

Fig. 5\_3. Czasowa mapa strukturalna stropu jury środkowej J2

#### Opracowanie modelu prędkości do konwersji czasowo-głębokościowej

Ważnym problemem przetwarzania było otrzymanie z danych sejsmicznych precyzyjnej informacji o budowie wgłębnej ośrodka geologicznego w domenie głębokości. Opracowanie przestrzennego modelu prędkości do konwersji z domeny czasu do głębokości realizowane było w kilku etapach, obejmujących przygotowanie osnowy strukturalnej, w obrębie, której były kolejno realizowane procedury wczytania i edycji prędkości sejsmicznych, otworowych oraz finalna kalibracja. Osnowa strukturalna została skonstruowana przy wykorzystaniu map czasowych horyzontów wyinterpretowanych wzdłuż dostępnych profili sejsmicznych oraz rozszerzona o dane otworowe w celu uzyskania optymalnego pokrycia. Mapy poszczególnych horyzontów wykonane były w programie ZMAPplus, wykorzystując algorytm PointGriddingPlus. Zadany krok obliczeniowy ("oczko" siatki interpolacyjnej) w tym przypadku również wynosił 500m. W obrębie założonej osnowy strukturalnej interpolowane były prędkości interwałowe obliczone na etapie przetwarzania danych sejsmicznych oraz zarejestrowane w otworach.

Wykorzystując obliczony model prędkości skonstruowano głębokościowe mapy strukturalne interpretowanych horyzontów (Fig. 5\_4).



Fig. 5\_4. Mapa strukturalna stropu jury dolnej J2 w domenie głębokości

#### <u>Podsumowanie</u>

Wyniki przeprowadzonych prac (reprocessing danych sejsmicznych, a następnie ich interpretacja) zostały wykorzystane do opracowania modelu strukturalnoparametrycznego dla wytypowanego obszaru perspektywicznego dla lokalizacji niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych.

Wykonane mapy strukturalne czasowe korelowanych granic sejsmicznych, identyfikowanych z odpowiednimi granicami litostratygraficznymi, dokumentują rozwój tektoniki solnej i jej wpływ na ostateczny model strukturalny obszaru objętego interpretacją.

# Model strukturalno-parametryczny, oraz hydrogeologiczny i grawimetryczny

#### MODEL STRUKTURALNO-PARAMETRYCZNY

#### (B. Papiernik, G. Machowski, B. Czopek)

Przedmiotem tego zadania było skonstruowanie przestrzennych (3D) komputerowych modeli strukturalno-parametrycznych odwzorowujących układ strukturalny i zmienność litologiczno – zbiornikową w wytypowanym obszarze badawczym dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych (EGS) w skałach osadowych.

Modelowania wykonano w programie Petrel ado przygotownia cyfrowych wersji map wykorzystywano pakiety oprogramowania firmy ESRI: ArcMap, ArcView i ArcInfo.

Przed przystąpieniem do modelowania wykonano analizę geologiczną wytypowanego obszaru badawczego dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych, ze szczegółową charakterystyką wykształcenia utworów wapienia muszlowego (wstępnie wytypowanego, jako perspektywiczny dla systemów EGS).

#### *Cyfrowe mapy strukturalne*

Najistotniejsze źródło danych do opracowania cyfrowych map strukturalnych wykonanych w ramach tematu stanowiły cząstkowe modele numeryczne (gridy 2 D) opracowane na podstawie map archiwalnych, sejsmiki i danych otworowych przez zespół KSE AGH latach 1990-2010 w ramach realizacji kilkunastu tematów naukowo badawczych.

#### Tektonika i linie zasięgu

Wstępne wersje linii zasięgu poszczególnych jednostek mezozoicznych i paleozoicznych oraz przebiegu uskoków zestawiano na podstawie wyżej opisanych danych wejściowych oraz innych materiałów archiwalnych.

Zasięg kompleksów karbonu wyznaczono biorąc pod uwagę archiwalne i publikowane opracowania kartograficzne (Żelichowski i in., 1983, 1993, Pożaryski, Dembowski 1983, Pożaryski, Karnkowski 1992) i modeli cyfrowych (e.g., Górecki i in., 2006b).

Przedstawiane na mapach spągu cechsztynu dyslokacje pochodziły z modelu Papiernika (2000) z późniejszymi zmianami. Natomiast dyslokacje na mapach dolnopermskich i karbońskich powierzchni strukturalnych to sieci uskoków Papiernika i in. (2008), uzupełnione o dyslokacje pochodzące z opracowań Żelichowskiego (1993), Pożaryskiego i Dembowskiego (1983), Pożaryskiego i Karnkowskiego (1992).

Przebieg dyslokacji na mapach pokryw mezozoicznych oparto na mapach z Atlasu geotermalnego (Górecki i in., 2006a) i basenu dolnopermskiego (Peryt i in., 2008; Doornenball et al., 2010), częściowo uzupełniając ją przebiegiem dyslokacji z Mapy geologicznej bez utworów czwartorzędu (Dadlez i in., 2000) oraz innych map archiwalnych.

#### Dane otworowe wykorzystane do opracowania osnowy stratygraficznej

Opracowane mapy, a później strukturalne modele 3D dowiązywano do wyników interpretacji strukturalnej oraz odwiertów położonych na obszarze badań. Przykładowo, w przypadku stropu J3 wykorzystano 355 odwiertów, dla stropu Tp2 - 152 wiercenia, a strop karbonu dowiązano jedynie do 62 otworów.

#### Reambulowane mapy wynikowe

Wykorzystując wyżej opisane dane wejściowe autorzy opracowali w formie regularnych siatek interpolacyjnych (*grid 2D*) zestaw 13 map strukturalnych, odzwierciedlających ukształtowanie:

- 1. Spągu karbonu dolnego;
- 2. Stropu karbonu dolnego;
- 3. Stropu karbonu górnego;

- 4. Stropu czerwonego spągowca;
- 5. Stropu cechsztynu;
- 6. Stropu triasu dolnego (Tp1+Tp2);
- 7. Stropu triasu środkowego (Tp3+T2), (Fig. 5\_5);
- 8. Stropu triasu górnego;
- 9. Stropu jury dolnej;
- 10. Stropu jury środkowej;
- 11. Stropu jury górnej;
- 12. Stopu kredy dolnej;
- 13. Stropu kredy górnej;

Na bazie ww. map strukturalnych opracowany został zestaw 11 map miąższościowych obejmujących:

1.	Mapę miąższości karbonu dolnego;
2.	Mapę miąższości karbonu górnego;
3.	Mapę miąższości wulkanitów autunu;
4.	Mapę miąższości dolnego czerwonego spągowca;
5.	Mapę miąższości górnego czerwonego spągowca;
6.	Mapę miąższości cechsztynu;
7.	Mapę miąższości triasu dolnego (Tp1+Tp2);
8.	Mapę miąższości triasu środkowego (Tp3+T2) (Fig. 5_6);
9.	Mapę miąższości triasu górnego;
10.	Mapę miąższości jury dolnej;
11.	Mapę miąższości jury środkowej;

Mapy opracowano w formie regularnych siatek interpolacyjnych o poziomym spacjowaniu 250 x 250m.



Fig. 5\_5. Mapa strukturalna stropu triasu środkowego (Tp3+T2)



Fig. 5\_6. Mapa miąższości triasu środkowego (Tp3+T2)

## Model strukturalno - parametryczny

Statyczne trójwymiarowe modelowania parametryczne stanowią część procedury modelowania przestrzennego i symulacji procesów złożowych. Metodologia ta rozwinęła się przede wszystkim dla potrzeb inżynierii złożowej w poszukiwaniach naftowych. Obecnie jest ona stosowana także dla celów sekwestracji dwutlenku węgla.

Prezentowany model opracowano z wykorzystaniem programu Petrel. Pomijając etapy wstępne obejmujące zestawienie bazy danych i interpretację strukturalno–geologiczną opracowanie statycznego modelu w formie grida 3D obejmuje w najprostszej formie (**Fig. 5\_7**):

• Opracowanie map strukturalnych w formacie regularnych siatek interpolacyjnych [RSI] (gridów 2D)

• Stworzenie przestrzennego (3D) modelu strukturalnego z wykorzystaniem opracowanych RSI i interpretacji tektoniki nieciągłej;

• Opracowanie modelu uskokowego (Fault Model);

• Opracowanie szkieletu gridu (skeleton) w wyniku zastosowania procedury tzw. pillar griddingu;

• Utworzenie sekwencji stratygraficznych (zones) w rezultacie wprowadzenia do modelu powierzchni stratygraficznych (Surface= grid 2D);

Wprowadzenie warstwowania wewnątrz sekwencji stratygraficznych (layers);

• Utworzenie modelu facjalnego lub litologicznego (Facies Modeling) na podstawie danych otworowych;

• Modelowanie zmienności parametrów petrofizycznych (porowatości, zailenia przepuszczalności) z wykorzystaniem wyników modelowań strukturalnych i litologiczno-facjalnych (*Petrophysical Modeling*), na podstawie krzywych geofizyki wiertniczej oraz danych laboratoryjnych pochodzących z otworów wiertniczych.



Fig. 5\_7. Schemat modelowania strukturalnego z wykorzystaniem programu Petrel

#### Model strukturalny

Osnowę strukturalną modelu 3D zbudowano na podstawie regionalnych map strukturalnych i miąższościowych przedstawionych powyżej.

W modelowaniach parametrycznych, ze względu na brak danych lub brak perspektyw kompleksu nie brano pod uwagę kompleksów: górnego karbonu, autunu wylewnego raz dolnego czerwonego spągowca. Modelowane sekwencje podzielono proporcjonalne na 4 - 20 warstw o minimalnej miąższości przekraczającej 5 metrów.

Finalny model strukturalny obejmuje powierzchnię ok. 36 000 km2 i składa się z 13 powierzchni strukturalnych od spągu karbonu po strop kredy (Fig. 5\_8), natomiast obszar wytypowany dla lokalizacji EGS ma powierzchnię ok. 19 000 km2.



Fig. 5\_8. Osnowa strukturalna modelu 3D, czerwonym kolorem zaznaczono granicę obszaru wytypowanego dla lokalizacji EGS

### Model litologiczno-facjalny

Model litologiczno-facjalny w modelu HDR obliczono na podstawie profili litologicznych utworów opracowanych dla 23 otworów wiertniczych. Na podstawie analizy materiału

rdzeniowego i krzywych geofizycznych wyróżniono następujące podstawowe wydzielenia litologiczne: iłowce, mułowce, piaskowce, węglany, margle, żwiry i osady chemiczne.

Wyniki modelowania litologiczno-facjalnego w obrębie modelu HDR przedstawiono na Fig. 5\_9. Bardziej precyzyjne wyniki modelowania można prześledzić wzdłuż przekroju podłużnego o kierunku NW-SE (Fig. 5\_10) oraz poprzecznego o kierunku SW-NE (Fig. 5\_11).



Fig. 5\_9. Model litologiczno-facjalny utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR



Fig. 5\_10. Model litologiczno-facjalny utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR wzdłuż przekroju podłużnego NW-SE



Fig. 5\_11. Model litologiczno-facjalny utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR wzdłuż przekroju poprzecznego SW-NE

# Model parametryczny zailenia

Model zailenia został obliczony na podstawie krzywych zailenia (Vsh) pochodzących z 35 otworów wiertniczych oddzielnie dla poszczególnych sekwencji (zones).



Fig. 5\_12. Model zailenia utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR

Zgeneralizowaną wizualizację wyników modelowania zailenia przedstawiono na Fig. 5\_12, a rozkład średniego zailenia (przykładowo) dla kompleksu triasu środkowego przedstawiono na mapie Fig. 5\_13.



Fig. 5\_13. Mapa średniego zailenia utworów triasu środkowego w strefie modelu HDR

#### Model parametryczny porowatości

Model porowatości został obliczony na podstawie krzywych porowatości (PHI) pochodzących z 54 otworów wiertniczych.

Przestrzenny rozkład wyników modelowania porowatości (PHI) przedstawiony został na Fig. 5\_14, a rozkład średniej porowatości (przykładowo) dla kompleksu triasu środkowego przedstawiono na mapie Fig. 5\_15.



Fig. 5\_14. Model porowatości utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR



Fig. 5\_15. Mapa średniej porowatości utworów triasu środkowego w strefie modelu HDR

#### Model parametryczny przepuszczalności

Model przepuszczalności powstał jako ostatni z modeli parametrów zbiornikowych. W tym przypadku dane wejściowe stanowiły krzywe przepuszczalności oraz laboratoryjne oznaczenia przepuszczalności pochodzące łącznie z 90 otworów z obszaru badań.

Interpretacje przepuszczalności z krzywych geofizyki wiertniczej obejmowały głównie interwały jury oraz czerwonego spągowca. W tej sytuacji do estymacji modelu przepuszczalności dołączono również oznaczenia laboratoryjne tego parametru.

Model otworowy przepuszczalności (PERM) policzono wykorzystując uśrednianie geometryczne – odpowiednie dla danych o bardzo dużej zmienności, logarytmicznej (Ahmed 2001).

Syntetyczne wyniki modelowania przepuszczalności w modelu 3D przedstawione zostały na Fig. 5\_16. Na bazie modelu przepuszczalności zostały obliczone mapy średniej przepuszczalności – przykładową, dla kompleksu triasu środkowego przedstawiono na Fig. Fig. 5\_17).



Fig. 5\_16. Model przepuszczalności utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR



Fig. 5\_17. Mapa średniej przepuszczalności utworów triasu środkowego w strefie modelu HDR

## Model parametryczny gęstości objętościowej

Model gęstości objętościowej został obliczony na podstawie krzywych geofizycznych (RHOB) pochodzących z 24 otworów wiertniczych, dla poszczególnych sekwencji (zones). Przestrzenny rozkład wyników modelowania gęstości objętościowej (RHOB) przedstawiony został na Fig. 5\_18.

