że ze względu na lokalne zaangażowanie tektoniczne skał mezozoiku, w tym związane z tektoniką solną, istnieje ryzyko, że w niektórych jego miejscach mogą występować wody o wyższej mineralizacji. Głębokość spągu utworów kredy wynosi tutaj od 2 do 2,5 km.

Subregion licheński (B2)

Subregion ten różni się od poprzedniego wyłącznie stopniem zasolenia wód termalnych, które będzie tam wyższe od 35 g/l, a miejscami może przekraczać nawet 100 g/l.

Subregion gnieźnieńsko-pabianicki (B3)

Subregion ten kontaktuje od zachodu, południa i wschodu z subregionem goplańsko-uniejowskim. Temperatury wód termalnych basenu dolnokredowego wynoszą tutaj od 40 do 60°C. Ich mineralizacja jest zróżnicowana – niskie wartości (< 5g/l) występują w południowej części subregionu, średnie (5-35 g/l) w jego centrum, natomiast wysokie, przekraczające 35 g/l prognozowane są na północy, w pobliżu Gniezna. Spąg utworów dolnej kredy znajduje się tutaj generalnie na głębokości około 1 km. Cechą charakterystyczną środkowej i południowej części tego obszaru jest umiarkowana mineralizacja wód termalnych, która na jego południowych krańcach nie powinna przekraczać 5 g/l, zaś w pozostałej części waha się w przedziale 5 – 35 g/l. Fragment

północny subregionu, rozciągający się od Konina do Żnina, a potem otaczający od wschodu subregion goplańsko-uniejowski, aż po okolice Piotrkowa Kujawskiego, charakteryzuje się mineralizacją wód termalnych basenu dolnokredowego, która przekracza 35 g/l. Temperatura wód termalnych zawierająca się generalnie, jak w całym subregionie, w przedziale 40 – 60°C, w okolicy Żnina można lokalnie przekraczać 60°C.

Region czarnkowsko-wągrowiecki (C)

Ten wąski pas basenu hydrogeotermalnego kredy dolnej, w obrębie synklinorium szczecińsko-miechowskiego, zawiera wody termalne o temperaturze 40 – 50°C. Prognozowana wydajność to od kilkudziesięciu do około 100 m³/h. Strop utworów dolnej kredy znajduje się tutaj na głębokości od 1 do 1,5 km. Region czarnkowsko-wągrowiecki znajduje się, podobnie jak region znińsko-pabianicki, na obszarze o umiarkowanej wartości strumienia ciepłego. Jego zachodnia i centralna część to miejsce intensywnej tektoniki solnej z rozdzielającym je diapirem solnym. W jej wyniku skały dolnej kredy mogą być lokalnie częściowo lub w całości zerodowane. Mineralizacja wód termalnych jest tutaj wysoka, generalnie przekraczająca wartość 35 g/l. Pozostała część regionu charakteryzuje się niską i umiarkowaną mineralizacją wód termalnych zbiornika dolnej kredy. Mineralizacja ta w jego najbardziej wschodniej części nie przekracza 5 g/l. Miąższość skał dolnej kredy wynosi w omawianym regionie około 100 m. Łączna miąższość ułożonych tam poziomów wodonośnych wynosi od kilkudziesięciu do około 100 m. Skały tego wieku to w wyróżnionym regionie piaskowce albu.

Region szczecińsko-strzelecki (D)

Wody termalne zbiornika dolnokredowego tego regionu charakteryzują temperatury zawarte generalnie w przedziale 40 – 60°C. Tylko w jego centralnej części, ujętej poniżej jako subregion stargardzko-chociwelski, temperatury te przekraczają 60°C. Mineralizacja tych wód jest wysoka, a miejscami nawet bardzo wysoka, przekraczając wartość 100 g/l. Potencjalne wydajności studni w północnej części wyróżnionego regionu to kilkadziesiąt m³/h. W jego południowej części wydajności spadają do kilku lub kilkunastu m³/h. Cały region to obszar związany ze zjawiskami tektoniki solnej z licznymi poduszkami solnymi i diapirami penetrującymi skały triasu lub jury. Stąd w wielu miejscach skały mezozoiczne uległy tutaj zafałdowaniu. Południowo-zachodnie krańce regionu szczecińsko-strzeleckiego charakteryzuje wysoki strumień ciepły (>90 mW/m²), natomiast pozostała jego część to obszar o średnich wartościach strumienia ciepłego (70 – 90 mW/m²). Skały dolnej kredy, których spąg można nawiercić na głębokości od około 900 m do około 1800 m, to piaskowce albu, reprezentujące fragment formacji mogileńskiej. Ich miąższość wynosi do 50 m, a łączna miąższość poziomów wodonośnych tego systemu nie przekracza 25 m.

Subregion stargardzko-chociwelski (D1)

Wyróżniony niewielki fragment regionu szczecińsko-strzeleckiego cechuje temperatura wód termalnych zbiornika kredy dolnej przekraczająca 60°C. Niestety mineralizacja tych wód jest również wysoka, gdyż przekracza 100 g/l.

Subregion nowogardzko-drawieński (D2)

To pozostała część regionu szczecińsko-strzeleckiego, gdzie temperatura wód termalnych wynosi 40 – 60°C a ich zasolenie jest niższe od 100 g/l, w brzeźnych fragmentach subregionu spadając do około 50 g/l.

Region józefowski (E)

Ten bardzo niewielki, znajdujący się w południowo-wschodniej Polsce obszar charakteryzuje się wodami termalnymi o temperaturach 40 - 50°C, zasoleniu 35-100 g/l i wydajności od kilku do kilkunastu m³/h. Spąg kredy dolnej znajduje się tam na głębokości około 1100 m. Miąższość skał tego systemu wynosi tam około 20 m, natomiast miąższość warstw wodonośnych osiąga tylko kilkanaście metrów. Warstwy te to piaski i piaskowce glaukonitowe albu. Strumień ciepły w regionie józefowskim jest niski (około 60 mW/m²). Dominuje tutaj tektonika blokowa, będąca skutkiem aktywności uskoków o rozciągłości SW-NE i uskoków do nich prostopadłych. Jej efektem jest pewna zmienność głębokości zalegania skał kredy dolnej, dochodząca na tym obszarze do 200 m.

3.2.2. Regiony z potencjałem w zakresie rekreacji

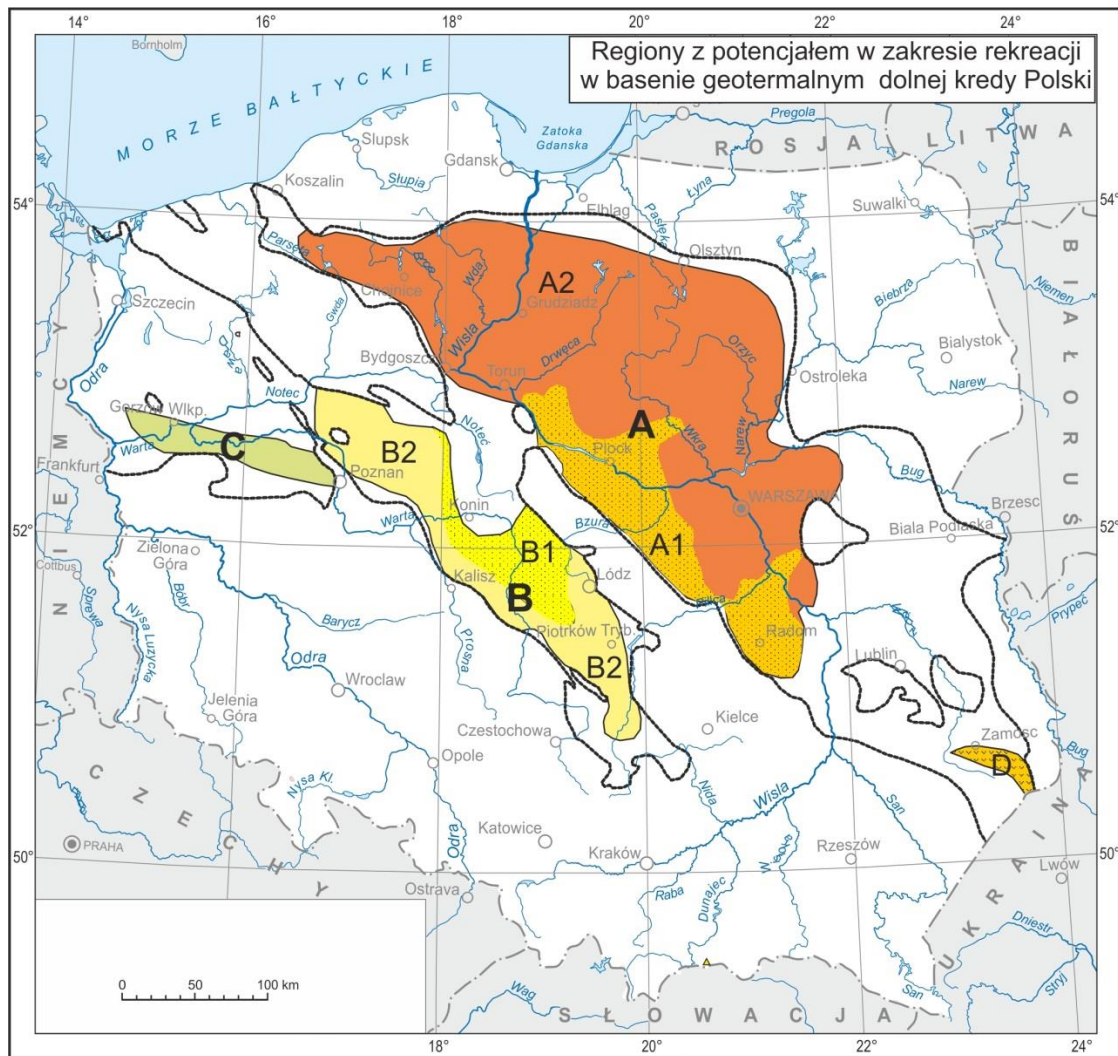
Region nadwiślański (A)

Region ten generalnie obejmuje część zlewni dolnej i środkowej Wisły, rozciągając się od Pomorza i Warmii, przez Kujawy do południowych krańców Mazowsza, obejmując znaczną część monokliny mazursko-podlaskiej, a także środkowy segment synklinorium koszalińsko-zamojskiego (Rys. 10). Południowo-zachodnia krawędź regionu nadwiślańskiego od okolic Koszalina do doliny Pilicy to obszar znacząco zaangażowany tektonicznie, w obrębie którego występują również formy tektoniki solnej. Mineralizacja wód termalnych w regionie nadwiślańskim miejscami spada poniżej 5 g/l. Temperatura tych wód wynosi od 20 do około 50°C. Najwyższe jej wartości zanotowano w pasie rozciągającym się od Mszczonowa, przez Płock do doliny dolnej Drwęcy. Najniższe występują w pasie brzeźnym regionu od strony północnej i wschodniej. Wyróżniony region charakteryzuje niski strumień ciepły niewielki stopień zaangażowania tektonicznego formacji mezozoicznych poza wspomnianym pasem w jego południowo-zachodniej części. Spodziewane wydajności studni powinny wynosić od kilkunastu na peryferiach regionu do nawet 100 m³/h w centralnej i zachodniej jego części. Miąższość utworów kredy dolnej zmienia się od 25 m w północnej i wschodniej części regionu do nawet 300 m w okolicach Łowicza i Torunia. Miąższość warstwy wodonośnej wynosi od 20 do ponad 200 m

w rejonie Torunia, Płocka i Łowicza. Warstwę tę tworzą głównie piaski i piaskowce albu (ogniwo kruszwickie), w mniejszej części barremu (ogniwo pagórczańskie) i walanżynu (formacja bodzanowska).

Subregion płocko – radomski (A1)

Jest to subregion w części północnej bogaty w zjawiska tektoniczne. Na obszarze między Kutnem, Płockiem i Lipnem występują rozległe poduszki solne, a na północny-wschód od tego obszaru liczne nałożone antykliny. W obrębie dwóch z nich, na północ od Płocka rozwinęły się dwa małe diapiry solne, które nie przebiły jednak skał dolnej jury. Subregion ten wyróżnia się wodami o bardzo niskiej, nie przekraczającej 5 g/l mineralizacji i dużą prognozowaną wydajnością ich ujęć. Temperatura wód w jego przeważającej części wynosi 40 – 50°C. To wszystko sprawia, że subregion ten jest jednym z najlepszych na Niżu Polskim w zakresie możliwości zagospodarowania wód termalnych do celów rekreacyjnych. Przy doborze miejsc do wykonania instalacji należy jednak wykluczać miejsca o większym zaangażowaniu tektonicznym, gdzie może dochodzić do lokalnego wzrostu zasolenia wód. Spąg warstw kredy dolnej w wyróżnionym subregionie, w zależności od miejsca, znajduje się na głębokości od około 1200 m do około 1700 m.



Rys. 10. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku kredy dolnej na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów rekreacji (Nazwy geograficzne regionów i subregionów, zaznaczonych tutaj literami lub literami i cyframi, przedstawiono w tekście. Kolory zastosowane dla poszczególnych regionów i subregionów służą wyłącznie uczytelnieniu ich wydzielenia).

Subregion chojnicko – warszawski (A2)

Jest to rozległy obszar monokliny mazursko-podlaskiej i synklinorium koszalińsko-zamojskiego, gdzie mineralizacja wód termalnych przekracza 5 g/l i może w centralnej części subregionu dochodzić do wartości 30 g/l. W pasie brzeżnym od strony północnej i wschodniej subregionu występują wody, których temperatura tylko niewiele przekracza 20°C, a prognozowana wydajność studni będzie wynosić od kilku do kilkunastu m³/h. Spąg warstw kredy dolnej w zależności od miejsca znajduje się tutaj na głębokości od około 800 m do około 1400 m.

Region gnieźnieńsko-piotrkowski (B)

Region ten charakteryzują średnie, a na jego zachodnich krańcach wysokie wartości strumienia ciepłego. Znaczna jego część jest położona na obszarze, gdzie występują z różnym nasileniem formy tektoniki solnej. W północno-wschodniej części regionu, a także na obszarze położonym na północ od Poznania, gdzie występują poduszki solne, aktywność tektoniczna doprowadziła do powstania szeregu form tektoniki fałdowej i blokowej. Temperatury w wyróżnionym regionie wynoszą od dwudziestu kilku stopni w zachodniej i południowej jego części do ponad 60°C w części centralnej. Zasolenie wód termalnych wynosi do 35 g/l, z tendencją malejącą w kierunku południowym i zachodnim. Prognozowana wydajność studni powinna być na przeważającym obszarze wysoka a nawet bardzo wysoka, przekraczająca 100 m³/h. Niższych wydajności można się spodziewać tylko na południowych i zachodnich krańcach wyróżnionego regionu. Miąższość skał dolnej kredy waha się od około 50 do około 250 m, a ich spąg występuje na głębokości od około 300 m (południowe i zachodnie krańce regionu) do około 2100 m na obszarze położonym na północny-zachód od Łodzi. Podobnie zmienna co do wartości i rozkładu przestrzennego jest miąższość utworów wodonośnych, która waha się od około 20 do około 200 m. Skały tego wieku to w omawianym regionie piaskowce z wkładkami mułowców formacji włocławskiej (ogniwa: pagórzeńskie, goplańskie i kruszwickie) i mogileńskiej (ogniwa: gniewkowskie, żychlińskie i wierzchosławickie). Pierwsza formacja ujmuje osady baremu – albu, natomiast druga – walanżynu i hoterywu.

Subregion uniejowski (B1)

Wschodnia część wyróżnionego subregionu to obszar występowania zjawisk tektoniki solnej. Dwie poduszki solne, które podciągają skały mezozoiczne, znajdują się w rejonie Turka i Poddębic. Subregion ten, rozciągający się na zachód i północny-zachód od Łodzi, charakteryzuje wysoka temperatura wód termalnych, wynosząca 50 – 70°C i umiarkowana ich mineralizacja - od kilku do 35 g/l. Wydajności studni w wielu miejscach powinny tutaj przekraczać 100 m³/h. Jak już wspomniano, wschodnia część wyróżnionego subregionu to obszar zaangażowany tektonicznie, w tym zwłaszcza w procesy związane z tektoniką solną. Uwzględnienie rozkładu przestrzennego struktur solnych i nieciągłości tektonicznych przy wyborze miejsca ujęcia wód termalnych może mieć tutaj kluczowe znaczenie dla powodzenia inwestycji. Spąg utworów kredy znajduje się w opisywanym subregionie na głębokości od około 1100 m do około 2100 m.

Subregion czarnkowsko – radomszczański (B2)

Subregion ten otacza z południa i zachodu subregion B1, obejmując enklawy: północną i południową regionu gnieźnieńsko-piotrkowskiego oraz wąski pas łączący je i przebiegający wzdłuż południowo-zachodniej granicy

regionu gnieźnieńsko-radomszczańskie. Temperatura wód termalnych w basenie dolnej kredy wynosi tutaj od około 22°C do około 40°C, zaś ich mineralizacja dochodzi do 30 g/l, przy czym najwyższe jej wartości występują w pobliżu kontaktu z subregionem B1. Prognozuje się wydajność studni od kilku do kilkudziesięciu m³/h. Spąg utworów kredy znajduje się tutaj na głębokości od około 300 m do około 1100 m.

