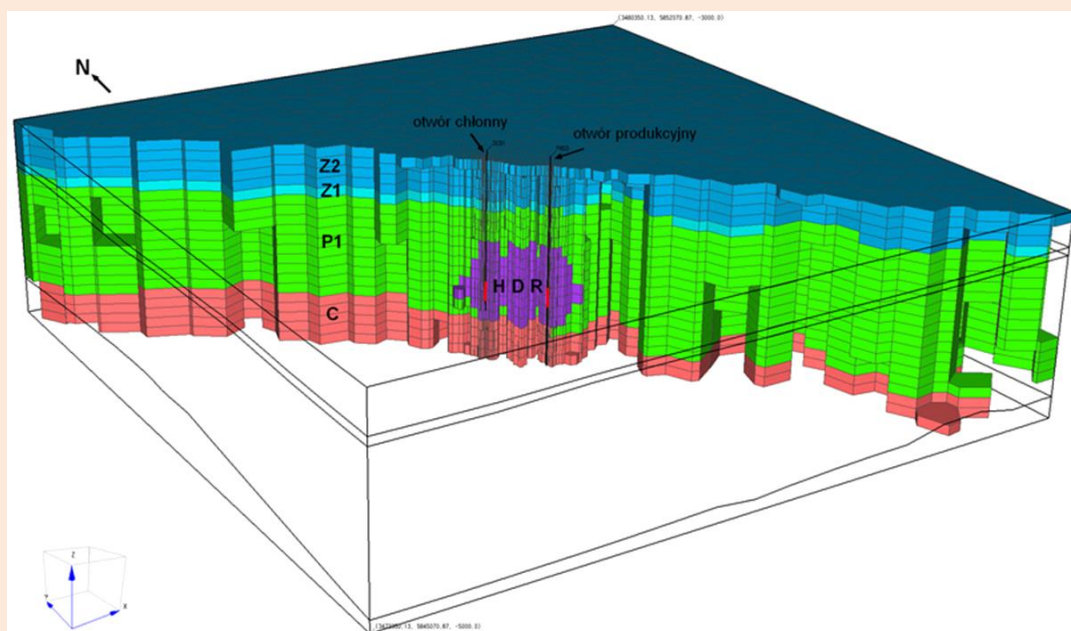


OCENA POTENCJAŁU, BILANSU CIEPLNEGO I PERSPEKTYWICZNYCH STRUKTUR GEOLOGICZNYCH DLA POTRZEB ZAMKNIĘTYCH SYSTEMÓW GEOTERMICZNYCH (HOT DRY ROCKS) W POLSCE



Warszawa/Kraków 2013



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA
ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE
WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ
OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

Spis treści

WSTĘP.....	3
1. Lokalizacja potencjalnych obszarów badawczych dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych (HDR/EGS) na obszarze Polski.....	9
1.1 Obszary badawcze w skałach osadowych	12
1.2 Obszary badawcze w skałach wulkanicznych	17
1.3 Obszary badawcze w masywach krystalicznych	21
2. Wykonanie uszczegółwiających badań geofizycznych na wytypowanych obszarach badawczych	28
2.1 Badania magnetotelluryczne	28
2.2 Badania grawimetryczne	35
2.3 Badania magnetometryczne.....	38
3. Wykonanie otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 (o głębokości 200 m).....	42
4. Badania laboratoryjne na próbkach skał z wytypowanych obszarów.....	47
4.1 Skały osadowe	47
Analizy petrologiczne prób skał osadowych.....	48
Analizy petrofizyczne prób skał osadowych.....	53
4.2 Skały magmowe.....	70
Analizy petrologiczne (i chemiczne) prób skał magmowych.....	70
Analizy petrofizyczne prób skał magmowych.....	77
5. Modele geologiczno-geofizyczne wytypowanych obszarów, perspektywicznych dla systemów geotermalnych HDR i/lub EGS.....	92
5.1 Modele dla skał osadowych	92
Opracowanie danych sejsmicznych.....	92

Model strukturalno-parametryczny, oraz hydrogeologiczny i grawimetryczny.....	100
5.2 Modele dla skał wulkanicznych	123
5.3 Model dla skał krystalicznych	148
6. Modelowania potencjału dla produkcji energii elektrycznej i ciepłej oraz efektów wymiany ciepła skały z zatłaczanymi płynami dla technologii geotermalnych HDR i/lub EGS	161
6.1 Modelowania w skałach osadowych	164
6.2 Modelowania dla skał wulkanicznych	195
6.3 Modelowania dla skał krystalicznych	210
6.4 Podsumowanie prac modelowych	225
Podsumowanie	227
Literatura	235
Słownik pojęć.....	243

WSTĘP

(A. Wójcicki, A. Sowizdzał, W. Bujakowski)

Niniejsze opracowanie, powstałe w związku z zakończeniem projektu OCENA POTENCJAŁU, BILANSU CIEPLNEGO I PERSPEKTYWICZNYCH STRUKTUR GEOLOGICZNYCH DLA POTRZEB ZAMKNIĘTYCH SYSTEMÓW GEOTERMICZNYCH (HOT DRY ROCKS) W POLSCE, stanowi realizację jednego z podstawowych celów strategicznych i kierunków działań w zakresie programowania, zamawiania i finansowania prac hydrogeologicznych ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, które zostały sformułowane w dokumencie p.t. „Kierunki badań w dziedzinie geologii surowcowej (na lata 2009 – 2015)”, opracowanym w 2009 r. przez Ministerstwo Środowiska.

Celem przedsięwzięcia było wskazanie na obszarze Polski struktur geologicznych przydatnych dla wykorzystania technologii zamkniętych systemów geotermicznych – Hot Dry Rocks (HDR) lub wzbudzonych/wspomaganych z niewielkim dopływem wód (EGS).

Podstawowym zadaniem realizowanym w ramach projektu było wytypowanie obszarów i struktur geologicznych o najkorzystniejszych warunkach do lokalizacji instalacji typu HDR i/lub EGS w Polsce. Pośrednim celem było wzbogacenie bazy danych o parametrach petrofizycznych skał, w tym o parametrach termicznych, oraz wykonanie badań geofizycznych, które umożliwiły uszczegółowienie prac nad budową przestrzennych modeli kompleksów skalnych w wytypowanych regionach kraju. Badania te były przydatne dla wstępnej oceny możliwości wykorzystania modelowanych struktur, jako potencjalnych miejsc dla lokalizacji obiektów wykorzystujących systemy geotermalne HDR i/lub EGS.

Założeniem wiodącym było przeprowadzenie badań dla trzech różnych kompleksów litologicznych: skał osadowych, skał pokrywy wulkanicznej i masywu krystalicznego. Każdą z wytypowanych struktur badano i modelowano odrębnie, natomiast wnioski odnośnie

gradacji, co do możliwości ich wykorzystania dla potencjalnej instalacji HDR i/lub EGS, przedstawiono we wspólnym podsumowaniu.

HDR & EGS

Rozwijające się w świecie niekonwencjonalne systemy geotermalne (chodzi o projekty badawczo-rozwojowe) to najczęściej wspomniane systemy HDR (od ang. Hot Dry Rock - gorące suche skały) i systemy EGS (od ang. Enhanced Geothermal Systems – wzbudzone/wspomagane słabym przepuszczaniem wód), wykorzystujące ciepło skał zbiornikowych o temperaturze powyżej 100°C.

Koncepcja wykorzystania ciepła gorących suchych skał (HDR) zrodziła się w roku 1970, kiedy to w Laboratorium w Los Alamos zaproponowano metodę wykorzystania energii zakumulowanej w nieporowatych skałach niezawierających wody (Brown i in., 2012). Powstała wówczas idea systemów HDR wykorzystujących ciepło Ziemi w zamkniętych systemach geotermicznych poprzez sztuczne zwiększanie hydraulicznej wydajności zbiornika geotermalnego (**Fig. 1**).

W większości projektów HDR na świecie skałami zbiornikowymi dla zamkniętych systemów geotermicznych są granity, rzadziej spotykane są rozwiązania wykorzystujące energię gorących suchych skał osadowych i wulkanicznych. Prowadzone w USA badania (Tester i in., 2006) pokazują, że część zasobów tego typu związana jest ze skałami osadowymi, które ze względu na głębokość zalegania cechuje jednorodność składu, tak jak w przypadku granitów, ale także wewnętrzna porowatość i przepuszczalność. Ze względu na występowanie w skałach osadowych pewnych ilości wody mówimy wówczas o wykorzystaniu ich energii w systemach EGS (Enhanced Geothermal System). Systemy HDR i EGS mają na celu pozyskanie ekonomicznie opłacalnych ilości ciepła zakumulowanego w skałach o niskiej przepuszczalności i/lub porowatości na obszarach występowania anomalii termicznych (Tester i in., 2006).

Struktury geologiczne przydatne dla geotermalnych technologii HDR lub EGS występują zazwyczaj na głębokościach 3-5 km. Akumulują one ciepło generowane z wnętrza Ziemi i ciepło powstałe w wyniku rozpadu pierwiastków promieniotwórczych zawartych w niektórych minerałach skałotwórczych.

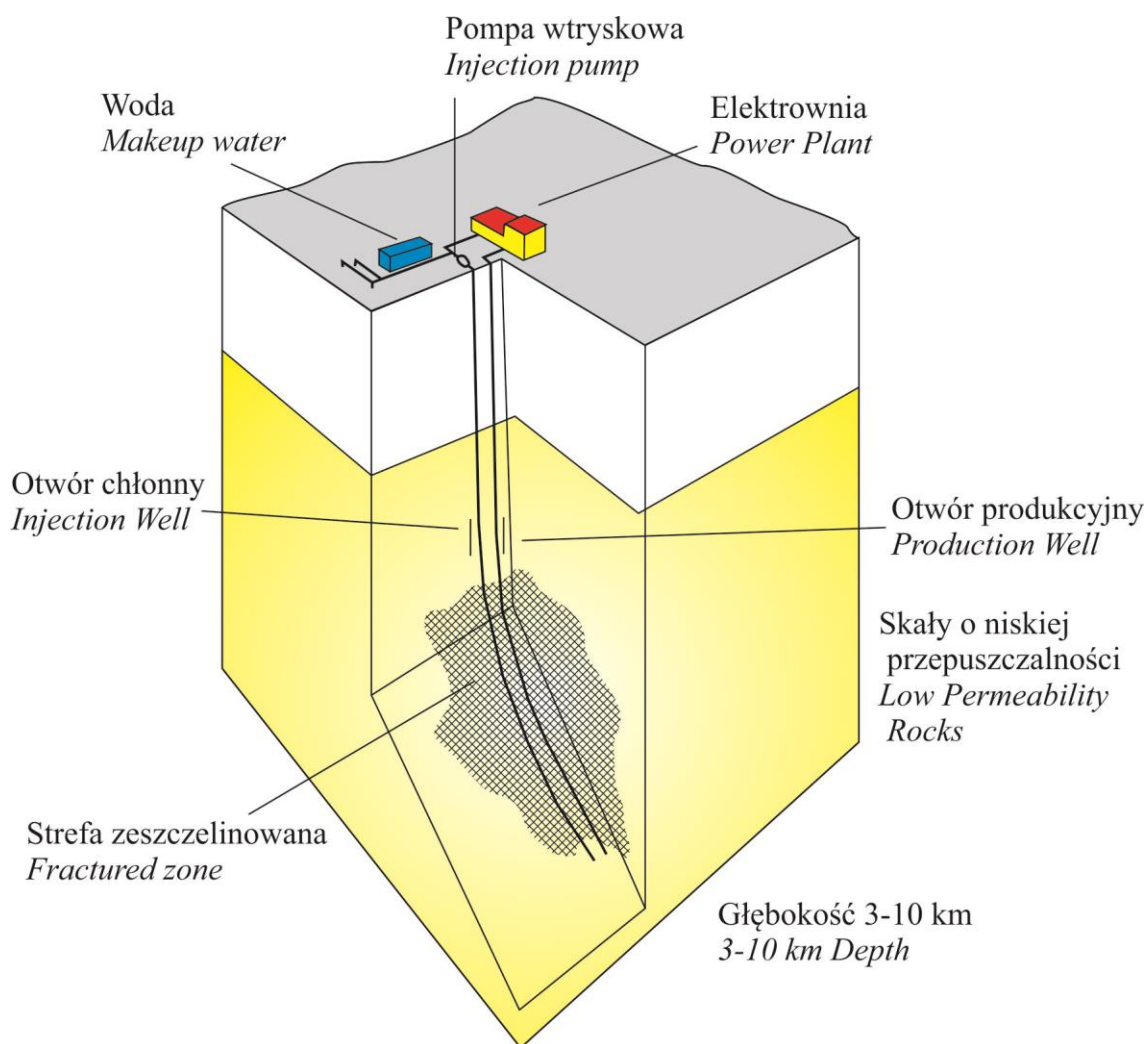


Fig. 1. Schemat wykorzystania energii gorących suchych skał (na podstawie Tester i in., 2006).

W klasycznej geotermii, czyli w systemach hydrogeotermalnych, transport energii geotermalnej następuje na drodze konwekcji poprzez relatywnie szybko przepływającą wodę o dostatecznie wysokiej temperaturze, która występuje naturalnie w porach i/lub szczelinach skały. Dzieje się tak, ponieważ zbiornik, w którym woda przepływa pomiędzy otworem iniekcyjnym a otworem chłonnym, charakteryzuje się dobrą porowatością (szczelinowatością) i przepuszczalnością.

Natomiast w systemach HDR/EGS ciepło ze zeszcelinowanych skał, zajmujących ograniczoną objętość górotworu, ogrzewa w procesie konduktywnym wodę lub inne medium przepływające między otworem chłonnym, a otworem produkcyjnym, wprowadzone tam sztucznie (przynajmniej w przeważającej części) dzięki procesowi szczelinowania (Fig. 1). W przypadku instalacji HDR lub EGS następuje powolny konduktywny dopływ energii do skał strefy produkcyjnej – stąd wymagana jest możliwie najwyższa temperatura oraz wysoka wartość przewodności cieplnej skał.

Jak wspomniano powyżej, projekt Fenton Hill w USA był pierwszą w świecie próbą wykorzystania energii gorących suchych skał (HDR). Otwory zlokalizowano na skraju kaldery Valdes, przy północnym krańcu strefy ryftowej Rio Grande. Celem było rozwinięcie technologii ekonomicznie opłacalnego pozyskiwania energii (zasadniczo elektrycznej) z systemów HDR w obrębie krystalicznych, granitowych/metamorficzných skał podłoża, o odpowiednio wysokiej temperaturze. Dla wykonanego dubletu otworów prowadzono najpierw szczelinowania hydrauliczne w przedziale głębokości 2-3 km (1974), przy temperaturze w otworze rzędu 180 °C. Otwory systematycznie pogłębiano i do roku 1984 osiągnięto głębokość końcową 4,390 m a temperatura na dnie otworu osiągnęła 327°C (Tester *et al.*, 2006).

W oparciu o doświadczenia i wyniki projektu Fenton Hill, w szeregu krajach do 2003 r. uruchamiano kolejne projekty badawczo-rozwojowe, celem rozwinięcia technologii HDR w rozmaitych warunkach geologicznych, zasadniczo w obrębie skał krystalicznych (Tester *et al.*, 2006; Huenges, 2010): Rosemanowes (Wielka Brytania, 1977), Hijiori (Japonia,

1981; na skraju plejstocenijskiego wulkanu), Ogachi (Japonia, 1984), Soultz (Francja, 1991) a później także Cooper Basin (Australia, 2003).