Przybliżony modelem rozkład gęstości objętościowej (RHOB) w analizowanej strefie siłą rzeczy oddaje trendy zmienności odtworzone modelem porowatości (PHI).



Fig. 5\_18. Model gęstości objętościowej utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR

#### Podsumowanie

 Model litologiczno-facjalny w analizowanej strefie; pomimo iż bazował na stosunkowo nielicznej liczbie danych rozmieszczonych nierównomiernie, oddaje generalne trendy rozkładu facji (węglany, ewaporaty).

 Model zailenia wyraźnie pokazuje zróżnicowanie litologiczne poszczególnych kompleksów.

• W obliczonym modelu porowatości i przepuszczalności analizowanej strefy wyraźnie zaznaczają się najmłodsze kompleksy - kredy dolnej i górnej, dla których średnie wartości porowatości przekraczają 20 %, podobnie jak w niektórych kompleksach jurajskich, zaś najniższe porowatości posiada zdominowany przez ewaporaty cechsztyn (średnia 2 %) oraz najgłębiej położony kompleks dolnego karbonu (średnia 3%).

• Rozkład gęstości objętościowej (RHOB) w analizowanej strefie siłą rzeczy oddaje trendy zmienności odtworzone modelem porowatości (PHI).

 Warunkiem opracowania poprawnego modelu budowy wgłębnej struktur wytypowanych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (EGS/HDR) jest pozyskanie wszystkich dostępnych danych sejsmicznych, reprocessing materiałów sejsmiki i docelowo prawdopodobnie wykonanie zdjęcia sejsmiki 3D. Niezbędnym elementem pracy będzie również szeroka interpretacja litologiczno-złożowa krzywych geofizyki wiertniczej.

#### ANALIZA HYDROGEOLOGICZNA SKAŁ OSADOWYCH

#### (A. Haładus, J. Kania, A. Szczepański)

Budowa zamkniętych systemów geotermalnych dla wykorzystania ciepła gorących, suchych skał wymaga występowania struktur geologicznych z odpowiednim typem skał. Wydzielenie w wytypowanych poziomach stratygraficznych obszarów charakteryzujących się takim typem skał wymaga pogłębionych analiz geologiczno-strukturalnych, litologiczno-facjalnych i geologiczno-genetycznych, hydrodynamicznych przy wykorzystaniu badań geofizycznych oraz laboratoryjnych obejmujących m.in. oznaczenie parametrów hydrogeologicznych, wytrzymałościowych i petrograficznych skał. Skały osadowe powinny zalegać jak najpłycej, w obrębie wysokich anomalii temperaturowych, charakteryzować się wysoką pojemnością cieplną oraz możliwościami intensywnego transportu ciepła, wysoką wytrzymałością i podatnością na rozszczelinowanie, dużą miąższością oraz odpornością na rozmakanie. Porowatość, szczelinowatość i przepuszczalność tych skał powinna być niewielka (skały powinny być praktycznie nieprzepuszczalne), a więc zawodnienie skał minimalne. Ponadto w rejonie potencjalnych obszarów zalegania suchych i gorących skał nie powinny występować strefy nieciągłych zaburzeń tektonicznych lub jeżeli wystąpią, to wielkości zrzutów uskoków i ich zasięgi powinny mieć, co najwyżej charakter lokalny. Najbardziej korzystnymi typami skał osadowych są piaskowce (lite, zwięzłe) oraz zwięzłe, mało spękane wapienie i dolomity.

Ocena parametrów hydrogeologicznych tj. porowatości efektywnej i przepuszczalności utworów triasu środkowego i dolnego oraz permu dolnego i karbonu została wykonana na podstawie danych z 54 otworów wiertniczych zlokalizowanych w obszarze badań obejmujących ponad 4 tys. oznaczeń porowatości efektywnej oraz 2,8 tys. Oznaczeń przepuszczalności. Stopień rozpoznania i wartości parametrów są przestrzennie bardzo zróżnicowane. Charakter przepuszczalności badanych utworów oceniono na podstawie klasyfikacji skał według wartości współczynnika przepuszczalności (Pazdro, Kozerski, 1990). Jednym z kryteriów, jakie powinny spełniać skały wykorzystywane do budowy zamkniętych systemów geotermalnych jest ich niewielkie zawodnienie, a więc najlepiej, gdy będą to utwory półprzepuszczalne lub nieprzepuszczalne. Według przyjętej klasyfikacji są to odpowiednio skały o przepuszczalności 1–100 mD i poniżej 1 mD.

Utwory triasu środkowego w obrębie niecki mogileńsko-łódzkiej reprezentują wapienie, często przewarstwione iłowcami i marglami, oraz margle. Współczynnik porowatości efektywnej skał najczęściej mieści się w przedziale od 0,5 do kilku %, a sporadycznie przekracza 10%. Wartości przepuszczalności wskazują na nieprzepuszczalny charakter skał – dominują wielkości poniżej 1 mD. Utwory triasu dolnego wykształcone są w postaci skał mułowcowo-iłowcowych, piaskowców, anhydrytów, wapieni, dolomitów i iłowców. Podobnie jak w przypadku utworów wapienia muszlowego, wartości porowatości efektywnej mieszczą się głównie w przedziale do kilku %. Zdecydowanie przeważają wartości przepuszczalności do 1 mD charakterystyczne dla skał nieprzepuszczalnych. W obrębie utworów dolnego permu występują głównie piaskowce, lokalnie zlepieńce i mułowce o porowatości efektywnej w przedziale od poniżej 1 do dwudziestu kilku %; oraz przepuszczalności w zakresie kilku rzędów. Osady karbonu wykształcone są głównie w mułowcowo-piaskowcowych, postaci kompleksów mułowcowo-iłowcowych i piaskowców. Zakres uzyskanych wartości badanych parametrów hydrogeologicznych mieści się w przedziale 0,06–12,6% (najczęściej 0,3–2,5%) w przypadku porowatości efektywnej oraz 0,001–115,5 mD (na ogół 0,01–0,1 mD) dla przepuszczalności. Skały te można zaliczyć do nieprzepuszczalnych i półprzepuszczalnych. Nie stwierdzono zależności korelacyjnej pomiędzy charakteryzowanymi parametrami.

#### MODELOWANIA GRAWIMETRYCZNE

#### (M. Stefaniuk, P. Targosz, W. Górecki, A. Sowiżdżał)

Trójwymiarowe modelowanie na wytypowanym obszarze, interesującym z punktu widzenia lokalizacji niekonwencjonalnych systemów geotermicznych (EGS), miało na celu ocenę i weryfikację przyjętych parametrów petrofizycznych ośrodka geologicznego. Model parametryczno - strukturalny zawierał miedzy innymi dane o rozkładzie gęstości porowatości oraz przepuszczalności dla poszczególnych wydzieleń litostratygraficznych. Wszystkie te parametry są współzależne, kontrolując/weryfikując jeden z nich możemy określać poprawność stworzonego modelu parametrycznego.

Model strukturalny wybranego obszaru (**Fig. 5\_19**) zbudowano w oparciu dane geologiczne, sejsmiczne oraz otworowe z uwzględnieniem poszczególnych poziomów litostratygraficznych, obejmujących osady kredy, jury, triasu, permu oraz karbonu. Łącznie wykorzystano trzynaście powierzchni strukturalnych i przygotowano model od głębokości 10 000m p.p.m. i rozmiarach 142 000 x 232 000m. Rozdzielczości pozioma modelu przestrzennego, determinowana przez rozmiar siatek strukturalnych, wynosi 250m.

W pierwszym etapie prac wykonano modelowanie proste, które pozwoliło ocenić i zweryfikować przyjęte założenia i uwarunkowania modelu przestrzennego. Modelowanie przeprowadzono w wariancie dla stałych, średnich wartości gęstości objętościowych poszczególnych warstw oraz zmiennych, zdefiniowanych poprzez mapy tego parametru (a więc bliższych rzeczywistości, o ile rozkład gęstości górotworu jest dobrze poznany).



Fig. 5\_19. Fragment modelu strukturalnego obszaru badań (horyzonty mezopaleozoiku)

Otrzymane wyniki (Fig. 5\_20) potwierdzają poprawną budowę modelu w skali regionalnej i lokalnej. Wyraźnie odzwierciedlone są główne jednostki strukturalne, osie synklin i antyklin oraz rozdzielające je strefy gradientowe. Stosunkowo słabo zapisują się w uzyskanych obrazach struktury solne i towarzyszące im strefy gradientowe. Przygotowane mapy różnicowe (mapy błędu) pomiędzy anomaliami pomierzonymi w redukcji Bouguera a odpowiedzią od modelu definiują obszary, dla których przyjęty model powinien zostać skorygowany. W centralnej części analizowanego obszaru model gęstości zmiennych generuje różnice poniżej 10mGal (Fig. 5\_21).

Kolejnym etapem prac było modelowanie odwrotnie. Inwersji, w dwóch etapach, poddano gęstości podłoża podkarbońskiego oraz kredy górnej. Podczas prowadzenia modelowania kierowano się analizą błędu pomiędzy efektem od modelu a wartościami obserwowanymi (**Fig. 5\_22**), przy założeniu odpowiednich ram zmienności modelowanych parametrów.



Fig. 5\_20. Wyniki modelowania prostego (odpowiedź od modelu) dla zmiennych gęstości objętościowych, izolinie kreślono co 2mGal



Fig. 5\_21. Mapy różnicowe (mapa błędu) pomiędzy anomaliami pomierzonymi, a odpowiedzią od modelu dla zmiennych gęstości objętościowych (Fig. 5\_20), izolinie kreślono co 5mGal



Fig. 5\_22. Mapy różnicowe (mapa błędu) po inwersji, pomiędzy anomaliami pomierzonymi, a odpowiedzią od modelu (po inwersji) dla zmiennych gęstości objętościowych, izolinie kreślono co 2mGal



**Fig. 5\_23.** Mapa temperatury średniej na poziomie 3500 m p.p.m. określonej w oparciu o wyznaczone równanie regresji liniowej (y = 0.7x + 87.716) pomiędzy rozkładem anomalii regionalnej (orientacyjna głębokość śledzenia poniżej 2000 m p.p.m.) i danymi termicznymi

<u>Analiza zależności korelacyjnych pomiędzy danymi termicznymi i anomaliami siły ciężkości</u> Przy poszukiwaniu potencjalnych skał zbiornikowych dla systemów EGS kluczową rolę odgrywa geometria zbiornika oraz rozkład parametrów termicznych. Metody grawimetryczne pozwalają na uzupełnienie bądź weryfikację tych parametrów, co ma istotny wpływ na stopień ryzyka podczas podejmowania decyzji związanych z lokalizacją niekonwencjonalnych systemów geotermicznych.

Rozkład parametrów termicznych w kompleksie skał osadowych zależny jest m.in. od porowatości, przepuszczalności i charakterystyki petrograficznej szkieletu skalnego. Ten sam zestaw parametrów określa gęstość objętościową skał, której rozkład przestrzenny jest źródłem anomalii pola siły ciężkości. Powyższe prawidłowości stanowią przesłankę możliwości wykorzystania rozkładu pola siły ciężkości do korekty (udokładnienia) map parametrów geotermicznych tj. temperatura i strumień cieplny.

Informacje odnoszące się do parametrów geotermicznych pochodzą z nielicznych, odpowiednio opróbowanych otworów nieregularnie rozłożonych na obszarze kraju. Pomiary grawimetryczne natomiast wykonane zostały z zagęszczeniem przynajmniej kilku punktów na kilometr kwadratowy. W tej sytuacji wykorzystanie rozkładu anomalii grawimetrycznych do wspomagania interpolacji rozkładu parametrów cieplnych daje szansę na istotną poprawę jakości map termicznych.

Analizę zależności korelacyjnych danych termicznych przeprowadzono w oparciu o dane z dziewięciu otworów wiertniczych, dla których wyznaczone zostały średnie temperatury na różnych głębokościach w stosunku do anomalii grawimetrycznych (rezydualnych, regionalnych). Najlepszą korelację uzyskano dla anomalii regionalnych do głębokości 3500m p.p.t. W oparciu o te zależności przygotowano alternatywną mapę rozkładu średniej temperatur na poziomie 3500 m p.p.m. (**Fig. 5\_23**).

Ustalone zależności korelacyjne można (lokalnie) wykorzystać do konstrukcji alternatywnych map temperatury co prezentuje załączony przykład. Przedstawiony sposób konstrukcji mapy wymaga jednak dalszych badań, w szczególności zwiększenia liczebności danych służących do ustalenia zależności korelacyjnych. Interesujące będzie również opracowanie i wprowadzenie korekt wynikających np. z lokalnej specyfiki rozkładu gęstości lub parametrów termicznych.

122

# 5.2 Modele dla skał wulkanicznych

(O. Rosowiecka, K. Czuryłowicz, A. Wójcicki, T. Adamczak-Biały, H. Kiersnowski, K. Sobień, M. Roman, A. Głuszyński, Z. Petecki)

#### Modelowanie grawimetryczne i magnetyczne w rejonie bloku Gorzowa

W rejonie bloku Gorzowa Wielkopolskiego trójwymiarowe modelowanie pól potencjalnych oparto, w przypadku grawimetrii, na mapie skonstruowanej na bazie szczegółowego zdjęcia rozproszonego (rozdział 2) oraz map grawimetrycznych dla arkuszy Pyrzyce (Szczypa, Soćko, 1979a) i Gorzów Wielkopolski (Szczypa, Soćko, 1979b), a w przypadku magnetometrii, tylko na archiwalnym zdjęciu półszczegółowym (Cieśla, Wybraniec, 1995).

Modelowanie zostało wykonane przy użyciu oprogramowania GeoModeller3D, a więc podobnie jak w przypadku modelu dla obiektu Parczew (patrz niżej) konieczne było skonstruowanie odpowiednich map wejściowych. Model dla bloku Gorzowa założono dla kostki o głębokości 10km. Z tego względu mapa anomalii grawimetrycznych została poddana filtracji w domenie Fouriera w celu usunięcia regionalnego tła pochodzącego od utworów poniżej 10 km.