Region gorzowsko-poznański (C)

Region ten zajmuje południowo-zachodnie krańce synklinorium szczecińsko-miechowskiego. Cechuje go spokojna budowa tektoniczna permsko-mezozoicznego pietra strukturalnego. Region ten charakteryzują wody termalne o zasoleniu od kilku do 35 g/l i temperaturze od dwudziestu kilku do około 30°C. Niestety również spodziewana wydajność studni nie będzie tutaj wysoka, co najwyżej dochodząc do kilkunastu m³/h, zwykle osiągając jednak pojedyncze m³/h. Cechy te wynikają z płytkiego zalegania i małej miąższości poziomu wodonośnego. Spąg utworów kredy leży tutaj na głębokości około 500 m, a ich miąższość wynosi tylko około 20 m. Miąższość warstwy wodonośnej nie przekracza kilkunastu metrów. Warstwę tę tworzą piaski i piaszkowce albu (ogniwo kruszwickie).

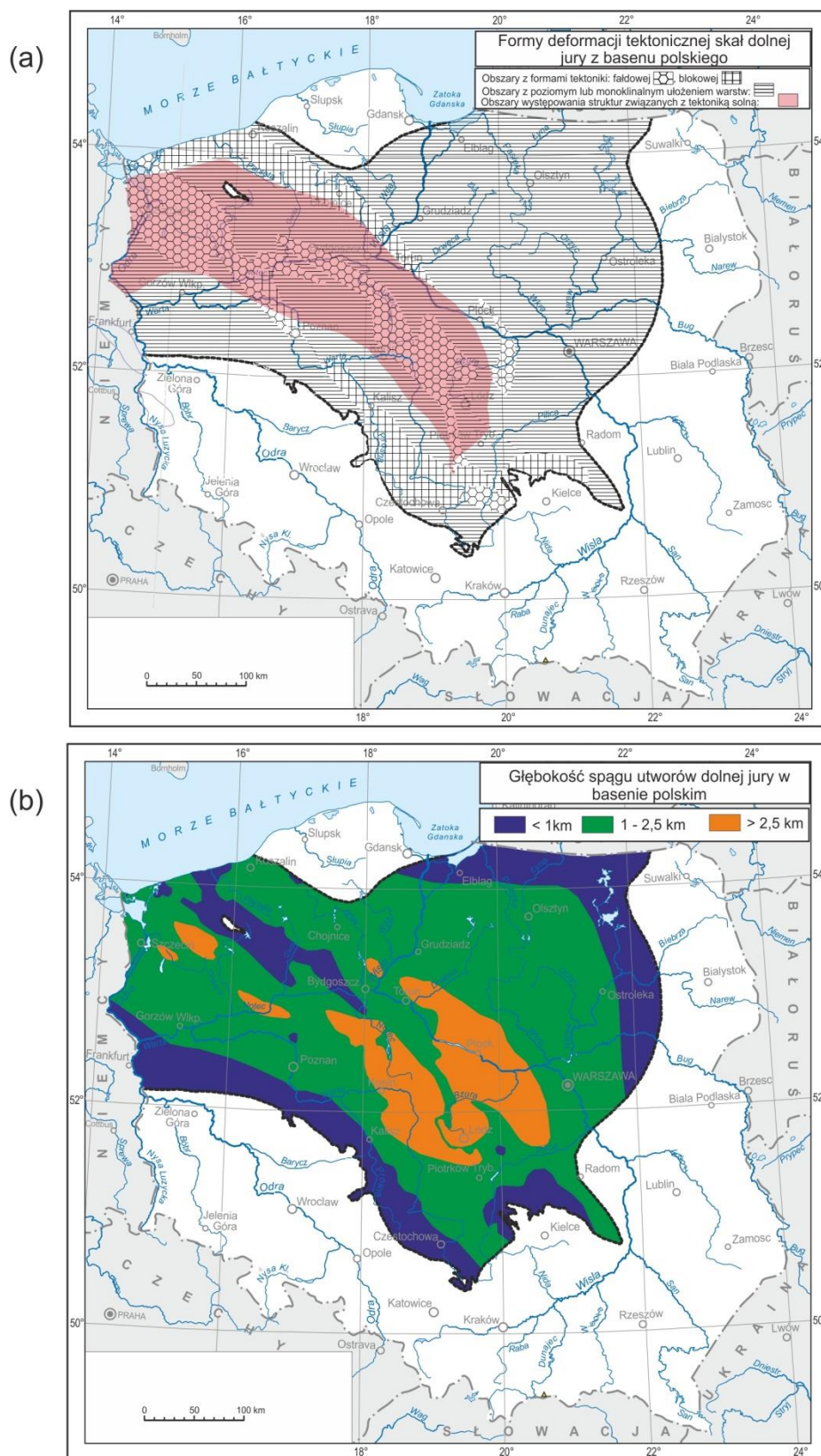
Region zamojski (D)

Ten najmniejszy region rozciąga się wąskim pasem na południe od Zamościa. Jest to południowo-wschodni kraniec synklinorium koszalińsko-zamojskiego, o spokojnej budowie tektonicznej. Mineralizacja wód zbiornika dolnej kredy wynosi tutaj od około 20 do około 30 g/l, a ich temperatura około 25 - 30°C. Prognozowane potencjalne wydajności studni to kilka do maksymalnie kilkunastu m³/h. Spąg utworów kredy dolnej znajduje się tutaj na głębokości 500 – 700 m, a ich miąższość nie przekracza 20 m. Miąższość samej warstwy wodonośnej to kilka metrów. Tworzą ją piaski glaukonitowo-kwarcowe albu, które w niektórych miejscach regionu niestety mogły się nie zachować. Stąd wyróżniony region należy traktować jako region o dosyć dużym ryzyku poszukiwań wód termalnych.

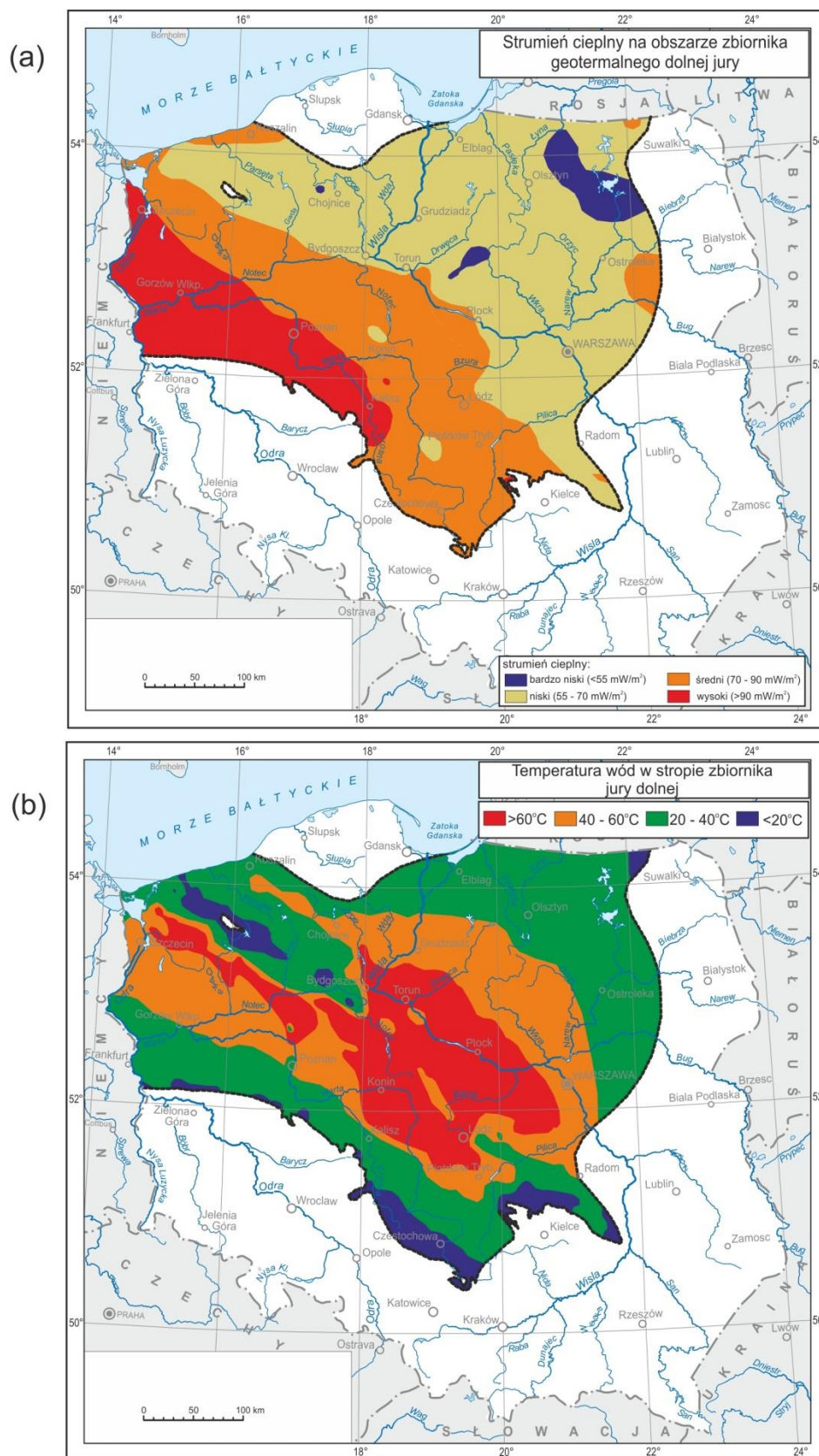
3.3. Basen hydrogeotermalny dolnej jury

Skąły zbiornikowe dolnej jury zajmują rozległy obszar Polski z wyłączeniem jej południowych i wschodnich rejonów a także obszaru położonego między Gdańskiem i Koszalinem, gdzie skały tego wieku nie występują. Znaczące zaburzenia tektoniczne utworów dolnej jury można spotkać w południowej i centralnej części basenu (Rys. 11a), zwłaszcza w miejscach migracji soli cechsztyńskich. Spąg utworów dolnej jury znajduje się na głębokości większej od 2500 m w centralnych częściach synklinoriów koszalińsko-zamojskiego i szczecińsko-miechowskiego, a także w czterech mniejszych enklawach basenu, położonych na północny zachód od tych miejsc (Rys. 11b).

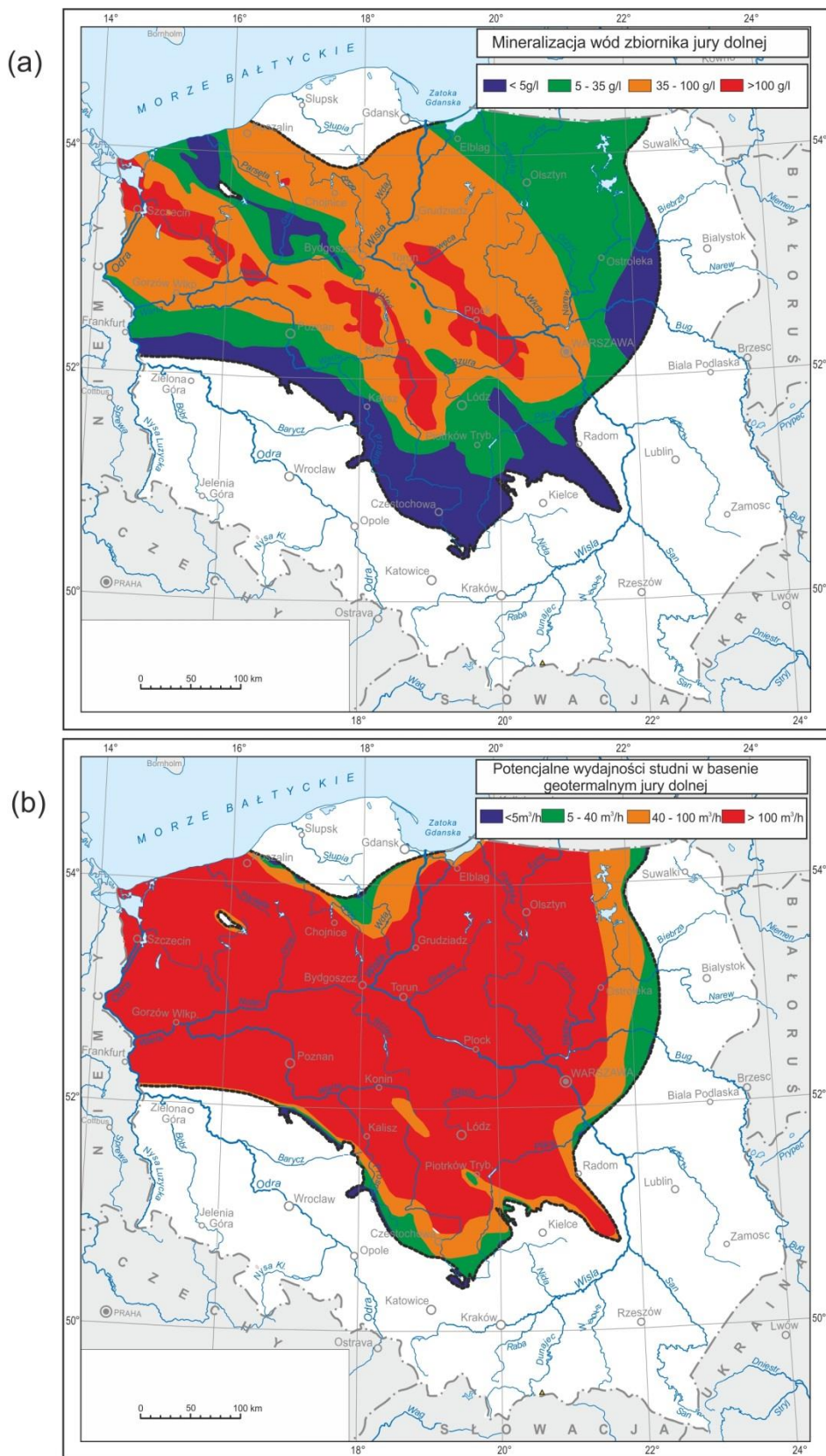
Na większości północno-zachodniego segmentu antyklinorium środkowopolskiego w rezultacie erozji po inwersji tektonicznej bruzdy środkowopolskiej miąższość utworów dolnej jury jest zredukowana. Południowo-zachodni fragment zbiornika geotermalnego dolnej jury leży na obszarze o średnich i wysokich wartościach strumienia ciepłego (Rys. 12a). Bardzo niskie jego wartości charakteryzują niewielki obszar w okolicach Lidzbarka Welskiego oraz północno-wschodnie krańce tego zbiornika. Obszary zbiornika hydrogeotermalnego dolnej jury z temperaturą wód wyższą od 60°C (Rys. 12b) nawiązują oczywiście do głębokości zalegania skał tego wieku. We wspomnianym północno-zachodnim segmencie antyklinorium środkowopolskiego, tam gdzie skały dolnej jury zalegają płytko, wody zbiornika tego wieku nie mają już charakteru geotermalnego, tak jak w wąskich brzeżnych jego pasach w okolicy Częstochowy, Kielc i Gołdapi. Obszary zbiornika jury dolnej w centralnej i północno-zachodniej części synklinorium szczecińsko-miechowskiego i centralnej części synklinorium koszalińsko-zamojskiego, gdzie temperatury wód termalnych w jego stropie przekraczają 60°C, to niestety równocześnie obszary o wysokiej i bardzo wysokiej mineralizacji wód (Rys. 13a). Tylko w kilku niewielkich enklawach zbiornika hydrogeotermalnego w jego rejonach z temperaturami wyższymi od 40°C można spodziewać się mineralizacji niższej od 35 g/l. Mineralizacja niższa od 5 g/l charakteryzuje wody termalne z peryferycznych części zbiornika dolnej jury, a także ze wspomnianego już jego rejonu położonego w obrębie północno-zachodniego segmentu antyklinorium środkowopolskiego. Niewątpliwie wyróżniającą cechą zbiornika dolnojurajskiego jest wysoka prognozowana wydajność wód (Rys. 13b). Średniej i niskiej wydajności można się spodziewać wyłącznie w wąskich fragmentach części brzeżnej tego zbiornika.



Rys. 11. (a) Uproszczony obraz zaangażowania tektonicznego skał dolnej jury Niżu Polskiego (na podstawie Dadlez (red.), [18]) (b) Uproszczony obraz głębokości zalegania spągu skał dolnej jury na Niżu Polskim (wg Górecki (red.) [1]).



Rys. 12. (a) Strumień ciepły na obszarze zbiornika hydrogeotermalnego jury dolnej (wg Szewczyk i Gientka [2], uproszczone). (b) Temperatura wód w stropie zbiornika hydrogeotermalnego jury dolnej (wg Górecki (red.) [1], uproszczone).



Rys. 13. (a) Mineralizacja wód zbiornika hydrogeotermalnego jury dolnej (wg Górecki (red.) [1], uproszczone). (b) Potencjalne prognozowane wydajności studni w zbiorniku hydrogeotermalnym jury dolnej (wg Górecki (red.) [1], zredukowane o 30% i uproszczone).