Soultz, jedyny europejski projekt HDR spośród wyżej wymienionych, jest zlokalizowany na zachodnim skraju rowu Renu, gdzie występuje stosunkowo wysoki strumień ciepły (Huenges, 2010). Od roku 1991 prowadzono tam szczelinowania hydrauliczne w obrębie skał granitowych, w przedziale głębokości 2-5 km, osiągając na dnie otworu temperaturę około 200 °C (Huenges, 2010), lecz temperatura mierzona na głowicy otworu wynosiła około 160 °C, co dawało moc elektryczną netto 1.2 MWe (Genter *et al.*, 2012). W obrębie grabenu Renu zlokalizowany jest także najnowszy projekt geotermalny Landau (Schellschmidt *et al.*, 2010), który wykorzystuje system przepuszczalnych stref uskokowych przecinających formacje skał osadowych wapienia muszlowego i piaskowca (Dezayes *et al.*, 2007), a także przy-stropową część podłoża zbudowanego z granitów (głębokość do 3,3 km, temperatura na dnie otworów około 160 °C). Jest to kolektor szczelinowy, dla którego prowadzi się dodatkowo szczelinowanie hydrauliczne celem osiągnięcia wyższych przepływów, umożliwiających uzyskanie mocy elektrycznej do 3 MWe (Schellschmidt *et al.*, 2010).

W roku 2002 rozpoczęto stymulację hydrauliczną (najpierw w jednym otworze), a od roku 2006 ruszył w pełni projekt badawczy EGS w Gross Schönebeck, w Niemczech, niedaleko Berlina. Badany jest kolektor czerwonego spągowca, znajdujący się w przedziale głębokości 3850 - 4258 m p.p.t. Wspomniany kolektor obejmuje skały wulkaniczne (riolity, andezyty) w dolnej części i skały klastyczne o słabych właściwościach zbiornikowych w górnej części (Huenges, 2010). W rozpatrywanej lokalizacji zaadaptowano, jako otwór iniekcyjny, stary odwiert poszukiwawczy za węglowodorami, a w roku 2006 odwiercono nowy otwór, wykorzystany jako produkcyjny, skrzywiony w obrębie kolektora w kierunku maksymalnego naprężenia poziomego. Odległość pomiędzy otworami w obrębie kolektora wynosi 241-470 m, wzrastając z głębokością (Hassanzadegan *et al.*, 2011), a temperatura na dnie otworu wynosi około 150 °C. Szacowany potencjał do produkcji ciepła i energii elektrycznej wynosi odpowiednio 10 MWt i 0.75 MWe (wg informacji na

stronie projektu ENGINE), jednakże celem projektu nie jest budowa instalacji geotermalnej, lecz badanie zachowania się płynów w złożu (kolektorze/systemie geotermalnym) i określenie jego parametrów produkcyjnych.

Wspomniany wyżej projekt ENGINE (2006-2008), finansowany przez 6PR UE, był platformą wymiany doświadczeń służb geologicznych, instytutów badawczych i przedsiębiorstw z krajów UE i spoza UE zajmujących się problematyką prac badawczo-rozwojowych w zakresie HDR/EGS. Wynikiem projektu był m.in. podręcznik najlepszych praktyk i propozycje strategii dalszego rozwoju geotermii HDR/EGS w Europie.

1. Lokalizacja potencjalnych obszarów badawczych dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych (HDR/EGS) na obszarze Polski

(A. Sowizdzał, M. Hajto, M. Stefaniuk, P. Targosz, B. Kępińska, H. Kiersnowski, J. Jureczka, M. Karwasiecka, S. Wilk, M. Rolka, A. Wójcicki, W. Bujakowski, A. Barbacki, B. Bielec, G. Hołojuch, A. Kasztelewicz, B. Kępińska, M. Miecznik, L. Pająk, R. Skrzypczak, B. Tomaszewska)

Charakterystyczną cechą obszaru naszego kraju jest to, że leży on na pograniczu kilku kontynentalnych jednostek geologicznych (Stupnicka, 1997). Fakt ten powoduje, że pomimo występowania bogatych kolektorów wód geotermalnych na znacznej części obszaru Polski, warunki dla rozwoju klasycznej geotermii są raczej przeciętne w porównaniu z innymi krajami (Górecki (red.), 2006a, b).

W przypadku niekonwencjonalnych systemów geotermalnych, decydujące znaczenie mają jedynie warunki termiczne, a więc strumień ciepły i temperatura na określonej głębokości, a w dalszej kolejności własności fizyczne skał, ich podatność na szczelinowanie, itd., co możemy określić dopiero w skali lokalnej, pod warunkiem, że posiadamy potrzebne i wystarczające informacje na ten temat. Dla obszaru Polski charakterystyczny jest obraz warunków termicznych przedstawiony na **Fig. 1_1** (Mapa rozkładu gęstości ziemskiego strumienia ciepłego) i **Fig. 1_2** (Mapa rozkładu temperatury na głębokości 2 km, tzn. typowej głębokości, do której sięga obecnie geotermia konwencjonalna w Polsce). Obraz jakościowy jest w obu przypadkach bardzo podobny i wiąże się właśnie z występowaniem różnych jednostek geologicznych, zbudowanych z różnych typów skał.

Mianowicie, najlepsze warunki termiczne występują na rozległym obszarze w Polsce zachodniej i północno-zachodniej, lokalnie w Polsce centralnej, południowo-zachodniej i południowej. Ponadto, lokalne dodatnie anomalie termiczne (czyli pozytywne) można zauważyć w północnej części Lubelszczyzny oraz w Polsce północno-wschodniej (rejon

Wigier). Częściowo abstrahując od obrazu na obu mapach należy dodać, że lokalne anomalie mogą być związane z wulkanizmem i intruzjami neogeńskimi (np. w rejonie Karkonoszy), czy podwyższoną zawartością pierwiastków promieniotwórczych (być może ma to miejsce w rejonie Wigier, w północno-wschodniej części Polski).

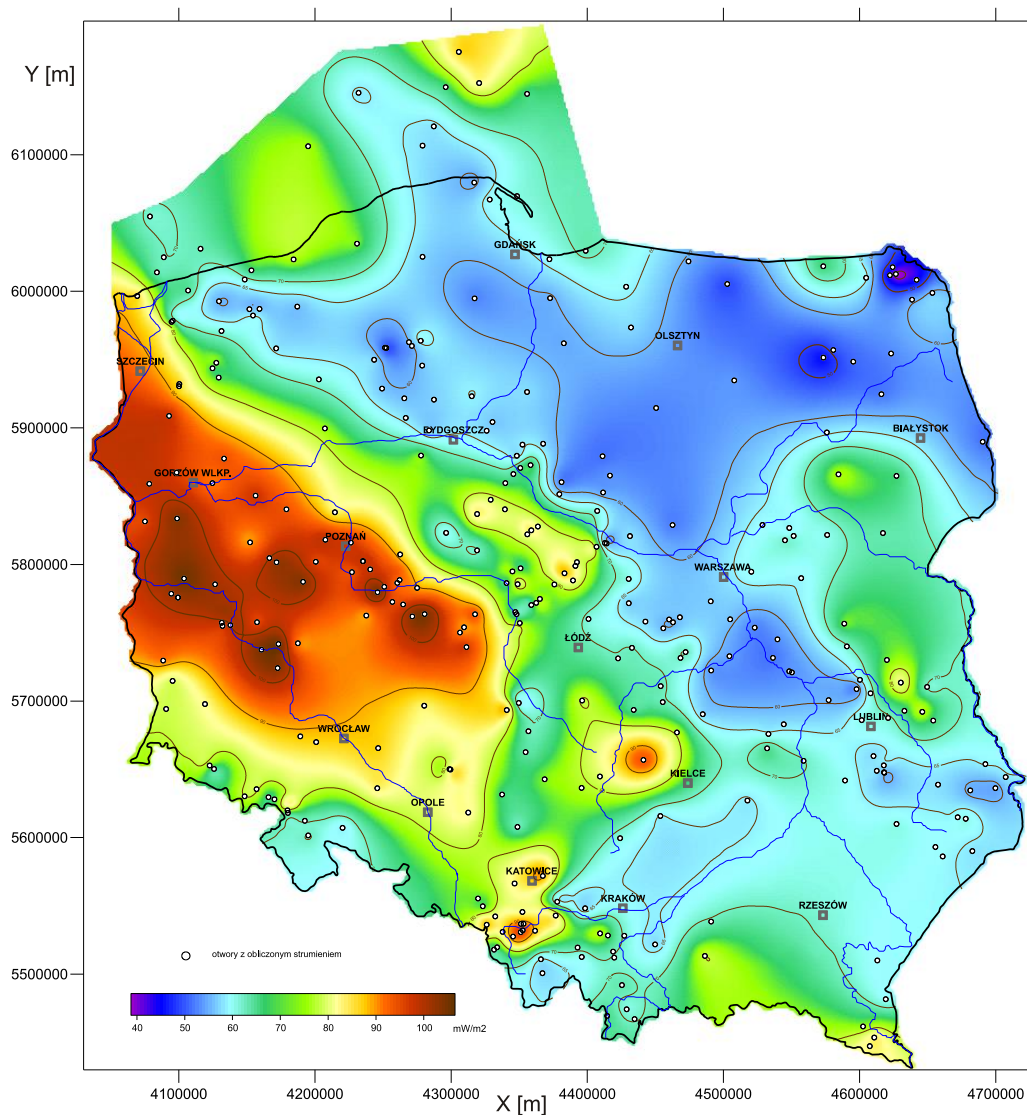


Fig. 1_1 Mapa rozkładu gęstości ziemskiego strumienia ciepłego na obszarze Polski (Szewczyk & Gientka, 2009)

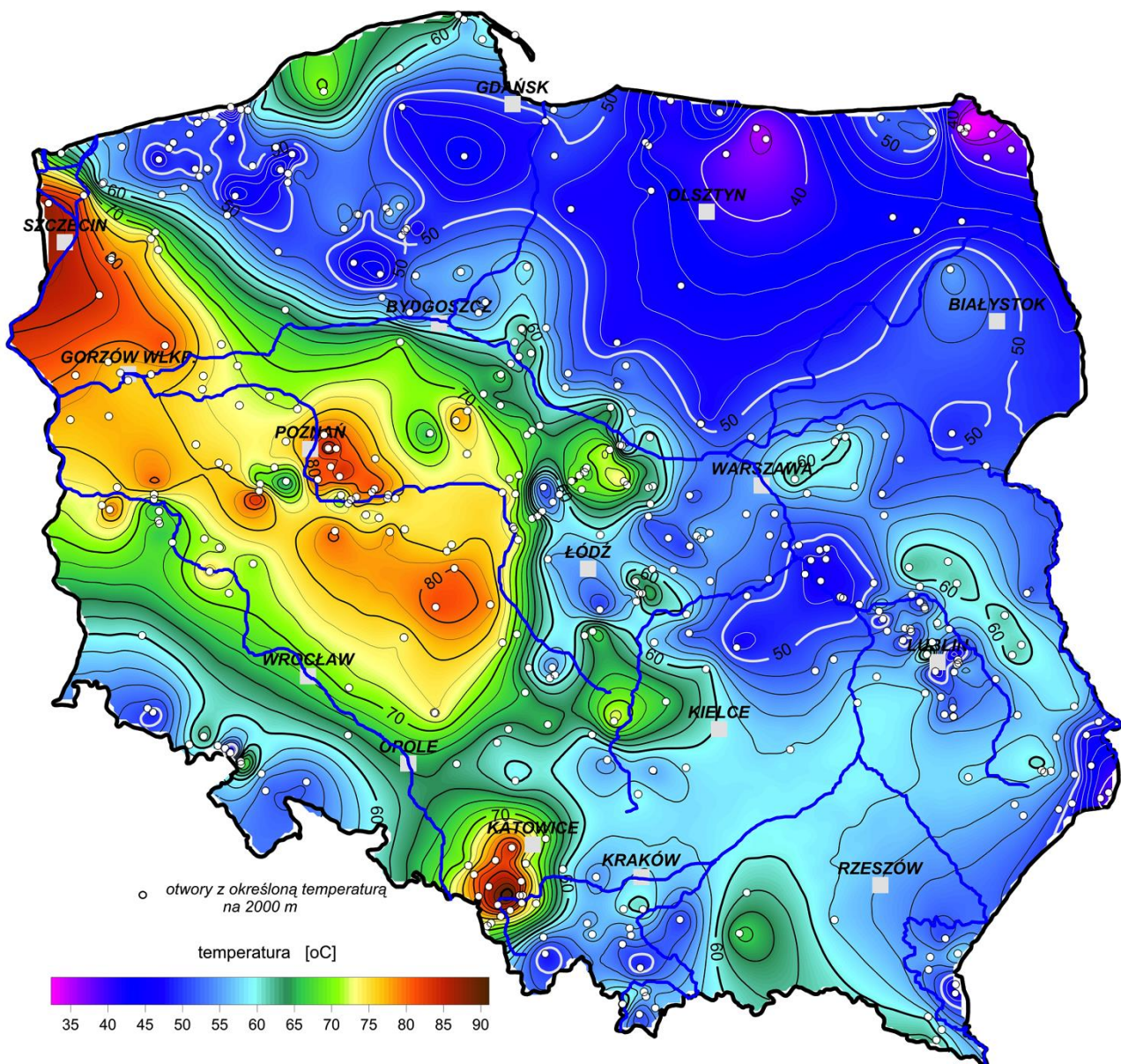


Fig. 1_2 Mapa rozkładu temperatury na głębokości 2 km (wg Szewczyka, 2010)

1.1 Obszary badawcze w skałach osadowych

(A. Sowizdzał, M. Hajto, M. Stefaniuk, P. Targosz, B. Kępińska)

Skały osadowe zdecydowanie rzadziej stanowią perspektywiczne zbiorniki energii petrotermalnej niż skały krystaliczne. W większości światowych projektów wykorzystania potencjału geotermalnego gorących suchych skał to właśnie przede wszystkim granity stanowią naturalne zbiorniki energii cieplnej (Tenzer, 2001; Brown et al., 2012; Tester et al., 2006; Sausse et al., 2007; Sliupa et al., 2005). Literatura światowa wskazuje jednak na możliwość wykorzystania energii zakumulowanej w (prawie) suchych, gorących skałach osadowych. Przykładem takiego projektu jest Limestone Coast Geothermal Project realizowany w Australii, który zakłada wykorzystanie energii geotermalnej gorących basenów sedymentacyjnych. Projekt zlokalizowany jest w obszarze podwyższonego strumienia ciepłego, wzmożonej aktywności sejsmicznej oraz wulkanicznej (de Graaf et al., 2010). Europejskich przykładów wykorzystania potencjału skał osadowych w systemach EGS należy poszukiwać na obszarze Niemiec, gdzie dwa projekty geotermalne: Groß Schönebeck oraz Landau wykorzystują (m. in.) ciepło skał osadowych (Huenges, 2010). W szczególności dotyczy to projektu Landau, łączącego wykorzystanie zasobów hydrogeotermalnych z technologią EGS (Dezayes et al., 2007).

Polska leży poza strefami aktywności wulkanicznej czy tektonicznej, stąd też nie należy się spodziewać tak korzystnych warunków, jakie występują w Australii czy w niektórych innych krajach. Jednak istotne jest poszukiwanie obszarów występowania dodatnich anomalii temperaturowych.

W celu wytypowania lokalizacji potencjalnych obszarów badawczych dla EGS w skałach osadowych przeanalizowano szereg istotnych parametrów (m.in. głębokość zalegania skał osadowych, temperaturę potencjalnych skał zbiornikowych, rozkład gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego, dane grawimetryczne i magnetyczne).

Analizę wykonano na obszarze całej Polski biorąc pod uwagę wszystkie jednostki geologiczne, w których występuje pokrywa osadowa (Niż Polski, Karpaty i zapadlisko

przedkarpackie) na głębokościach umożliwiającym występowanie wysokich temperatur w obrębie skał o korzystnych własnościach zbiornikowych dla EGS (niskie wartości porowatości i przepuszczalności, wysoka temperatura).

Do analiz wykorzystano bogaty materiał archiwalny, a także dostępne informacje literaturowe. Wykorzystano także wyniki prac realizowanych od wielu lat przez pracowników Akademii Górniczo Hutniczej w Krakowie m.in.: mapy strukturalne oraz mapy temperatur będące wynikiem realizacji Atlasów geotermalnych poszczególnych rejonów Polski (Niżu Polskiego (Górecki (red)., 2006), Karpat Zachodnich (Górecki (red)., 2011) oraz zapadliska przedkarpackiego (Górecki (red)., 2012)).