Parametry magnetyczne utworów czerwonego spągowca określono na podstawie bazy danych parametrów gęstościowych i magnetycznych (Polechońska i in., 2002). Pozostałym wydzieleniom stratygraficznym przypisano wartości zerowe zarówno podatności magnetycznej jak i namagnesowania. Gęstości przypisano na podstawie opracowania stanowiącego rozwinięcie powyższej bazy (Rosowiecka i in., 2011).

Strukturę geologiczną w pierwszym przybliżeniu skonstruowano, podobnie jak w przypadku modelu na obiekcie Parczew, na bazie map strukturalnych opracowanych na podstawie interpretacji danych sejsmicznych i danych otworowych. Z map tych wykonano cięcia wzdłuż 9 profili NS i 1 profilu WE i takie krzywe wprowadzono jako bazowe dla struktury (Fig. 5\_25). Główną zmianą było wprowadzenie do struktury warstwy wulkanitów czerwonego spągowca.

Efekt grawimetryczny obliczony od powyższej struktury, przy założeniu gęstości startowych dobrze oddaje trend regionalny (a także wykazuje pewne podobieństwo do rozkładu anomalii rezydualnych. Lokalne anomalie Bouguera są wywołane dość płytkimi źródłami, niemającymi wpływu na geometrię wulkanitów czerwonego spągowca. Można nawet pokusić się o korelację tychże lokalnych anomalii z opisanymi poniżej anomaliami magnetycznymi. W obrazie regionalnym, wyliczonym od modelu (podobnym do obrazu anomalii rezydualnych z usuniętym wpływem utworów przypowierzchniowych - Fig. 5\_26), najprawdopodobniej silnie zaznacza się wpływ utworów węglanowych i anhydrytowych występujących w dolnej części cechsztynu oraz ich kontrast z utworami solnymi cechsztynu i w mniejszym stopniu kontrast między dolnym triasem a cechsztynem. Wygląda na to, że zróżnicowanie gęstościowe cechsztynu jest daleko większe od zmienności w obrębie czerwonego spągowca (wulkanity a utwory klastyczne) i stąd grawimetria jest mniej przydatna do śledzenia zasięgu i miąższości wulkanitów.

W obrazie magnetycznym modelowanego obszaru brak anomalii, których źródło jednoznacznie można by wiązać z wulkanitami czerwonego spągowca. Jak widać na Fig. 5\_24 pole magnetyczne zmienia się w zakresie jedynie 17 nT (podczas gdy, dla porównania, na obszarze obiektu Parczew zmienność ta sięga ponad 700nT!). Ponadto rozmiary anomalii (szerokość rzędu 2 km) wskazują na źródła płytsze niż te znajdujące się w czerwonym spągowcu, a więc na głębokości rzędu 3,5km. Tak niewielkie anomalie być może odpowiadają zróżnicowaniu najmłodszych utworów osadowych, głównie paramagnetycznych (np. podwyższoną podatnością charakteryzują się często osady jeziorne czy rzeczne na skutek większej koncentracji hematytu). Natomiast efekt obliczony dla zadanej struktury (Fig. 5\_24) pokazuje jak mógłby wyglądać obraz magnetyczny gdyby jedynym źródłem były utwory wulkaniczne na głębokości rzędu 3,5km. Niezależnie od miąższości tychże utworów anomalie są znacznie bardziej rozległe niż pomierzone, chociaż ich amplituda jest zbliżona do amplitudy wartości pomierzonych.







Fig. 5\_25. Trójwymiarowe przedstawienie struktury geologicznej wymodelowanej wzdłuż 10 sekcji w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego (kolory oznaczają kompleksy geologiczne różniące się gęstością)

# MAPA WYGŁADZONYCH REZYDUALNYCH ANOMALII GRAWIMETRYCZNYCH



granica państwowa

Fig. 5\_26. Rezydualne anomalie grawimetryczne, wygładzone metodą uśrednienia, wiązane z kompleksem permomezozoicznym. W efekcie uśrednienia usunięte zostały krótkookresowe anomalie związane z przypowierzchniowymi, kenozoicznymi źródłami.

# Modelowanie grawimetryczne i magnetyczne dla obiektu Parczew w rejonie Lubelszczyzny (osłona osadowa, ew. intruzje paleozoiczne i proterozoiczne)

Trójwymiarowy model grawimetryczny i magnetyczny dla obiektu Parczew w rejonie Lubelszczyzny został skonstruowany przy wykorzystaniu oprogramowania *GeoModeller3D* (BGRM, Intrepid Geophysics). Efekty magnetyczny i grawimetryczny są liczone tu jedynie od zadanej "kostki" modelu strukturalnego. Z tego względu mapy anomalii obu pól (wartości pomierzone na Fig. 5\_27) zostały poddane filtracji w domenie Fouriera w celu usunięcia regionalnego tła pochodzącego od utworów znajdujących się poniżej 8 km, czyli poniżej dolnej powierzchni modelowanej kostki. Od mapy podstawowej odjęto mapę anomalii regionalnych uzyskanych w wyniku analitycznego przedłużenia w górę. Mapy podstawowe zostały opracowane na podstawie nowych, szczegółowych danych magnetycznych (rozdział 2) oraz grawimetrycznych danych archiwalnych (Ostrowska i in., 1999; Ostrowska, Pisuła 2001).

Podstawą dla konstrukcji modelu strukturalnego były następujące dane:

- Mapy strukturalne opracowane na podstawie interpretacji danych sejsmicznych oraz 12 otworów Do modelu wprowadzono cięcia powyższych map wykonane wzdłuż 8 profili sejsmicznych: T0050479, T0330482, T0680481, T0760482, TA330482, TA480481, TA490481, W0060474. Wyniki interpretacji w domenie czasowej dla tych linii pomogły w wytyczaniu przebiegu uskoków.
- Profile stratygraficzne otworów: Krowie Bagno IG1, Kolechowice IG1, Łęczna IG8, Lubartów 1, Ostrów Lubelski IG1, Orzechów IG1, Orzechów IG2, Orzechów IG3, Ostrówek IG2, Parczew IG10, Parczew IG3, Parczew IG4, Parczew IG7, Podedwórze IG2, Piaseczno IG1, Rozkopaczew 1, Wyhalew IG1, Wygnanów IG1. Profile zostały zaczerpnięte z CBDG PIG-PIB.
- Gęstości określono na podstawie bazy danych gęstościowych (Rosowiecka i in, 2011) a parametry magnetyczne dobrano korzystając z bazy Parametry 2000

(Polechońska i in., 2002) i innych opracowań (Krzemiński i in., 2013; Nawrocki i in., 2007; Pesonen i in., 2003).

Źródłem efektu magnetycznego modelowanego obszaru są głównie skały podłoża krystalicznego. Dla uzyskania charakterystycznego, pasmowego charakteru anomalii, związanego z występowaniem na przemian pasm amfibolitowo-granulitowych i pasm granitoidowych konieczne było wprowadzenie dwóch typów skalnych różniących się nie tyle podatnością i pozostałością magnetyczną, ale przede wszystkim kierunkiem namagnesowania. Głównym celem modelu było określenie geometrii ciała wywołującego dodatnią anomalię w centrum obszaru badań – tą, która była przedmiotem wykonanych w ramach przedsięwzięcia profilowych badań magnetycznych (rozdział 2). Ciału temu przypisano parametry magnetyczne dewońskiego diabazu bardziańskiego (Nawrocki i in., 2007), co oznacza podwyższoną względem podłoża podatność magnetyczną przy stosunkowo niskim namagnesowaniu. Ciału temu przypisano również podwyższoną względem otoczenia gęstość (2,81 g/cm<sup>3</sup>), modelując w ten sposób dodatnią anomalię Obecną w obrazie grawimetrycznym. Intruzja ta obecna jest przede wszystkim na profilu TA330482 oraz TA480481 (**Fig. 5\_28 i 29**). Na pierwszym z wymienionych profili widać, że korzystając z uskoku, intruzja ta dochodzi aż do powierzchni niezgodności bretońskiej.

W obrazie grawimetrycznym charakterystyczną anomalię stanowi dodatnie pasmo o rozciągłości NW-SE, w południowo-zachodniej części obszaru. Odpowiednika tego pasma brak w obrazie magnetycznym. Ponadto stromość krawędzi opisywanej anomalii wskazuje na dość płytkie jej źródło. Są nim prawdopodobnie wapienne utwory dewońskie charakteryzujące się gęstością znacznie podwyższoną względem dewońskich piaskowców. Utwory dewońskie należą już do uskokowej strefy Kocka, która nie była głównym przedmiotem modelowania. Model tego fragmentu należy rozumieć jedynie, jako swego rodzaju warunki brzegowe dla centralnej części modelu.

129











Fig. 5\_29. Trójwymiarowe przedstawienie struktury geologicznej wymodelowanej wzdłuż 9 profili sejsmicznych na obiekcie Parczew (kompleksy geologiczne jak w Fig. 5\_28)
### Interpretacja danych sejsmicznych

### Rejon bloku Gorzowa

Analizy danych sejsmicznych rozpoczęto od przygotowanie wstępnej informacji o dostępności danych sejsmicznych i ich rozkładzie przestrzennym i jakości do dyskusji nad wyborem lokalizacji i zakresu prac magnetotellurycznych oraz grawimetrycznych i magnetycznych. Generalnie rejon bloku Gorzowa charakteryzuje się dobrym pokryciem profilami i zdjęciami sejsmicznymi (Fig. 5\_30) wykonywanymi przeważnie przez PGNiG SA dla potrzeb poszukiwań naftowych, od lat 1970-tych do chwili obecnej. W związku z tym parametry rejestracji sejsmiki były ustawione na perspektywiczne formacje cechsztynu, w mniejszym stopniu czerwonego spągowca, który występuje tu przeważnie w postaci wulkanitów. Na podstawie lokalizacji sejsmiki i otworów wyznaczono m.in. przebieg nowych profili magnetotellurycznych i obszar szczegółowego zdjęcia grawimetrycznego, a także przebieg przekrojów koncepcyjnych.

Na tak wyznaczonym obszarze przeanalizowano około 20 profili sejsmicznych, dla których dokonano, w oparciu o archiwalne materiały sejsmiczne i otworowe oraz dostępne dane geologiczno-geofizyczne, reinterpretacji następujących horyzontów reperowych (Fig. 5\_31), które posłużyły do konstrukcji map strukturalnych:

- stropu jury dolnej - J1,

- stropu triasu górnego - T3,

- stropu górnego wapienia muszlowego - Tm3,

- stropu środkowego pstrego piaskowca,

- stropu cechsztynu - Z/P3,

- spągu Z3,

- spągu Z2,

- spągu cechsztynu - Z1,

- stropu karbonu - C.

Najtrudniejsza w interpretacji, bo najsłabiej zaznaczająca się w obrazie sejsmicznym, była granica spągu czerwonego spągowca/stropu karbonu (lokalnie na północy, w rejonie Myśliborza, wg informacji z otworu Myślibórz - GN1, karbon występuje bezpośrednio pod cechsztynem). Granica ta odpowiada, w naszym ścisłym rejonie badawczym (na południe od Myśliborza i NW od Gorzowa Wlkp.), spągowi kompleksu wulkanicznego, a spąg cechsztynu - stropowi kompleksu.

Poniżej przedstawiono przykładowy przekrój sejsmiczny, dla którego dokonano interpretacji wspomnianych wyżej horyzontów (Fig. 5\_31).



niniejszego przedsięwzięcia)

Fig. 5\_30. Stan rozpoznania geologiczno-geofizycznego obszaru badań - pokrycie profilami i zdjęciami sejsmicznymi oraz otworami w rejonie bloku Gorzowa, z naniesioną lokalizacją nowych pomiarów grawimetrycznych i magnetotellurycznych (wykonanych w ramach





### Rejon Lubelszczyzny (obiekt Parczewa)

W rejonie Lubelszczyzny analizy danych sejsmicznych rozpoczęto od przygotowania wstępnej informacji o dostępności danych sejsmicznych i ich rozkładzie przestrzennym i jakości do dyskusji nad wyborem lokalizacji i zakresu prac magnetometrycznych. Rejon Parczewa w porównaniu z rejonem bloku Gorzowa charakteryzuje się gorszym pokryciem profilami (Fig. 5\_32), które ponadto są starsze i o gorszej jakości zapisu sejsmicznego. Nowe prace magnetometryczne potwierdziły istnienie wyraźnie zaznaczającej się anomalii dodatniej na SE od otworu Parczew IG-3 i analizy sejsmiki zostały skoncentrowane właśnie na tym rejonie i jego bezpośrednim otoczeniu (Fig. 5\_32).



Fig. 5\_32. Pokrycie profilami sejsmicznymi i otworami w rejonie obiektu Parczewa, oraz obraz anomalii magnetometrycznych z nowego zdjęcia szczegółowego (na pierwszym planie, jaskrawe kolory) i starego zdjęcia półszczegółowego (w tle, bledsze kolory)

Na tak wyznaczonym obszarze przeanalizowano 12 profili sejsmicznych, dla których dokonano, w oparciu o archiwalne materiały sejsmiczne i otworowe oraz dostępne dane geologiczno-geofizyczne, reinterpretacji następujących horyzontów reperowych:

- spągu jury/niezgodności waryscyjskiej - J;

- spągu karbonu/niezgodności bretońskiej - C;

- stropu ordowiku - O;

- stropu kambru - Cm;

- stropu proterozoiku - Pt.

Poniżej przedstawiono przykładowy przekrój sejsmiczny, dla którego dokonano interpretacji wspomnianych wyżej horyzontów (Fig. 5\_33).

Również w tym przypadku granica najgłębsza, najbardziej interesująca w naszym przypadku (strop proterozoiku), najsłabiej śledzi się w obrazie sejsmicznym.