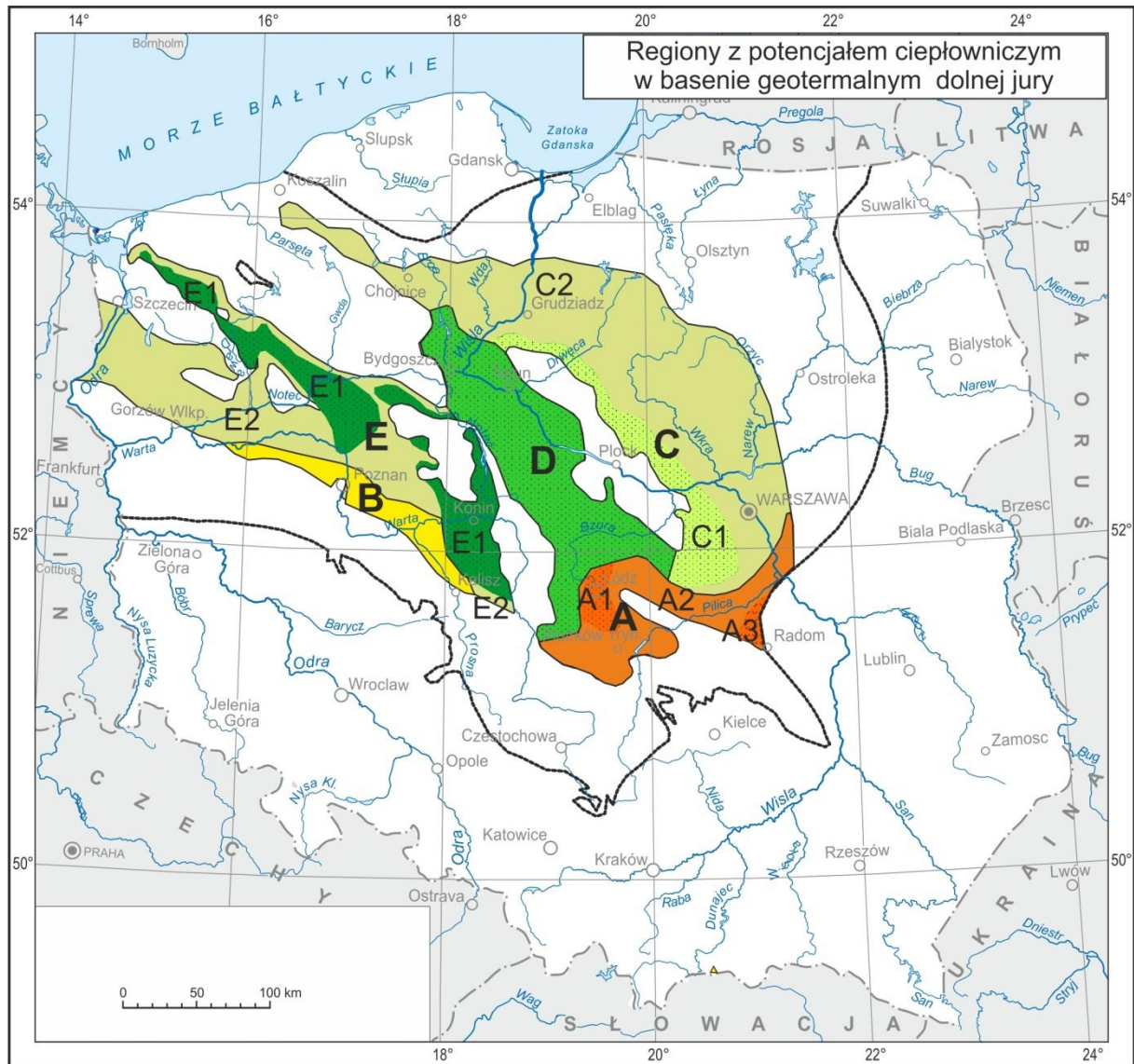
3.3.1. Regiony z potencjałem ciepłowniczym

Region piotrkowsko-radomski (A)

Region ten znajduje się w południowo-wschodniej części basenu hydrogeotermalnego dolnej jury, który leży tutaj zarówno w obrębie antyklinorium środkowopolskiego, jak i synklinorium koszalińsko-zamojskiego (Rys. 14). Jego zachodnia część, do okolic Rawy Mazowieckiej, to obszar intensywnej tektoniki solnej, której pochodnymi są rozległe formy antyklinalne, częściowo stowarzyszone z miejscami występowania czterech poduszek solnych o rozciągłości SE-NW. Zaangażowanie tektoniczne skał regionu na wschód od Rawy Mazowieckiej jest niewielkie. Stwierdzono tylko kilka uskoków zbieżnych z osią antyklinorium i prostopadłych do niej. Strumień ciepły w regionie charakteryzują wartości niskie (wschodnia część) i średnie, nie przekraczające 80 mW/m² (zachodnia część regionu). Mineralizacja wód termalnych w wyróżnionym regionie nie przekracza 35 g/l, a ich temperatura zmienia się w zależności od lokalizacji w szerokim zakresie od 40 do 70°C. Potencjalne wydajności studni powinny tutaj być bardzo wysokie, przekraczające w wielu miejscach 100 m³/h. Wyjątkiem jest rejon Bełchatowa, gdzie należy spodziewać się znacznie niższych wartości wydajności. Spąg utworów dolnej jury w regionie piotrkowsko-radomskim możemy nawiercić w szerokim przedziale głębokości tj. od około 1000 m do około 2700 m. Skałami wodonośnymi są głównie piaskowce hetangu, pliensbachu i toarku ujęte w formacje: przysuską, drzewicką, ciechocińską i borucicką. Miąższość skał dolnej jury wynosi w regionie od 50 do 1000 m, a sumaryczna miąższość warstw wodonośnych waha się tutaj również w szerokim przedziale od 30 do blisko 600 m.

Subregion łódzki (A1)

Subregion ten wyróżnia się na tle pozostałych subregionów regionu piotrkowsko-radomskiego temperaturą wód termalnych przekraczającą 60°C. Ich mineralizacja wynosi tutaj od 25 do 35 g/l, a prognozowana wydajność przekracza 100 m³/h. Głębokość spągu skał dolnej jury wynosi w subregionie łódzkim około 2500 – 2700 m. Ich miąższość waha się tutaj od około 300 do około 500 m, a miąższość sumaryczna horyzontów wodonośnych - od około 200 do około 350 m.



Rys. 14. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku jury dolnej na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów ciepłownictwa (Nazwy geograficzne regionów i subregionów, zaznaczonych tutaj literami lub literami i cyframi, przedstawiono w tekście. Kolory zastosowane dla poszczególnych regionów i subregionów służą wyłącznie uczytelnieniu ich wydzielenia).

Subregion piotrkowsko-garwoliński (A2)

Subregion ten zajmuje większą część wyróżnionego regionu piotrkowsko-radomskiego. Temperatury wód termalnych zbiornika dolnej jury wynoszą tutaj od 40 do 60°C, a ich mineralizacja od kilku do 35 g/l. Poza rejonem Bełchatowa potencjalne wydajności studni powinny być tutaj wysokie, przekraczające 100 m³/h. Skąły dolnej jury występują w tym subregionie do głębokości od około 1200 do około 2200 m. Ich miąższość waha się od 50 do 600 m, a miąższość sumaryczna horyzontów wodonośnych od 30 do 400 m.

Subregion jedliński (A3)

Ten niewielki subregion, rozciągający się na północ od Radomia, wyróżnia się wyjątkową niską, nie przekraczającą 5 g/l mineralizacją wód termalnych. Ich temperatura powinna tutaj wynosić około 45°C, a potencjalna wydajność studni około 20-50 m³/h. Spąg utworów jury znajduje się w wyróżnionym subregionie na głębokości 1200 – 1500 m. Ich miąższość waha się od 50 do 200 m, a łączna miąższość horyzontów wodonośnych to w zależności od miejsca 30 – 150 m.

Region poznańsko-kaliski (B)

Region ten rozciąga się wąskim pasem od dolnej Warty do dolnego biegu Prosnicy w okolicy Kalisza, kontaktując od północy z regionem szczecińsko-konińskim (E), od którego różni się przede wszystkim niższym poziomem mineralizacji wód termalnych. W całości znajduje się w obrębie synklinorium szczecińsko-miechowskiego, które w rejonie Poznania zawiera szereg drobniejszych struktur antyklinalnych i synklinalnych ułożonych kulisowo w stosunku do jego osi. Generalnie region poznańsko-kaliski charakteryzuje jednak prosta, spokojna budowa tektoniczna. Jest on w całości poza obszarem występowania zjawisk tektoniki solnej. Zasolenie nie przekracza w wyróżnionym regionie 35 g/l, miejscami zbliżając się nawet tylko do 5 g/l. Temperatura wód termalnych wynosi tutaj 40 – 50°C, tylko w najbardziej wschodniej części regionu zbliża się do 60°C. Większość obszaru opisywanego regionu cechuje wysoki strumień ciepły, przekraczający 90 mW/m². Prognozowana wydajność studni powinna na całym obszarze wyraźnie przekraczać 100 m³/h. Spąg utworów dolnej jury, których miąższość wynosi 300-400 m, znajduje się w regionie poznańsko-kaliskim na głębokości od 1000 do 1400 m. Sumaryczna miąższość warstw wodonośnych to 200 – 350 m. Skąły wodonośne dolnej jury to piaskowce synemuru i hetangu (formacja ostrowiecka), pliensbachu (formacje łobeska i komorowska) oraz toarku (formacje ciechocińska i borucicka).

Region pomorsko-mazowiecki (C)

Region ten rozciąga się wąskim pasem od okolic Koszalina i Chojnic, po czym rozszerza się, ciągnąc się przez Grudziądz w kierunku Warszawy i dalej około 50 km na południe. Formacje skalne dolnej jury są tutaj elementem rozleglejszej struktury tektonicznej – synklinorium koszalińsko-zamojskiego. Stopień ich deformacji tektonicznej jest niewielki. Głębsze rozłamy tektoniczne występują tylko miejscami. Rowy tektoniczne występują w rejonie Grójca i Dębego nad Narwią, a także na linii Płońsk - Żuromin. Szereg antyklin o charakterze nałożonym i osiach równoległych do osi synklinorium urozmaica zachodnią część wyróżnionego regionu.

Temperatura wód termalnych zbiornika dolnej jury wynosi 40 – 60°C, przekraczając te wartości tylko w wąskim pasie rozciągającym się na

południowo-zachodnich krańcach regionu, co było podstawą podziału regionu pomorsko-mazowieckiego na dwa subregiony. Wyróżniony region charakteryzuje niski, a lokalnie nawet bardzo niski strumień cieplny. Mineralizacja wód termalnych jest niestety średnia i wysoka; w północno-wschodniej części regionu wynosi od 30 do 60 g/l, ku południowemu – zachodowi wzrasta do 100 g/l. Spąg utworów dolnej jury w regionie pomorsko-mazowieckim znajduje się na głębokości 1500 – 2700 m. Ich miąższość waha się od około 200 m do około 500 m, natomiast sumaryczna miąższość poziomów wodonośnych tego systemu waha się tutaj od około 100 m do około 350 m. Warstwy wodonośne to piaskowce formacji zagajskiej (synemur – hetang), a w części centralnej i południowej regionu również piaskowce formacji ciechocińskiej (toark).

Subregion brodnicko-mszczonowski (C1)

Subregion ten charakteryzują wody termalne basenu dolnej jury o temperaturze 60 – 70°C i mineralizacji od 50 do 100 g/l na jego zachodnich krańcach. Ich ujęcia powinny charakteryzować potencjalnie duża wydajność, przekraczająca 100 m³/h. Obszar subregionu cechuje spokojna budowa tektoniczna. Tylko na jego południowo-zachodnich krańcach skały jurajskie wykazują regionalne zafałdowania o rozciągłości zgodnej z przebiegiem całego synklinorium. W wyróżnionym regionie spąg tych skał znajduje się na głębokości około 2400 – 2800 m. Ich miąższość wynosi około 400 – 500 m, a sumaryczna miąższość horyzontów wodonośnych zbiornika dolnej jury około 300 – 350 m.

Subregion chojnicko-warszawski (C2)

Występujące tutaj wody termalne zbiornika dolnej jury w większej części subregionu charakteryzują temperatury 40 – 50°C; tylko w pobliżu kontaktu z subregionem brodnicko-mszczonowskim zbliżające się do 60°C. Ich mineralizacja w zależności od miejsca będzie wynosić od około 40 do około 80 g/l. Potencjalne wydajności studni powinny być zbliżone do tych charakteryzujących subregion C1, czyli przekraczać nawet 100 m³/h. Spąg utworów dolnej jury w opisywanym subregionie znajduje się na głębokości 1500 – 2500 m. Ich miąższość waha się od około 200 m do około 300 m, natomiast sumaryczna miąższość poziomów wodonośnych tego systemu waha się tutaj od około 100 m do około 250 m.

Region toruńsko-kuźnowski (D)

Region ten rozciąga się od doliny dolnej Brdy na północy, do okolic Zduńskiej Woli i Skierniewic na południu. Jego część na północ od Łodzi i na zachód od Wisły to obszar intensywnej tektoniki solnej, z wysadami solnymi i szeregiem stref uskokowych równoległych do rozciągłości antyklinorium środkowopolskiego, które przebiega przez centralną część wyróżnionego regionu i którego południowo-zachodnie i północno-wschodnie fragmenty

obejmują też odpowiednio skrzydła synklinorium szczecińsko-miechowskiego i synklinorium koszalińsko-zamojskiego. Intensywna tektonika solna i szereg głęboko założonych nieciągłości tektonicznych nakazuje ostrożność przy interpretacji przedstawionych tutaj przybliżonych wartości zasolenia wód termalnych. W niektórych miejscach regionu toruńsko-kutnowskiego mogą one przekraczać 100 g/l. W trzech miejscach wysady solne przebijają skały mezozoiczne. Jednak ze względu na małą ich rozległość nie zaznaczono ich na mapie. Ciągące się wzdłuż południowo zachodniej granicy regionu diapir solny nie przebija skał jury. Skomplikowana tektonika regionu toruńsko-kutnowskiego z pewnością wskazuje na potrzebę jej szczegółowszego rozpoznania i uwzględnienia przy planowaniu otworów geotermalnych.

Temperatura wód termalnych zbiornika dolnej jury wynosi tutaj 60 – 70°C, tylko na niewielkich obszarach wewnątrz regionu i na jego krańcach spadając do wartości niższych, maksymalnie do około 45°C. Mineralizacja wód termalnych generalnie waha się w obrębie regionu od 40 do 100 g/l, tylko na trzech niewielkich obszarach w centralnej części regionu spadając nieco poniżej 35 g/l. Na obszarze całego regionu należy spodziewać się potencjalnie wysokich wydajności studni, przekraczających 100 m³/h. Spąg skał dolnej jury w omawianym regionie leży na bardzo zróżnicowanych głębokościach od około 1600 do około 3100 m, ich miąższość też jest bardzo zróżnicowana wahając się od około 100 do około 1200 m. Łączna miąższość poziomów wodonośnych zmienia się od około 50 m do około 800 m. Skały, w których znajdują się poziomy wodonośne zbiornika dolnej jury to piaskowce formacji skłobskiej (synemur-hetang), gielniowskiej i drzewickiej (pliensbach – synemur) oraz borucickiej (toark).

Region szczecińsko-koniński (E)

To pas basenu dolnej jury rozciągający się od okolic Szczecina do Kalisza, zamknięty od wschodu między innymi doliną górnej Noteci. Obszary należące do regionu są w wielu miejscach nieciągłe. To głównie miejsca, gdzie mineralizacja wód przekracza 100 g/l. Są to przede wszystkim obszary występowania rozwiniętych nad poduszkami i wysadami solnymi antyklin. Cały region znajduje się w obrębie strefy, gdzie występują formy związane z tektoniką solną. Jednak jak wspomniano, obszary związane z rozwojem diapirów solnych, obfite w lokalne wypiętrzenia antyklinalne, znajdują się już poza granicami wyróżnionego regionu. Strumień cieplny jest na obszarze wyróżnionego regionu średni i wysoki, przekraczając w jego południowej części 90 mW/m².

Temperatura wód termalnych wynosi w wyróżnionym regionie od 40 do około 70°C, przy czym temperatury przekraczające 60°C charakterystyczne są dla części zbiornika geotermalnego zajmujących północne i wschodnie fragmenty regionu szczecińsko-konińskiego, co było podstawą do wyróżnienia subregionu E1. Mineralizacja wód termalnych niemal na całym obszarze regionu szczecińsko-konińskiego wynosi od 35 do 100 g/l. Tylko na małym obszarze

w otoczeniu dolnej Gwdy można się spodziewać niższego poziomu mineralizacji, nawet poniżej 5 g/l. Cechą pozytywną charakterystyczną dla całego regionu jest spodziewana wysoka wydajność studni, przekraczająca 100 m³/h. Spąg skał dolnej jury występuje w opisywanym regionie na głębokościach od około 1000 do około 2700 m. Ich miąższość waha się od około 100 do około 600 m, natomiast łączna miąższość poziomów wodonośnych – od około 70 do około 400 m. Podobnie jak w regionie toruńsko-kutnowskim skały, w których znajdują się poziomy wodonośne zbiornika dolnej jury to piaskowce formacji skłobskiej (synemur-hetang), gielniowskiej i drzewickiej (pliensbach – synemur) oraz borucickiej (toark).

Subregion nowogardzko-skarszewski (E1)

Tworzy go wąski fragment basenu hydrogeotermalnego dolnej jury rozciągający się od okolic Nowogardu po Oborniki nad Wartą i dalej pasmami otaczającymi obszar z zasoleniem wód większym od 100 g/l wzdłuż górnej Noteci, przez Konin do okolic Kalisza. Cechą charakterystyczną tego subregionu są temperatury wód termalnych zbiornika dolnej jury przekraczające 60°C, miejscami dochodzące nawet do 90°C. Ich zasolenie będzie się zmieniać w przedziale 35 – 100 g/l. Niższych jego wartości można się spodziewać tylko w pobliżu ujścia Gwdy do Noteci. Spąg skał dolnej jury znajduje się w wyróżnionej jednostce na głębokości od około 2100 m do około 2700 m.