W celu określenia rozkładu powierzchniowego strumienia ciepłego na obszarze Polski wykorzystano najnowsze dostępne wyniki prac badawczych zrealizowanych w 2008 r. przez Zespół PIG-PIB w Warszawie pod kierownictwem Dr J. Szewczyka pt. "Mapa gęstości strumienia ciepłego dla obszaru Polski".

Kluczowym elementem typowania lokalizacji instalacji EGS była analiza temperatur w obrębie zbiorników skał osadowych mająca bezpośredni związek z rozkładem powierzchniowego strumienia ciepłego.

Temperatury rzędu 100°C na głębokości 3000 m p.p.t. można spodziewać się w obszarze centralnej i zachodniej części Niżu Polskiego: w rejonie obszaru przedsudeckiego, niecki szczecińskiej oraz niecki mogileńsko-łódzkiej, gdzie na analizowanej głębokości najmłodszymi utworami są utwory jurajskie oraz w strefie północnej - w obszarze wyniesienia Łęby, gdzie na tej głębokości występują utwory starsze od permskich.

Jako, że większość rozwiązań światowych z zakresu wykorzystania ciepła gorących suchych skał są to systemy wykorzystujące energię zakumulowaną na większych głębokościach (> 3000 m p.p.t.), poszukiwania stref optymalnych przeprowadzono dla różnych przedziałów głębokościowych. Parametry petrofizyczne skał osadowych, pokazują, że optymalnych stref do lokalizacji systemów wykorzystujących energię suchych skał należy poszukiwać znacznie głębiej niż 3000 m p.p.t. Na Niżu Polskim skały

zbiornikowe tracą właściwości kolektorskie poniżej 3 - 3,5 km, a strefy występowania wód podziemnych na dużych głębokościach związane są ściśle ze szczelinami i spękaniem tektonicznymi, a nie z porowatością międzyziarnową. Jest to sytuacja pożądana dla występowania gorących suchych skał (niska porowatość i przepuszczalność). Z drugiej strony duża głębokość zalegania zbiornika podnosi koszty instalacji.

Uzupełnieniem analizy strukturalno-termicznej była analiza danych grawimetrycznych oraz magnetometrycznych. Dokonano analizy związku anomalii pola siły ciężkości i pola magnetycznego Ziemi z rozkładem litologii i parametrów petrofizycznych w tym parametrów cieplnych ośrodka geologicznego oraz ocenę możliwości wykorzystania danych grawimetrycznych i magnetycznych do typowania obszarów interesujących z punktu widzenia problematyki geotermalnej, a także do oceny parametrów petrofizycznych ośrodka geologicznego.

Najbardziej interesująco z punktu widzenia badawczego przedstawia się obszar Polski centralnej i zachodniej, gdzie występuje znaczne zróżnicowanie wielkości strumienia cieplnego (od wartości poniżej 55 mW/m², do powyżej 90-100 mW/m²). Jest to obszar relatywnie dobrze rozpoznany wiertniczo i dobrze udokumentowany kartograficznie. Wytypowany obszar pokryty jest zarówno danymi magnetycznymi jak i grawimetrycznymi w sposób pełny stwarzając dogodną sytuację do dalszych transformacji. W przypadku danych magnetycznych obserwujemy brak informacji jedynie w pobliżu dużych aglomeracji miejskich wynikający z dużych zakłóceń pola magnetycznego w tym rejonie (brak możliwości wykonania pomiarów).

Wyniki przeprowadzonych analiz pozwoliły wskazać kilka potencjalnych obszarów do lokalizacji niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych. Na obszarze Niżu Polskiego zaznaczają się dwa główne obszary perspektywiczne dla wykorzystania energii gorących suchych skał osadowych. Pierwszy z nich obejmuje obszar niecki szczecińskiej oraz północno-zachodnią część obszaru przedsudeckiego, natomiast drugi znajduje się w obrębie niecki mogileńsko-łódzkiej oraz fragmentarycznie w obrębie wału kujawskiego (**Fig.1_3**). Analizy przeprowadzone w wytypowanych obszarach

pozwalają przypuszczać, że we wszystkich trzech rejonach występują na różnych głębokościach gorące suche (lub prawie suche) skały osadowe.

Obszar Szczecina (**Fig.1_3**, obszar 1) charakteryzuje się bardzo korzystnymi warunkami dla lokalizacji systemów EGS. Na tym obszarze jest 5 głębokich otworów wiertniczych udostępniających potencjalne skały zbiornikowe (utwory triasu lub permu).

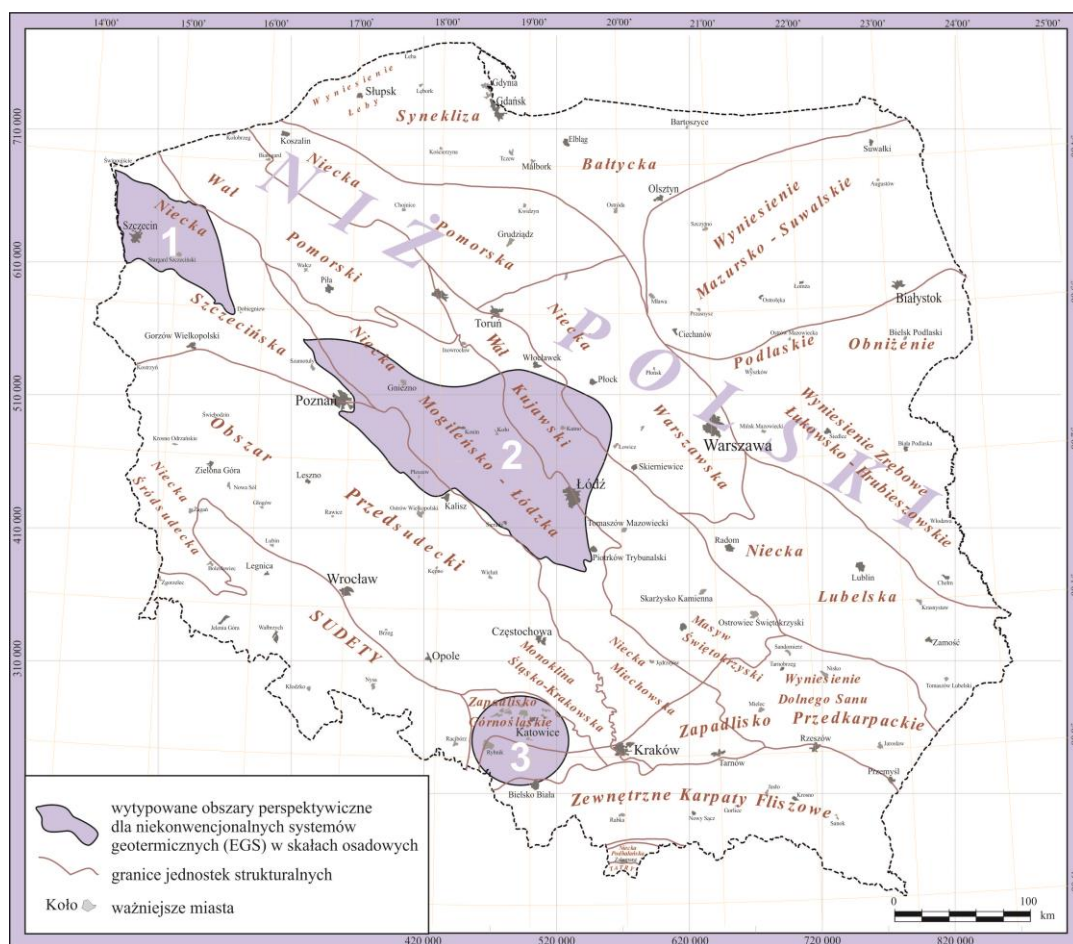


Fig. 1_3 Mapa wytypowanych obszarów perspektywicznych dla lokalizacji potencjalnych systemów geotermicznych (EGS) w skałach osadowych.

Rejon Górnego Śląska (**Fig.1_3**, obszar 3) również należy uznać za perspektywiczny, jednak większość głębokich otworów wiertniczych dokumentujących skały zbiornikowe jest usytuowana na granicy obszaru, co więcej na stosunkowo niedużych głębokościach

jak na systemy EGS (> 3 km) pod perspektywicznymi utworami karbonu mogą znajdować się już skały krystaliczne.

Ostatecznie zdecydowano, że najbardziej perspektywiczny obszar dla lokalizacji potencjalnych systemów geotermicznych (EGS) znajduje się w Polsce centralnej (**Fig.1_3**, obszar 2). Obszar ten rozciąga się mniej więcej między Piotrkowem Trybunalskim, Szamotułami i Płockiem. Maksymalna długość obszaru wynosi ok.270 km a szerokość ok.150 km. Obszar ten obejmuje znaczną część niecki mogileńsko-łódzkiej oraz część wału kujawskiego i obszaru przedsudeckiego. Na wytypowanym obszarze wskazano perspektywy do budowy zamkniętych systemów geotermicznych w skałach triasu środkowego i dolnego, permu dolnego oraz karbonu, jakkolwiek największe perspektywy związane są z utworami triasu dolnego o dużej miąższości.

1.2 Obszary badawcze w skałach wulkanicznych

(H. Kiersnowski, J. Jureczka, M. Karwasiecka, S. Wilk, M. Rolka, A. Wójcicki)

Jak wspomniano wyżej, jedynym projektem geotermalnym w Europie wykorzystującym ciepło skał wulkanicznych jest realizowany od 2006 roku projekt badawczy w Groß Schönebeck k. Berlina, Niemcy, gdzie skałą zbiornikową są przede wszystkim skały wulkaniczne (riolity, andezyty) występujące w spągowej części zbiornika, natomiast skały osadowe (klastyczne o słabych własnościach zbiornikowych) występują w górnej części zbiornika (Huenges, 2010). Sytuacja geologiczna w rejonie bloku Gorzowa, położonego około 100 km na wschód od Groß Schönebeck, nie różni się istotnie od tej w Niemczech po drugiej stronie granicy (Kiersnowski, 2007). Znane są ponadto projekty wykorzystujące pośrednio ciepło skał wulkanicznych, jak Hijiori czy Fenton Hill (Tester *et al.*, 2006).

W związku z powyższym wytypowano podstawowy obszar badań w skałach wulkanicznych – rejon bloku Gorzowa (wulkanity dolnopermskie - podobne warunki geologiczne jak w NE Niemczech) oraz dodatkowo inny obszar dla skał wulkanicznych - rejon Parczewa (wulkanizm ediakarski i wizeński).

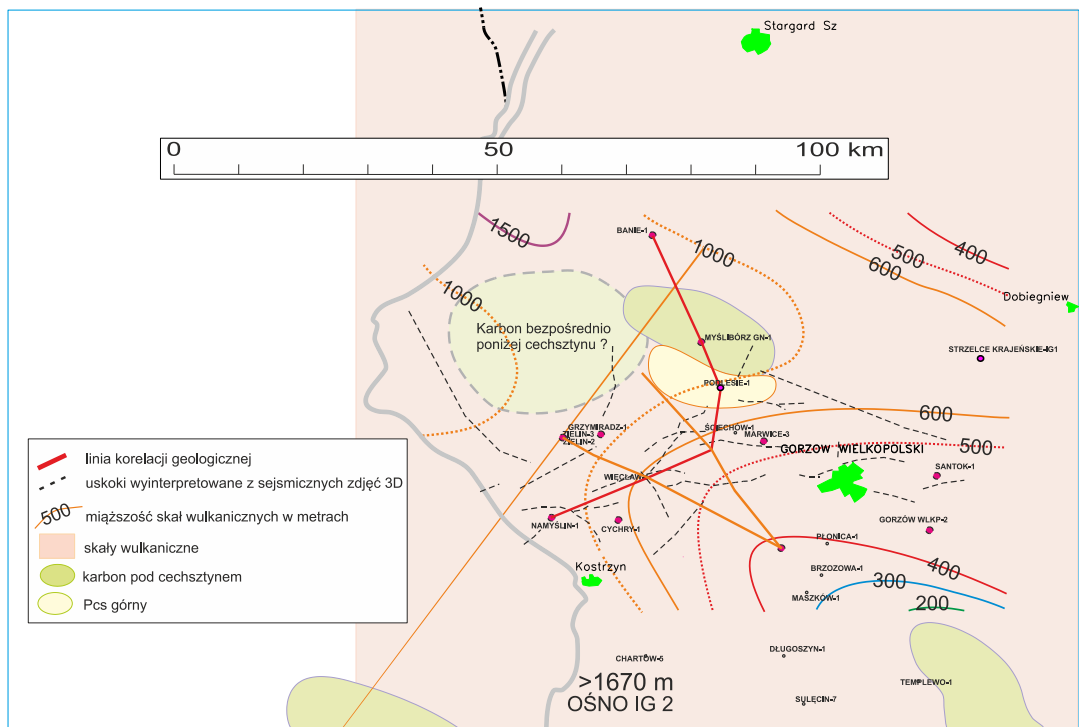


Fig. 1_4 Mapa zasięgu i miąższości wulkanitów w rejonie Gorzowa (Kiersnowski, 2007)

Blok Gorzowa

W oparciu o analizę istniejących zasobów archiwalnych danych geologiczno-geofizycznych pod kątem charakterystyki parametrów skał wulkanicznych Polski zachodniej i północno-zachodniej (**Fig. 1_4**), w tym: analizy głębokości zalegania skał wulkanicznych i ich hipotetycznej miąższości (**Fig. 1_4** i **Fig. 1_5**) oraz analizy parametrów termicznych i petrofizycznych w profilach otworów można stwierdzić, że dla tego obszaru najbardziej optymalny wydaje się rejon bloku Gorzowa, położony na zachód od Gorzowa Wlkp. i na południe od strefy gdzie lokalnie nie występują wulkanity dolnopermskie (**Fig. 1_4**).

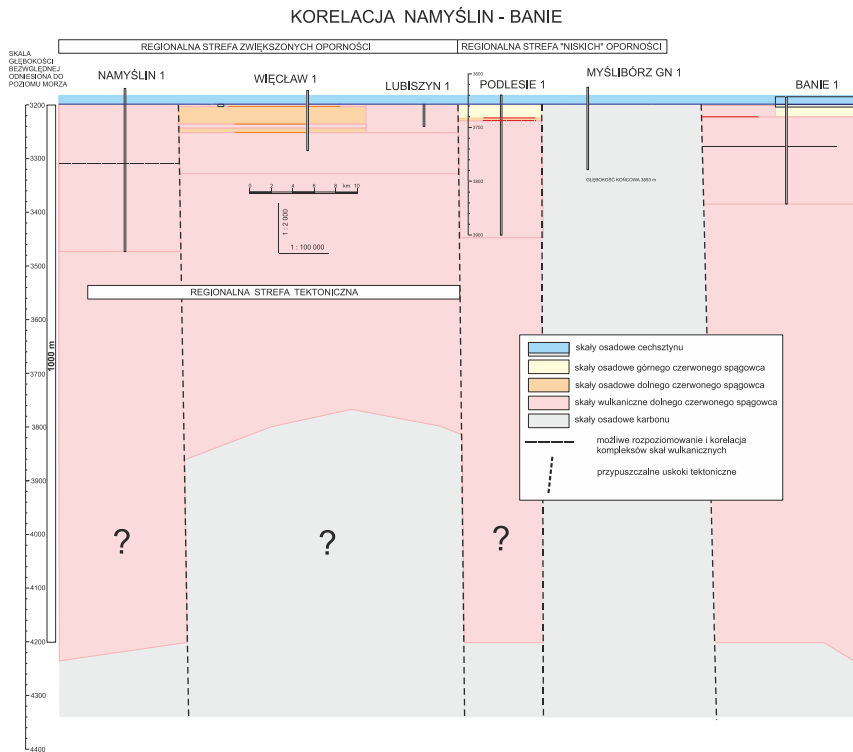


Fig. 1_5 Paleokorelacja Namyślin-Lubiszyn-Banie, przebiegająca przez cały wytypowany obszar badań w skałach wulkanicznych czerwonego spągowca (linia przekroju zaznaczona na Fig. 1_4 kolorem czerwonym).

Dla trzech otworów zweryfikowanych pozytywnie dla ścisłego obszaru bloku Gorzowa, mamy wysoki strumień ciepły, a temperatura na głębokości 3 km przekracza 100 °C. Są to, więc bardzo dobre warunki termiczne.