### Modele strukturalne i parametryczne

W oparciu o interpretację profili sejsmicznych, wykonano mapy czasowe, prędkości (na podstawie dostępnych danych z otworów, tzn. prędkości średnich, krzywych profilowań akustycznych) i w końcu mapy strukturalne horyzontów sejsmicznych dla dwóch rejonów badawczych. Były to, rejon bloku Gorzowa (podstawowy, obejmujący wulkanity dolnopermskie) i dodatkowo rejon Lubelszczyzny - obiekt Parczewa, gdzie występują lokalnie wulkanity dolnokarbońskie i prawdopodobnie bazalty eokambru/proterozoiku w podłożu kompleksu osadowego.

Dodatkowo dla rejonu bloku Gorzowa opracowano model parametryczny, obejmujący modele porowatości, przepuszczalności, zailenia oraz litologii. Natomiast dla obiektu Parczewa, z uwagi na szczupłość danych, przyjęto uproszczone rozkłady parametrów, omówione przy opisach modelowań grawimetryczno-magnetycznych i geotermicznych.

### Model strukturalny w rejonie bloku Gorzowa

Na model strukturalny składają się następujące mapy strukturalne reperowych horyzontów sejsmicznych:

- stropu jury dolnej - J1,

- stropu triasu górnego - T3,

- stropu górnego wapienia muszlowego - Tm3,

- stropu środkowego pstrego piaskowca - Tp2,

- stropu cechsztynu - Z/P3,

- spągu Z3,

- spągu Z2,

- spągu cechsztynu - Z1 (Fig. 5\_34),

- stropu karbonu - C.



Fig. 5\_34. Mapa strukturalna (głębokościowa) horyzontu Z1 (spąg cechsztynu/strop czerwonego spągowca - jeśli dotyczy) w rejonie bloku Gorzowa

Na mapach (np. Fig. 5\_34) zaznaczono geologiczne przekroje koncepcyjne (np. Fig. 5\_35), opracowane na podstawie dostępnych danych geologicznych i wyników interpretacji

sejsmicznej. Przekroje te posłużyły, jako podstawa do konstrukcji modeli pojemności cieplnej i potencjału dla produkcji energii elektrycznej i cieplnej oraz modeli numerycznych efektów wymiany ciepła skały z zatłaczanymi płynami. Z powyższej interpretacji wynika, że strop utworów wulkanicznych czerwonego spągowca występuje w rejonie bloku Gorzowa na głębokości rzędu 3-4 km (najczęściej 3-3.5 km) a miąższość tego kompleksu sięga 1 km.



Fig. 5\_35. Geologiczny przekrój koncepcyjny Jeniniec-Zielin

### Model parametryczny w rejonie bloku Gorzowa

W rejonie bloku Gorzowa mamy stosunkowo dużo otworów z takimi czy innymi danymi parametrycznymi, jednak poszczególne parametry reprezentowane są w sposób bardzo nierównomierny.

Pierwszym etapem konstrukcji modelu, przygotowanego w środowisku Gocad, było dokonanie konwersji czasowo-głębokościowej czasowych horyzontów sejsmicznych (co omówiono też powyżej, przy zagadnieniu konstrukcji map strukturalnych). W ten sposób powstał model strukturalny, następnie wypełniany parametrami.

Następnie, na podstawie informacji z otworów i dostępnych wyników interpretacji krzywych geofizyki wiertniczej, wykonano model litologiczny (**Fig. 5\_36**) dla utworów cechsztynu i czerwonego spągowca (zasadniczo kompleksu wulkanitów). Wydzielono przy tym 10 litofacji, związanych z różnymi typami skał.

Istotny dla modelowań (grawimetrycznych, cieplnych) jest fakt, że na modelu zaznaczają się platformy anhydrytowe, jako strefy o zwiększonej miąższości utworów cechsztynu, charakteryzujące się odmiennymi własnościami fizycznymi niż utwory czerwonego spągowca, w tym wulkanity.



występują w modelu aproksymującym ośrodek geologiczny. Warstwy modelu, odpowiadające zakresowi głębokości rzędu 3 – 4.5 km) Fig. 5\_36. Model litologiczny dla rejonu bloku Gorzowa. Na podstawie informacji z otworów przedstawiono, jakie typy skał (litofacje) obejmują trzy kompleksy cechsztynu i jeden czerwonego spągowca, gdzie występują wulkanity.



Model strukturalny w rejonie Lubelszczyzny (obiektu Parczewa)

Fig. 5\_37. Mapa strukturalna (głębokościowa) stropu proterozoiku - Pt, w rejonie Parczewa

Na model strukturalny składają się następujące mapy strukturalne reperowych horyzontów sejsmicznych:

- spągu jury/niezgodności waryscyjskiej - J;

- spągu karbonu/niezgodności bretońskiej - C;

- stropu ordowiku - O;

- stropu kambru - Cm;

<sup>-</sup> stropu proterozoiku - Pt (Fig. 5\_37).

Ostatni horyzont (strop proterozoiku/eokambru?) jest najbardziej interesujący gdyż może być związany z skałami wulkanicznymi (bazaltami). Jednakże niewiele otworów nawierca ten horyzont. W centralnej części obszaru strop proterozoiku występuje na głębokości około 2.6 km, co przy temperaturze 80-90 °C wystarczyłoby jedynie dla instalacji geotermalnej do produkcji ciepła.

### *Rozpoznanie otworami w rejonie Lubelszczyzny (obiektu Parczewa)*

Obszar badań znajduje się na platformie wschodnioeuropejskiej w obrębie dwóch regionalnych struktur rozdzielonych strefą uskokową Kocka: (1) elewacji hrubieszowskiej i (2) rowu lubelskiego (Narkiewicz&Dadlez,2008). Według najnowszego podziału zawartego w "Regionalizacji tektonicznej Polski" (Żelaźniewicz et al., 2011) obszar zaliczany jest do segmentu puławskiego wchodzącego w skład synklinorium kościerzyńsko-puławskiego.

Analizowane otwory wiertnicze znajdują się po dwóch stronach strefy uskokowej Kocka (Fig. 5\_38). W skrzydle SW tej strefy krystaliczne skały kratonu wschodnioeuropejskiego znajdują się na głębokości od 7000 – 9000 m (Stupnicka, 1997), natomiast po stronie NE są dokumentowane znacznie płycej (3083 m.p.p.t. w otworze Tarkawica 3). Skały krystalicznego podłoża przykryte są osadami kambryjsko-sylurskiej sukcesji osadowej na której zalegają utwory zaliczane do górnego dewonu i karbonu (Żelichowski, 1972). Pokrywa osadowa podłoża została znacznie zredukowana na północno-wschodnim skrzydle strefy uskokowej Kocka.

Według informacji z ww. otworów dobrymi własnościami zbiornikowymi charakteryzują się tu: klastyczne utwory wizenu (lokalnie z wulkanitami), seria węglanowa famenu dolnego, wapienie rafowe franu, poziom piaskowców kambryjskich.

Natomiast w utworach eokambru występować mogą pokrywy bazaltowe, dokumentowane w sąsiednich otworach (Krowie Bagno IG-1, na północny wschód od uskoku Kocka, nie zaznaczony na mapce lokalizacyjnej), które po zeszczelinowaniu mogą stanowić potencjalnie poziomy "zbiornikowe". Możliwość szczelinowania krystalicznych skał podłoża również stwarza możliwość wykorzystania tych wydzieleń w celach technologii HDR.



**Fig. 5\_38.** Lokalizacja analizowanych otworów wiertniczych na tle głównych jednostek strukturalnych w planie waryscyjskim według podziału M. Narkiewicza i R. Dadleza (2008)

## 5.3 Model dla skał krystalicznych

(W. Bujakowski, A. Barbacki, B. Bielec, G. Hołojuch, A. Kasztelewicz, B. Kępińska, M. Miecznik, L. Pająk, R. Skrzypczak, B. Tomaszewska)

### Wstępny zarys geologii i model geologiczny plutonu Karkonoszy i jego sąsiedztwa

Pluton Karkonoszy, wytypowany jako optymalny w aspekcie wykorzystania technologii HDR, poddany został wstępnemu modelowaniu parametrów strukturalnych, geofizycznych i teledetekcyjnych.

Fig. 5\_39 obejmująca część centralną Karkonoszy i wytypowany obszar dla HDR, prezentuje duże urozmaicenie budowy petrograficznej plutonu i duże zaangażowanie tektoniczne. Uwagę zwraca ryglowanie poprzecznej dyslokacji przez długą żyłę mikrogranitową (linia gruba czarna), nawiązującą przebiegiem do głębokich mioceńskich pęknięć o kierunku SSW-NNE (pomarańczowe, grube, przerywane linie). Ponadto, w przedłużeniu żyły w kierunku SSW – już, jako głębokiego pęknięcia pokazywanego na Mapie Fotogeologicznej Sudetów (Bażyński i in. 1986), w rejonie Wielkiego Szyszaka (1509 m n.p.m.) występują niewielkie objawy mioceńskiego wulkanizmu bazaltowego (bazalty limburgitowe). Szkic sporządzono na podstawie Mapy Fotogeologicznej Sudetów oraz Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, Arkusze: Jakuszyce (1990), Szklarska Poręba (1980).

Arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, które opracowywano przez wiele lat, często zawierają jedynie podstawowe informacje, co do budowy wgłębnej plutonu Karkonoszy. Szczególnie na starszych arkuszach dołączone do nich przekroje geologiczne najczęściej pomijają przebieg uskoków i żył. Wyjątek stanowią arkusze Szklarska Poręba i Jakuszyce.

Na Fig. 5\_39 pokazano lokalizację archiwalnego przekroju geologicznego, zamieszczonego na arkuszu Szklarska Poręba (uproszczony obraz tego przekroju prezentuje Fig. 5\_40).



#### Dyslokacje:

dyslokacje - ważniejsze głębokie spękania w granitach, wg fotointerpretacji obrazów satelitarnych z 1985 r.

dyslokacje wyznaczone geologicznie w Polsce, niepotwierdzone fotointerpretacją obrazów satelitarnych i lotniczych z 1985 r. [czarne cienkie linie]

dyslokacje wyznaczone geologicznie w Polsce z zaznaczeniem skrzydła zrzuconego uskoków (linią przerywaną),

niepotwierdzone fotointerpretacją obrazów satelitarnych i lotniczych z 1985 r.

### czarne linie: ciągła i przerywana]

**żyły:** Gruboziarniste -*strome lub pionowe* (porfiry granitowe [mikrogranity], lamprofiry [czarne linie])

drobnoziarniste - różnokierunkowe (aplity [zielonożółte linie]),

brekcjowate - różnokierunkowe (żyły kwarcowe [*turkusowe linie*])

- strome lub pionowe (kataklazyty, mylonity i brekcje;

kataklazyty i brekcje okwarcowane) [<mark>niebieskofioletowe linie</mark>]

bazalty (TRZECIORZĘD: górny paleogen) [*większe niebieskie polo* obwiedzione <u>czarną cienką linią</u>]

Granity

Granity:

gruboziarniste [*pola szare*] średnioziarniste [<mark>pola brązowe</mark>]

drobnoziarniste [pola żółte]

🗙 - nieczynna kopalnia granitu Michałowice; 🛛 🛑 otwór Czerwony Potok PIG-1

Fig. 5\_39. Litologia i tektonika Karkonoszy – fragment części centralnej (czerwona linia – przekrój

geologiczny)



# <u>Struktura geofizycznych anomalii gęstościowych (grawimetrycznych) i magnetycznych</u> plutonu Karkonoszy

Na mapie grawimetrycznej w skali regionalnej (Fig. 5\_41A) wyraźnie zaznacza się odrębność grawimetryczna w postaci silnych anomalii ujemnych obejmujących region kaczawski i izerski. Strefa maksymalnych wartości anomalii ujemnych związana jest jednak ze wschodnim segmentem plutonu - na południe od Jeleniej Góry. "Lekkość" grawimetryczna tej strefy wynika nie tylko z małej (relatywnie - w stosunku do osłony metamorficznej) gęstości granitów karkonoskich, ale przypuszczalnie również z silnego spękania i dezintegracji granitów zarówno na skutek procesów tektonicznych jak i magmowych (nie jest wykluczone, że strefa ta stanowiła główne centrum erupcji magmowej w okresie formowania plutonu).

Lokalizacja wskazanej strefy pokrywa się z postulowaną strefą konwekcyjnego dopływu chłodniejszych wód podziemnych. Wody migrujące z obszarów zasilania mogą wykorzystywać tutaj liczne strefy spękań i rozwarstwień, a na skutek stosunkowo wysokiej prędkości przemieszczania nie osiągają wysokich temperatur.

Najsilniejsze dodatnie anomalie magnetyczne związane są zwykle z zasadowymi skałami magmowymi typu bazaltów, diabazów i gabr oraz ze zmetamorfizowanymi łupkami, natomiast skały granitowe wykazują anomalie znacznie słabsze.

Na regionalnym zdjęciu magnetycznym (Fig. 5\_41B) pojawiają się anomalie punktowe tworzące pewne ciągi liniowe, które mogą być związane z tektoniką i magmatyzmem trzeciorzędowym (strefy wylewów bazaltowych), lecz występujące już poza strefą plutonu Karkonoszy, lub na jego granicach. Nie jest natomiast jasna geneza ostrej, punktowej anomalii ujemnej ok. 15 km na północ od otworu Czerwony Potok PIG-1.



Fig. 5\_41. Pluton Karkonoszy na tle regionalnych map anomalii: (A) grawimetrycznych i (B) magnetycznych (dane: PIG-PIB Warszawa).

### Satelitarne rozpoznanie teledetekcyjne w paśmie termalnym dla plutonu Karkonoszy

Celem badań było wychwycenie różnic temperatur zarejestrowanych w momencie rejestracji zobrazowania termalnego dla jednorodnych pod względem pokrycia terenu obszarów zlokalizowanych w N i NE strefie granicznej plutonu Karkonoszy oraz w rejonach wybranych fotolineamentów.