Subregion przyzcko-wrześniński (E2)

Jest to część regionu E, rozciągająca się od doliny dolnej Odry do okolic Wrześni, która charakteryzuje się temperaturami wód zbiornika geotermalnego dolnej jury od 40 do 60°C. Takie wartości temperatur występują również w bardzo wąskim pasie, zaliczonym także do tego subregionu, który przylega od północy do subregionu E1, a także w niewielkiej enklawie subregionu E2, która znajduje się na wschód od Kalisza. Zasolenie wód termalnych w subregionie E2 wynosi od około 40 do około 80 g/l. Spąg warstw dolnej jury występuje tutaj na głębokości od około 1300 m do około 2100 m.

3.2.1. Regiony z potencjałem w zakresie rekreacji

Region warmińsko-mazowiecki (A)

Region ten, obejmujący fragment monokliny mazursko-podlaskiej, rozciąga się od granicy Polski z Federacją Rosyjską na północy do okolic Garwolina na południu (Rys. 15). Jest to obszar bez istotnych objawów tektoniki fałdowej i tektoniki nieciągłej. Wyjątkiem może być tylko niewielki jego fragment położony na południowy wschód od Wyszkowa, gdzie skały mezozoiczne przecina kilka uskoków o rozciągłości równoleżnikowej. Wody termalne zbiornika dolnej jury o temperaturze od 30 do 35°C, a w obrębie subregionu A1 o temperaturze około 40°C, charakteryzują się również zmienną mineralizacją -

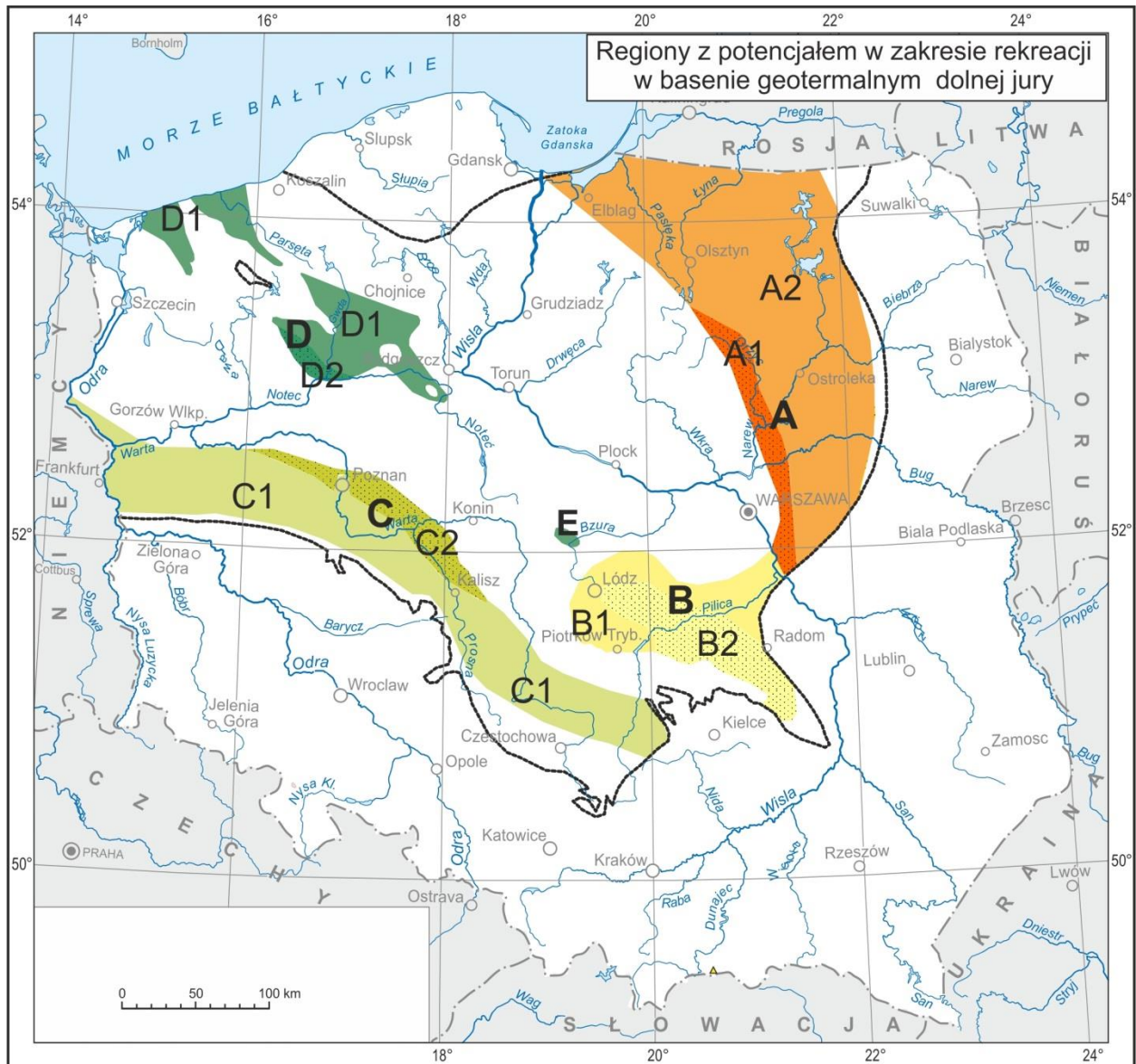
od pojedynczych gramów na litr w pasie między Łomżą a Węgrowem, do 35 g/l wzdłuż zachodniej granicy regionu. W całym regionie wyraźnie uwidacznia się zależność, że ku jego zachodowi wzrostowi temperatury wód termalnych towarzyszy wzrost ich mineralizacji. Spąg utworów jury dolnej znajduje się na obszarze wyróżnionego regionu na głębokości od około 600 do około 1400 m. Ich miąższość waha się od około 50 do około 200 m, natomiast łączna miąższość poziomów wodonośnych waha się od około 30 m do około 150 m. Poziomy te znajdują się głównie w piaskowcach formacji olsztyńskiej (pliensbach).

Subregion wielbarsko-maciejowicki (A1)

Subregion ten, obejmujący południowo-zachodnie krańce regionu warmińsko-mazowieckiego, wyróżnia się najwyższymi temperaturami wód termalnych w tym regionie, które wynoszą 40 – 45°C, co wynika z relatywnie większej głębokości zalegania zbiornika dolnej jury. Niestety mineralizacja wód termalnych jest tutaj w skali regionu również najwyższa, wynosząc około 30 - 35 g/l.

Subregion bartoszycko-garwoliński (A2)

Obejmuje on pozostałą, zdecydowanie największą część regionu warmińsko-mazowieckiego. Temperatury w jego wschodniej części będą wynosić około 20°C i rosnąć stopniowo ku zachodowi do maksymalnie 40°C. Trend ten związany jest z monoklinalnym zapadaniem warstw jurajskich ku zachodowi. Zasolenie wód termalnych spada do pojedynczych gramów na litr na wschodnich krańcach subregionu, gdzie niestety i ich temperatura jest najniższa.



Rys. 15. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku jury dolnej na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów rekreacji (Nazwy geograficzne regionów i subregionów, zaznaczonych tutaj literami lub literami i cyframi, przedstawiono w tekście. Kolory zastosowane dla poszczególnych regionów i subregionów służą wyłącznie uczytelnieniu ich wydzielenia).

Region pabianicko-radomski (B)

Region ten, położony głównie w obrębie południowej części antyklinorium środkowopolskiego i tylko w niewielkiej części zajmujący przyległe synklinoria – szczecińsko-miechowskie i koszalińsko-zamojskie, obejmuje obszar rozciągający się od okolic Bełchatowa do okolic Łodzi, doliny dolnej Pilicy i dalej na południowy wschód do okolic Iłży. Południową część regionu charakteryzuje dosyć spokojna budowa tektoniczna piętra permsko-mezozoicznego. Na wschód od Radomia do okolic Opoczna skały poprzecinane są tylko kilkoma

strefami uskoku o przebiegu SE-NW, jednak o znaczącym zrzuć, co uwidacznia się zmianami głębokości zalegania warstw jurajskich. Okolice położone między Łodzią, Rawą Mazowiecką i Skierniewicami to obszar występowania dwóch rozległych poduszek solnych o rozciągłości zgodnej z biegiem całego antyklinorium. Poduszki te nie przebijają spągu skał mezozoicznych, ale w ich otoczeniu rozwinęło się szereg struktur o charakterze fałdowym. Wody termalne z jego północnej i zachodniej części charakteryzują temperatury przekraczające 40°C, a w okolicach Łodzi nawet 60°C. Centralna i południowa część regionu charakteryzuje się temperaturami wód termalnych zbiornika dolnej jury 20 – 35°C. W tej też części najniższe jest ich zasolenie, wynoszące od kilku do kilkunastu g/l. Zasolenie to jest wyższe (do 35 g/l) na wspomnianych obszarach, gdzie temperatura przekracza 40°C. Wyjątkiem jest tutaj niewielki rejon na północ od Radomia, gdzie należy się spodziewać bardzo małej mineralizacji wód termalnych i ich temperatury rzędu czterdziestu kilku stopni Celsjusza.

Jednak prognozowane wydajności studni będą tam niższe, wynosząc od kilku do kilkunastu m³/h, niż te możliwe do uzyskania w pozostałej części wyróżnionego regionu. Skały dolnojurajskiego basenu hydrogeotermalnego to piaskowce przysuskiej formacji rudonośnej (hetang – synemur), mułowce formacji gielniowskiej (pliensbach dolny), piaskowce formacji drzewickiej (pliensbach górny) i ciechocińskiej (toark dolny), a także piaskowce formacji borucickiej (toark górny). Ich miąższość waha się od około 50 do około 1000 m, a sumaryczna miąższość poziomów wodonośnych w nich zawartych – od około 30 do około 500 m. Spąg tych skał w opisywanym regionie znajduje się na głębokości od około 1000 m (obszar między Radomiem a Piotrkowem Trybunalskim) do około 2500 m (rejon na południe od Łodzi). Skały piętra mezozoicznego nie uległy w regionie pabianicko-radomskim nazbyt intensywnym deformacjom tektonicznym. Przecina je kilka regionalnych stref uskoku o rozciągłości zbieżnej z osiami fałdowych struktur nadrzędnych. Tym niemniej należy zauważyć, że północne i zachodnie krańce tego regionu to obszar oddziaływania tektoniki solnej.

Subregion bełchatowsko-białobrzegi (B1)

Subregion ten charakteryzuje się wodami geotermalnymi zbiornika dolnej jury o temperaturze 40 – 60°C. Wody te w większości miejsc wyróżnionego subregionu będzie cechowała mineralizacja 5 – 35 g/l. Mineralizacja ta może być niższa od 5 g/l tylko na niewielkich obszarach położonych na zachód od Piotrkowa Trybunalskiego i na północny-wschód od Tomaszowa Mazowieckiego. W pobliżu tego pierwszego miasta prognozowane wydajności studni mogą być niższe od tych spodziewanych w innych miejscach regionu i wynoszących od kilkadziesiątu do ponad 100 m³/h. Spąg zbiornikowych skał dolnej jury będzie występował tutaj na głębokości od około 1500 do około 2500 m.

Subregion łódzko-łżański (B2)

Subregion ten rozciąga się od okolic Łodzi do północnych skrajów Ostrowca Świętokrzyskiego, wąskim pasem równoległym do rozciągłości antyklinorium środkowopolskiego, w obrębie którego się znajduje. Spotkamy tutaj wody termalne zbiornika dolnej jury o temperaturach od 20 do 40°C, wzrastających w kierunku granicy z subregionem bełchatowsko-białobrzeskim. Ich mineralizacja wynosi tylko 4 – 10 g/l, a w południowej części subregionu spada do wartości niższych od 4 g/l. Spąg utworów dolnej jury w wyróżnionym subregionie znajduje się na głębokości od około 1000 m do około 1500 m.

Region nadwarciański (C)

Region ten rozciąga się od ujścia Warty, przez Poznań, Kalisz, do okolic Włoszczowej. Ta część basenu hydrogeotermalnego dolnej jury obejmuje struktury skalne południowych i południowo-zachodnich krańców synklinorium szczecińsko-miechowskiego oraz w północnej i północno-wschodniej części monokliny przedsudeckiej. Skąły mezozoiczne są tutaj tylko miejscami przecinane uskokami zrzutowymi o przebiegu SW-NE. SW kilku miejscach występują wąskie rowy tektoniczne (okolice Wielunia, Jarocina i Poznania). Temperatury wód termalnych wzrastają tutaj stopniowo ku północnemu wschodowi do około 50°C w okolicach Poznania i Kalisza. W części położonej na monoklinie przedsudeckiej, a także w okolicach Włoszczowej wynoszą one jednak tylko 20 – 30°C. Podobna zależność dotyczy również stopnia mineralizacji wód termalnych zbiornika dolnej jury na obszarze wyróżnionego regionu, który spada wraz ze spadkiem temperatury od 35 g/l do pojedynczych g/l. Wydajność wód termalnych prawie na całym obszarze powinna być wysoka. Wydajność ta spada do pojedynczych m³/h tylko na jego południowo-wschodnich krańcach. Wysokie wartości strumienia cieplnego charakteryzują zachodnią część regionu nadwarciańskiego. Głębokość spągu skał dolnej jury zmienia się od około 450 m do około 1700 m. Miąższość tych skał waha się od około 100 do około 600 m, a łączna miąższość warstw wodonośnych – od około 50 do około 450 m. W części regionu z największymi miąższościami dolnej jury poziomy wodonośne znajdują się w warstwach piaskowców formacji ostrowieckiej (synemur – hetang), łobeskiej (pliensbach dolny), komorowskiej (pliensbach górny), ciechocińskiej (toark dolny) i borucickiej (toark górny).

Subregion świebodzińsko-radomszczański (C1)

Subregion ten obejmuje północno-wschodnie krańce regionu nadwarciańskiego, rozciągając się od okolic Poznania do okolic Kalisza. Jego charakterystyczną cechą jest najwyższa w tym regionie temperatura wód termalnych zbiornika dolnej jury wynosząca od 40 do 60°C (obszar położony na północ od Kalisza). Na większości obszaru subregionu należy spodziewać się wód o mineralizacji 20 – 35 g/l. W najbliższym sąsiedztwie Poznania skały

zbiornika dolnej jury są zaburzone tektonicznie. Formy antyklinalne i strefy uskokowe mają tam przebieg zgodny z osią synklinorium szczecińsko-miechowskiego. Głębokość spągu utworów dolnej jury w całym omawianym subregionie zmienia się od około 1100 m do około 1700 m.

Subregion swarzędzko-pydzrzański (C2)

Subregion ten to około 80% obszaru regionu nadwarciańskiego. Wody termalne zbiornika dolnej jury mają tutaj temperaturę od 20 do 40°C. Skąły mezozoiczne są tylko miejscami i to w niewielkim stopniu zaburzone tektonicznie. Południowa część subregionu charakteryzuje się wodami geotermalnymi o mineralizacji poniżej 5 g/l. W północno-zachodniej części subregionu mineralizacja ta wzrasta stopniowo do 35 g/l. Podobnego jej wzrostu należy spodziewać się na niewielkim obszarze położonym około 50 km na południowy wschód od Kalisza. Spąg utworów dolnej znajduje się na głębokości od około 450 m do około 1100 m. W okolicach Piotrkowa Trybunalskiego miąższość utworów tego piętra zmniejsza się drastycznie, a miejscami, lokalnie już na obszarze regionu B, zanika, co niestety nie zostało uwzględnione w opracowaniu Górecki i in. [1], skąd zaczerpnięto granice basenu dolnej jury.

Region zachodniopomorski (D)

Region ten obejmuje trzy obszary na Pomorzu Zachodnim, leżące blisko siebie, lecz nie połączone. Ulokowane są one w północno-zachodniej części antyklinalium środkowopolskiego, miejscami obfitującego w zgodne z jego przebiegiem formy antyklinalne, strefy uskokowe i rowy tektoniczne (między Kamieniem Pomorskim a Kołobrzegiem). Południowo-wschodnia enklawa regionu to obszar intensywnej tektoniki solnej. Poduszki solne nieprzebijające skał mezozoiku ciągną się tam wzdłuż jej północnej krawędzi, a także w rejonie Złotowa, Szubina i Piły. Wszystkie te elementy rzutują na parametry geotermalne zbiornika dolnej jury, sprawiając że tylko jego pewną część można tutaj uznać za obiecującą dla celów rekreacyjnych. W wyróżnionym regionie zachodniopomorskim wody termalne zbiornika dolnej jury mają temperaturę tylko 21 - 30°C. Na niewielkim obszarze, w okolicy ujścia Gwdy do Noteci, zdefiniowanym niżej jako subregion D2, temperatura ta będzie zasadniczo wyższa, sięgając nawet 60°C. Na obszarze tym należy się też spodziewać największych zmian mineralizacji wód termalnych od pojedynczych g/l w jego północnej części do 35 g/l na jego południowych krańcach.

Spąg utworów dolnej jury w wyróżnionym regionie znajduje się na głębokości od około 700 do około 1500 m. Miąższość skał tego oddziały wynosi od około 600 do około 800 m, a łączna miąższość poziomów wodonośnych od około 400 do około 600 m. Poziomy te znajdują się w piaskowcach hetangu (formacja skłobska), synemuru (formacja ostrowiecka), pleinsbachu (formacje łobeska i komorowska) i górnego toarku (formacja borucicka). Potencjalna

wydajność studni na całym obszarze opisywanego regionu powinna być wysoka – od kilkudziesięciu do ponad 100 m³/h.

Subregion kotobrzesko-złotowski (D1)

Subregion ten tworzą trzy odizolowane fragmenty regionu D, w obrębie których temperatura wód termalnych zbiornika dolnej jury będzie dosyć niska (20 - 30°C), tylko miejscami dochodząc do 40°C (okolice Piły i Gryfic). Mineralizacja tych wód jest tutaj niewielka, wahając się od kilku do kilkunastu g/l. Spąg zbiornika znajduje się na głębokości od około 700 do około 1280 m.