Rejon Lubelszczyzny (obiekt Parczewa)

W rejonie północnej Lubelszczyzny interesujące są z naszego punktu widzenia utwory proterozoiku - dolną część sukcesji ediakarskiej w rejonie profilu Busówno IG1 tworzą utwory wulkanogeniczne. Są to głównie bazalty. Natomiast w karbonie profilu Parczew IG-10 występują dajki diabazowe związane z hercyńskim magmatyzmem.

Dla otworów z obszaru północnej Lubelszczyzny mamy gorsze warunki termiczne niż w przypadku bloku Gorzowa (niższy strumień ciepły i niższy gradient geotermiczny). Jednak głównym problemem jest to, że większość otworów z pomiarami temperatury jest stosunkowo płytka i żaden nie sięga utworów dolnego paleozoiku i lub/prekambru. Na głębokości 3 km w rejonie Parczewa temperatura wynosi około 80° C.

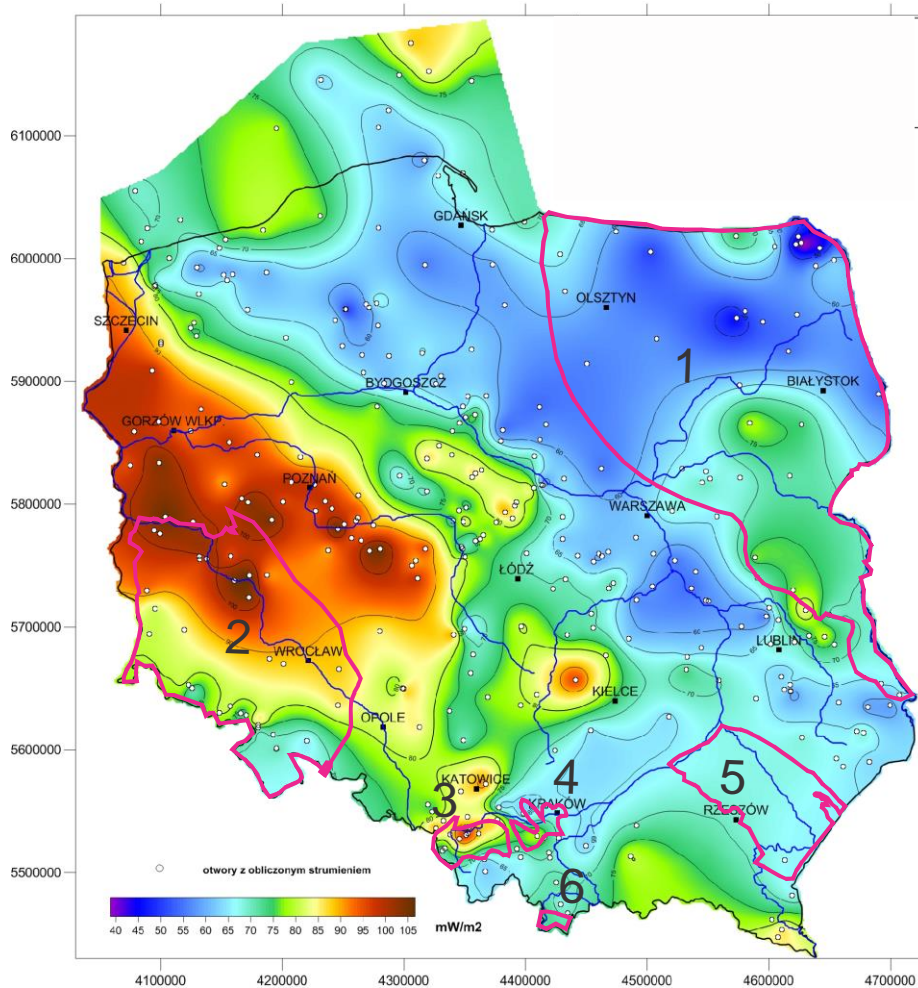
1.3 Obszary badawcze w masywach krystalicznych

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

Poszukiwanie struktur geologicznych, perspektywicznych dla ewentualnego zastosowania technologii HDR w Polsce, kieruje uwagę głównie na miejsca występowania skał magmowych, w szczególności krystalicznych. Część spośród takich miejsc (potencjalnych dla pośredniego wykorzystania ciepła geotermalnego) może być przydatnych dla produkcji energii elektrycznej, w zależności od temperatury górotworu i przewodności cieplnej skał.

Bolewski i Parachoniak (1974) systematyzowali krystaliczne skały magmowe głównych cykli orogenicznych w Polsce i miejsca ich występowania następująco:

- ✓ prekambryjskie skały magmowe (podłoże NE Polski, Sudety, Polska południowa),
- ✓ skały staropaleozoicznej epoki magmowej (Sudety, podłoże Karpat, NE Polska, Góry Świętokrzyskie),
- ✓ skały młodopaleozoicznej epoki magmowej: • magmatyzm początkowy (Sudety Wschodnie i blok przedsudecki) • magmatyzm główny (Sudety, Tatry, podłoże Karpat, obszar śląsko-krakowski) • wulkanizm następczy i końcowy (Sudety i Przedgórze Sudeckie, obszar śląsko-krakowski, okolice Zawiercia oraz niecka miechowska i Góry Świętokrzyskie) • wulkanizm platformy paleozoicznej (monoklina przedsudecka, NW Polska, obszar lubelski),
- ✓ mezo-kenozoiczna epoka magmowa (Tatry, Karpaty, pieniński pas skałkowy, środkowa Polska i zapadlisko przedkarpackie – w osadach wieku kredowego i młodszych, dolnośląska formacja bazaltowa).



Zwarte kompleksy utworów krystalicznych:

- 1 - podłoże NE Polski (prekambryjskie i staropaleozoiczne skały magmowe)
- 2 - Sudety i blok przedsudecki (prekambryjskie i staropaleozoiczne skały magmowe, młodopaleozoiczne skały magmatyzmu początkowego i głównego oraz skały wulkanizmu następczego i końcowego, a na monoklinie przedsudeckiej także wulkanizmu platformy paleozoicznej, skały mezo-kenozoicznej epoki magmowej – szczególnie dolnośląskiej formacji bazaltowej)
- 3 - masyw górnośląski (prekambryjskie skały magmowe, skały młodopaleozoicznego magmatyzmu głównego oraz wulkanizmu następczego i końcowego)
- 4 – masyw małopolski (prekambryjskie skały magmowe, skały młodopaleozoicznego magmatyzmu głównego oraz wulkanizmu następczego i końcowego)
- 5 – masyw lubelski (prekambryjskie skały magmowe, skały wulkanizmu platformy paleozoicznej)
- 6 - Tatry (prekambryjskie skały magmowe, skały młodopaleozoicznego magmatyzmu głównego oraz mezo-kenozoicznej epoki magmowej)

Fig. 1_6 Zwarte kompleksy utworów krystalicznych Polski na –3tys. m n.p.m. (wg Radwańskiego, vide Kotański 1987; dla obszaru 5 wg Dadleza i in. 2000) na tle mapy gęstości ziemskiego strumienia ciepłego dla obszaru Polski (Szewczyk, Gientka 2009)

Większość wystąpień skał magmowych w obszarze Polski, wskazanych powyżej, przykryta jest mięszym na ogół nadkładem skał osadowych. W Polsce, odsłonięcia skał magmowych interesujące w aspekcie zastosowania technologii HDR, o relatywnie dużych powierzchniach i kubaturach, występują na południu (**Fig. 1_6**), głównie w Sudetach (wraz z blokiem przedsudeckim), kontynuując się w Czechach.

W Sudetach, przedmiotem poszukiwań struktur przydatnych dla niekonwencjonalnych systemów geotermalnych są głównie skały krystaliczne (**Fig. 1_7**): magmowe (tworzące plutony), ewentualnie metamorficzne (szczególnie te sąsiadujące z plutonami - tworzące masywy), ewentualnie także wulkanity mioceno-plioceniczne (zwłaszcza bazalty kominów wulkanicznych). Ciepło skumulowane w skałach krystalicznych może pochodzić z wnętrza Ziemi i przedostawać się w płytsze partie górotworu wskutek konwekcji oraz kondukcji. Dodatkowo może być generowane podczas rozpadu promieniotwórczego izotopów zawartych w niektórych minerałach skałotwórczych.

Lokalizację potencjalnych obszarów badawczych dla niekonwencjonalnych systemów geotermalnych, szczególnie dla badania struktur przydatnych dla technologii HDR, ze względów praktycznych analizowano biorąc pod uwagę miejsca dawnej lub obecnej eksploatacji surowców skalnych, głównie w obrębie istniejących obszarów lub terenów górniczych. Większa jest tutaj szansa na uniknięcie kolizji funkcji związanej z obszarami chroniącymi zasoby przyrody ożywionej. Kierowano się także rozmiarami poszczególnych masywów Sudetów i bloku przedsudeckiego, specyfiką ich budowy tektonicznej, petrogenezą występujących tam skał, ich cechami fizycznymi oraz wielkością produkcji w nich ciepła radiogenicznego. Na tym etapie rozważań uznano, iż granitowe plutony skał magmowych są bardziej perspektywiczne dla prowadzonych poszukiwań niż masywy utworzone przez skały metamorficzne, co nie oznacza całkowitej eliminacji tych skał z rozważań w dalszej perspektywie czasowej.

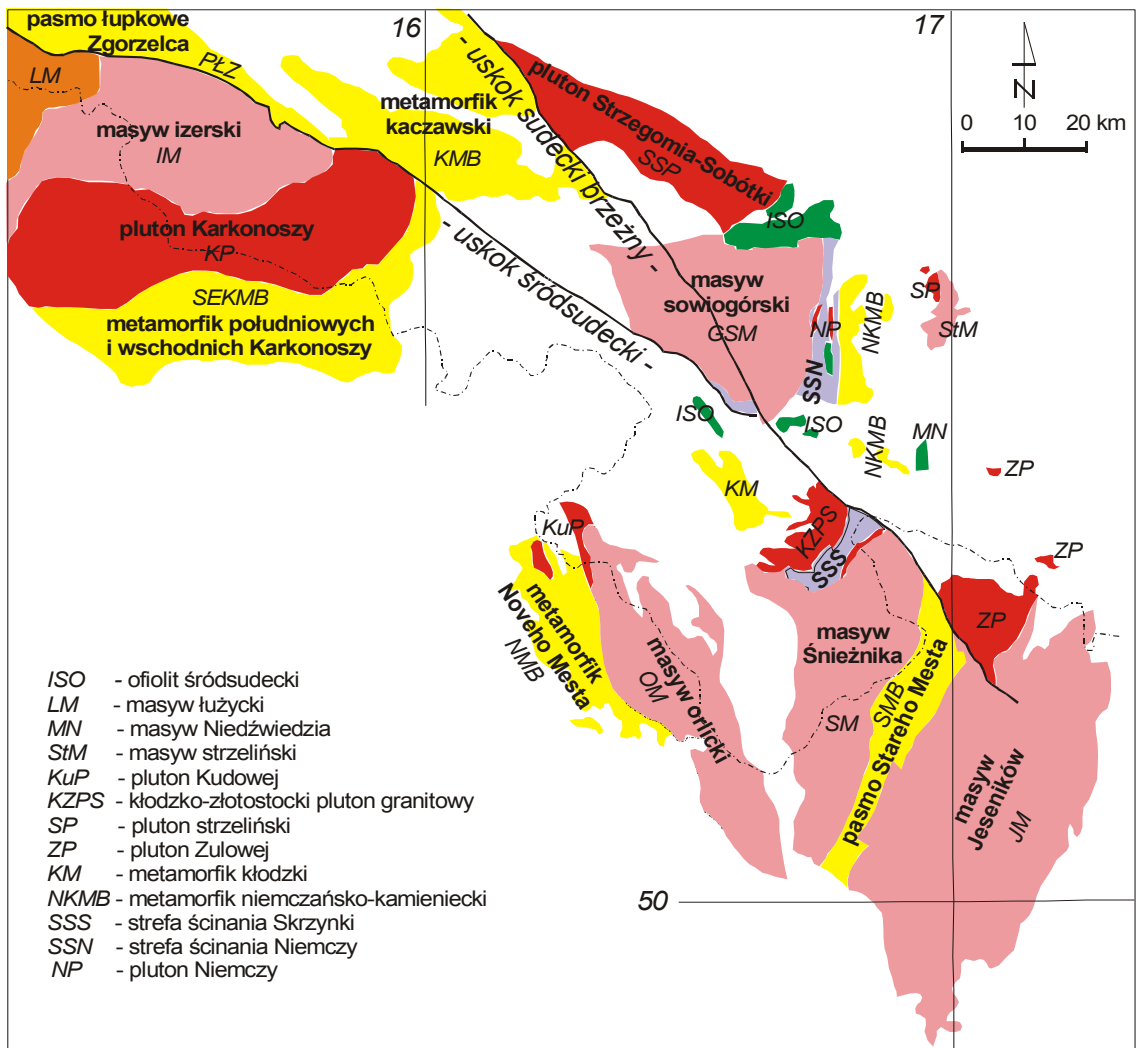


Fig. 1_7 Jednostki strukturalne Sudetów i bloku przedsudeckiego zawierające utwory krystaliczne (z pominięciem wulkanitów mioceno-plioceńskiej dolnośląskiej formacji bazaltowej) (na podstawie mapy Mazura i in. 2010)

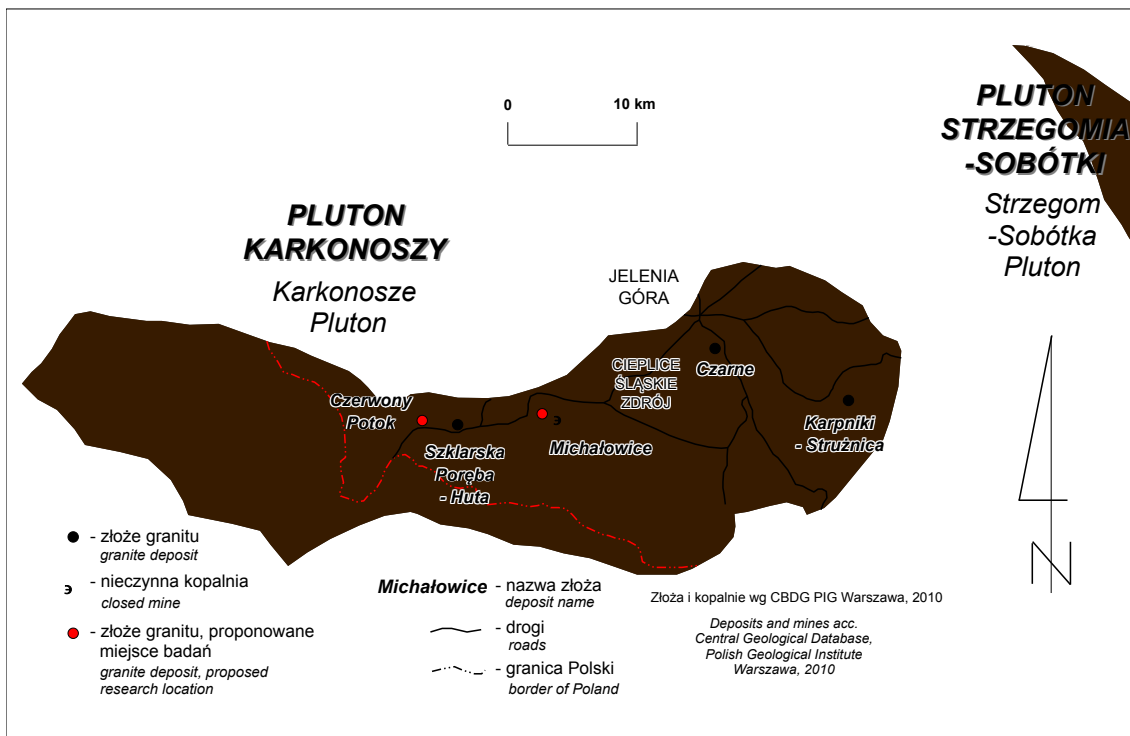


Fig. 1_8A Miejsca badań w obrębie plutonu Karkonoszy: zrealizowanych - sąsiedztwo okresowo czynnego kamieniołomu „Szkłarska Poręba-Huta” (zaznaczone jako złoże granitu), proponowanych - nieczynny kamieniołom „Czerwony Potok”, nieczynna kopalnia „Michałowice”

Wśród plutonów Sudetów i bloku przedsudeckiego największy obszar zajmuje pluton Karkonoszy. Na terytorium Polski ma on powierzchnię ok. 185 km². Został utworzony ok. 300 mln lat temu (Depciuch, Lis 1971; Mazur i in. 2007) przez granitoidy intrudujące w dłuższym okresie czasu, a następnie pocięte licznymi waryscyjskimi żyłami pegmatytowymi, aplitowymi, mikrodiorytowymi i lamprofirowymi (Bolewski, Parachoniak 1974). Na zdjęciach fotolineamentów dość wyraźnie widoczne są neogeńskie rozłamy, którymi utwory Karkonoszy są pocięte. Nie wykluczone, że pęknięcia sięgają na głębokość 10-20 km do tzw. powierzchni Conrada (Mierzejewski 1985), tj. do kontaktu bazaltowych i granitowych warstw skorupy ziemskiej. Mogą zatem stanowić najważniejsze dzisiaj drogi dopływu ciepła z głębi Ziemi do skał kumulujących je bliżej powierzchni. Jest to istotna hipoteza z punktu widzenia perspektywiczności Karkonoszy i ich przedpola, objętych występowaniem dolnośląskiej formacji bazaltowej (neogeńskiej).