Realizacja zadania badawczego oparta została o analizę obrazów satelitarnych systemów Landsat 7 (skaner ETM+) oraz TERRA (skaner ASTER - Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer).

Poza obrazami satelitarnymi w badaniach wykorzystano Numeryczny Model Powierzchni Topograficznej typu DTED L2 oraz lotnicze ortofotomapy obszaru dostępne na Geoportalu PIG (www.geoportal.gov.pl).

Ukształtowanie powierzchni terenu (nagrzanie pewnych fragmentów terenu przez Słońce) może wywierać wpływ na wyniki uzyskiwane na etapie analizy informacji zarejestrowanej w kanałach termalnych. W celu jego wyeliminowania dokonano analizy Numerycznego Modelu Powierzchni Topograficznej.

Analiza wyników uzyskanych dla przekrojów pomiarowych zlokalizowanych w strefie przypuszczalnej granicy plutonu Karkonoszy nie dała jednoznacznej odpowiedzi na pytanie czy temperatura powierzchni terenu w obrębie plutonu jest wyższa niż poza nim.

W przypadku analiz dotyczących wybranych fotolineamentów, występowanie wyraźnego zróżnicowania temperatury stwierdzono jedynie dla fotolineamentu numer 31 (**Fig. 5\_42**). Należy podkreślić, że znajduje się on w pobliżu prawdopodobnej NE granicy plutonu Karkonoszy. W strefie fotolineamentu 31 temperatura po stronie plutonu jest wyższa o ok. 1-2 °C od temperatury po stronie oddalonej od jego granicy.



62 – numer fotolineamentu - kierunek ułożenia buforów obliczeniowych (pól równoległych do fotolineamentu)

### Rodzaj użytkowania terenu:



Fig. 5\_42. Fotolineamenty z rejonu plutonu Karkonoszy - obszary analizy zmian temperatur na podstawie danych teledetekcyjnych, na tle mapy pokrycia/użytkowania terenu (z wykorzystaniem zdjęć satelitarnych Landsat C)

### Model numeryczny geologiczno-geofizyczny

Celem modelowania numerycznego przy użyciu programu TOUGH2 User's Guide version 2.0 (Preuss i in. 1999) było opracowanie modelu opisującego warunki hydrogeotermalne plutonu Karkonoszy w oparciu o przyjęty rozkład głównych fotolineamentów i dane otworowe. Model numeryczny bazował na dostępnych materiałach źródłowych. Materiały te są ubogie, stąd model zawiera szereg założeń i oparty jest na wielu hipotezach. Autorzy modelu zaproponowali jeden z możliwych wariantów modeli koncepcyjnych przedmiotowej strefy. Dla potrzeb modelowania określono: rozkład przestrzenny właściwości poszczególnych komponentów geologicznych modelowanej strefy (gestość, ciepło właściwe, porowatość, przepuszczalność, współczynnik przewodzenia ciepła) i rozkład warunków brzegowych. W efekcie modelowania uzyskano informacje o spodziewanym rozkładzie przestrzennym ciśnień i temperatur. Ponieważ zagadnienie dotyczy bezwodnych skał przydatnych dla technologii HDR, aspekt hydrogeologiczny związany był jedynie z oceną wpływu wód głębokiego krążenia na rozkład temperatur w obrębie plutonu. Przedstawiony model (jako strukturalnoparametryczny) nie stanowi zatem modelu hydrogeologicznego sensu stricto, a jego konstrukcja wynika z uwzględnienia sytuacji hydrogeologicznej rejonu Cieplic Śląskich-Zdroju. W modelu tym wody są identyfikowane jedynie, jako czynnik migrujący w założonym dwuwymiarowym systemie szczelin i zakłócający normalny rozkład temperatur ośrodka skalnego.

Kluczową kwestią dla poprawności modelowania było wyjaśnienie genezy anomalii termicznej zlokalizowanej w rejonie Cieplic Śląskich-Zdroju. Założono, że anomalia geotermiczna w strefie Cieplic istnieje, jako wynik przepływu wód podziemnych w specyficznym systemie wgłębnych szczelin plutonu (temperatury rzędu 60°C obserwowano w otworze wiertniczym Cieplice C-1 na głębokości rzędu 500 m p.p.t., co związane jest najprawdopodobniej z obecnością kilku stref tektonicznych na głębokości poniżej 1800 m, w których stwierdzono intensywny samowypływ wód o niskiej mineralizacji i temperaturze 97.7 °C – Dowgiałło & Fistek, 1998).

155

W obliczeniach zrezygnowano z bezpośredniego ujmowania wpływu ciepła radiogenicznego, którego wartość przyjęto, jako 5 μW/m<sup>3</sup>. Wpływ ten został uwzględniony pośrednio poprzez obniżenie temperatury w strefie spągu modelowanej przestrzeni wynikające z przyjętego gradientu termicznego; włączono go zatem w procedurę ustalania warunków brzegowych. Wartość ciepła radiogenicznego, którą przyjęto dla plutonu Karkonoszy, określono jako średnią dla badań próbek z otworu Czerwony Potok PIG-1. Założono, że wraz z głębokością wielkość ciepła radiogenicznego zanika wg krzywej eksponencjalnej (Brady i in., 2006). Obniżenie temperatury spągu o ok. 20°C uwzględniło jednocześnie możliwość popełnienia błędu dokonanej oceny wartości gradientu termicznego.

Wymiary modelowanej przestrzeni ustalono tak, by zawierał się w niej pluton Karkonoszy z miejscowością Cieplice Ślaskie-Zdrój, jako strefa dokładnego rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego (Fig.5\_43). Ostatecznie założono, że strefa modelowania numerycznego będzie miała rozmiary 60 na 40 km (Fig.5\_44). Układ współrzędnych lokalnych obrócono w stosunku do kierunków geograficznych (kierunki: północ-południe i wschód-zachód nie pokrywały się z osiami X i Y), tak by łatwiej można było oddać w nim główne kierunki stref zeszczelinowanych. Na podstawie dotychczasowego rozpoznania geologicznego i rozkładu fotolineamentów, w modelowanej strefie wyodrębniono kilka głównych stref zeszczelinowania (Fig. 5\_44 – linie przerywane). Przyjęto, że główne strefy zeszczelniowania sięgają do głębokości 5 km p.p.o. (pod poziomem odniesienia, tj. licząc od uśrednionej rzędnej powierzchni terenu 400 m n.p.m.) oraz, że posiadają hydrauliczny kontakt z powierzchnią terenu na założonych wychodniach stref zasilania oraz w przyjętej strefie drenażu. Założono, że w całym modelowanym obszarze, poza strefami zasilania i strefą drenażu powierzchniowego, strefy zeszczelinowane przykryte są warstwą nieprzepuszczalną o miąższości 125 m. Oprócz stref zeszczelinowania, na modelowanym obszarze usytuowano strefę konwekcji oraz strefę drenażu powierzchniowego (Fig.5\_43). Założono, że strefa konwekcji nie ma bezpośredniego połączenia hydraulicznego z powierzchnią terenu, z wyjątkiem przepuszczalnej strefy drenażu powierzchniowego o przyjętej miąższości 25 m.

Porowatość i przepuszczalność ustalono na bazie testów otrzymywanych wyników modelowania numerycznego, tj. przyjmując za cel osiągnięcie na podstawie opisanych warunków brzegowych rozkładu temperatury odpowiadającego w przybliżeniu krzywej profilowania termicznego otworu C-1 w Cieplicach i wykonanego w ramach realizacji projektu otworu Czerwony Potok PIG-1 w Szklarskiej Porębie-Hucie. Dane pomiarowe z otworu Czerwony Potok PIG-1 służyły do jakościowej kalibracji modelu.

W wyniku modelowania numerycznego okazało się, że dodatnią anomalię w rejonie Cieplic można tłumaczyć dopływem wód szczeliną 2 (Fig.5\_43 i 44), jednak pod warunkiem, że w strefie tej przepuszczalność nie będzie mniejsza niż w strefie szczeliny 7.

W celu oceny zgodności modelu i danych rzeczywistych na Fig. 5\_45 zestawiono otrzymaną w wyniku modelowania numerycznego krzywą profilowania termicznego w rejonie Cieplic z krzywą otrzymaną w wyniku pomiarów dla otworu C-1 (Dowgiałło 2000).

Opisany model pozwala określić wartości ciśnienia i temperatury w każdym punkcie modelowanej przestrzeni oraz wzdłuż dowolnego kierunku na dowolnej głębokości.

Zaprezentowany model numeryczny pozwolił na przedstawienie jednej z możliwych hipotez genezy anomalii termicznej Cieplic, lecz jednocześnie wykazał, że w aspekcie technologii HDR rejon Szklarskiej Poręby wydaje się bardziej korzystny (wg modelu, transport ciepła odbywa się tu głównie przez przewodzenie, a nie konwekcję).

157







Fig. 5\_44. Dyskretyzacja modelowanej przestrzeni na elementy wraz z prezentacją schematu zadania warunków brzegowych



**Fig. 5\_45.** Porównanie krzywej profilowania termicznego dla otworu Cieplice C-1 otrzymanej z modelowania numerycznego z danymi pomiarowymi zestawionymi w literaturze (Dowgiałło 2000)<sup>2</sup>

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Wg Koreferenta (Szewczyk, 2013) krzywa temperatury z otworu Cieplice C-1 prezentowana na tej figurze, nie reprezentuje temperatury górotworu w warunkach ustabilizowanych, gdyż jest to efekt długotrwałego samo-wypływu znacznych ilości wód o wysokiej temperaturze, podwyższających w sposób istotny temperaturę górotworu.

# 6. Modelowania potencjału dla produkcji energii elektrycznej i cieplnej oraz efektów wymiany ciepła skały z zatłaczanymi płynami dla technologii geotermalnych HDR i/lub EGS

(A. Sowiżdżał, W. Górecki, M. Hajto, W. Bujakowski, A. Barbacki, B. Bielec, G. Hołojuch, A. Kasztelewicz, B. Kępińska, M. Miecznik, L. Pająk, R. Skrzypczak, B. Tomaszewska, A. Wójcicki, M. Jasionowski, H. Kiersnowski)

Bilans zasobów energetycznych dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych dla wytypowanych obszarów kraju został wykonany na bazie poszczególnych modeli stanu stacjonarnego dla przyjętych w modelach właściwości petrofizycznych skał oraz uzyskanego rozkładu temperatury w warunkach naturalnych. W celu opracowania bilansu energii cieplnej zakumulowanej w wytypowanych kompleksach skalnych, szacowano zasoby statyczne energii geotermalnej (Górecki 2006a, b).

Zgodnie z definicją, zasoby statyczne energii zbiorników hydrogeotermalnych (EZS) reprezentują ilość ciepła zakumulowanego w objętości wody wolnej zawartej w przestrzeni porowej lub w szczelinach oraz w szkielecie skalnym danej warstwy lub poziomu wodonośnego. Ze względu na fakt, że ośrodki skalne predestynowane do zastosowania technologii HDR/EGS cechują się bardzo niską porowatością, wpływ energii zawartej w wodzie termalnej jest znacznie mniejszy od wpływu energii zakumulowanej w matrycy skalnej.

Ze względów technologiczno-ekonomicznych determinujących wykorzystanie technologii gorących suchych skał w Polsce, m.in. do produkcji energii elektrycznej, do szacowania zasobów energetycznych w każdym z trzech podstawowych analizowanych ośrodków skalnych uwzględniono tylko te skały, w których temperatura sięga min. 110°C i które zalegają na głębokości nie większej niż 6 km oraz o miąższości nie mniejszej niż 200-300 m.

161

Ze względu na właściwości petrofizyczne, kompleksy skalne dające możliwość zastosowania technologii HDR powinny charakteryzować się następującymi parametrami (wg danych literaturowych):

- temperaturą min. 110°C w utworach zalegających możliwie jak najpłycej,
- bardzo niską przepuszczalnością oraz porowatością ośrodka skalnego,
- wysoką miąższością utworów nieprzepuszczalnych, izolujących je,
- ✓ wysokim ciepłem właściwym oraz współczynnikiem przewodzenia ciepła,
- podatnością na szczelinowanie,
- ✓ odpornością na rozmakanie (niska zawartość frakcji ilastej).
- ✓ brakiem dopływu wód podziemnych (systemy HDR) lub bardzo słabym dopływem wód podziemnych (system EGS).

Ponadto, eksperci wskazują pozostałe istotne parametry stwarzające możliwość komercyjnego zastosowania technologii HDR (Barbier 2002, Jupe i in. 1995):

- ✓ strumień min. 30 l/s (Jupe); 50kg/s (Barbier),
- ✓ efektywna powierzchnia wymiany ciepła z zatłaczanymi płynami: > 2·10<sup>6</sup> m<sup>2</sup> (Barbier),
- ✓ objętość skał dostępna dla migrującego płynu: >2·10<sup>8</sup> m<sup>3</sup> = 0,2 km<sup>3</sup> (Barbier),
- ✓ ucieczka płynu złożowego poza obszar migracji płynu pomiędzy otworami: < 10% (Jupe, Barbier).

Podczas modelowania efektów wymiany ciepła pomiędzy zatłaczanymi płynami oraz skałami górotworu (tzw. model eksploatacyjny), jak również w trakcie dalszego procesu obliczeniowego, obowiązują wszystkie powyższe założenia oraz przedstawione poniżej.

Należy zaznaczyć, że pominięto całkowicie wpływ ciepła radiogenicznego na odnowę termiczną górotworu. Jak dowodzą obliczenia, nawet bardzo wysoka koncentracja izotopów radiogenicznych nie jest w stanie przyczynić się do zauważalnie szybszej regeneracji termicznej ośrodka skalnego lub dogrzania migrującego pomiędzy otworami płynu (Miecznik 2011). Ciepło radiogeniczne ma znaczenie dla formowania się warunków termicznych górotworu, ale wyłącznie w okresie setek tysięcy bądź milionów lat.