Subregion stobnieński (D2)

Wąski pas na południe od Piły to jedyny obszar regionu zachodniopomorskiego, gdzie temperatura wód termalnych zbiornika dolnej jury wynosi od 40 do 60°C. Jednak, jak już wspomniano powyżej, wzrostowi temperatury będzie towarzyszyć wzrost mineralizacji do przyjętej tutaj wartości granicznej 35 g/l. Subregion ograniczony jest od północy niewielką poduszką solną (rejon Piły), a od południowego zachodu bardziej rozległą strukturą o tym charakterze, której południowy skraj znajduje się w rejonie Trzcianki. Spąg zbiornika hydrogeotermalnego dolnej jury leży tutaj na głębokościach od około 1000 do około 1500 m.

Region łączycycki (E)

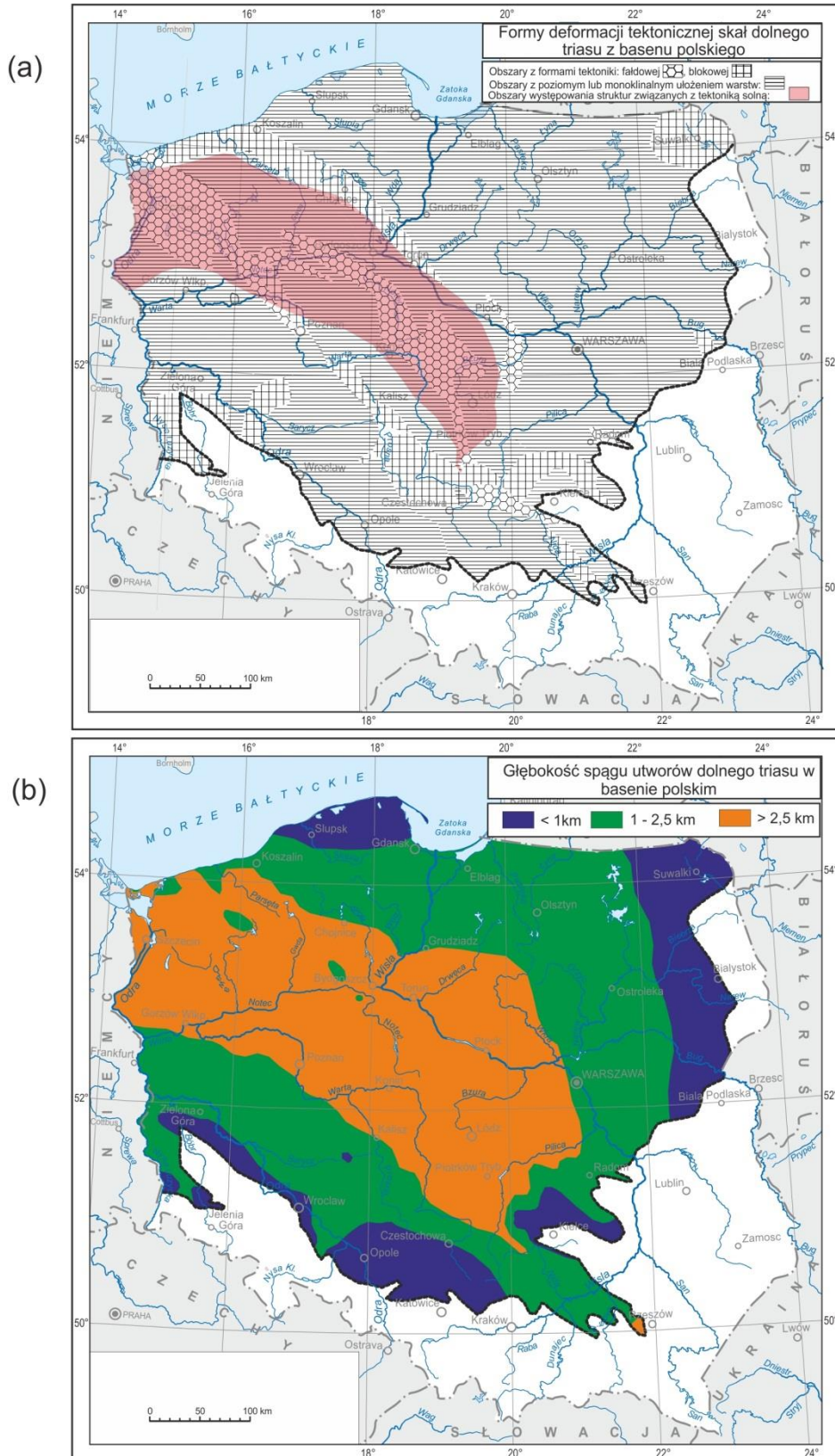
Jest to niewielka enklawa w obrębie basenu hydrogeotermalnego dolnej jury, gdzie w stosunku do otoczenia mineralizacja wód będzie nieco niższa od 35 g/l, a ich temperatura będzie wynosić około 50 – 60°C. Obszar ten, rozciągający się na północ od Łęczycy i będący dla utworów jury fragmentem regionalnego depocentrum, znajduje się w obrębie antyklinorium środkowopolskiego, które tutaj tylko miejscami przecinają uskoki, głównie zgodne przebiegiem z jego rozciągłością. Region ten od południowego zachodu graniczy z rozległą, wydłużoną na kierunku SE-NW antykliną solną przykrytą przez skały kajpru. Strop utworów dolnej jury zalega w regionie łączycyckim na głębokości od około 1500 do około 2100 m, a ich miąższość waha się od około 1000 do około 1250 m. Łączna miąższość poziomów wodonośnych wynosi tutaj od około 550 do około 700 m. Formacje wodonośne są w wielu miejscach profilu jednak przeławicane utworami ilastymi. Stąd prognozowana wydajność studni w wyróżnionym regionie nie przekracza kilkudziesięciu m³/h.

3.4. Basen hydrogeotermalny dolnego triasu

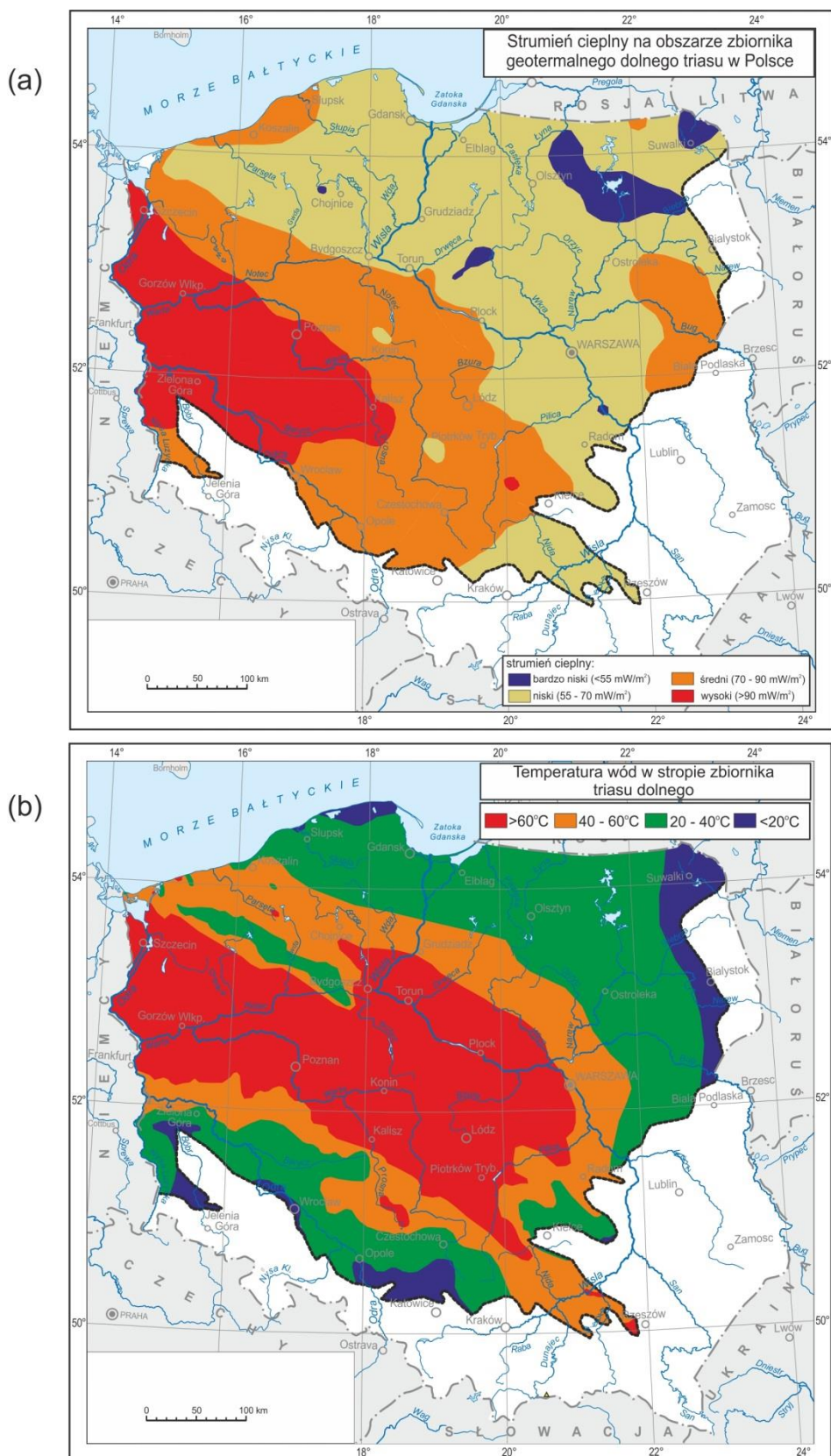
Basen hydrogeotermalny dolnego triasu zajmuje największy obszar Polski w porównaniu do obszarów zajmowanych przez baseny dolnej jury i dolnej kredy. Skały tego wieku, podobnie jak i pozostała część piętra strukturalnego mezozoiku, uległy największym deformacjom tektonicznym na obszarze

związanym z rozwojem zjawisk tektoniki solnej, a także w niektórych miejscach położonych na peryferiach basenu (Rys. 16a). Spąg utworów dolnego triasu zalega na głębokości poniżej 2500 m niemal na całym obszarze antyklinorium środkowopolskiego i synklinoriów – koszalińsko zamojskiego i szczecińsko-miechowskiego (Rys. 16b).

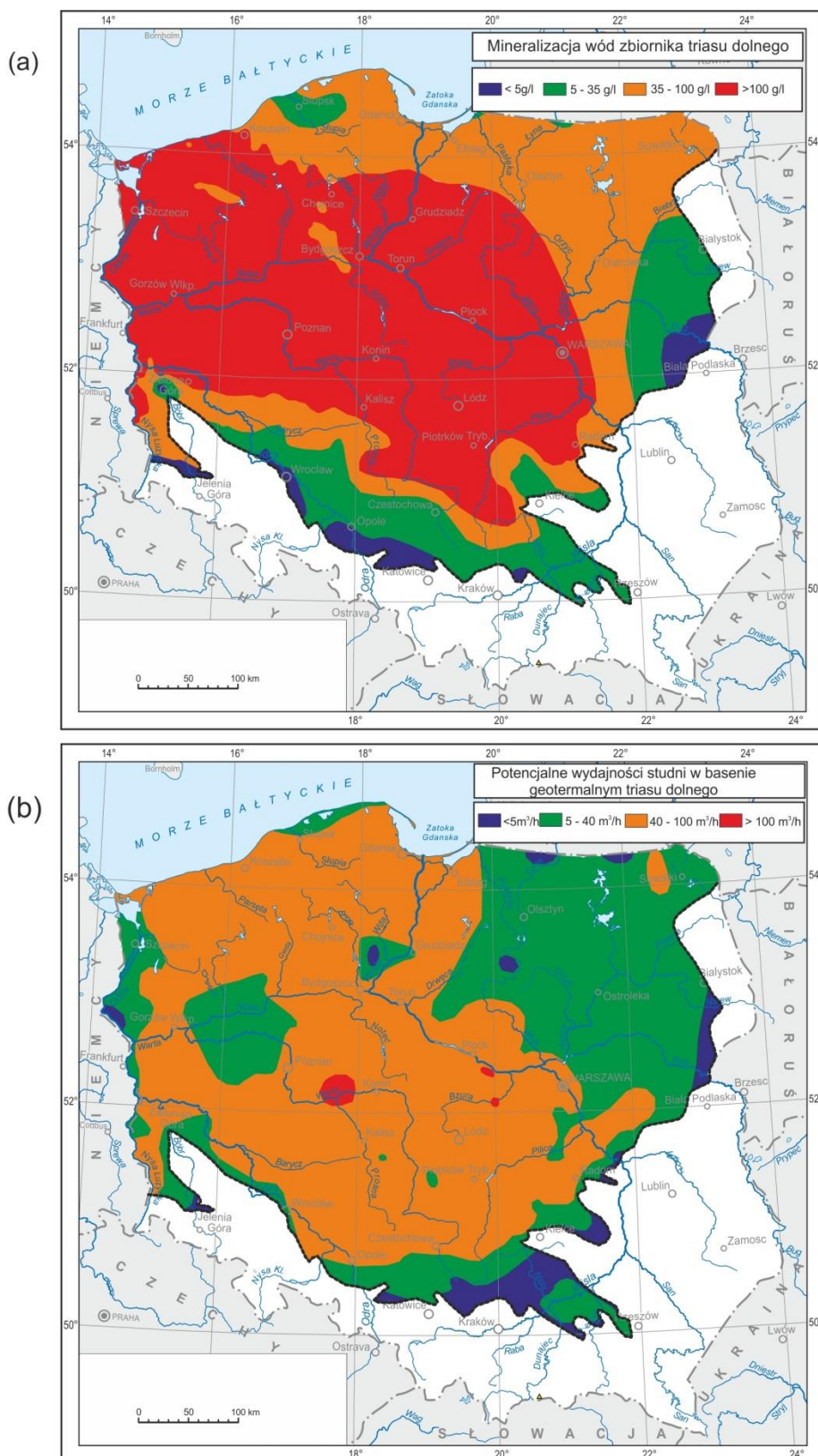
Wypiętrzenie inwersyjne basenu permsko-mezozoicznego na obszarze bruzdy środkowopolskiej i zjawiska halokinetyczne doprowadziły do zaniku pokrywy dolnotriasowej tylko w kilku izolowanych miejscach północno-zachodniego segmentu antyklinorium środkowopolskiego. Północno-zachodnia, zachodnia i południowa część basenu geotermalnego dolnego triasu znajdują się w zasięgu wysokiego i średniego strumienia ciepłego. Jego średnie wartości notuje się również w południowej części Podlasia (Rys. 17a). Znaczna część basenu dolnego triasu na Mazurach i Suwalszczyźnie to obszar o bardzo niskim strumieniu ciepłym. W części synklinorium koszalińsko-zamojskiego, która rozciąga się wzdłuż doliny środkowej Wisły, a także niemal na całym obszarze synklinorium szczecińsko-zamojskiego, temperatury wód termalnych w stropie zbiornika dolnego triasu przekraczają 60°C (Rys. 17b). Takie wartości temperatury wód termalnych tego zbiornika są też charakterystyczne dla północnego skraju monokliny przedsudeckiej. Obszary te to jednak również miejsca, gdzie wody termalne zbiornika dolnego triasu mają bardzo wysoką, przekraczającą 100 g/l mineralizację (Rys. 18a). Tylko niewielkie fragmenty zbiornika dolnego triasu, położone na jego obrzeżeniu, zawierają wody o niskiej mineralizacji. W porównaniu ze zbiornikiem hydrogeotermalnym dolnej jury, zbiornik dolnego triasu o podobnej, a miejscami również znacznie wyższej mineralizacji wód, charakteryzuje się generalnie niższą prognozą wydajności (Rys. 18b). Należy oczekiwać tutaj głównie niskiej i średniej wydajności z otworu, która będzie wynosić od kilku do niskich kilkudziesięciu m³/h.



Rys. 16. (a) Uproszczony obraz zaangażowania tektonicznego skał dolnego triasu Niżu Polskiego (na podstawie Dadlez (red.) [18]). (b) Uproszczony obraz głębokości zalegania spągu skał dolnego triasu na Niżu Polskim (wg Górecki (red.) [1]).



Rys. 17. (a) Strumień ciepły na obszarze zbiornika hydrogeotermalnego triasu dolnego (wg Szewczyk i Gientka [2], uproszczone). (b) Temperatura wód w stropie zbiornika hydrogeotermalnego triasu dolnego (wg Górecki (red.) [1], uproszczone).



Rys. 18. (a) Mineralizacja wód zbiornika hydrogeotermalnego triasu dolnego (wg Górecki (red.) [1], uproszczone). (b) Potencjalne prognozowane wydajności studni w zbiorniku hydrogeotermalnym triasu dolnego (wg Górecki (red.) [1], zredukowane o 30% i uproszczone).