Otwór
Czerwony
Potok
PIG-1



Fig. 1_8B Zdjęcia lotnicze obiektów wytypowanych do badań w obrębie plutonu Karkonoszy (<http://maps.google.pl>). Badania (otwór Czerwony Potok PIG-1) zrealizowano w strefie Szklarska Poręba-Huta

W oparciu o analizę dostępnych materiałów teledetekcyjnych i geologicznych oraz uwzględniając możliwość wykonalności otworu badawczego (w tym brak potencjalnych konfliktów z obszarami chronionymi NATURA 2000), wytypowano do dalszych badań początkowo strefę nieczynnego kamieniołomu „Szkłarska Poręba-Huta” na terenie gminy Szklarska Poręba, w pobliżu karkonoskiej anomalii radiogenicznej (Plewa, 1994), w miejscu występowania słabo zawodnionych, lecz spękanych skał granitowych (**Fig. 1_8A**).

W ramach przedsięwzięcia objętego projektem odwiercono płytki otwór badawczy Czerwony Potok PIG-1 (**Fig. 1_8B**), o głębokości 200 m.

2. Wykonanie uszczegółwiających badań geofizycznych na wytypowanych obszarach badawczych

2.1 Badania magnetotelluryczne

(M. Wojdyła)

Blok Gorzowa

Podstawowym zadaniem geologicznym stawianym badaniom magnetotellurycznym jest uszczegółwienie przestrzennych modeli kompleksów skalnych, które stanowiąc będą podstawę do oceny przydatności obszarów struktur geologicznych do lokalizacji budowy zamkniętych systemów geotermicznych – Hot Dry Rocks (HDR) na obszarze Polski. Badania magnetotelluryczne będą miały za zadanie rozpoznanie zmienności parametrów fizycznych (przewodnictwa elektrycznego) skał. Przewodnictwo elektryczne skał uzależnione jest od litologii, porowatości oraz od rodzaju medium nasycającego pory skalne. Wykonanie powierzchniowego zdjęcia magnetotellurycznego miało pozwolić, zatem na odwzorowanie rozkładu przewodnictwa elektrycznego utworów skalnych do głębokości kilku, a nawet kilkunastu kilometrów.

Badania magnetotelluryczne (prace terenowe wraz z przetwarzaniem i interpretacją) zaprojektowano na wytypowanym obszarze północno-zachodniej Polski, na zachód od Gorzowa Wlkp. (**Fig. 2.1_1**). Obszar ten uznano za perspektywiczny dla geotermicznych prac poszukiwawczych ze względu na obecność znacznych miąższości kompleksów skał wulkanicznych. Prace polowe obejmowały wykonanie sondowań magnetotellurycznych (również w paśmie audio-magnetotellurycznym pola naturalnego – AMT) zmierzających przede wszystkim do określenia geometrii ciał magmowych – wulkanitów czerwonego spągowca – pod solami cechsztyńskimi, a także innych ciał o podwyższonej oporności mogących stanowić kompleksy skalne o obniżonej porowatości.



Fig. 2.18_1 Lokalizacja profili na tle Mapy fizycznej Polski, skala 1:500 000
 Podkład:
 POLSKA) mapa ogólnogeograficzna
 POLSKIE PRZEDSIĘBIORSTWO KARTOGRAFICZNE, WARSZAWA

BANCIE 1 - otwór wiertniczy
 - profile magnetotelluryczne

Fig. 2.1_1 Lokalizacja profili magnetotellurycznych na tle Mapy Fizycznej Polski w skali 1:500 000 (PPWK)

Prace polowe

Sondowania magnetotelluryczne lokalizowane były wzdłuż profili pomiarowych ze zmienną gęstością. Dla profili o numerach: 1-HDR-10 dla sondowań od H1_41 do H1_66 , 2-HDR-10, 3-HDR-10 krok pomiarowy wynosił około 1000 metrów. W przypadku pozostałych profili, sondowania lokalizowane były w odstępach około 500 metrowych. Dopuszczane były nieznaczne zmiany lokalizacji poszczególnych pojedynczych sondowań, nieprzekraczające jednak 25% przyjętego kroku pomiarowego. Zmiany w lokalizacji sondowań wynikały najczęściej z nieprzewidywalnych na etapie projektowania czynników,

takich jak silne zakłócenia elektromagnetyczne oraz brak zezwoleń na wejście na tereny prywatne.

Oprócz 320 sondowań wykonanych wzdłuż profili prowadzono także ciągłą rejestrację przebiegów czasowych w tzw. magnetotellurycznym punkcie referencyjnym (bazowym). Rejestracje na punkcie referencyjnym oraz na punktach pomiarowych prowadzone były synchronicznie przez cały czas trwania prac terenowych. Punkt referencyjny zlokalizowany był w miejscowości Zdory, położonej w województwie warmińsko-mazurskim, w powiecie piskim, w gminie Pisz, setki kilometrów od rejonu badań.

Przetwarzanie danych pomiarowych:

Zarejestrowane przebiegi czasowe były przedmiotem wielostopniowego przetwarzania numerycznego. Najpierw przeprowadzono selekcję przebiegów czasowych dla 240 sondowań jednodniowych i 80 sondowań dwudniowych. Następnie przetwarzanie tych przebiegów czasowych zostało wykonane przy użyciu procedur typu "robust" zaimplementowanych do oprogramowania SSMT2000 firmy Phoenix Geophysics Ltd.

Interpretacja jakościowa:

Do interpretacji jakościowej wykorzystano system processingowo-interpretacyjny WinGLink firmy Geosystem Srl., oraz program Surfer 9.0. Wyniki zestawiono w postaci pseudo-przekrojów oporności i fazy pozornej oraz parametru tipper dla 206 km profili. W ramach tego etapu prac wykonano analizę stopnia wielowymiarowości geoelektrycznej ośrodka geologicznego (wyniki wskazują, że ośrodek geologiczny jest przeważnie 1-D albo 2-D).

Interpretacja ilościowa:

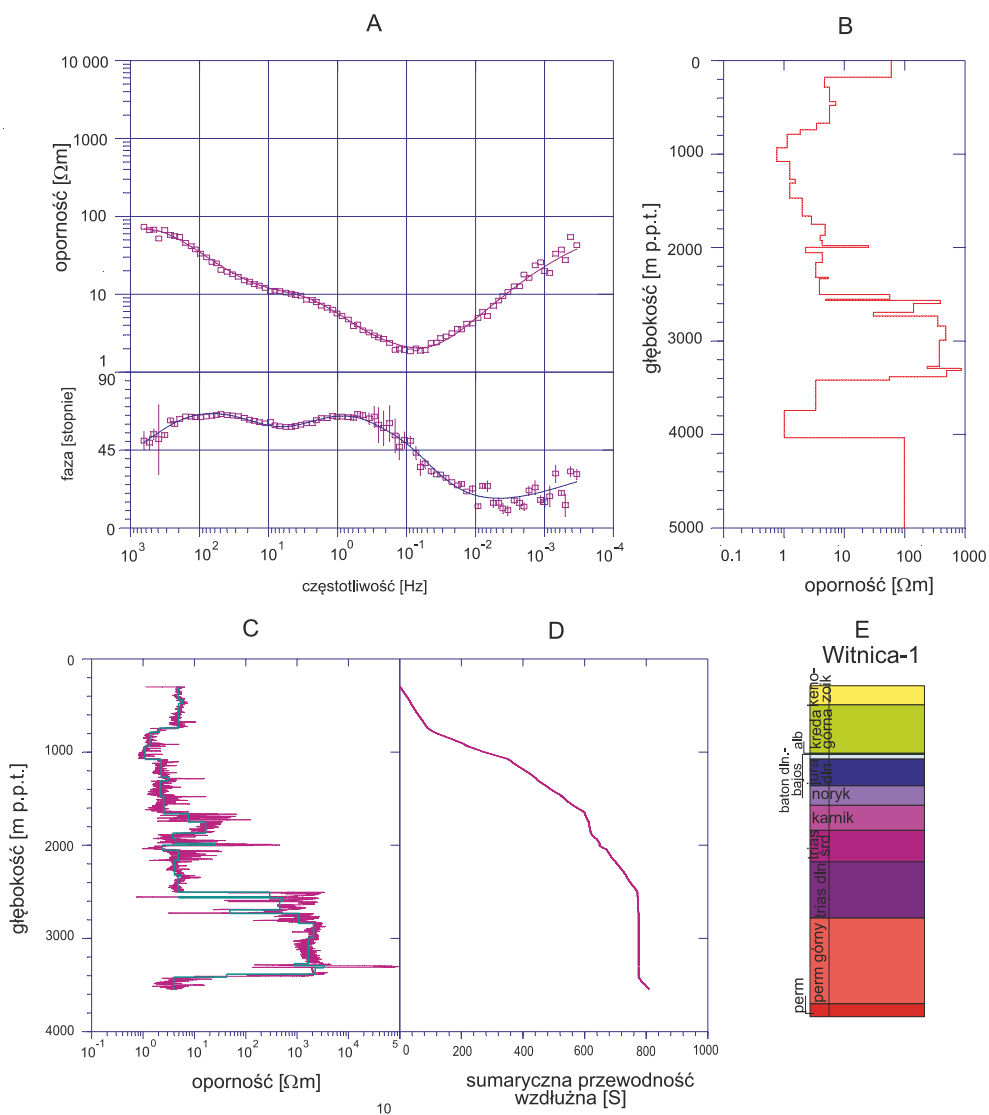
Interpretacja ilościowa polegała na:

- interpretacji sondowań parametrycznych (zlokalizowanych w pobliżu otworów wiertniczych) w celu określenia prawdopodobnego rozwarstwienia ośrodka geoelektrycznego, wpływu litologii na rozkład oporności (np. **Fig. 2.1_2**);
- interpretacji 1D sondowań geoelektrycznych wykonanych metodą Occama (smooth inversion) dla 320 sondowań;
- interpretacji 2D wzdłuż profili o łącznej długości 206 km (na podstawie 1D);
- opracowaniu i analizie map geoelektrycznych w cięciach głębokościowych na podstawie wyników inwersji 1D;
- wykonaniu modelowań inwersyjnych 2D (na przekrojach wzdłuż profili MT) wraz z ich interpretacją geologiczną;
- wykonaniu map strukturalnych i miąższościowych dla obliczonych kompleksów opornościowych na podstawie wyników inwersji 2D wraz z ich interpretacją geologiczną.

Istotnym efektem opracowania było opracowanie (m.in.) następujących map:

- rozkładu oporności wzdłużnej utworów podcechsztyńskich,
- miąższości podcechsztyńskich utworów niskooporowych,
- miąższości podcechsztyńskich utworów wyskooporowych (w tym wulkanitów **-Fig. 2.1_3**).

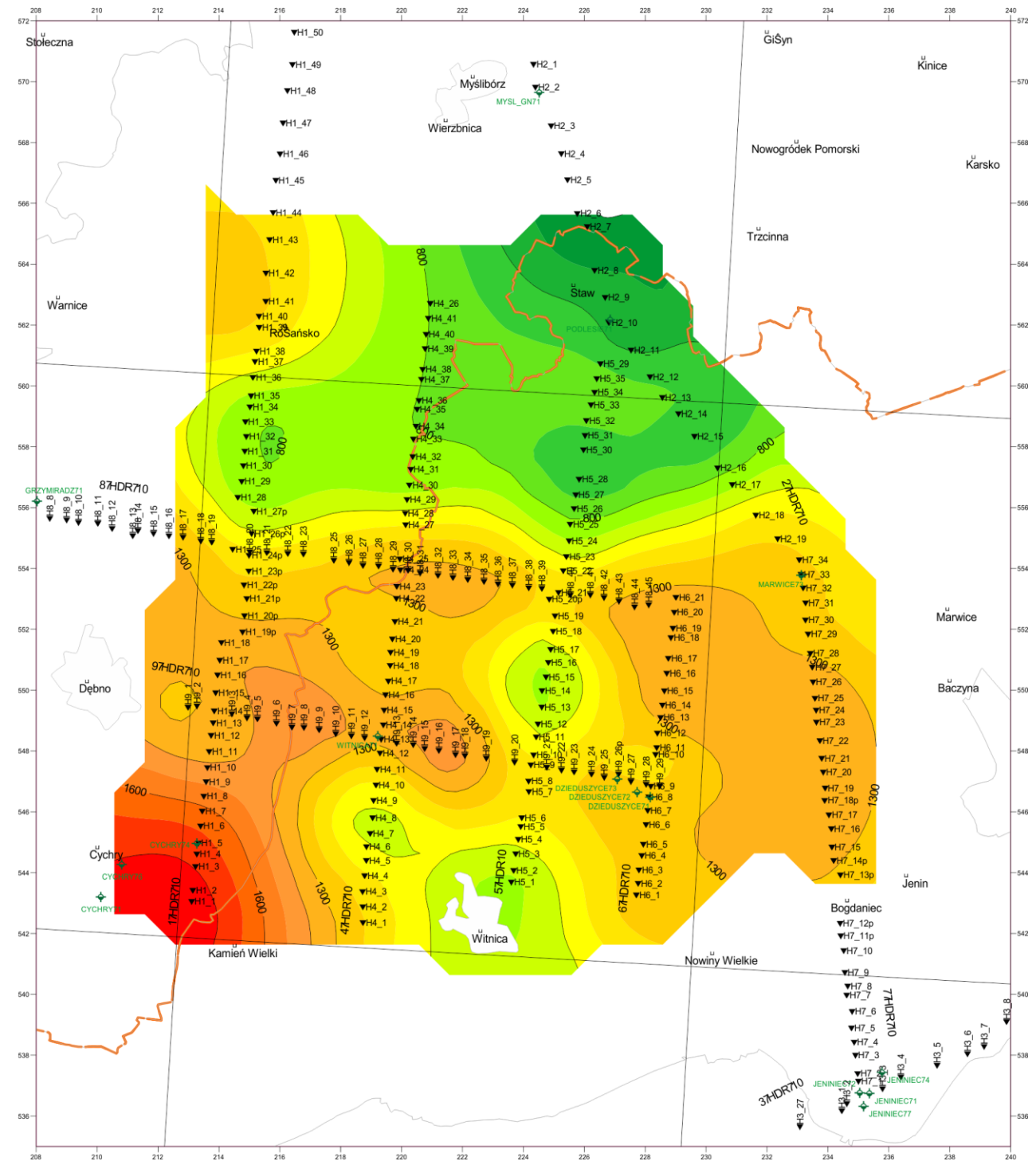
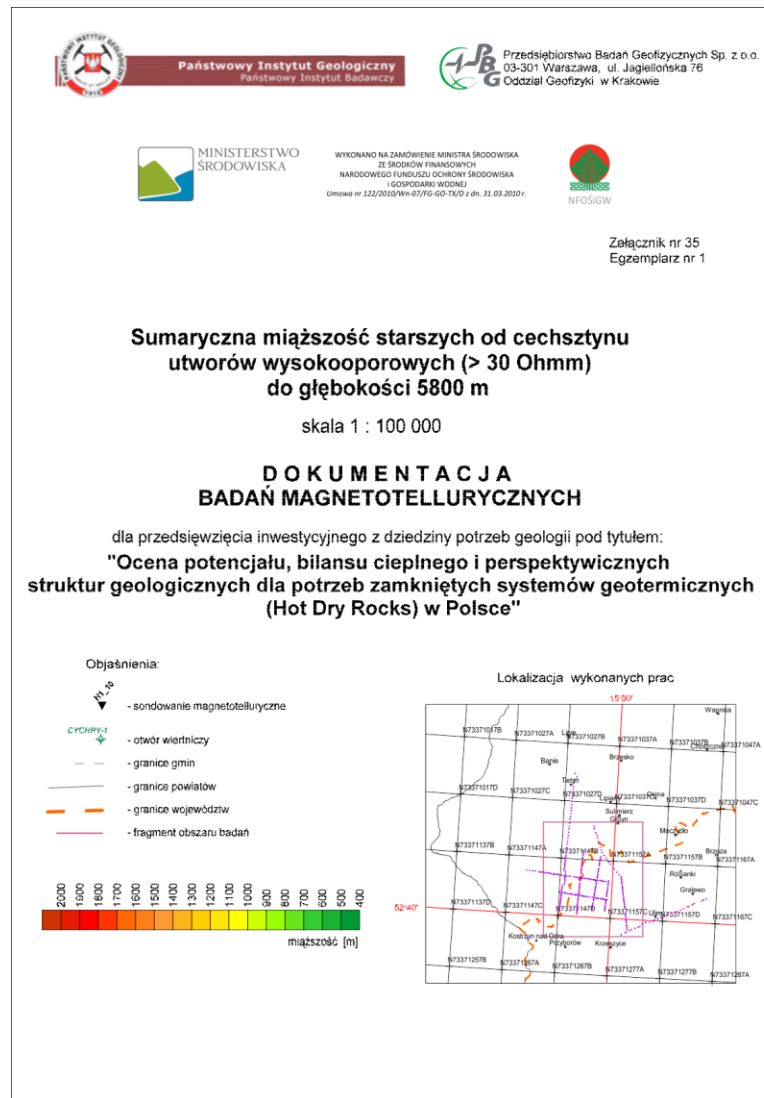
Wyniki wykorzystano do konstrukcji modeli geologiczno-geofizycznych dla rejonu bloku Gorzowa, (obejmujących skały wulkaniczne).