W modelu matematycznym struktur zamkniętych systemów geotermicznych poczyniono istotne uproszczenie, jakim jest założenie jednorodnej przepuszczalności strefy zeszczelinowanej. Założenie to jest podyktowane, poza trudnościami w konstrukcji modelu, również brakiem przesłanek, co do możliwości przewidzenia kierunku propagacji szczelin wskutek braku informacji, co do stanu naprężeń w górotworze, jak również szerokości szczelin, ich zagęszczenia oraz przepuszczalności.

### 6.1 Modelowania w skałach osadowych

(A. Sowiżdżał, W. Górecki, M. Hajto; W. Bujakowski, A. Barbacki, B. Bielec, G. Hołojuch, A. Kasztelewicz, B. Kępińska, M. Miecznik, L. Pająk, R. Skrzypczak, B. Tomaszewska)

<u>Regionalny model geotermalny</u> (A. Sowiżdżał, W. Górecki, M. Hajto)

Zasadniczym źródłem informacji na temat wgłębnego reżimu cieplnego były wyniki bezpośrednich pomiarów temperatur wykonane w głębokich otworach wiertniczych. Do interpretacji rozkładu temperatur wgłębnych wykorzystano termogramy, dla których wykonano wcześniej analizę wielkości błędów pomiarowych, w tym wielkości korekt pomiarów temperatur wgłębnych wynikających z różnych czynników natury technicznej oraz środowiskowej np. wpływ płuczki wiertniczej. Kluczowym zagadnieniem przy ocenie, jakości i przydatności zgromadzonych termogramów syntetycznych było stwierdzenie czy w rzeczywistości pomiarý temperatur wgłębnych zostały wykonane w ustabilizowanych warunkach termicznych (po odpowiednio długiej stójce). Istotnym wskaźnikiem stopnia stabilności pomiarów termicznych jest zgodność pomiarów temperatury rejestrowanych w strefie przypowierzchniowej z wartościami średnimi temperatur gruntów w strefie przypowierzchniowej. Znaczne rozbieżności tych temperatur wskazują na wykonanie pomiarów w warunkach daleko odbiegających od ustabilizowanych.

W celu opisania pola termicznego w perspektywicznym rejonie wykorzystania systemów HDR dokonano analizy rozkładu gęstości strumienia cieplnego, analizy rozkładu średniego gradientu geotermicznego oraz rozkładu temperatur wgłębnych dla wyróżnionych głębokości od 1000, do 6000 m p.p.t.

#### Rozkład gęstości ziemskiego strumienia cieplnego w rejonie badań

Analizę rozkładu gęstości strumienia cieplnego przeprowadzono w oparciu o 69 oznaczeń tego parametru. Lokalizację otworów z dostępnymi pomiarami wielkości strumienia przedstawiono na Fig 6\_1.

Dane z oznaczeniami strumienia cieplnego zestawiono na podstawie opracowań (Szewczyk, Hajto 2006a; Szewczyk, Hajto 2006b; Szewczyk, Gientka, Wróblewska, 2008).



Fig 6\_1. Mapa rozkładu strumienia cieplnego w rejonie badań [mW/m<sup>2</sup>]

Na podstawie zgromadzonych danych ziemskiego strumienia cieplnego wykreślono mapę zmienności tego parametru w skali obszaru badań (Fig 6\_1).

Podwyższone wartości strumienia rejestrowane są w wzdłuż południowo-zachodniej granicy niecki mogileńsko-łódzkiej z obszarem przedsudeckim, gdzie wielkość strumienia osiąga maksymalne wartości (w rejonie Pleszew-Środa). Obniżone wartości strumienia, ok. 70 mW/m<sup>2</sup> charakteryzują rejon Łodzi. Lokalne anomalie związane z obniżonymi wartościami strumienia cieplnego (rzędu 70-75 mW/m<sup>2</sup>) występują wzdłuż NE granicy niecki mogileńsko-łódzkiej oraz wału kujawskiego (na północ od Konina)



Fig 6\_2. Mapa średniego gradientu geotermicznego w rejonie badań [°C/100m]

### Rozkład średniego gradientu geotermicznego w rejonie badań

Zgodnie z przyjętą definicją gradient geotermiczny określa przyrost temperatury na jednostkę przyrostu głębokości wewnątrz Ziemi, poniżej strefy termicznie neutralnej (Dowgiałło i in., 2000). Średni gradient geotermiczny jest parametrem pozwalającym na oszacowanie wielkości temperatury górotworu na określonej głębokości, bez znajomości wielkości strumienia cieplnego oraz własności termicznych skał profilu geologicznego w danej lokalizacji.

Analizę rozkładu gradientu geotermicznego w rejonie badań oparto na interpretacji krzywych termicznych (zarejestrowanych w 14 otworach wiertniczych) zarejestrowanych w warunkach quasi-stacjonarnych oraz krzywych termicznych zrekonstruowanych na podstawie analizy wartości temperatur maksymalnych (ang. BHT). Na podstawie

zestawionych danych dokonano wykreślenia mapy zmienności średnich gradientów w skali całego obszaru badań (Fig 6\_2).



**Fig 6\_3.** Przewidywany rozkład temperatur na głębokości 6000 m p.p.t. w rejonie badań [°C]

### Rozkład temperatur wgłębnych w rejonie badań

W celu zobrazowania zmienności temperatur w profilu pionowym obszaru badań na podstawie analizy krzywych termicznych zestawiono pomiary temperatur odpowiadających danym głębokościom oraz wykonano mapy izoterm dla różnych głębokości (np. **Fig. 6\_3**). Ze względu na specyficzny charakter systemów EGS najistotniejsze są mapy dla głębokości 3000 m p.p.t. i głębiej. Jednak najsłabiej udokumentowane są głębokie strefy zbiorników, stąd też mapy temperatur wykreślone dla największych głębokości obarczone są największym ryzykiem błędu.

W związku z nierównomiernym rozpoznaniem głębokościowym profilu geologicznego w rejonie badanego obszaru do oceny rozkładu temperatur wgłębnych posłużono się mapą średniego gradientu geotermicznego (Fig 6\_2).

Najbardziej perspektywiczny obszar pod względem termicznym zlokalizowany jest w południowo-zachodniej i zachodniej części obszaru badań.

Pojemność cieplną skał określono poprzez oszacowanie zasobów statycznych perspektywicznych poziomów zbiornikowych dla lokalizowania systemów EGS.

### Zasoby statyczne energii geotermalnej

Modelowanie pojemności cieplnej wykonano poprzez oszacowanie statycznych zasobów geotermalnych, które określają całkowitą ilość ciepła zgromadzonego w wolnej wodzie i matrycy skalnej w odniesieniu do średniej rocznej temperatury na powierzchni terenu.

W celu ich określenia wykorzystano metodykę opracowaną w Katedrze Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej (Górecki i in., 1993, 1995). Jest to metodyka szacowania zasobów energii hydrotermalnej, w której nośnikiem energii jest ciepła woda podziemna, eksploatowana otworami wiertniczymi. W przypadku zasobów gorących skał mówimy o wykorzystaniu energii petrogeotermalnej, gdzie nośnikiem energii (ciepła) są media (zwykle woda) wprowadzane otworami wiertniczym.

Wytypowane poziomy zbiornikowe (triasu dolnego i środkowego, permu dolnego i karbonu) zostały szczegółowo scharakteryzowane pod kątem parametrów zbiornikowych.

Wyniki badań przeprowadzonych na pobranych próbkach skał w połączeniu ze stworzonym szczegółowym modelem strukturalnym oraz parametrycznym określającym m.in. takie parametry jak porowatość efektywna czy gęstość objętościowa umożliwiły
oszacowanie zasobów statycznych energii geotermalnej zakumulowanej w zbiornikach triasu środkowego i dolnego, permu oraz karbonu.

Zasoby statyczne energii geotermalnej szacowane są wg wzoru (Górecki (red.), 2006a, b, 2011, 2012):

$$Ezs = A * m * [(1 - p_e) * \rho_s * c_s + p_e * \rho_w * c_w] * (T_s - T_o)$$

gdzie:

Ezs - zasoby statyczne energii geotermalnej, [J];

A- powierzchnia obszaru obliczeniowego, [m<sup>2</sup>];

m- miąższość skał zbiornikowych, [m];

pe - porowatość efektywna, [ - ];

T<sub>s</sub> - temperatura w stropie zbiornika geotermalnego, [°C];

 $T_o$  - średnia roczna temperatura na powierzchni ziemi, [°C];

 $\rho_s$  - średnia gęstość matrycy skalnej, [kg/m<sup>3</sup>];

 $\rho_{w}$ -gęstość wód złożowych, [kg/m<sup>3</sup>];

C<sub>s</sub> - średnie ciepło właściwe matrycy skalnej, [J/ kg°C];

C<sub>w</sub> - średnie ciepło właściwe wody, [J/ kg°C];

Pierwsza część wzoru odnosi się do zasobów zakumulowanych w matrycy skalnej, natomiast druga część określa ilość ciepła zgromadzonego w wolnej wodzie w odniesieniu średniej rocznej temperatury na powierzchni terenu. Gdybyśmy mieli do czynienia ze skałami nieporowatymi, jakimi z definicji są gorące suche skały (HDR) wówczas wystarczyłoby oszacować potencjał cieplny matrycy skalnej. W przypadku skał osadowych mówimy o systemach EGS, wykorzystujących jako zbiorniki skały o niskiej porowatości i przepuszczalności, lokalnie zawierające niewielkie ilości wody. Ta niewielka ilość wody zawarta w matrycy skalnej będzie wraz z wodą wtłoczoną do zbiornika nośnikiem energii przekazywanej na powierzchnie w systemach EGS.

Do obliczania zasobów przyjęto założenie minimalnej miąższości skał zbiornikowych 300 m i maksymalnej głębokości stropu zbiornika nie większej niż 6000 m p.p.m. Spowodowało to zmniejszenie powierzchni występowania perspektywicznych utworów triasu dolnego o ponad 13%. W przypadku zbiornika dolnokarbońskiego i dolnopermskiego ograniczenia obszaru było niewielkie (rzędu kilku procent).

Całkowite zasoby statyczne zakumulowane w zbiorniku dolnokarbońskim wynoszą 2.42 \* 10<sup>22</sup> J. Jednostkowe zasoby statyczne kształtują się w przedziale od kilku do ponad 100 GJ/m<sup>2</sup>. W południowo zachodniej części analizowanego obszaru zaznacza się strefa podwyższonych wartości zasobów statycznych (lokalnie powyżej 70 GJ/m<sup>2</sup>) (Fig.6\_4).

Perspektywiczne utwory górnego czerwonego spągowca rozciągają się na największym obszarze. Całkowita powierzchnia ich występowania (po ograniczeniu miąższości warstwy do minimum 300 m), a tym samym obliczania zasobów statycznych wyniosła 15 600 km<sup>2</sup>, stąd tez najwyższa wartość całkowitych zasobów statycznych - **4.33**\* **10**<sup>22</sup> J. Jednostkowe zasoby statyczne kształtują się w przedziale od kilku do ponad 40 GJ/ m<sup>2</sup>, przy czym maksymalne wartości obserwowane są w centralnej części obszaru (okolice Koła), zalegającej zbyt głęboko (powyżej 6000 m p.p.m.). W obszarze płytszego zalegania stropu jednostkowe zasoby statyczne rzędu 35 GJ/m<sup>2</sup> obserwuje się w rejonie Konina (**Fig.6\_6**).

Całkowita powierzchnia obliczania zasobów statycznych zbiornika triasu dolnego wyniosła około 3000 km<sup>2</sup>. Całkowite zasoby statyczne zakumulowane na tym obszarze wynoszą **6.87\* 10<sup>21</sup> J.** Jednostkowe zasoby statyczne kształtują się w przedziale od około 10 do ponad 80 GJ/ m<sup>2</sup>, przy czym maksymalne wartości obserwowane są we wschodniej części obszaru (**Fig.6\_6**).

Analizując parametry petrofizyczne zbiorników oraz wyniki obliczeń zasobów geotermalnych zdecydowano, że najbardziej perspektywiczny obszar zlokalizowany jest w okolicach Kutna, gdzie zalegające na głębokościach ponad 5km gorące utwory pstrego piaskowca charakteryzują się korzystnymi parametrami dla systemów EGS.



Fig 6\_4. Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów karbonu dolnego w wytypowanym obszarze badawczym dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych (zasięg perspektywicznych utworów karbonu dolnego odpowiada obszarom gdzie występują izolinie wyznaczonych zasobów)



Fig 6\_5. Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów górnego czerwonego spągowca w wytypowanym obszarze badawczym dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych (zasięg perspektywicznych utworów górnego czerwonego spągowca odpowiada obszarom gdzie występują izolinie wyznaczonych zasobów)



**Fig 6\_6.** Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów triasu dolnego w wytypowanym obszarze badawczym dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych

## Potencjał dla produkcji energii elektrycznej i ciepła

(W. Bujakowski, A. Barbacki, B. Bielec, G. Hołojuch, A. Kasztelewicz, B. Kępińska, M. Miecznik, L. Pająk, R. Skrzypczak, A. Sowiżdżał, B. Tomaszewska)

Na wytypowanym obszarze badawczym potencjalnymi skałami zbiornikowymi, perspektywicznymi do budowy zamkniętych systemów geotermicznych, mogą być klastyczne skały triasu dolnego, permu dolnego i dolnego karbonu (**Fig. 6\_7 i 8**), lokalnie wapienie triasu środkowego (najniższy potencjał zasobowy).

Wykonano bilans energetyczny dla systemów EGS zlokalizowanych w (Fig. 6\_7 i 8).:

- piaszczystych utworach karbonu dolnego w rejonie Pleszewa;
- piaskowcach górnego czerwonego spągowca w rejonie Konina;



piaszczystych utworach triasu dolnego w rejonie **Krośniewic**.