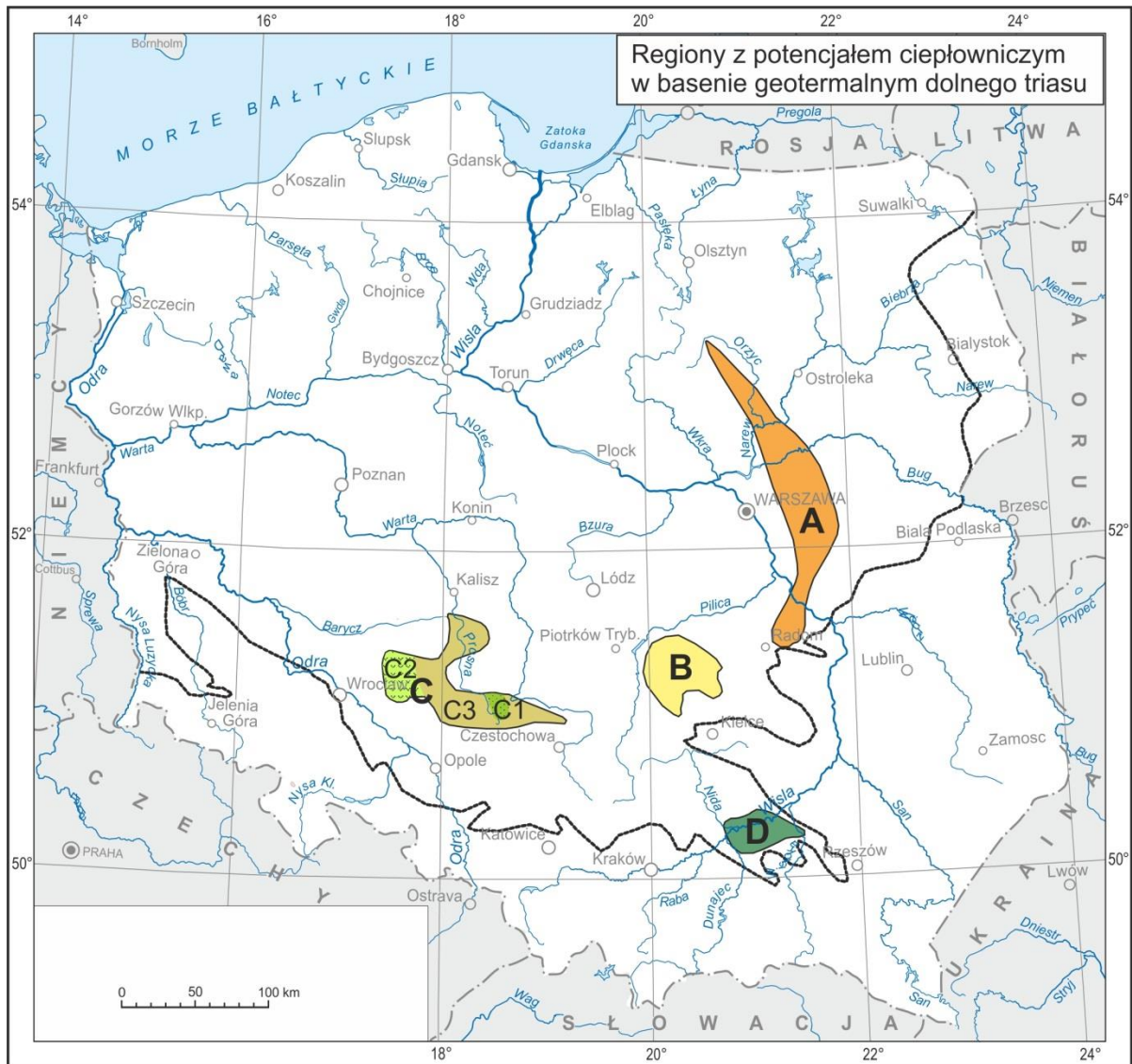
3.4.1. Regiony z potencjałem ciepłowniczym

Region przasnysko-kozienicki (A)

Ten wąski pas basenu hydrogeotermalnego dolnego triasu rozciąga się od okolic Przasnysza do terenów położonych na północny-wschód od Radomia, obejmując zachodnią część monokliny mazursko-podlaskiej (Rys. 19). W prawie niezaburzonych tektonicznie skałach zbiornikowych tego wieku (elementy tektoniki blokowej związanej z lokalnymi uskokami zrzutowymi występują tylko na południe od Wyszkowa, w dolinie dolnego Liwca) występują wody termalne o temperaturze 40 – 50°C i zasoleniu 50 – 100 g/l. Prognozowana wydajność studni w regionie przasnysko-kozienickim nie przekracza kilkunastu m³/h. Głębokość zalegania spągu skał dolnego triasu wynosi tutaj około 1700 m. Ich miąższość zmienia się od około 150 m do około 200 m, a sumaryczna miąższość poziomów wodonośnych od około 40 do około 100 m. Poziomy te wypełniają piaskowce i mułowce, występujące w obrębie klastycznych utworów pstrego piaskowca dolnego i środkowego.

Region opoczniański (B)

Region ten to okolice Opoczna, czyli obszar położony na południowy wschód od zakola Pilicy w południowo-wschodniej części antyklinorium środkowopolskiego, które w tym miejscu przecinane jest kilkoma uskokami zgodnymi z przebiegiem jego osi. Uskoki te charakteryzują znaczące zrzuty, które powodują zróżnicowanie głębokości zalegania skał triasu między poszczególnymi blokami tektonicznymi. Na obszarze regionu znajdują się też trzy niewielkie antykliny wgłębne (okolice miejscowości Fidor i Kopaniny). Mineralizacja wód termalnych w jego centrum i w części południowo-wschodniej wynosi od 30 do 50 g/l. Na pozostałym obszarze dochodzi do 100 g/l. Podobnego trendu zmienności należy oczekiwać również w rozkładzie temperatur wód termalnych zbiornika dolnego triasu. Temperatury te zbliżają się do 60°C zwłaszcza na północno-zachodnich krańcach regionu opoczniańskiego, a maleją do 40°C w kierunku południowo-wschodnim. Prognozowana wydajność studni to około 20-50 m³/h. Spąg utworów dolnego triasu w regionie opoczniańskim znajduje się na głębokości od około 1200 do ponad 3028 m (w otworze Mniszków IG-1 na tej głębokości nawiercono dopiero skały retu), a ich miąższość waha się od około 600 do około 1200 m. Miąższość sumaryczna horyzontów wodonośnych, które znajdują się tutaj w piaskowcach dolnego i środkowego piaskowca, a także w dolnym recie (warstwy z Wąchocka i warstwy z Radoszyc), wynosi od około 150 do około 400 m.



Rys. 19. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku triasu dolnego na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów ciepłownictwa (Nazwy geograficzne regionów i subregionów, zaznaczonych tutaj literami lub literami i cyframi, przedstawiono w tekście. Kolory zastosowane dla poszczególnych regionów i subregionów służą wyłącznie uczytelnieniu ich wydzielenia).

Region sycowski (C)

Region ten położony jest na północno-wschodnich krańcach monokliny przedsudeckiej, przecinanej tutaj nielicznymi uskokiemi o przebiegu SW-NE o niewielkim zrucie. Jest to pas rozciągający się wzdłuż Prozny i w części środkowej na zachód od tej rzeki. Temperatura wód termalnych zmienia się w kierunku północno-zachodnich granic regionu od 40 do 60°C. Temperatury przekraczającej nieco 60°C należy oczekiwać na niewielkim obszarze położonym na wschód od doliny górnej Prozny. Mineralizacja wód termalnych jest w wyróżnionym regionie dosyć wysoka, wahając się od 40 do 100 g/l. Tylko

wysunięty w kierunku Wrocławia niewielki fragment regionu cechuje wyraźnie niższy stopień mineralizacji tych wód tj. 20 – 35 g/l. Potencjalna prognozowana wydajność studni to 10 - 50 m³/h. Spąg utworów dolnego triasu znajduje się w regionie sycowskim na głębokości od około 1200 m do około 2700 m. Ich miąższość waha się od około 400 do około 700 m, a sumaryczna miąższość horyzontów wodonośnych zbiornika dolnego triasu to około 100 – 400 m. Skąły zbiornikowe tworzą piaskowce dolnego i środkowego piaskowca.

Subregion kuźnicki (C1)

Jest to jedyne miejsce, gdzie na małym obszarze regionu sycowskiego temperatura wód termalnych zbiornika dolnego triasu może nieznacznie przekroczyć 60°C. Zasolenie tych wód będzie jednak dosyć wysokie tj. od około 50 do około 100 g/l. Spąg utworów dolnego triasu znajduje się tutaj na głębokości 2500 – 2700 m.

Subregion oleśnicki (C2)

Niewielki obszar, wydzielony tutaj jako subregion oleśnicki, cechuje mineralizacja wód termalnych niższa od 35 g/l. Jednak ich temperatura niewiele będzie przekraczać 40°C, gdyż spąg skał zbiornikowych znajduje się tutaj tylko na głębokości zbliżonej do 1200 m.

Subregion bobrownicko-krzepicki (C3)

To pozostała część regionu sycowskiego, gdzie wody termalne zbiornika dolnego triasu o stosunkowo wysokiej mineralizacji (40 – 100 g/l) będzie cechować temperatura 40 – 60°C. Niestety, jak w większości innych miejsc mezozoicznych basenów hydrogeotermalnych na Niżu Polskim, wzrostowi temperatury towarzyszy tutaj wzrost mineralizacji wód i oczywiście wzrost głębokości zalegania spągu skał zbiornikowych.

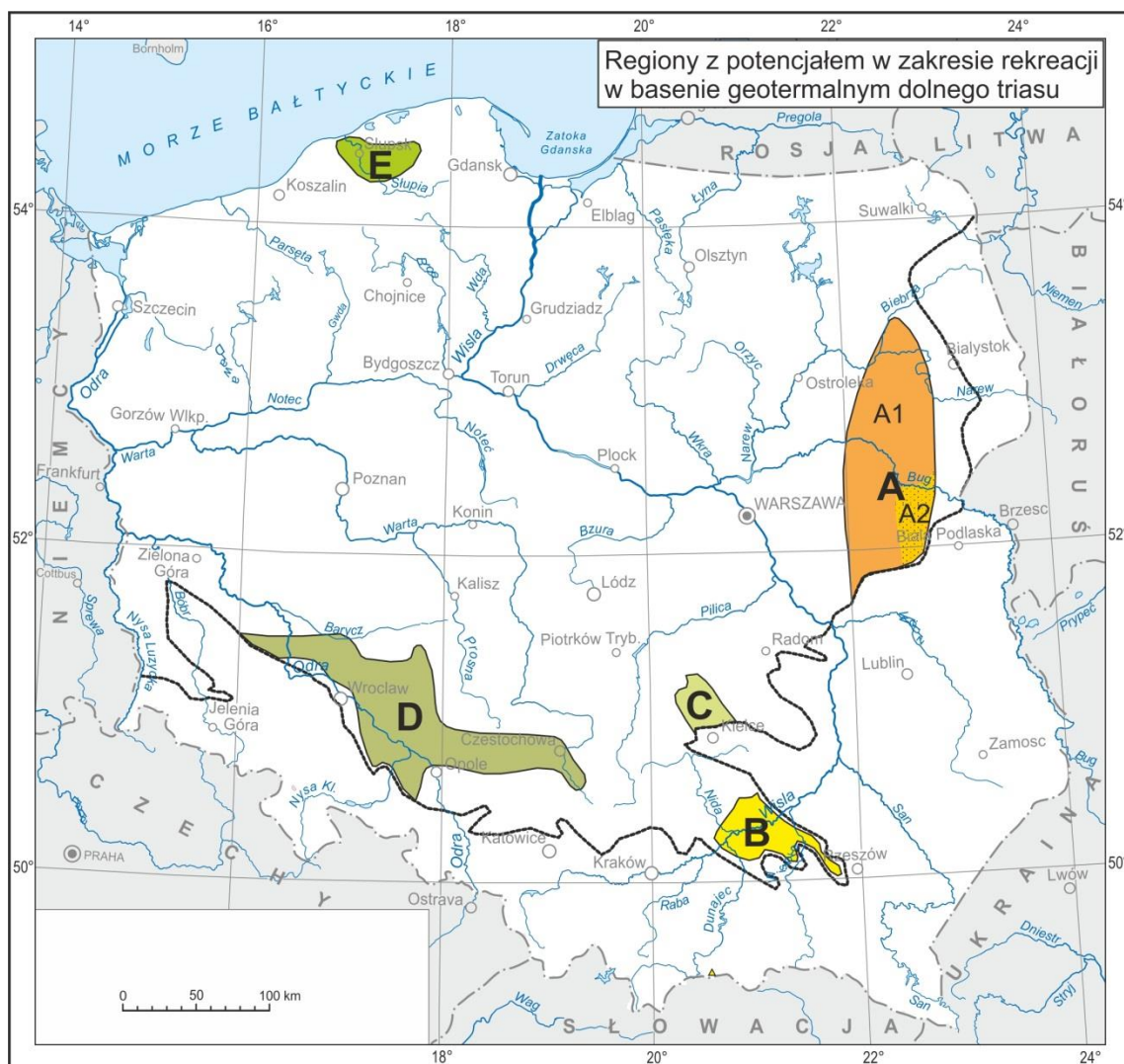
Region szczeciński (D)

Region ten to niewielki obszar w dolinie Wisły na odcinku między ujściem Dunajca i Wisłoki. Są to południowo-wschodnie krańce synklinorium szczecińsko miechowskiego. Mineralizacja wód zbiornika dolnego triasu jest tutaj umiarkowana. Jej wartość to 10 – 20 g/l. wody te mają tutaj temperaturę 45 – 50°C. Prognozowana wydajność studni to nie więcej niż około 10 – 15 m³/h. Skały triasu charakteryzuje duża zmienność facjalna i brak precyzyjnej stratygrafii. Skały te poprzecinane są licznymi uskokami, które doprowadziły do wyodrębnienia niewielkich bloków tektonicznych, a także do powstania dwóch antyklin nałożonych o rozciągłości SE-NW. Założono, że pakiet utworów piaszczystych przykrytych miejscami węglanami retu/wapienia muszlowego reprezentuje głównie dolny pstry piaskowiec. Miąższość piaskowców i mułowców tego wieku wynosi około 200 m, a miąższość sumaryczna poziomów wodonośnych to około 10% tej wartości. Spąg utworów triasowych znajduje się w wyróżnionym regionie na głębokości 1200 – 1500 m.

Regiony z potencjałem w zakresie rekreacji

Region podlaski (A)

Region ten rozciąga się południkowo między doliną dolnej Biebrzy a Siedlcami (Rys. 20). W całości leży na monoklinie mazursko-podlaskiej, w jej części praktycznie pozbawionej przejawów tektoniki fałdowej i nieciągłej. Mineralizacja wód termalnych zbiornika dolnego triasu wynosi tutaj od pojedynczych g/l (część południowo-wschodnia regionu) do 35 g/l. Ich temperatura będzie nieznacznie przekraczać 20°C, zbliżając się do 40°C tylko w południowo-zachodniej części wyróżnionego regionu, gdzie zasolenie wód będzie już jednak znaczące (30-35 g/l). Strop skał dolnego triasu znajduje się w regionie podlaskim na głębokości od około 1000 do około 2000 m, a ich miąższość waha się od około 150 do około 250 m. Łączna miąższość poziomów wodonośnych w basenie dolnego triasu na obszarze wyróżnionego regionu nie przekracza 50 m. Poziomy te znajdują się w mułowcach i wkładkach piaskowców dolnego i środkowego pstręgo piaskowca. Prognozowane wydajności studni to od kilku do najwyżej około 20 m³/h.



Rys. 20. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku triasu dolnego na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów rekreacji (Nazwy geograficzne regionów i subregionów, zaznaczonych tutaj literami lub literami i cyframi, przedstawiono w tekście. Kolory zastosowane dla poszczególnych regionów i subregionów służą wyłącznie uczytelnieniu ich wydzielenia).

Subregion tykocińsko-międzyrzecki (A1)

Subregion ten zajmuje ponad 80% obszaru regionu podlaskiego. Zasolenie wód wynosi tutaj powyżej 5 g/l, a ich temperatura będzie wyraźnie przekraczać 20°C, jednak tylko na południowym zachodzie wyniesie około 40°C.

Subregion łosicki (A2)

Subregion ten wyróżnia bardzo niska mineralizacja wód termalnych, poniżej 5 g/l. Jednak ich temperatura bardzo nieznacznie będzie przekraczać 20°C, a potencjalne prognozowane wydajności studni będą należeć też do najniższych w regionie.

Region szczeciński (B)

Region ten zajmuje nieco większy obszar na południowo-wschodnich krańcach basenu dolnego triasu (również synklinorium szczecińsko-miechowskiego), niż region D o tej samej nazwie, wydzielony w ramach analizy potencjału ciepłowniczego. W środkowej i północnej części regionu występują dwie formy tektoniczne o charakterze antyklin nałożonych o przebiegu SE - NW, co należy wiązać z aktywnością systemu lokalnej sieci uskokuwej. Mineralizacja wód zbiornika dolnego triasu jest tutaj umiarkowana (10 – 20 g/l). Wody te mają tutaj temperaturę 40 – 50°C. Prognozowana wydajność studni to nie więcej niż od kilku do około 10 – 15 m³/h. Skąły triasu charakteryzuje duża zmienność oboczna. Ich stratygrafia ma tylko podstawy litologiczne. Założono, że pakiet utworów piaszczystych przykrytych miejscami węglanami retu/wapienia muszlowego reprezentuje głównie dolny pstry piaskowiec. Miąższość piaskowców i mułowców tego wieku wynosi około 200 m, a miąższość sumaryczna poziomów wodonośnych to około 10% tej wartości. Spąg utworów triasowych znajduje się w wyróżnionym regionie na głębokości 1000 – 1500 m.