Objaśnienia:

- A. Krzywe magnetotelluryczne polowe oraz obliczone dla modelu geoelektrycznego (B)
- B. Model geoelektryczny (interpretacja 1D)
- C. Krzywa elektrometrii otworowej wraz z modelem geoelektrycznym (B)
- D. Sumaryczna przewodność wzdłużna
- E. Profil litostratigraficzny otworu

Fig. 2.1_2 Wyniki inwersji 1D na podstawie LSQ dla sondowania parametrycznego w pobliżu otworu Witnica-1. Wyniki interpretacji MT (B) dowiązujemy do pomiarów w otworze (C) oraz profilu otworu (E), celem wydzielenia typów skał charakteryzujących się różnymi wartościami oporności (np. czy są to piaskowce czy wulkanity, czy zawierają solankę czy nie).



Karkonosze

Badania magnetotelluryczne wykonano w Karkonoszach przy otworze Czerwony Potok PIG-1 w Szklarskiej Porębie, celem rozpoznania wgłębnej budowy geologicznej. Wykonano w tym celu cztery sondowania magnetotelluryczne.

Najistotniejszy wniosek z badań, dla których osiągnięto głębokość penetracji do 8-10 km (kosztem rozdzielczości), to potwierdzenie przewidywanej głębokości plutonu w tym miejscu oraz zaznaczające się na wszystkich krzywych obniżenie oporności na głębokościach około 100 i 1000 m p.p.t. Płytsza strefa o obniżonej oporności koreluje się z analogiczną strefą stwierdzoną w otworze badawczym Czerwony Potok PIG-1 i interpretowana jest, jako strefa tektoniczna. Można ją nawet powiązać z tzw. Uskokiem Czerwonego Potoku (Żaba & Kuzak 1988). Liniowa lokalizacja wykonanych sondowań magnetycznych, i uzyskana niejednakowa głębokość wykrytych stref pozwala nawet oszacować przybliżony upad płytszej strefy.

Kompleks o względnie obniżonej oporności związane są najprawdopodobniej z występowaniem strefy spękań, która mogą być wypełnione wodami mineralnymi, chociaż (co mniej prawdopodobne) mogą także oznaczać występowanie stref mineralizacji siarczkowej lub granitów drobnoziarnistych.

2.2 Badania grawimetryczne

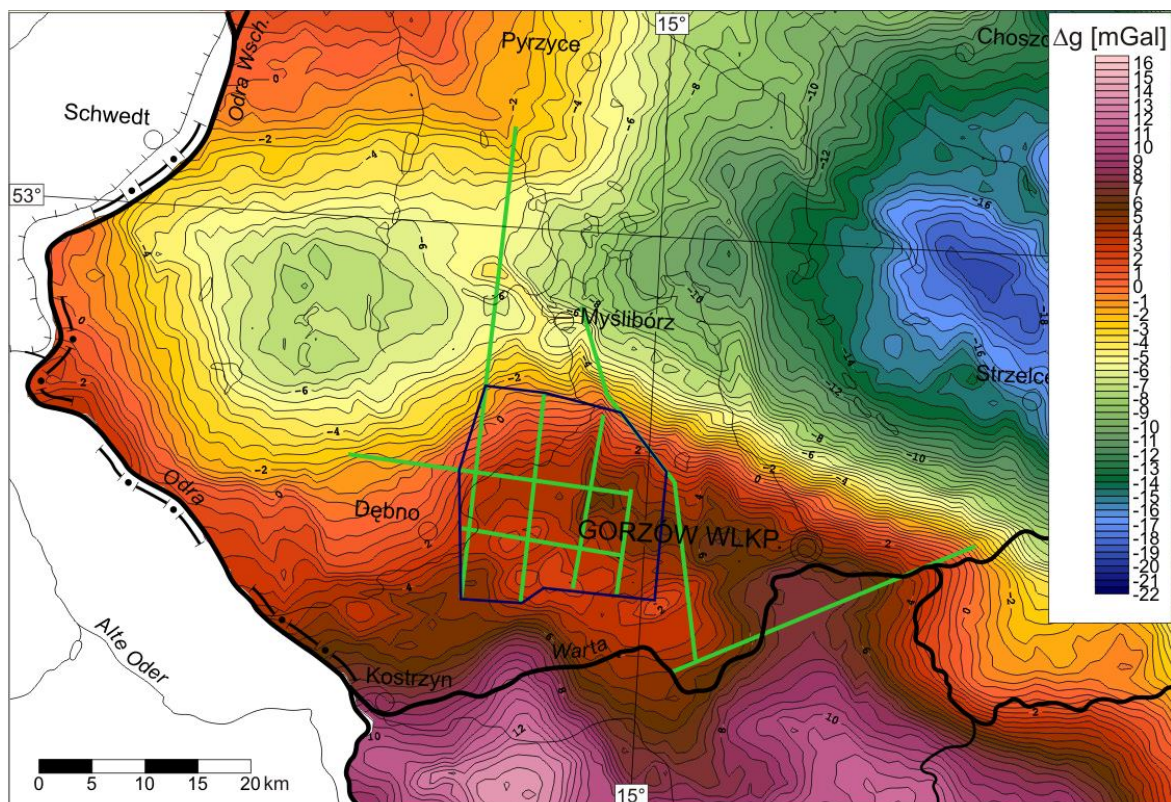
(O. Rosowiecka, J. Madej, M. Łój, S. Porzucek)

Podstawowym zadaniem geologicznym projektowanych prac było uszczegółowienie przestrzennych modeli kompleksów skalnych, które stanowią będą podstawę do oceny przydatności obszarów struktur geologicznych do lokalizacji budowy zamkniętych systemów geotermicznych – Hot Dry Rocks (HDR) na obszarze Polski. W przypadku grawimetrii chodziło o rejon bloku Gorzowa, gdzie perspektywiczny dla HDR jest kompleks wulkanitów czerwonego spągowca. Zadaniem było wykonanie zdjęcia rozproszonego, dogłęszczającego archiwalne zdjęcie półszeregółowe wykonane w latach 90-tych XXw., na obszarze znajdującym się na zachód od Gorzowa (tam gdzie wykonano też nowe badania magnetotelluryczne - **Fig.2_3**).

Prace polowe objęły pomiary geodezyjne dla 2000 rozproszonych punktów grawimetrycznych oraz wykonanie pomiarów siły ciężkości dla 2000 stanowisk pomiarowych, tak aby średni błąd kwadratowy pojedynczego pomiaru nie przekraczał $\pm 0,025$ mGal. Pomiary siły ciężkości wykonano przy użyciu nowoczesnych grawimetrów firmy Scintrex Ltd. typu CG-5 Autograv.

Prace obliczeniowe i techniczne doprowadziły do zestawienia katalogu danych grawimetrycznych punktów pomiarowych i sporządzenia operatu pomiarowego.

Prace interpretacyjne objęły: opracowanie mapy anomalii Bouguera w skali 1:50 000 (z uwzględnieniem poprawki topograficznej, tzn. na rzeźbę terenu), oraz wstępną analizę otrzymanego obrazu pola siły ciężkości (**Fig.2_4**). Ze wspomnianej analizy wynika że centrum obszaru badań znajduje się nad lokalnym wyniesieniem podłoża skonsolidowanego (**Fig.2_4**), występującego pod kompleksem permsko-mezozoicznym. Budują go skały osadowe, lecz już częściowo zmetamorfizowane. Ze względu na podniesioną ich gęstość objętościową w stosunku do skał budujących ich otoczenie- obserwuje się względnie dodatnie wartości anomalii siły ciężkości (Królikowski&Petecki, 1995).





-  - zasięg projektowanych szczegółowych badań grawimetrycznych
-  - profile badań magnetotellurycznych

Fig.2_3 Lokalizacja projektowanych badań grawimetrycznych na tle mapy anomalii grawimetrycznych w redukcji Bouguera

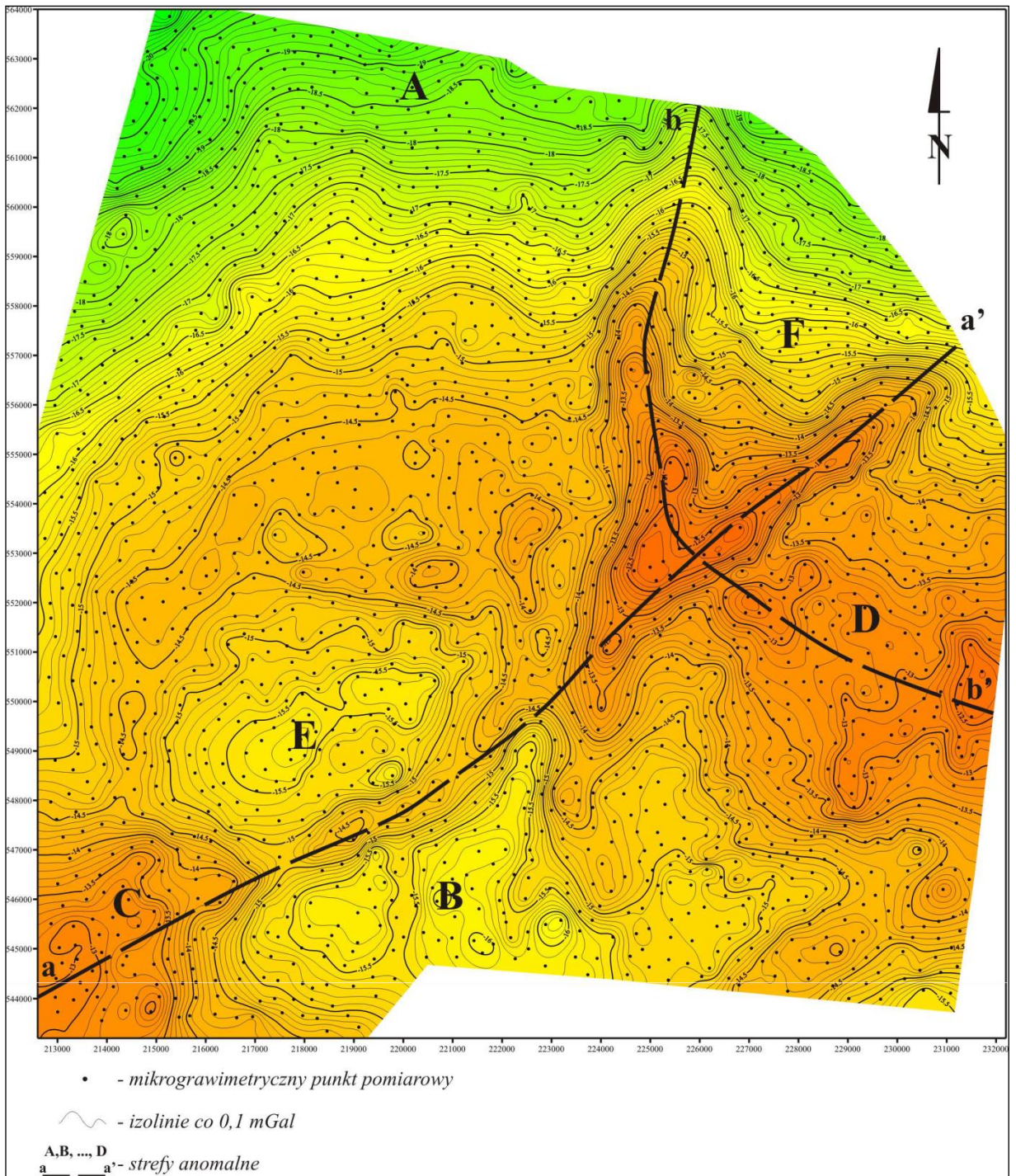


Fig.2_4 Mapa anomalii Bouguera.

2.3 Badania magnetometryczne

(O. Rosowiecka)

Wybrany dla szczegółowych badań magnetycznych obszar uznano za perspektywiczny dla geotermicznych prac poszukiwawczych ze względu na obecność tam dodatnią anomalię strumienia ciepłego, ale także obecność w podłożu krystalicznym ciał granitowych, granitoidowych i gnejsowych. Głównym celem badań magnetycznych było określenie geometrii ciał magmowych – dewońskich diabazów i bazaltów zakłócających obraz magnetyczny proterozoicznego podłoża krystalicznego zbudowanego ze skał, które potencjalnie mogą być źródłem podwyższonej temperatury. Na obraz anomalii magnetycznych w tym rejonie wpływa również obecność ciał bazaltowych w dolnej części ediakaru, które zostały stwierdzone w profilu Busówno IG1.

Obszar projektowanych badań pokryty jest pomiarami zdjęcia półszeregówowego (Cieśla, 1987). Obszar ten leży w peryferyjnej, SW-części wyniesienia łukowsko-wisznickiego, należącego do fałdowej strefy podlaskiej (Kubicki, Ryka, 1982) i jest fragmentem dużego podlasko-białoruskiego pasma granulitowego. Charakteryzuje się ono obecnością intensywnych pasmowych anomalii magnetycznych o rozciągłości NE-SW. Ich źródłem są silnie namagnesowane skały metamorficzne (granulity, amfibolity, migmatyty i gnejsy) zalegające w górnych partiach skorupy krystalicznej.

W obrębie obszaru badań występuje lokalna dodatnia anomalia magnetyczna, należąca do anomalnego pasma związanego z metamorficzną serią hanniańską (Kubicki, Ryka, 1982), która to anomalia miała być przedmiotem projektowanych badań (**Fig. 2_5**).