Fig. 6\_7. Potencjalne lokalizacje dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych

Przyjęto schemat, który zakłada zatłaczanie oraz eksploatację niskozmineralizowanej wody w ilości 100 m<sup>3</sup>/h przez okres 50 lat. Temperatura zatłaczanej wody w każdym z wariantów wynosi 70 °C. W każdej z trzech wytypowanych lokalizacji istnieje wspólny interwał o rzędnych 5500 m p.p.m. ÷ 6000 m p.p.m., w którym znajduje się perspektywiczny poziom zbiornikowy. Założono szczelinowanie skał osadowych w granicach tego interwału. Założenie takie pozwala porównać parametry systemu bez rozpatrywania ekonomicznych aspektów funkcjonowania poszczególnych instalacji.

Specyficzna sytuacja występuje w rejonie Pleszewa, gdzie strop karbonu dolnego, cechującego się dużą miąższością, zalega stosunkowo płytko. Z tego względu wykonano także dodatkowy wariant obliczeń uwzględniający możliwość eksploatacji energii geotermalnej systemem EGS z płytszego poziomu zbiornikowego.

Modelowanie numeryczne zostało wykonane z zastosowaniem kodu obliczeniowego TOUGH2 (Pruess i in. 1999). TOUGH2 znajduje zastosowanie w inżynierii złożowej dla potrzeb geotermii, składowaniu odpadów radioaktywnych, hydrologii, hydrogeologii oraz sekwestracji dwutlenku węgla w warstwach geologicznych. Do konstrukcji siatki, wprowadzenia danych oraz wizualizacji części wyników wykorzystano środowisko graficzne Petrasim. Wymiary oraz siatka modelu są jednakowe dla wszystkich wykonanych modeli.



Fig 6\_8. Występowanie perspektywicznych poziomów stratygraficznych na wybranym obszarze

W każdym z modeli zdefiniowano interwał czynny otworów równy 200 m. W modelu eksploatacyjnym stworzono strefę sztucznie zeszczelinowaną o kształcie elipsoidalnym (McDermott i in. 2006) i objętości całkowitej 0,22 km<sup>3</sup> (**Fig. 6\_9**). Objętość strefy zeszczelinowanej, oraz wynikająca z niej powierzchnia wymiany ciepła pomiędzy zatłaczanym płynem a otaczającą matrycą, jest kluczowym parametrem decydującym o mocy systemu HDR i/lub EGS (Butler i in. 2004).





### Zbiornik dolnokarboński - okolice Pleszewa

Przeanalizowano dwa warianty funkcjonowania systemu EGS w okolicach Pleszewa. Ze względu na dużą miąższość skał dolnokarbońskich założono udostępnienie poziomu zbiornikowego na dwóch różnych głębokościach. Pierwszy wariant dotyczy wykorzystania energii skał osadowych ze stropowej części zbiornika ( 3500 ÷ 4100 m p.p.m.). W drugim wariancie założono wykonanie strefy zeszczelinowania na większej głębokości (5500 ÷ 6100 m p.p.m.) umożliwiając tym samym porównanie wyników modelowań przeprowadzonych dla różnych instalacji.

Zarówno dla pierwszego jak i drugiego wariantu funkcjonowania systemu EGS wykonano symulację trybu eksploatacji systemu przez okres 50 lat ze stałą wydajnością dubletu otworów równą 100 m<sup>3</sup>/h (**Fig. 6\_10 i 11**). Głębszy interwał czynny otworów znajdował się pomiędzy rzędnymi 5700 oraz 5900 m p.p.m., natomiast płytszy pomiędzy rzędnymi

3700 oraz 3900 m p.p.m. Moc cieplna pierwszego systemu po roku pracy wyniesie osiem razy więcej niż elektryczna, czyli 8,8 MW, podczas gdy po 50 latach 8,2 MW. W drugim wariancie po 50 latach eksploatacji energii geotermalnej przy temperaturze wody w otworze produkcyjnym 198,5°C moc elektryczna brutto będzie wynosiła 2,34 MW, moc elektryczna netto 2,29 MW, a moc cieplna około 15,2 MW.



**Fig. 6\_10.** Wykres mocy siłowni binarnej w funkcji czasu dla wybranej lokalizacji w okolicy Pleszewa (1). *Kolory: niebieski – moc brutto, czerwony – moc netto, zielony – moc pomp obiegowych.* 





#### Zbiornik dolnopermski - okolice Konina

W okolicach Konina brak jest głębokich otworów wiertniczych udostępniających perspektywiczne piaskowce górnego czerwonego spągowca, stąd też wiarygodność modelu strukturalno – parametrycznego jest znacznie mniejsza niż modelu wykonanego dla okolic Pleszewa.

Instalacja w Koninie będzie charakteryzowała się mocą elektryczną netto 2,26 MW (po roku pracy). Moc ta spadnie po 50 latach pracy do 1,9 MW. Moc cieplna systemu obniży się z 15,1 do 13,5 MW. Wykres mocy siłowni binarnej w funkcji czasu dla wybranej lokalizacji w okolicy Konina przedstawiony został na **Fig. 6\_12**. Średniorocznie system będzie mógł dostarczyć 19 GWh energii elektrycznej, co w ciągu 50 lat eksploatacji daje łączną wartość ponad 950 GWh.



Fig. 6\_12. Wykres mocy netto siłowni binarnej w funkcji czasu dla wybranej lokalizacji w okolicy Konina. *Kolory: niebieski – moc brutto, czerwony – moc netto, zielony – moc pomp obiegowych.* 

# Zbiornik dolnotriasowy – okolice Krośniewic

Rejon Krośniewic został wybrany, jako strefa najbardziej perspektywiczna dla lokalizacji systemu EGS. Model zakłada możliwość wykorzystania istniejącego otworu Krośniewice IG-1, stąd parametry kompleksów skalnych, wykorzystane w modelu numerycznym, zostały przyjęte dla tej właśnie lokalizacji gdzie strop triasu dolnego zalega na nieco większej głębokości, a tym samym temperatura jest stosunkowo wysoka.

Wykres na Fig. 6\_13 przedstawia prognozowaną zmienność mocy brutto, mocy netto oraz mocy pomp obiegowych w trakcie funkcjonowania systemu EGS w Krośniewicach. Po 50 latach pracy moc elektryczna netto spadnie z 1780,3 kW, które będą uzyskiwane po roku eksploatacji, do 1622,5 kW, a moc elektryczna brutto z 1825,6 kW do 1677,1kW. Moc cieplna systemu po roku pracy wyniesie 12,9 MW, podczas gdy po 50 latach 12,2 MW. Całkowita produkcja energii elektrycznej netto w okresie 50 lat wyniesie 764,5 GWh, co da rocznie produkcję energii elektrycznej na poziomie 12,2 GWh. Temperatura wody w otworze produkcyjnym po 50 latach będzie wynosiła 173,6°C.



Fig. 6\_13 Wykres mocy netto siłowni binarnej w funkcji czasu dla wybranej lokalizacji w okolicy Krośniewic. *Kolory: niebieski – moc brutto, czerwony – moc netto, zielony – moc pomp* 

## Podsumowanie

Porównując uzyskane wyniki zauważalne jest, że system EGS w Krośniewicach cechuje najniższa moc spośród wszystkich analizowanych systemów (dla podobnych głębokości). Związane jest to przede wszystkim z rozkładem temperatur na wytypowanym obszarze badawczym. Na Fig 6\_14 przedstawiono rozkład temperatury w stanie naturalnym w każdej z wytypowanych lokalizacji perspektywicznych w rejonie Krośniewic. Z rysunku wynika, że najkorzystniejsze warunki termiczne są w okolicach Pleszewa.

Za lokalizacją sytemu EGS w Krośniewicach przemawiają jednak inne aspekty, m.in. parametry skał zbiornikowych. Porowatość analizowanych próbek utworów terygenicznych permu (Konin) jest znacznie wyższa (mniej korzystna - Tester, 2006) od porowatości piaszczystych skał triasu dolnego w rejonie Krośniewic. Ponadto eksploatacja energii geotermalnej zgromadzonej w zbiornikach podcechsztyńskich (Pleszew, Konin) będzie wiązała się z większymi trudnościami, a co za tym idzie z wyższymi kosztami udostępnienia zbiorników.



Fig. 6\_14. Prognozowany rozkład temperatury w modelu przedeksploatacyjnym w wybranych lokalizacjach perspektywicznych

# Model geotermalny stanu stacjonarnego dla optymalnej lokalizacji systemu EGS

Model stanu naturalnego przedstawiający warunki termiczne panujące w górotworze w okresie przedeksploatacyjnym obejmuje obszar o powierzchni 336 km<sup>2</sup> (21x16 km), znajdujący się na granicy trzech powiatów: kutnowskiego i łęczyckiego (leżących na terenie województwa łódzkiego) oraz w niewielkim stopniu kolskiego (w

województwie wielkopolskim) – Fig 6\_15 i 16. Piaskowce dolnego triasu (pstry piaskowiec) zostały wytypowane, jako potencjalny zbiornik dla lokalizacji instalacji EGS. Ze względu na głębokość zalegania tego kompleksu, regionalny model stanu naturalnego ulokowano pomiędzy rzędnymi 3500 m oraz 7500 m p.p.m. Kubatura modelu wynosi 1344 km<sup>3</sup>.

Regionalny model numeryczny stanu naturalnego składa się z 13440 prostopadłościennych elementów obliczeniowych (Fig 6\_16). Zaimportowano do nich przebieg granic poziomów stratygraficznych, a następnie wprowadzono charakterystykę petrograficzną występujących w tym obszarze skał oraz rozkład temperatury (Górecki 2006b). Następnie wykonano szereg symulacji mających na celu uzyskanie rozkładu temperatury w górotworze w warunkach przedeksploatacyjnych, które stanowią zestaw warunków początkowych dla analizowanych modeli eksploatacyjnych.

Wykorzystując opisane w rozdziale 5 założenia oraz mapy ukształtowania stropu triasu dolnego wraz z jego temperaturą (Fig 6\_17) a także rozkładu miąższości utworów triasu dolnego (Fig 6\_18), wykonano mapy temperatury górotworu, jednostkowego potencjału mocy cieplnej oraz jednostkowego potencjału mocy elektrycznej na głębokościach -4000 (Fig 6\_19), 4500, 5000, 5500 oraz 6000 m p.p.m. Widoczne na Fig. 6\_19 kontury wraz z wypełnieniem określają granice występowania utworów dolnego triasu o miąższości min. 300 m i temperaturze min. 110°C. Obszary bez wypełnienia stanowią kompleksy triasu górnego, środkowego lub cechsztynu – mniej przydatne do wykorzystania z użyciem technologii EGS oraz obszary występowania triasu dolnego o miąższości poniżej 300 m lub o głębokości zalegania powyżej 6 km. Analiza map dla każdej z głębokości cięcia wskazuje, że najwyższy potencjał dla pozyskania energii geotermicznej znajduje się we wschodniej części modelu, tj. na terenie gminy miejskiej Kutno.

Na głębokości 4000 m p.p.m., w części przystropowej kompleksu pstrego piaskowca, na obszarze gminy miejskiej Kutno można się spodziewać temperatur rzędu 136–140°C. Moc cieplna przypadająca na każdy metr sześcienny eksploatowanej wody wyniesie w tym przypadku ok. 75 kW, natomiast jednostkowa moc elektryczna brutto wytworzona w

układzie binarnym – ok. 8,1-8,3 kW/(m<sup>3</sup>/h). Gradient geotermiczny w utworach triasu dolnego w otworze Kutno 1 wynosi ok. 3,5–3,6°C/100 m, co implikuje temperaturę rzędu 184–190°C na gł. 5500 m p.p.m. Prognozowana temperatura na głębokości 6000 m p.p.m. wynosi od ok. 190°C w rejonie Krośniewic do ponad 200°C w pobliżu Kutna. Na głębokości tej, potencjał do produkcji energii cieplnej będzie rzędu 128-138 kW/(m<sup>3</sup>/h), natomiast potencjał do produkcji energii elektrycznej - rzędu 19-22 kW/(m<sup>3</sup>/h), przy sprawności siłowni binarnej ok. 15–15,5%. Zakładając przykładowo możliwość stabilnej eksploatacji 100 m<sup>3</sup>/h wody o temperaturze ok. 184°C (np. z głębokości ok. –5,5 km) oraz temperaturę wody powrotnej równą 70°C, możliwa będzie produkcja energii elektrycznej o mocy 1,8 MW<sub>e</sub> brutto.



Fig 6\_15. Mapa obszaru modelowania numerycznego rejonu Krośniewice-Kutno, na tle mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez i in. 2000)



Fig 6\_16. Siatka regionalnego modelu stanu naturalnego rejonu Krośniewice-Kutno



Fig 6\_17. Ukształtowanie stropu triasu dolnego T<sub>1</sub> wraz z temperaturą stropu w rejonie Krośniewice-Kutno



Fig 6\_18. Miąższość utworów triasu dolnego (T1) w rejonie Krośniewice-Kutno



Fig 6\_19. Rozkład temperatury (A), jednostkowej mocy cieplnej (B) oraz jednostkowej mocy elektrycznej brutto (C) w utworach dolnego triasu na głębokości 4000 m p.p.m. w rejonie Krośniewice-Kutno

# <u>Modelowania efektów wymiany ciepła skały z zatłaczanymi płynami dla optymalnej</u> lokalizacji systemu geotermalnego w rejonie Krośniewice-Kutno

Modelowanie warunków eksploatacji systemu geotermalnego przeprowadzono na obszarze o powierzchni 42 km<sup>2</sup> (7 x 6 km) o miąższości 3 km - pomiędzy rzędnymi -4500 m oraz 7500 m p.p.m. Strefa modelowania znajduje się na południe od miejscowości Krośniewice i obejmuje swoim zasięgiem otwór Krośniewice IG-1.