Region mniowski (C)

To niewielki obszar położony na północ od Kielc, na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Monoklinalnie zapadające ku NW warstwy triasu przecięte są tutaj trzema strefami uskokuowymi o tym samym przebiegu i o charakterze zrzutowym, które nieco różnicują głębokość występowania skał dolnego triasu. Od północy region ten kontaktuje z regionem B o potencjale ciepłowniczym, ale i o mineralizacji wód wyższej od 35g/l. Potencjalne prognozowane wydajności studni w regionie mniowskim to od kilku do niskich kilkudziesięciu m³/h. Temperatura wód termalnych wzrasta w kierunku północnym, który jest kierunkiem zapadania warstw triasowych, od 20 do około 40°C. Ich mineralizacja też będzie wzrastać w tym kierunku od kilkunastu do 35 g/l. Strop skał dolnego triasu zanurza się tutaj na głębokość około 1600 m, a ich miąższość zmienia się od 100 do około 500 m. Sumaryczna miąższość warstw wodonośnych to 30 – 100 m. Warstwy te znajdują się głównie w mułowcach piaszczystych i piaskowcach pstrego piaskowca środkowego i górnego.

Region lubińsko-częstochowski (D)

Region ten to pas basenu hydrogeotermalnego dolnego triasu, rozciągający się wzdłuż doliny środkowej Odry i kończący się w pobliżu źródeł Warty. Obejmuje on fragment monokliny przedsudeckiej i monokliny śląsko-krakowskiej. W brzeżnej części basenu na odcinku Lubin-Wrocław skały mezozoiczne poprzecinane są uskokami zrzutowymi o przebiegu SW – NE, które nieco różnicują głębokość zalegania utworów triasu. Podobny system uskokuw występuje na zachód od Częstochowy w rejonie Kłobucka. Temperatury wód tego zbiornika wzrastają tutaj od południowych krańców regionu ku północy

z około 20 do około 40°C, przekraczając o kilka stopni tę wartość tylko na obszarze położonym na wschód od Wrocławia. Podobny trend dotyczy też stopnia mineralizacji wód termalnych, która zmienia się od 5 do 35 g/l. Prognozowana wydajność otworu eksploatacyjnego to niskie kilkadziesiąt m³/h. Spąg skał dolnego triasu w wyróżnionym regionie znajduje się na głębokości od około 800 do około 1500 m. Ich miąższość zmienia się od około 200 do około 600 m, natomiast łączna miąższość poziomów wodonośnych to około 150 m. Poziomy te są zlokalizowane głównie w piaskowcach górnej części profilu dolnego pstrego piaskowca oraz w dolnej części profilu pstrego piaskowca środkowego.

Region słupski (E)

Jest to niewielka enklawa basenu hydrogeotermalnego dolnego triasu, gdzie mineralizacja wód termalnych w stosunku do otoczenia spada poniżej 35 g/l. Należy się spodziewać tam jednak mineralizacji powyżej 20 g/l. Obszar ten jest położony na północno-zachodnich krańcach monokliny mazursko-podlaskiej. Od południa graniczy z niecką koszalińską. Warstwy mezozoiczne nie są tutaj zaburzone tektonicznie. Obszar jest poza wpływami tektoniki solnej. Temperatura wód termalnych jest jednak niska, gdyż dochodzi maksymalnie tylko do 30°C. Potencjalna prognozowana wydajność studni to kilkanaście m³/h, maksymalnie niskie kilkadziesiąt m³/h. Strop skał triasu znajduje się tutaj na głębokości 700 – 800 m. Ich miąższość to około 200 – 300 m, natomiast łączna miąższość horyzontów wodonośnych, które znajdują się we wklądkach piaskowców dolnego i prawdopodobnie środkowego pstrego piaskowca to około 100 m.

4. Ranking regionów geotermalnych

Walidacje regionów i subregionów geotermalnych basenów mezozoicznych Niżu Polskiego przeprowadzono w oparciu o arbitralnie wyznaczone wagi podstawowych parametrów i finalnie kategorie ich przydatności. Za najważniejsze parametry uznano temperaturę wód, stopień ich mineralizacji i w drugiej kolejności prognozowaną wydajność z otworu. Dwa ostatnie parametry, którym przyznano mniejszą wagę to wartość strumienia cieplnego i głębokość spągu poziomów wodonośnych. Należy tutaj jednak podkreślić, że w konkretnych warunkach inwestycyjnych, na przykład przy ograniczonych środkach na wykonanie otworu geotermalnego, ten ostatni parametr będzie równie istotny, jak i parametry tutaj wyżej punktowane, niezbędne dla powodzenia przedsięwzięcia. Podobnie, przy planowanej intensywnej i długotrwałej eksploatacji wód termalnych na potrzeby ciepłownictwa, wyższe wartości strumienia cieplnego i związana z nimi szybsza odnawialność cieplna eksploatowanych struktur skalnych, stają się elementami niezwykle istotnymi.

Różnica w punktacji regionów i subregionów z potencjałem ciepłowniczym w zakresie temperatur $>60^{\circ}\text{C}$ i tych z temperaturami zawartymi pomiędzy 40 a 60°C dotyczy tylko głębokości spągu zalegania poziomów wodonośnych. W przypadku walidacji regionów i subregionów geotermalnych z potencjałem w zakresie rekreacji przyjęta punktacja dotyczy oczywiście innych wartości mineralizacji, temperatur i wydajności. Przyjęte punkty procentowe dla poszczególnych regionów i subregionów często nie są tożsame z wartościami progowymi podanymi w stopce tabel, co wynika z niejednorodności niektórych parametrów na ich obszarze. Na przykład punktacja procentowa dla regionu, który w 2/3 będzie leżał w strefie wysokiego strumienia cieplnego, a w 1/3 w strefie jego średnich wartości wynosi w przedstawionym zestawieniu 8%. Przydatność regionów i subregionów dla wykorzystania wód termalnych do celów tutaj analizowanych określono w skali czterostopniowej, w której przydatność wysoka (A) wiąże się z sumą punktów procentowych wyższą od 70, przydatność umiarkowana (B) z punktami zawartymi w przedziale 50 – 70, przydatność niska (C) z sumą punktów w przedziale 25 – 49. Nie wyróżniono tutaj regionów i subregionów nieprzydatnych (D) z sumą punktów niższą od 25, co wiąże się z wyłączeniem już na etapie regionalizacji obszarów analizowanych basenów geotermalnych, które nie spełniały parametrów progowych.

Przeprowadzona tutaj walidacja wskazuje, że potencjał ciepłowniczy do geotermii niewspomaganej, czyli tej związanej z wodami o temperaturze wyższej od 60°C , ogranicza się tylko do regionów o przydatności umiarkowanej i niskiej. Nie wyróżniono żadnego regionu lub subregionu o wysokiej przydatności. Należy jednak pamiętać, że jedną z podstaw wydzielenia regionów dla geotermii wód

o temperaturze wyższej od 60°C były jej wartości notowane w stropie danego zbiornika geotermalnego [1]. Przy dość dużej miąższości warstw wodonośnych, nawet uwzględniając spadek temperatury w trakcie transportu wody do głowicy otworu, rzeczywista jej temperatura może być o kilka stopni wyższa. Stąd walidacja w tych przypadkach może zawierać do 10% nieoszacowania.

Tabela 1. Walidacja regionów i subregionów geotermalnych z potencjałem ciepłowniczym w zakresie temperatur >60°C.

Wiek	Region	Subregion	Symbol	T	Min.	Wyd.	Strumień	Spąg	Kategoria
K1	żnińsko-pabianicki	goplańsko-uniejowski	B B1	10%	20%	10%	5%	5%	B (50%)
		licheński	B2	10%	0%	10%	5%	5%	C (30%)
	szczecińsko-strzelecki		D						
		stargardzko-chociwelski	D1	10%	0%	10%	5%	10%	C (35%)
J1	piotrkowsko-radomski	łódzki	A A1	10%	20%	20%	5%	5%	B (60%)
	pomorsko-mazowiecki	brodnicko-mszczonowski	C C1	10%	0%	20%	0%	5%	C (35%)
	toruńsko-kutnowski		D	10%	10%	20%	10%	5%	B (55%)
	szzecińsko-koniński	nowogardzko-skarszewski	E E1	20%	10%	20%	10%	5%	B (65%)
T1	sycowski	kuźnicki	C C1	10%	10%	10%	5%	0%	C (35%)

Wagi parametrów: T (temperatura wód) – 30% (>80°C = 30%, 70-80°C = 20%, 60-70°C = 10%); Min. (mineralizacja wód) – 30% (<16 g/l = 30%, 16-35 g/l = 20%, 36-70 g/l = 10%, >70 g/l = 0%); Wyd. (prognozowana wydajność) – 20% (>100 m³/h = 20%, 30-100 m³/h = 10%, <30 m³/h = 0%); Strumień ciepły – 10% (>90 mW/m² = 10%, 70-90 mW/m² = 5%, <70 mW/m² = 0%); Spąg (głębokość zalegania skał wodonośnych) – 10% (<1500 m = 10%, 1500 – 2500 m = 5%, >2500 m = 0%). Kategoria przydatności ciepłowniczej regionu/subregionu geotermalnego: A (suma >70%) – przydatność wysoka; B (suma 50 – 70%) – przydatność umiarkowana; C (suma 25 – 49%) – przydatność niska; D (suma <25%) – nieprzydatny.

W kolejności od obszarów najwyżej punktowanych, umiarkowaną przydatnością cechują się subregiony nowogardzko-skarszewski (E1, zbiornik jury dolnej) i łódzki (A1, zbiornik jury dolnej), region toruńsko-kutnowski (D, zbiornik jury dolnej) oraz subregion goplańsko-uniejowski (B, zbiornik kredy dolnej). W pozostałych jednostkach przydatność tą określono jako niską (Tab. 1). W zakresie geotermii wspomaganą, czyli tej opartej na wodach o temperaturze 40 – 60°C, wydzielono jeden region i jeden subregion o wysokiej przydatności. W ramach zbiornika dolnej kredy jest to subregion gnieźnieńsko-pabianicki (B3). Region poznańsko-kaliski (B) o wysokiej przydatności dotyczy natomiast zbiornika geotermalnego dolnej jury. Przydatnością umiarkowaną w ramach zbiornika dolnej kredy (Tab. 2) cechują się: region brodnicko-mszczonowski (A), czarnkowsko-wągrowiecki (C) i subregion nowogrodzko-drawieński (D2).

Umiarkowaną przydatność mają też regiony i subregiony zbiornika dolnej jury – piotrkowsko-garwoliński (A2), jedliński (A3) i pyrzycko-wrześnieński (E2). W obrębie zbiornika triasu dolnego obszarem o przydatności umiarkowanej jest tylko subregion oleśnicki (C2). Pozostałe, wyróżnione tutaj jednostki tego zbiornika cechuje niska przydatność do celów ciepłownictwa wspomaganego.

W obrębie zbiorników kredy dolnej i jury dolnej wyróżniono subregiony o wysokiej przydatności wód termalnych dla celów rekreacji (Tab. 3). Są to subregiony: płocko-radomski (A1, zbiornik dolnej kredy), uniejowski (B1, zbiornik kredy dolnej) i bełchatowsko-białobrzegi (B1, zbiornik jury dolnej). Pozostałe regiony i subregiony zbiornika geotermalnego jury dolnej, poza bartoszycko-garwolińskim (A2) o przydatności niskiej, sklasyfikowano jako miejsca o przydatności umiarkowanej. W zbiorniku geotermalnym dolnej kredy niską przydatnością cechują się: subregion chojnicko-warszawski (A2) oraz regiony – gorzowsko-poznański (C) i zamojski (D). Przydatność umiarkowaną ma tutaj tylko subregion czarnkowsko-radomszczański (B2). W zbiorniku triasu dolnego prawie wszystkie wyróżnione jednostki to obszary o niskiej przydatności wód termalnych dla celów rekreacji. Tylko region szczuciński (B) oceniono jako obszar o umiarkowanej przydatności do tych celów.

Porównując wyniki przeprowadzonego tutaj rankingu regionów i subregionów geotermalnych z kondycją instalacji geotermalnych na Niżu Polskim, można zauważyć, że dobrze funkcjonujące inwestycje geotermalne w Uniejowie, Mszczonowie i Poddębicach znajdują się w obrębie subregionów o umiarkowanych i dobrych warunkach geotermalnych. Połączenie wykorzystania wód termalnych zbiornika kredy dolnej w ciepłownictwie i rekreacji zapewnia optymalne ekonomicznie ich wykorzystanie. Ujęcia geotermalne w Pyrzycach znajduje się na granicy subregionu pyrzycko-wrześnieńskiego (E2), a w Stargardzie Szczecińskim już poza nim. Jest to związane z przyjęciem granicznej wartości mineralizacji wód na poziomie 100 g/l. Wody pozyskiwane z odwiertów w Stargardzie i Pyrzycach cechuje wyraźnie wyższy stopień mineralizacji. W przypadku geotermii stargardzkiej konieczny był kolejny otwór chłonny, co podniosło koszty przedsięwzięcia. Niestety nie ma gwarancji, że kolmatacja przestrzeni porowej spowodowana dużym zasoleniem wód i niekorzystna architektura skał zbiornikowych w nieodległej przyszłości nie wymuszą wiercenia kolejnych otworów chłonnych. Nie można jednak wykluczyć, że w miejscach o bardzo dobrych własnościach chłonnych warstw wodonośnych eksploatowanego zbiornika, wykorzystanie wód termalnych o mineralizacji przekraczającej 100 g/l nie będzie się wiązało ze spadkiem rentowności przedsięwzięcia. Do tego potrzebna jest jednak bardziej szczegółowa wiedza i to w skali lokalnej o własnościach zbiornikowych skał zawierających wody termalne. Taka wiedza (zdjęcia sejsmiczne 3D, parametry karotażowe, modele 3D górotworu) była i jest dzisiaj tworzona dla potrzeb poszukiwań węglowodorów.

Tabela 2. Walidacja regionów i subregionów geotermalnych z potencjałem ciepłowniczym w zakresie temperatur 40-60°C.

Wiek	Region	Subregion	Symbol	T	Min.	Wyd.	Strumień	Spąg	Kategoria
K1	Brodnicko-mszczonowski	Gnieźnieńsko-pabianicki	A	20%	30%	10%	0%	5%	B (65%)
	Żnińsko-pabianicki		B						
	Czarnkowsko-wągrowiecki		B3	25%	20%	20%	5%	5%	A (75%)
	Szczecińsko-strzelecki	Nowogrodzko-drawieński	C	15%	15%	10%	5%	5%	B (50%)
	Józefowski		D						
			D2	25%	15%	0%	7%	5%	B (52%)
			E	15%	10%	0%	0%	7%	C (32%)
J1	Piotrkowsko-radomski	Piotrkowsko-garwoliński	A						
			A2	20%	20%	15%	0%	5%	B (60%)
			A3	10%	30%	10%	0%	5%	B (55%)
	Poznańsko-kaliski	Chojnicko-warszawski	B	15%	25%	20%	10%	5%	A (75%)
			C						
	Pomorsko-mazowiecki		C2	15%	10%	15%	0%	3%	C (43%)
Szczecińsko-koniński	Pyrzycko-wrześniański	E							
		E2	20%	5%	20%	5%	5%	B(55%)	
T1	Przasnysko-kozienicki	Oleśnicki Bobrownicko-krzepicki	A	15%	5%	0%	5%	5%	C (25%)
	Opoczniański		B	20%	5%	5%	5%	3%	C (38%)
	Sycowski		C						
			C2	15%	20%	5%	5%	7%	B (52%)
	Szczuciński		C3	20%	5%	5%	5%	5%	C (40%)
		D	15%	20%	0%	0%	5%	C (40%)	

Wagi parametrów: T (temperatura wód) – 30% (50-60°C = 30%, 40-49°C = 15%); Min. (mineralizacja wód) – 30% (<16 g/l = 30%, 16-35 g/l = 20%, 36-70 g/l = 10%, >70 g/l = 0%); Wyd. (prognozowana wydajność) – 20% (>100 m³/h = 20%, 30-100 m³/h = 10%, <30 m³/h = 0%); Strumień ciepły – 10% (>90 mW/m² = 10%, 70-90 mW/m² = 5%, <70 mW/m² = 0%); Spąg (głębokość zalegania skał wodonośnych) – 10% (<1000 m = 10%, 1000 – 2000 m = 5%, >2000 m = 0%). Kategoria przydatności ciepłowniczej regionu/subregionu geotermalnego: A (suma>70%) – przydatność wysoka; B (suma 50 – 70%) – przydatność umiarkowana; C (suma 25 – 49%) – przydatność niska; D (suma <25%) – nieprzydatny.

Tabela 3. Walidacja regionów i subregionów geotermalnych z potencjałem w zakresie rekreacji.