Prace polowe objęły pomiary modułu T całkowitego natężenia pola magnetycznego na obszarze o łącznej powierzchni ok. 660 km². Zastosowano klasyczną metodę pomiarów. Łącznie wykonano 2107 pomiarów T na 2005 stanowiskach. Pomiary wykonano wzdłuż 16 profili o łącznej długości 569,7 km, ze średnim krokiem pomiarowym 250 m. W obrębie tematu wyznaczono 1 punkt kontrolny oraz 1 punkt bazowy. Pomiary magnetyczne T

wykonane zostały przy użyciu magnetometrów protonowych typu Scintrex EnviMag. Na stanowiskach pomiarowych wykonany został pomiar współrzędnych za pomocą GPS.

Prace dokumentacyjne objęły: prace obliczeniowe (redukcja na zmiany dobowe pola T, wyznaczenie wartości anomalnych T, redukcja na pole normalne, wyliczenie anomalii magnetycznych ΔT), utworzenie bazy danych, opracowanie mapy lokalizacji punktów pomiarowych na podkładach topograficznych w skali 1: 25 000 (układ 1965), opracowanie mapy anomalii magnetycznych ΔT w skali 1: 100 000 (układ 1992) oraz w skali 1: 25 000 (układ 1992), opracowanie części opisowej dokumentacji z wykonanych prac wraz z rycinami

Wyniki wykonanego zdjęcia profilowego połączono z archiwalnym zdjęciem szczegółowym sąsiadującym z obszarem wykonanych badań bezpośrednio od południowego-wschodu (Cieśla i in., 1978; Welsz, Szostak 1980). Mapa wykreślona na podstawie połączenia obu zdjęć została przedstawiona na **Fig. 2_6**.

Wykonane szczegółowe zdjęcie magnetyczne T nie uszczegółowiło obrazu badanej anomalii w stosunku do obrazu rozpoznanego zdjęciem półszczełowym (Kosobudzka, Paprocki, 1998). Nie zaobserwowano dodatkowych, lokalnych zaburzeń pola magnetycznego, a to oznacza z dużą dozą prawdopodobieństwa należy wykluczyć obecność płytkich, lokalnych źródeł. Z punktu widzenia celu wykonania zdjęcia szczegółowego jest to raczej pozytywny wynik. Oznacza, bowiem, że nie wykryto nie tylko płytszych źródeł zakłócających głęboki obraz podłoża krystalicznego, ale również nie stwierdzono na obrazie magnetycznym istnienia żadnych dodatkowych lineamentów wskazujących np. na zuskokowanie obszaru badań. Może to być istotnym czynnikiem w przypadku rozpatrywania obszaru pod kątem budowy zamkniętego systemu geotermicznego.

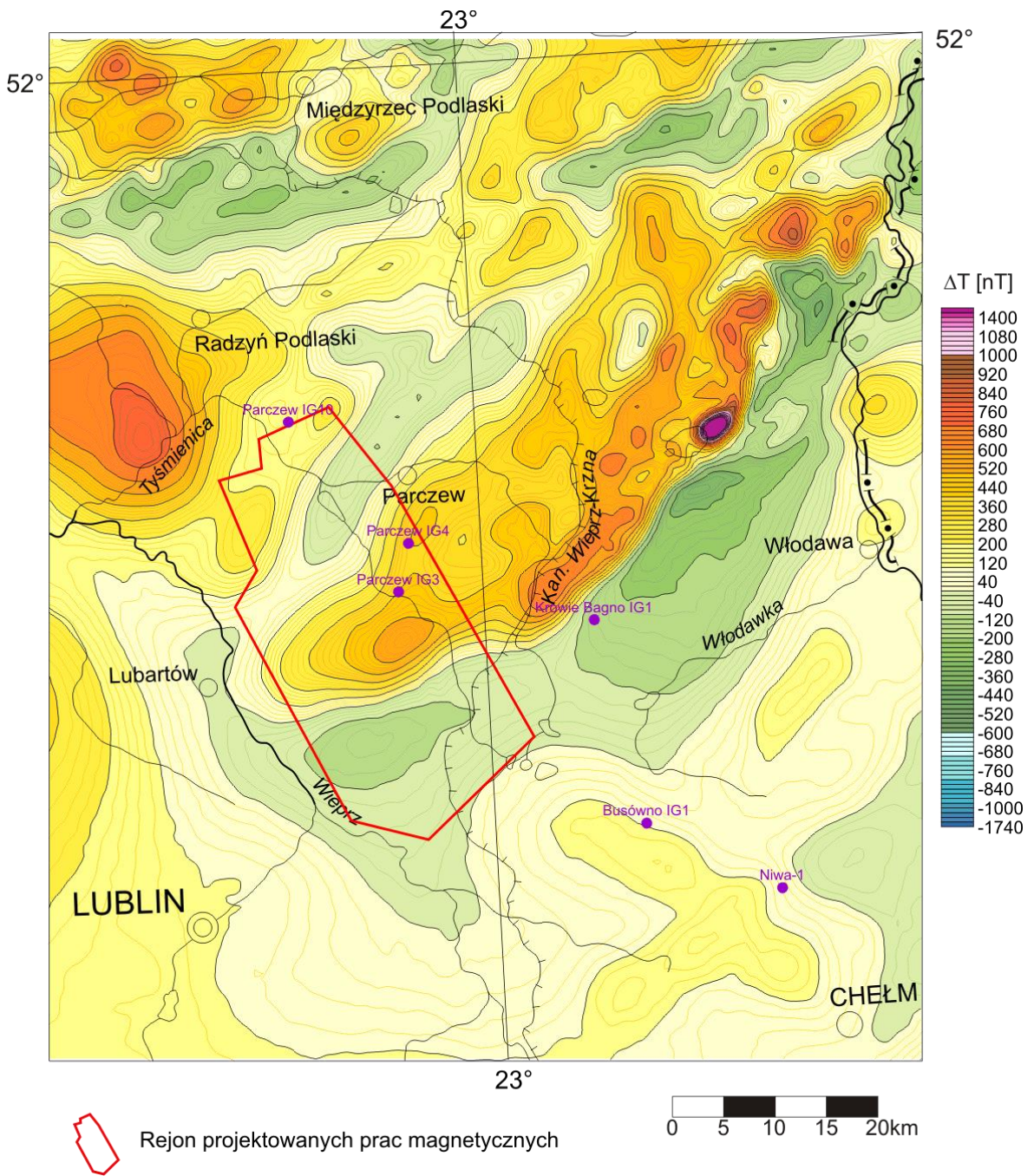


Fig. 2_5 Lokalizacja projektowanych badań magnetycznych na tle mapy anomalii ΔT całkowitego ziemskiego pola magnetycznego.

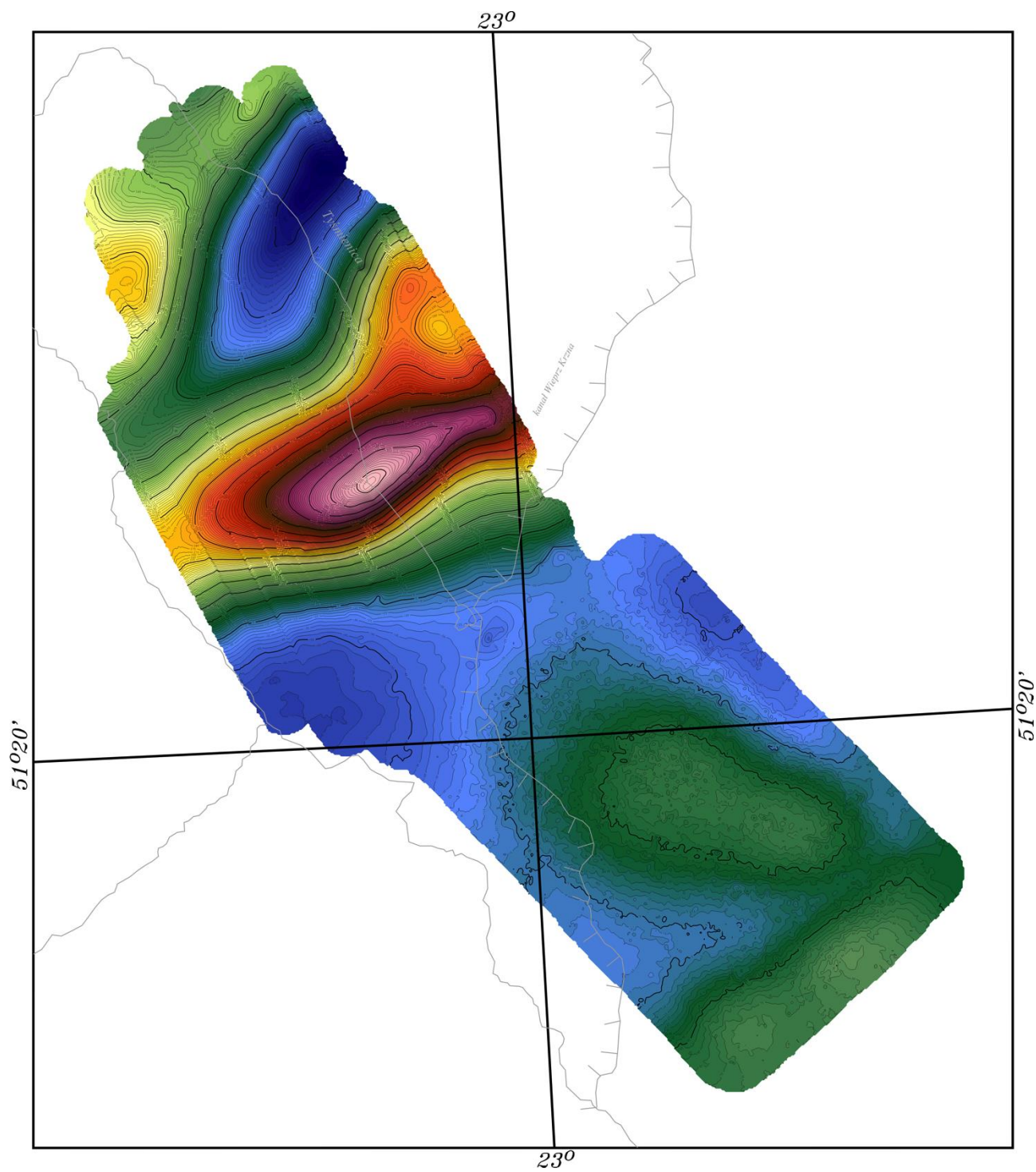


Fig. 2_6 Mapa anomalii całkowitego natężenia ziemskiego pola magnetycznego T, utworzona z połączenia nowego i archiwalnego zdjęcia szczegółowego.

3. Wykonanie otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 (o głębokości 200 m)

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

Przeprowadzona analiza materiałów archiwalnych umożliwiła wskazanie plutonu Karkonoszy jako optymalnego miejsca badań pilotażowych w skałach krystalicznych dla niekonwencjonalnych systemów geotermalnych. Dodatkowym argumentem była tekstura skał krystalicznych. W przypadku granitów są to zwykle skały bardziej zwarte (zwłaszcza w wystąpieniach o dużych kubaturach) niż utwory metamorficzne Sudetów, na ogół łupkowe. Granity są bardziej podatne na zabiegi szczelinowania dla potrzeb technologii HDR, a ich zasięg głębokościowy – przypuszczalnie nawet do 10 km – gwarantował uzyskanie wysokich temperatur. O korzystnych parametrach termicznych plutonu Karkonoszy świadczą również występujące w okolicach wody termalne, np. w Cieplicach Śląskich–Zdroju.

Istniejące bazy danych o parametrach petrofizycznych skał, w tym o parametrach termicznych, a zwłaszcza o stopniu i gradiencie oraz wielkości generowanego w górotworze ciepła radiogenicznego okazały się niewystarczające dla potrzeb sporządzenia modelu termicznego granitoidów karkonoskich. Stąd decyzja o wykonaniu otworu badawczego w rejonie Szklarskiej Poręby.

Ze względów praktycznych, lokalizację potencjalnych obszarów badawczych rozważano w odniesieniu do miejsc dawnej lub obecnej eksploatacji surowców skalnych, zwłaszcza w obrębie istniejących obszarów lub terenów górniczych. Dostępność terenu jest w takich miejscach łatwiejsza. Większa jest też szansa na uniknięcie potencjalnych konfliktów interesów z obszarami chroniącymi zasoby przyrody ożywionej. Czynniki te, oraz wykonalność wiercenia i związanych z nim badań, były podstawą do lokalizacji otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 (**Fig. 3_1**) w rejonie Szklarskiej Poręby - Huty (powiat jeleniogórski).

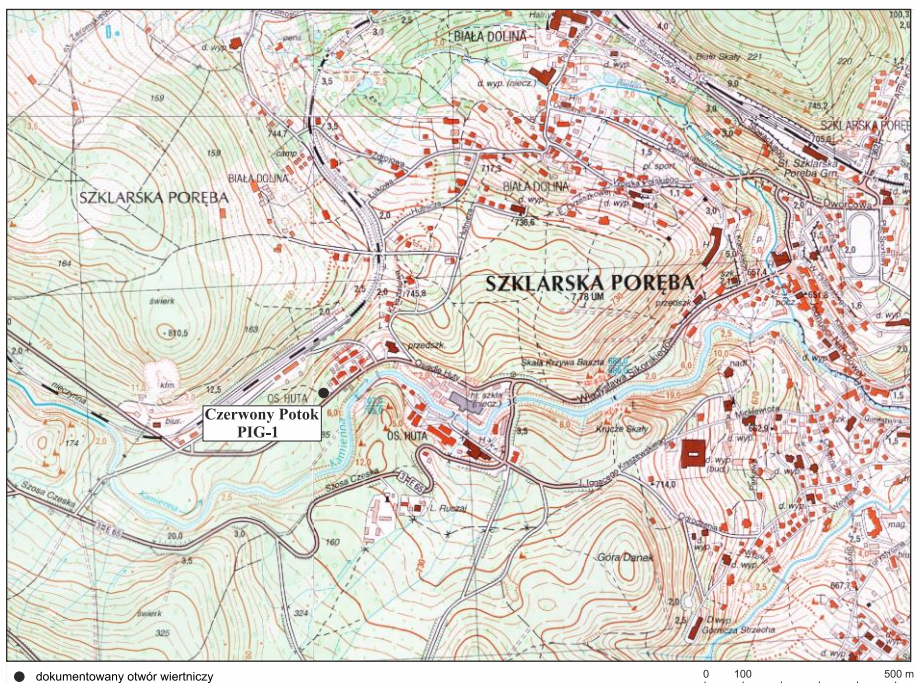


Fig. 3_1 Lokalizacja otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1

Celem wiercenia było uzyskanie informacji o warunkach termicznych w granitoidowym plutonie Karkonoszy, w rejonie Szklarska Poręba-Huta i pozyskanie próbek do badań laboratoryjnych dla potrzeb opracowania termicznego modelu polskiej części tego plutonu. W projekcie prac geologicznych dla wykonania otworu Czerwony Potok PIG-1 (Bujakowski i in. 2011) założono wykonanie pionowego pełnordzeniowanego otworu do głębokości 200,0 m p.p.t. (rdzeniowanie rozpoczęto od głębokości 8,0 m) wraz z badaniami geofizyki otworowej, ukierunkowanej szczególnie na pomiary temperatury w górotworze oraz analizy potencjału generacyjnego dla ciepła radiogenicznego związanego z obecnością uranu, toru i potasu w granitoidach masywu Karkonoszy.

W trakcie prowadzonych prac do badań pobrano z rdzeni wiertniczych (**Fig. 3_2**) 129 różnego rodzaju próbek. (Badania te, wykonane w ramach niniejszego przedsięwzięcia, szerzej omówiono w następnym rozdziale).

Badania petrograficzno-mineralogiczne próbek skał wykonano w świetle przechodzącym w celu określenia litologii, tekstury, składu mineralnego i rodzaju przeobrażeń. Wykonano je z użyciem mikroskopu NIKON ECLIPSE LV100 POL. Dla próbek skał, wytypowanych spośród powyższych, wykonano również badania chemiczne, które obejmowały określenie zawartości pierwiastków głównych i śladowych.