#### Założenia modelu eksploatacyjnego

Model numeryczny tworzy siatka składająca się z 66045 prostopadłościennych elementów obliczeniowych (**Fig 6\_20**) stanowiąc fragment regionalnego modelu stanu naturalnego (**Fig 6\_16**). Warunki brzegowe przyjęto na podstawie wyników modelowania warunków przedeksploatacyjnych i przypisano do warstwy stropowej oraz spągowej modelu. W najwyższej warstwie modelu, o rzędnej 4500 m p.p.m. ustalono stałą temperaturę 145°C, natomiast w najniższej warstwie, o rzędnej 7500 m p.p.m. – temperaturę 230°C. Rozkład temperatury w stanie stacjonarnym wraz z przyjętym rozkładem ciśnienia w górotworze, stanowi zestaw warunków początkowych dla modelu symulującego proces eksploatacji ciepła w wyniku zatłaczania płynu.

W modelu założono możliwość pogłębienia oraz zaadaptowania otworu Krośniewice IG-1 jako otwór chłonny (założenie hipotetyczne, nie analizowano stanu otworu). W odległości 600 m na północ, w strefie złożowej zlokalizowano hipotetyczny otwór produkcyjny. Odległość ta jest zbliżona do przyjętej w strefie złożowej systemu HDR w Soultz-sous-Forets (600–650 m) w skałach krystalicznych (Genter i in. 2010; Kosack i in. 2011).

W modelu wymiany ciepła pomiędzy zatłaczanymi płynami, a ośrodkiem skalnym zdefiniowano parametry oraz kształt strefy, która byłaby sztucznie zeszczelinowana. Strefa ta stanowiłaby przestrzeń dla kumulacji migracji płynu pomiędzy otworami i byłaby ograniczona utworami słabo przepuszczalnymi lub nieprzepuszczalnymi. Przyjęto, że strefa zeszczelinowana przyjmie kształt zbliżony do elipsoidalnego (McDermott i in. 2006), natomiast jej kubatura (wymiary elipsoidy) jest jednym z parametrów w modelu (**Fig** 

**6\_21**). Dublet otworów udostępniałby stropową część pstrego piaskowca w interwale od 5300 m p.p.m. do 5500 m p.p.m. Temperatura stanu stacjonarnego w warunkach przedeksploatacyjnych jest rzędu 165-170°C. W swojej teoretycznej pracy Butler i in. (2004) przeprowadzili obliczenia, które wskazują, że moc instalacji HDR (cieplna, elektryczna) po czasie przebicia frontu chłodnego jest funkcją objętości strefy aktywnej wymiany ciepła. Stąd, dla określonej wydajności dubletu, przepuszczalności oraz określonego czasu, moc instalacji można łatwo wyznaczyć na podstawie zależności P(V), gdzie *P* jest mocą instalacji, natomiast *V* jest objętością strefy aktywnej wymiany ciepła

W ramach analizy modelu eksploatacji energii cieplnej i jej konwersji w energię elektryczną, przedstawiono szesnaście scenariuszy w oparciu o następujące parametry:

- ✓ objętość strefy aktywnej hydraulicznie (sztucznie zeszczelinowanej),
- ✓ wydajność dubletu,
- ✓ hipotetyczną przepuszczalności uzyskaną w wyniku szczelinowania ośrodka.

W Tab. 3.2.1\_1 zestawiono informacje na temat mocy elektrycznej brutto oraz netto instalacji po pierwszym oraz pięćdziesiątym roku pracy systemu, konsumpcji energii elektrycznej przez pompy obiegowe, czasie przebicia frontu chłodnego, całkowitej pozyskanej energii elektrycznej w okresie 50 lat oraz mocy cieplnej instalacji systemu z pominięciem produkcji energii elektrycznej. Z obrazu na **Fig 6\_22** widać, że nawet po okresie 50 lat wychłodzenie będzie widoczne w zasadzie wyłącznie w strefie o podwyższonej przepuszczalności.

Moc brutto, moc netto oraz moc niezbędną do napędu pomp obiegowych w poszczególnych wariantach, w funkcji czasu, przedstawiono na Fig 6\_23 w formie wykresów. Trzy pierwsze warianty (ME 1.1, ME 1.2 oraz ME 1.3, por. Tab. 6\_1) obrazującą wpływ anizotropii przepuszczalności poziomej na moc instalacji. Biorąc pod uwagę fakt, że w powyższych wariantach moc niezbędna do napędzania pomp będzie stosunkowo

188

niewielka w porównaniu do mocy brutto instalacji, najkorzystniejsza byłaby sytuacja, gdyby przepuszczalność pozioma była wyższa w osi poprzecznej do osi dubletu.

W pozostałych rozpatrywanych wariantach, założono jednorodny rozkład przepuszczalności poziomej. Natomiast przepuszczalność pionową przyjęto jako 10% przepuszczalności poziomej.

## Wyniki modelowań

Najważniejszym czynnikiem w projektowaniu instalacji geotermalnej jest utrzymanie stabilnej mocy przez odpowiednio długi okres. Moc netto instalacji powinna być w całym zakładanym okresie dodatnia. W hipotetycznym wariancie ME 1.7 rozpatrywany jest przypadek próby wtłoczenia bardzo dużej ilości wody (200 m<sup>3</sup>/h) w strefę o niezbyt wysokiej przepuszczalności (10 mD). Chociaż moc brutto systemu przez pierwszych 15 lat sięgałaby ok. 1850 kW, a po okresie 50 lat – ok. 1320 kW, to rzeczywista moc netto systemu w pierwszych latach działania instalacji byłaby rzędu zaledwie 700–750 kW, spadając sukcesywnie w latach kolejnych i osiągając ujemną moc netto po 47 roku pracy instalacji. W wariantach ME 1.4, ME 2.2, ME 3.2, ME 4.2 założono wartość uzyskanej przepuszczalności poziomej w procesie szczelinowania hydraulicznego również na poziomie 10 mD, jednak zasymulowano dwukrotnie mniejszą wydajność dubletu, tj. 100 m<sup>3</sup>/h. Choć dalej stosunek udziału mocy pomp do mocy brutto systemu byłby wysoki, to udałoby się uzyskać źródło stabilnej mocy przez min. 25 lat, z niewielkim spadkiem w latach kolejnych.

Jeżeli w wyniku stymulacji hydraulicznej ośrodka skalnego udałoby się uzyskać relatywnie wysoką przepuszczalność, rzędu 100 mD, to analizując pracę systemu w wariantach ME 1.6, ME 2.3, ME 3.3 i ME 4.3 otrzymamy obraz źródła energii o stabilnej mocy, ale tylko w krótkim okresie 10-15 lat. Założona wydajność dubletu w powyższych wariantach wynosiła 200 m<sup>3</sup>/h. Dwukrotne zmniejszenie wydajności do 100 m<sup>3</sup>/h (wariant ME 1.5) pozwoliłoby uzyskać system ze stabilną mocą wyjściową przez okres ok. 25 lat i z niewielkim spadkiem mocy w późniejszym okresie.



Fig 6\_20. Siatka modelu eksploatacyjnego rejonu Krośniewic



**Fig 6\_21.** Przekrój pionowy strefy aktywnej hydraulicznie (HDR – kolor fioletowy). Schemat dla wariantu ME 4.1.



Fig 6\_22. Rozkład temperatury i ciśnienia w osi łączącej dublet otworów: Krośniewice IG-1 (otw. chłonny) i otwór produkcyjny. Wynik dla wariantu ME 4.1: głębokość z=5400 m p.p.m., czas t=50 lat – po dojściu frontu chłodnego.











Moc cieplna po 1 i 50 roku pracy systemu [MW]	11,8/9,7	11,8/11,1	11,8/11,8	11,8/11,2	11,8/11,1	23,2/16,7	23,3/16,5	11,8/10,4	11,8/10,5	23,6/12,9	11,8/10,3	11,8/10,4	23,6/11,9	11,8/11,3	11,8/11,3	23,6/18,0
Całkowita produkcja energii elektrycznej netto w okresie 50 lat /\$redniorocznie [GWh]	590,3/11,8	661,6/13,2	640,6/12,8	557,7/11,2	674,4/13,5	1125,1/22,5	632,3/12,6	645,5/12,9	537,8/10,8	1029,4/20,6	641,5/12,8	533,8/10,7	999,2/20,0	665,0/13,3	565,1/11,3	1194,0/23,9
Moc elektryczna netto po 1 i 50 roku pracy systemu [kw]	1488,0/1060,9	1538,7/1391,6	1462,5/1442,7	1326,3/1147,4	1565,1/1420,2	2996,2/1743,8	2017,1/469,3	1536,3/1253,6	1312,6/991,8	3070,2/1109,5	1535,5/1225,0	1311,7/967,2	3069,7/956,2	1539,6/1422,7	1330,4/1190,5	3077,6/1969,8
Moc elektryczna brutto po 1 i 50 roku pracy systemu [kW]	1594,5/1186,2	1592,8/1454,0	1594,9/1593,2	1597,7/1460,6	1592,2/1451,4	3107,7/1879,0	3131,5/1841,1	1592,8/1321,0	1597,8/1329,9	3187,2/1262,5	1592,8/1293,5	1597,5/1311,0	3187,1/1113,3	1592,7/1483,4	1597,6/1495,3	3186,7/2099,9
Czas przebicia frontu chlodnego [lata]	15	30	40	30	25	12	10	20	22	10	20	22	10	30	30	15
Temperatura wody w otworze produkcyjnym po 50 latach (°C]	155,4	164,9	169,0	165,1	165,0	145,7	146,2	160,3	160,5	130,5	158,8	159,3	124,4	165,9	166,2	149,9
Przepuszczalność strefy zeszczelinowanej Kx, Ky, Kz [mD]	10, 50, 5	50, 50, 5	50, 10, 5	10, 10, 1	100, 100, 10	100, 100, 10	10, 10, 1	50, 50, 5	10, 10,1	100, 100, 10	50, 50, 5	10, 10,1	100, 100, 10	50, 50, 5	10, 10,1	100, 100, 10
Wydajność [m <sup>3</sup> /ħ]	100	100	100	100	100	200	200	100	100	200	100	100	200	100	100	200
Objętość strefy aktywnej hydraulicznie [km <sup>3</sup> ]	0,244							0,181			0,148			0,298		
Wariant	ME 1.1	ME 1.2	ME 1.3	ME 1.4	ME 1.5	ME 1.6	ME 1.7	ME 2.1	ME 2.2	ME 2.3	ME 3.1	ME 3.2	ME 3.3	ME 4.1	ME 4.2	ME 4.3
Ŀ.	1	2	e	4	5	9	7	80	6	10	11	12	13	14	15	16

Tab. 6\_1. Zestawienie analizowanych wariantów eksploatacyjnych. Odległość pomiędzy otworami (dublet) L=600 m

# 6.2 Modelowania dla skał wulkanicznych

(W. Bujakowski, A. Barbacki, B. Bielec, G. Hołojuch, A. Kasztelewicz, B. Kępińska, M. Miecznik, L. Pająk, R. Skrzypczak, B. Tomaszewska, A. Wójcicki, M. Jasionowski, H. Kiersnowski)

Potencjał dla produkcji energii elektrycznej i ciepła

W przypadku **skał wulkanicznych** podstawową opcją dla zastosowania technologii HDR są dolnopermskie wulkanity Polski zachodniej i północno-zachodniej (**Fig. 6\_24**). Permskie utwory czerwonego spągowca zalegają na głębokościach od ok. 3,5 km p.p.t. do 6 km p.p.t., a miąższość wulkanitów przekracza miejscami 1000 m.



Fig. 6\_24. Zasięg (kolor łososiowy) i miąższości (izolinie) wulkanitów dolnopermskich Polski zachodniej i północno-zachodniej wg H. Kiersnowskiego (2007)

W skali kraju obszar zachodniej oraz północno-zachodniej Polski charakteryzuje się w skali kraju korzystnymi warunkami geotermicznymi. W rejonie bloku Gorzowa stwierdzono bardzo wysoką gęstość ziemskiego strumienia ciepła dochodzącą do 100 mW/m<sup>2</sup> (Szewczyk, Gientka 2009), co w przypadku braku obecności systemów konwekcyjnych implikuje wysoki gradient geotermiczny rzędu 40°C/km (Sokołowski i in. 2000) oraz relatywnie wysokie temperatury na rozpatrywanych głębokościach 3-5 km.

Z uwagi na raczej słabe rozpoznanie własności fizycznych wulkanitów trudno dokładnie wybrać obszar najbardziej optymalny i "kompatybilny" z lokalizacją wybraną dla modelowań geotermalnych w rejonie Dębna. Stąd, posłużono się kryterium jakościowym, polegającym na wyznaczeniu stref tam gdzie miąższość wulkanitów przekracza 200 m (Fig. 6\_25). Biorąc pod uwagę rozkład temperatury na głębokości 3 km obliczono (w GIS) dla wyznaczonego obszaru moc cieplną i elektryczną. Moc cieplną brutto instalacji geotermalnej oszacowano jako funkcję ilości wody jaka wypływa z otworu produkcyjnego i ilości ciepła związanego z ochłodzeniem pobieranej wody z temperatury początkowej do 70° C (taka ma być zatłaczana z powrotem). Natomiast dla mocy elektrycznej przyjęto założenie, że jest ona równa 1/8 mocy cieplnej.

Przy wskazanych założeniach dobrych warunków dla instalacji geotermalnej należy spodziewać się w rejonie Dębna (Fig. 6\_25), a jeszcze lepszych w obszarze na SSW od Szczecina i porównywalnych w obrębie aglomeracji szczecińskiej (pomiędzy tym obszarami, prawdopodobnie albo karbon występuje pod cechsztynem, albo czerwony spągowiec występuje tylko w facji klastycznej, o niedużej miąższości). Jednak na SSW od Szczecina nie ma większych miejscowości, które mogłyby być odbiorcami ciepła z instalacji geotermalnej, za to aglomeracja szczecińska może mieć dobre warunki dla rozwoju geotermii niekonwencjonalnej.

196



Fig. 6\_25 Rozkład mocy cieplnej i elektrycznej dla instalacji geotermalnej na analizowanym obszarze (objaśnienia w tekście)