Wiek	Region	Subregion	Symbol	T	Min.	Wyd.	Strumień	Spąg	Kategoria
K1	Nadwiślański	Płocko-radomski Chojnicko-warszawski	A						
			A1	30%	30%	15%	0%	5%	A (80%)
			A2	10%	10%	5%	0%	8%	C (33%)
	Gnieźniańsko-piżrkowski	Uniejowski Czarnkowsko-radomszczański	B						
			B1	30%	15%	20%	5%	5%	A (75%)
			B2	15%	10%	15%	5%	10%	B (55%)
			C	5%	15%	5%	10%	10%	C (45%)
	Gorzowsko-poznański								
	Zamojski								
	D	7%	5%	5%	0%	10%	C (27%)		
J1	Warmińsko-mazowiecki	Wielbarsko-maciejowski Bartoszycko-garwoliński	A						
			A1	30%	5%	20%	0%	5%	B (60%)
			A2	10%	15%	10%	0%	10%	C (45%)
	Pabianicko-radomski	Bełchatowsko-białobrzegi Łódzko-iżarski	B						
			B1	30%	12%	20%	5%	5%	A (72%)
			B2	15%	25%	20%	3%	5%	B (68%)
			C						
	Nadwarciański	Świebodzińsko-radomszczański Swarzędzko-pyzdrzański	C1	30%	5%	20%	7%	5%	B (67%)
			C2	15%	15%	20%	8%	10%	B (68%)
			D						
	Zachodnio-pomorski	KołobrzESCO-złotowski Stobnieński	D1	8%	20%	20%	5%	8%	B (61%)
			D2	30%	5%	20%	5%	8%	B (68%)
	Łęczycki								
	E	30%	5%	20%	5%	3%	B (63%)		
T1	Podlaski	Tykocińsko-międzyrzecki Łosicki	A						
			A1	15%	10%	7%	0%	5%	C (37%)
			A2	5%	30%	5%	0%	5%	C (45%)
	Szczuciński								
	B	30%	20%	5%	0%	5%	B (60%)		
	Mniowski								
	C	15%	5%	8%	5%	5%	C (38%)		
	Lubińsko-częstochowski								
	D	13%	12%	10%	6%	7%	C (48%)		
	Słupski								
E	5%	5%	5%	4%	10%	C (29%)			

Wagi parametrów: T (temperatura wód) – 30% (40-50°C = 30%, 30-39°C = 20%, 20-29°C = 5%); Min. (mineralizacja wód) – 30% (<5 g/l = 30%, 5-20 g/l = 20%, 21-35 g/l = 5%); Wyd. (prognozowana wydajność) – 20% (>30 m³/h = 20%, 15-30 m³/h = 10%, 5-14 m³/h = 5%); Strumień cieplny – 10% (>90 mW/m² = 10%, 70-90 mW/m² = 5%, <70 mW/m² = 0%); Spąg (głębokość zalegania skał wodonośnych) – 10% (<1000 m = 10%, 1000 – 2000 m = 5%, >2000 m = 0%). Kategoria przydatności ciepłowniczej regionu/subregionu geotermalnego: A (suma > 70%) – przydatność wysoka; B (suma 50 – 70%) – przydatność umiarkowana; C (suma 25 – 49%) – przydatność niska; D (suma <25%) – nieprzydatny.

5. Podsumowanie

Głównym celem tego rozdziału była próba fizycznogeograficznej regionalizacji użytkowej basenów hydrogeotermalnych kredy dolnej, jury dolnej i triasu dolnego Niżu Polskiego, przeprowadzona na podstawie uproszczonych tutaj, istotnych parametrów tych basenów, zestawionych w wersji szczegółowej w opracowaniu Góreckiego (red.) [1]. Podjęto tutaj również próbę wyjaśnienia kontrowersji związanych z różnymi szacunkami wartości strumienia cieplnego na obszarze Polski, który w świetle wyników korelacji z innymi danymi geofizycznymi wydaje się w dotychczasowych opracowaniach dotyczących basenów geotermalnych Niżu Polskiego wyraźnie przeszacowany. Dalsze prace nad możliwie precyzyjnym określeniem wartości strumienia cieplnego na obszarze Polski, w tym te związane z laboratoryjnym określaniem przewodności skał, wydają się niezbędne. Tam gdzie dla ekonomiki eksploatacji wód termalnych istotnym parametrem będzie tempo wychładzania górotworu, jego analiza, oparta na poprawnie określonym strumieniu i przewodnictwie cieplnym, stanie się koniecznością. Własności użytkowe poszczególnych, rozpatrywanych tutaj basenów hydrogeotermalnych są niezwykle zróżnicowane. Znaczne ich obszary nie spełniają założonych kryteriów progowych. Basen dolnego triasu, rozpatrywany zarówno w kontekście potrzeb rekreacji, jak i też ciepłownictwa, ma znaczenie marginalne. Przeprowadzona walidacja wskazuje, że większość wyróżnionych w jego obrębie regionów charakteryzuje niski potencjał dotyczący obu kierunków możliwego wykorzystania. Bez wątplenia potencjał geotermalny zbiorników dolnego triasu i dolnej jury obniża fakt powszechnego stowarzyszenia pożądanego wzrostu temperatur wód termalnych z niepożądanym wzrostem ich mineralizacji.

Wody termalne o temperaturach przekraczających 60°C i mineralizacji poniżej 100 g/l, czyli potencjalnie użyteczne do niewspomagane ciepłownictwa, znajdują się głównie w zbiorniku dolnej jury, gdzie wyróżniono jeden region (toruńsko-kutnowski) i dwa subregiony (łódzki i nowogardzko-skarszewski) o umiarkowanej przydatności. W zbiorniku kredy dolnej tylko subregion goplańsko-uniejowski można uznać za umiarkowanie przydatny dla tego rodzaju ciepłownictwa.

W zakresie wód termalnych potencjalnie użytecznych dla ciepłownictwa wspomaganego (temperatura 40 – 60°C, mineralizacja poniżej 100 g/l) dobre warunki przypisano dwóm jednostkom. W zbiorniku dolnej kredy jest to subregion gnieźnieńsko-pabianicki, natomiast w zbiorniku jury dolnej – region poznańsko-kaliski. Jako umiarkowanie przydatne w tym zakresie określono osiem jednostek. W zbiorniku dolnej kredy są to regiony brodnicko-mszczonowski i czarnkowsko-wągrowiecki, a także subregion nowogrodzko-drawieński. W zbiorniku jury dolnej są to subregiony: piotrkowsko-garwoliński, jedliński i pyrzycko-wrześnieński. Jako umiarkowanie przydatny określono również subregion oleśnicki zbiornika triasu dolnego.

Trzy jednostki określono jako te o wysokiej przydatności w zakresie rekreacji. W zbiorniku kredy dolnej są to subregiony płocko-radomski i uniejowski. W zbiorniku jury dolnej jest to tylko subregion bełchatowsko-białobrzegi. Należy jednak podkreślić, że w zbiorniku tym wyróżniono aż siedem regionów i subregionów o umiarkowanej przydatności w tym zakresie.

Przeprowadzona tutaj regionalizacja trzech najważniejszych zbiorników hydrogeotermalnych Niżu Polskiego ma charakter wstępny i powinna być w przyszłości uszczegółowiona. Mały zasób danych sprawił, że nie podjęto się tutaj próby regionalizacji basenów hydrogeotermalnych Niżu Polskiego w zakresie przydatności wód termalnych dla potrzeb balneologii.

Granice regionów i ich walidacja mogą w przyszłości ulec zmianie nie tylko z powodu napływu nowych danych, lecz również gdy dalsze doświadczenia z eksploatacji wód termalnych i postęp technologii doprowadzą do zmniejszenia wagi kryterium związanego ze stopniem mineralizacji wód, a zwłaszcza do przeniesienia progu dopuszczalnych jego wartości wyraźnie powyżej 100 g/l, bez większego wpływu na rentowność przedsięwzięć.

6. Spis rycin i tabel

Rys. 1. Strumień ciepły na obszarze Polski wg Majorowicza i Wybrańca [3](a), a także Szewczyka i Gientki [2] (b).	6
Rys. 2. (a) Strumień ciepły na powierzchni moho w Polsce (wg [10]). (b) Wykres produkcji ciepła radiogenicznego i strumienia ciepłego w funkcji głębokości, gdy ten na powierzchni wynosi 80 mW/m ² . Kolorem niebieskim przedstawiono model, który zakłada udział ciepłego strumienia skorupowego na poziomie 0,4 [10]. (c) Krzywe geotermiczne wykonane dla powierzchniowego strumienia ciepłego w zachodniej Polsce 100 mW/m ² [2] oraz 80 mW/m ² [7], z uwzględnieniem modelu prezentowanego na figurze „b” [8].....	8
Rys. 3. Strumień ciepły na obszarze Europy (wg Majorowicza i Wybrańca, [3]).	10
Rys. 4. Struktury mezozoiczne na obszarze Polski [19]. Na mapie zaznaczono też zasięgi występowania skał dolnego triasu, dolnej jury i dolnej kredy.	12
Rys. 5. Struktury solne na Niżu Polskim [20].	13
Rys. 6. (a) Uproszczony obraz zaangażowania tektonicznego skał dolnej kredy niżu polskiego (na podstawie Dadlez (red.) [18]). (b) Uproszczony obraz głębokości zalegania spągu skał dolnej kredy na Niżu Polskim (wg Górecki (red.) [1])......	20
Rys. 7. (a) Strumień ciepły na obszarze zbiornika hydrogeotermalnego kredy dolnej (wg Szewczyk i Gientka [2], uproszczone). (b) Temperatura wód w stropie zbiornika hydrogeotermalnego kredy dolnej (wg Górecki (red.) [1], uproszczone).....	21
Rys. 8. (a) Mineralizacja wód zbiornika hydrogeotermalnego kredy dolnej (wg Górecki (red.) [1], uproszczone). (b) Potencjalne prognozowane wydajności studni w zbiorniku hydrogeotermalnym kredy dolnej (wg Górecki (red.) [1], zredukowane o 30% i uproszczone).....	22
Rys. 9. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku kredy dolnej na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów ciepłownictwa.	24
Rys. 10. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku kredy dolnej na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów rekreacji.....	29
Rys. 11. (a) Uproszczony obraz zaangażowania tektonicznego skał dolnej jury Niżu Polskiego (na podstawie Dadlez (red.), [18]) (b) Uproszczony obraz głębokości zalegania spągu skał dolnej jury na Niżu Polskim (wg Górecki (red.) [1])......	33
Rys. 12. (a) Strumień ciepły na obszarze zbiornika hydrogeotermalnego jury dolnej (wg Szewczyk i Gientka, [2], uproszczone). (b) Temperatura wód w stropie zbiornika hydrogeotermalnego jury dolnej (wg Górecki (red.) [1], uproszczone).	34

Rys. 13. (a) Mineralizacja wód zbiornika hydrogeotermalnego jury dolnej (wg Górecki (red.) [1], uproszczone). (b) Potencjalne prognozowane wydajności studni w zbiorniku hydrogeotermalnym jury dolnej (wg Górecki (red.) [1], zredukowane o 30% i uproszczone).	35
Rys. 14. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku jury dolnej na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów ciepłownictwa.....	37
Rys. 15. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku jury dolnej na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów rekreacji.	43
Rys. 16. (a) Uproszczony obraz zaangażowania tektonicznego skał dolnego triasu Niżu Polskiego (na podstawie Dadlez (red.) [18]). (b) Uproszczony obraz głębokości zalegania spągu skał dolnego triasu na Niżu Polskim (wg Górecki (red.) [1]).....	49
Rys. 17. (a) Strumień ciepły na obszarze zbiornika hydrogeotermalnego triasu dolnego (wg Szewczyk i Gientka [2], uproszczone). (b) Temperatura wód w stropie zbiornika hydrogeotermalnego triasu dolnego (wg Górecki (red.) [1], uproszczone).....	50
Rys. 18. (a) Mineralizacja wód zbiornika hydrogeotermalnego triasu dolnego (wg Górecki (red.) [1], uproszczone). (b) Potencjalne prognozowane wydajności studni w zbiorniku hydrogeotermalnym triasu dolnego (wg Górecki (red.) [1], zredukowane o 30% i uproszczone).	51
Rys. 19. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku triasu dolnego na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów ciepłownictwa.	53
Rys. 20. Regiony występowania wód termalnych w zbiorniku triasu dolnego na Niżu Polskim, potencjalnie użytecznych dla celów rekreacji.	56
Tabela 1. Walidacja regionów i subregionów geotermalnych z potencjałem ciepłowniczym w zakresie temperatur >60°C.....	60
Tabela 2. Walidacja regionów i subregionów geotermalnych z potencjałem ciepłowniczym w zakresie temperatur 40-60°C.....	62
Tabela 3. Walidacja regionów i subregionów geotermalnych z potencjałem w zakresie rekreacji.	63

7. Spis literatury

- [1] W. Górecki, Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim – formacje mezozoiku – W. Górecki i M. Hajto, Redaktorzy, Kraków: Ministerstwo Środowiska. Akademia Górniczo-Hutnicza, 2006.
- [2] J. Szewczyk i D. Gientka, „Terrestrial heat flow density in Poland — a new approach.,” *Geol. Quart.*, p. 125–140, 2009.
- [3] J. Majorowicz i S. Wybraniec, „New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application.,” w *Int J Earth Sci*, tom 100:55, 2011, p. 881–887.
- [4] A. Guterch, S. Wybraniec, M. Grad, R. A. Chadwick, C. M. Krawczyk, P. A. Ziegler, H. Thybo i W. De Vos, „Crustal structure and structural framework,” w *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v. (Houten)*, J. C. Doornenbal i A. G. Stevenson, Redaktorzy, 2010, pp. 11-23.
- [5] I. Szuman, J. Z. Kalita i M. W. Ewertowski, „The impact of geothermal heat flux on the last Scandinavian ice sheet over W Poland and E Germany.,” w *Geografiska Annaler, Ser. A, Physical Geography*, 2019.
- [6] J. Majorowicz, „Terrestrial heat flow in Poland – version 2,” w *Geological Atals of Poland*, J. Nawrocki i A. Becker, Redaktorzy, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB (w druku), 2020.
- [7] J. Majorowicz i S. Plewa, „Study of heat flow in Poland with special regards to tectonophysical problems,” w *Terrestrial Heat Flow in Europe, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York*, 1979, pp. 240-252.
- [8] J. Majorowicz i J. Šafanda, Lithosphere thickness from new heat-flow data of the Odra Variscan Area, SW Poland. *Pure Appl Geophys.*, 2018.
- [9] A. M. Karwasiecka i B. Bruszevska, Density of the surface Earth's heat flow on the area of Poland (Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego ziemi na obszarze Polski), tom 60, Warsaw (in Polish): Centr. Arch. PIG, Pol. Geol. Inst., 1997.
- [10] J. Majorowicz, M. Grad i M. Polkowski, Thermal properties of the crust and the lithosphere-asthenosphere boundary in the area of Poland from the heat flow variability and seismic data. *Int. J. Earth Sci.*, tom 108(2), 2019, pp. 649-672.
- [11] V. Čermak, Lithospheric thermal regime in Europe. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, tom 79(1), 1993, pp. 179-193.
- [12] D. S. Chapman i K. P. Furlong, Thermal state of the continental lower crust. In: Fountain, D.M., 1992.

- [13] A. Correia i J. Šafanda, Geothermal modelling along a two-dimensional crustal profile in Southern Portugal. *J. Geodyn.*, tom 34, 2002, p. 47–61.
- [14] V. Čermák i L. Bodri, Temperature structure of the lithosphere based on 2D temperature modelling, applied to central and eastern Europe. In: Burrus J (ed) *Thermal modeling in sedimentary basins: 1st IFP Exploration Research Conference*, (Editions Technip) red., Carcans, France: Collection Colloques Et Seminaires, 44, Imprint Paris, , 1986, p. 7–31.
- [15] H. N. Pollack i D. S. Chapman, „Mantle heat flow.,” w *Earth Planet. Sci. Lett.*, tom 34, 1977, p. 174–184..
- [16] I. M. Artemieva, *The lithosphere: an interdisciplinary approach.*, New York: Cambridge University Press, 2011.
- [17] M. Wilde-Piórko, M. Świeczak, M. Grad i M. Majdański, „Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the Precambrian Craton and Phanerozoic terranes in Central Europe.,” *Tectonophysics*, p. 108–115, 2010.
- [18] R. Dadlez, *Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na niżu polskim w skali 1 : 500000.*, Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 1998.
- [19] P. Aleksandrowski, „Struktury mezozoiczne (staroalpejskie),” w *Atlas Geologiczny Polski*, J. Nawrocki i A. Becker, Redaktorzy, Warszawa, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, 2017.
- [20] G. Czapowski, P. Aleksandrowski i M. Jarosiński , „Struktury solne.,” w *Atlas geologiczny Polski.*, J. Nawrocki i A. Becker, Redaktorzy, Warszawa, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, 2017.
- [21] A. Szyperko-Teller, „Trias dolny (pstry piaskowiec).,” w *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (Marek S., Pajchłowa M. red.). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego.*, tom CLIII, 1997, pp. 112-132.
- [22] Z. Deczkowski, „Jura dolna,” w *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego.*, tom CLIII, S. Marek i M. Pajchłowa , Redaktorzy, Warszawa, 1997, pp. 205-216.
- [23] S. Marek, „Kreda dolna - Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce.,” w *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego.*, tom CLIII, S. Marek i M. Pajchłowa, Redaktorzy, 1997, pp. 351-366.
- [24] S. Marek i A. Feldman-Olszewska, „Mapa paleotektoniczna kredy dolnej,” w *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego.*, tom CLIII, S. Marek i M. Pajchłowa, Redaktorzy, 1997, p. 363.

- [25] L. Pająk i W. Bujakowski, „Zmiany ceny zakupu energii cieplnej pochodzącej z polskich ciepłowni geotermalnych w latach 2007–2018 w świetle obowiązujących taryf rozliczeniowych (Changes in the purchase price of heat originating from Polish geothermal heating plants in the time perio,” *Technika Poszukiwań Geologicznych, Geotermia, Zrównoważony Rozwój*, pp. 29-35, 1 2018.
- [26] L. Rajchel, „Zastosowanie wód termalnych w balneoterapii i rekreacji.,” w *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim - formacje mezozoiku*, W. Górecki i M. Hajto, Redaktorzy, Ministerstwo Środowiska, 2006.
- [27] R. Arculus i R. W. Kay, *Continental lower crust*. Elsevier, Amsterdam, pp. 179-199.
- [28] W. Majorowicz i S. Wybraniec, „New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application.,” w *Int J Earth Sci*, tom 55, 2011, p. 881–887.