Fig. 3_2 Przykładowy odcinek rdzenia pobranego z otworu Czerwony Potok PIG-1 (głębokość 151,4 - 156,4 m; skała - granitoid średnio-grubokrystaliczny).

Badania petrofizyczne parametrów zbiornikowych próbek skał obejmowały określenie porowatości, przepuszczalności i gęstości.

Badania parametrów termicznych na próbkach rdzenia obejmowały pomiary przewodności cieplnej, pojemności cieplnej i badanie wielkości produkcji ciepła

radiogenicznego (te ostatnie w oparciu o oznaczenia zawartości i stężenia aktywności dla wytypowanych izotopów pierwiastków promieniotwórczych - produktów rozpadów promieniotwórczych, odpowiednio szeregu U-238 i Th-232 oraz izotopu K-40).

W samym otworze wykonano pomiary temperatury w trzech etapach: bezpośrednio po wykonaniu wiercenia (warunki termiczne nieustalone) oraz dwukrotnie w warunkach ustalonego reżimu termicznego, w odstępie miesięcznym. Gradient geotermiczny określony na podstawie pomiarów w warunkach ustalonego reżimu termicznego jest rzędu $0,4^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$ dla przedziału obliczeń od 16 do 196 m¹. Jego względnie wartość prawdopodobnie wiąże się m.in. z produkcją przez skały zwiększonej ilości ciepła radiogenicznego.

Ponadto, wykonano następujące pomiary sondami geofizyki wiertniczej (poza ww. pomiarami temperatury), celem określenia własności fizycznych ośrodka w otworze i jego bezpośrednim otoczeniu (przykład – **Fig. 3_3**):

- ✓ P_{Ost-3} - profilowanie oporności sterowane wykonane laterologiem trójelektrodowym;
- ✓ SO_g - sondowanie oporności gradientowe;
- ✓ PS – potencjały naturalne;
- ✓ PAP – profilowanie akustyczne;
- ✓ PŚrXY – profilowanie średnicy;
- ✓ PK – profilowanie krzywizny;
- ✓ POpł – profilowanie oporności płuczki;
- ✓ SPG – profilowanie spektrometryczne.

¹ Koreferent (Szewczyk, 2013) uważa, że podana wartość jest zdecydowanie zbyt wysoka, a jej rzeczywista wartość dla obszaru masywu karkonoskiego jest zbliżoną do wartości $2.1-2.5^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$. Ma to b. ważne konsekwencje dla wyników wykonanych modelowań hydrotermalnych.

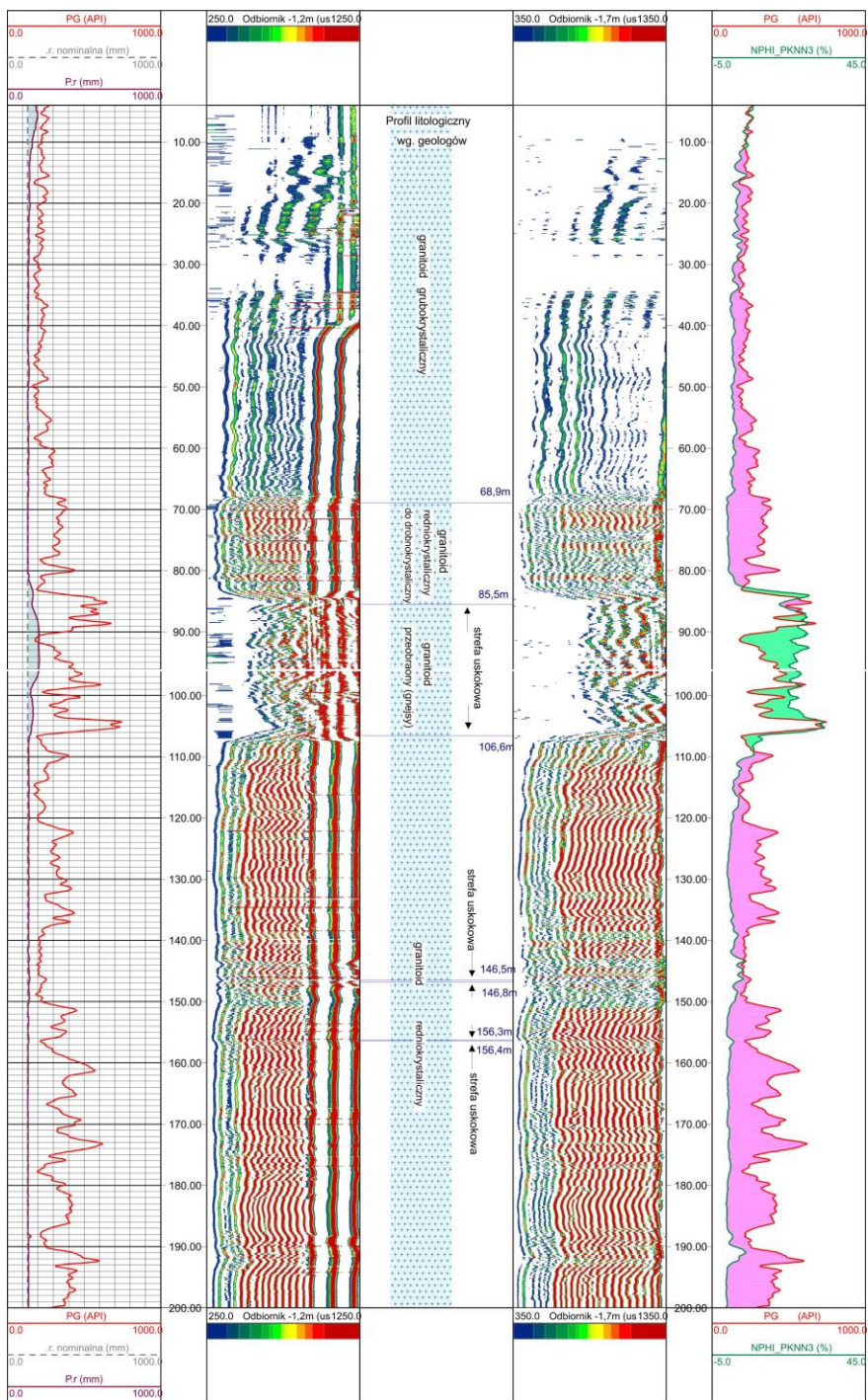


Fig. 3_3 Wyniki interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej w otworze Czerwony Potok PIG-1 (na około 100 m widoczna strefa uskokowa; Bielniak, 2012).

4. Badania laboratoryjne na próbkach skał z wytypowanych obszarów

4.1 Skały osadowe

W celu rozpoznania parametrów zbiornikowych skał budujących potencjalne zbiorniki energii petrotermalnej pobrano 352 próby rdzeniowe z 17 profili wierceń znajdujących się w typowanych obszarach dla lokalizacji niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych. Najistotniejsze dane pochodzą z prób pobranych z 11 otworów wiertniczych znajdujących się w głównym wytypowanym obszarze badawczym (Fig.4_1). Pobrane próby zostały odpowiednio przygotowane do wykonania badań parametrów petrofizycznych, termicznych, mechanicznych i petrograficznych wytypowanych poziomów stratygraficznych.

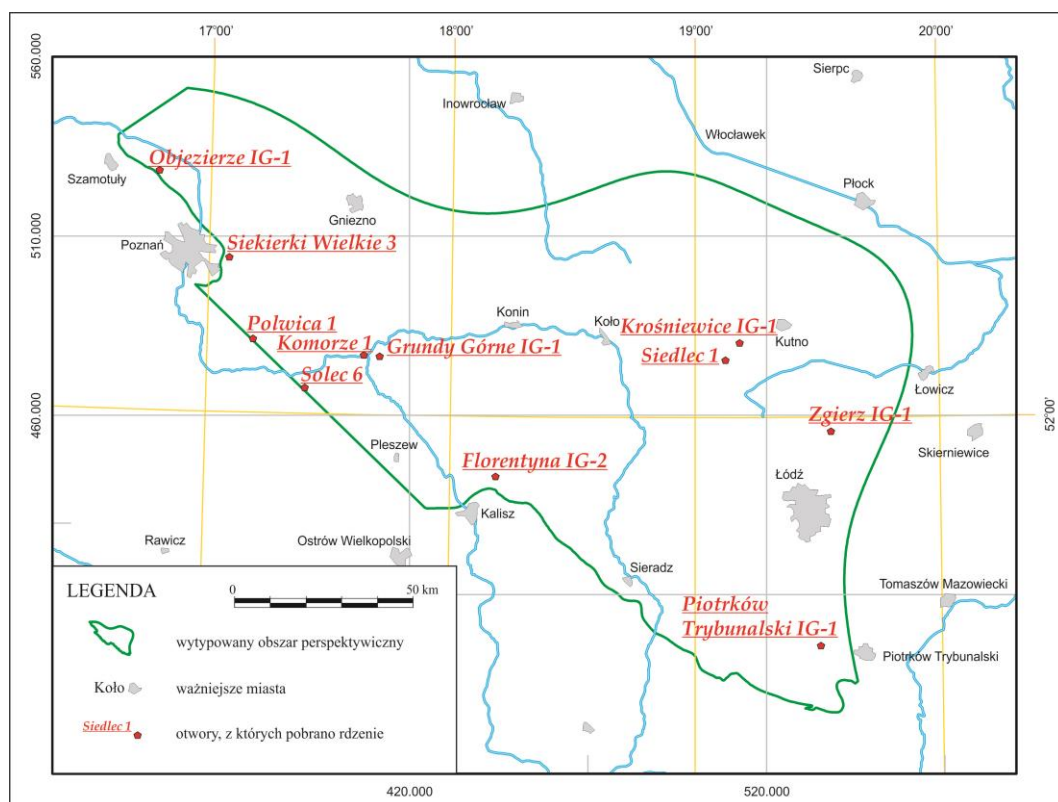


Fig.4_1 Lokalizacja otworów, z których pobrano rdzenie do analiz.

Analizy petrologiczne prób skał osadowych

(M. Rembiś, A. Smoleńska)

W celu określenia składu ziarnowego wykonano badania petrograficzne 300 próbek skał osadowych pochodzących z otworów wiertniczych zlokalizowanych w wytypowanym obszarze badawczym (pomiędzy Poznaniem a Piotrkowem Trybunalskim - patrz rozdział 1, badania dla skał osadowych). Obejmowały one wykonanie obserwacji petrograficznych w mikroskopie optycznym do światła przechodzącego oraz w skaningowym mikroskopie elektronowym.

Zmienność składu ziarnowego w poszczególnych próbkach skał klastycznych określono poprzez analizę wielkości ziaren. W każdym preparacie mikroskopowym dokonano pomiarów 300 ziaren wzdłuż założonych linii pomiarowych. Umożliwiło to określenie parametrów uziarnienia: minimalnej, maksymalnej i średniej średnicy ziaren oraz graficznego standardowego odchylenia GSO, według wzorów podanych przez R. L. Folka i W. C. Warda (1957). Dla składników szkieletu ziarnowego określono także ich obtoczenie oraz charakter przeobrażeń. Na podstawie analizy planimetrycznej (300 punktów w każdej próbce) ustalono procentowy udział składników szkieletu ziarnowego i spoiwa. Dla uzyskanych danych podano także wartości sparametryzowane.

W celu szczegółowej identyfikacji składników spoiwa omawianych utworów wykonano badania SEM. Do badań wykorzystano skaningowy mikroskop elektronowy typu NOVA NANO SEM firmy FEI Company wraz z przystawką EDAX. Obserwacje obejmujące morfologię składników oraz wzajemne relacje pomiędzy nimi prowadzono na przekłamałach naturalnych próbek pokrytych warstwą węgla.

W wyniku wykonanych badań wydzielono zróżnicowane utwory należące do litofacji: piaskowcowej, mułowcowej, węglanowej, ryolitów, tufów i tufitów oraz anhydrytu.

Dla skał o najlepszych własnościach wykonano analizę ewolucji diagenetycznej. Są nimi utwory wapienia muszlowego oraz pstrego piaskowca.

Wapień muszlowy

Utwory wapienia muszlowego opisane zostały w otworach Krośniewice IG-1, Siedlec 1 i Zgierz IG-1. Reprezentują: bardzo drobno- i drobnoziarniste subarkozy, bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste arenity kwarcowe i arkozowe, średnioziarniste i gruboziarniste mułowce ilasto-żelaziste, krzemionkowo-ilasto-wapniste i wapnisto-krzemionkowo-żelaziste oraz drobnoziarniste mułowce krzemionkowo-ilaste oraz wapień mikrytowe, mikrosparytowe oosparytowe i oobiosparytowe.

W badanych utworach etap eodiagenyzy zaznaczył się głównie kompaktacją mechaniczną oraz tworzeniem się krzemionkowych obwódek regeneracyjnych, a także powstaniem ilastych, ilasto-żelazistych i węglanowych cementów obwódkowych. W mniejszym stopniu zachodziła cementacja kalcytowa oraz gipsowa i anhydrytowa. Procesy te wpłynęły na zmniejszenie porowatości. Odmienną rolę w tym etapie miało rozpuszczanie kwarcu, skaleni i kalcytu oraz zastępowanie skaleni, łuszczaków i kwarcu, przyczyniające się do zwiększenia porowatości.

W etapie mezodiagenyzy w dalszym ciągu ograniczana była porowatość skał przez procesy cementacji wymienionych wcześniej składników, a dodatkowo przez tworzenie się cementu krzemionkowego i rekrytalizację składników węglanowych i illitu. Przeciwdziałały im nadal procesy rozpuszczania kalcytu, a ponadto detrytycznego kwarcu i skaleni. W etapie tym duże znaczenie miało także zastępowanie skaleni, łuszczaków i kwarcu przez serycyt, kalcyt, kaolinit i chloryt.

W etapie telodiagenyzy wymienione procesy przemian diagenetycznych zachodziły z mniejszym nasileniem. Wśród nich główne znaczenie miało rozpuszczanie kwarcu, skaleni i składników węglanowych, zwiększające porowatość, a także tworzenie kaolinitu, pirytu oraz cementu kalcytowego i krzemionkowego, wpływające na jej zmniejszenie.

Pstry piaskowiec

Utwory pstrego piaskowca występują w otworach: Florentyna IG 1, Grundy Górne IG 1, Piotrków Trybunalski IG 1, Siedlec 1, Strzelce Krajeńskie IG 1 i Zgierz IG 1. Reprezentowane są przez: bardzo drobno i drobnoziarniste arenity arkozowe, kwarcowe i lityczne; bardzo drobno i drobnoziarniste subarkozy; drobnoziarniste waki arkozowe; gruboziarniste mułowce krzemionkowe, ilasto-żelaziste, ilasto-żelazisto-wapniste i wapnisto-ilaste; drobno, średnio i gruboziarniste mułowce żelaziste i żelazisto-krzemionkowo-wapniste. Ponadto należą do nich wapienie mikrytowe, mikrosparytowe, sparytowe, mikrytowo-sparytowe, biomikrytowe, oomikrytowe i oosparytowe oraz dolomity sparytowe. Występują także przewarstwienia anhydrytu.

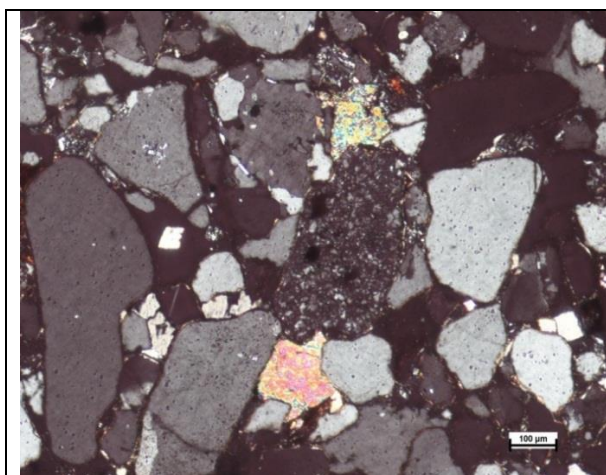
Podstawowym procesem wpływającym na ograniczenie porowatości utworów pstrego piaskowca była kompakcja mechaniczna, która rozpoczęła się we wczesnej eodiagenecie. Równoległe na ziarnach detrytycznych powstawały obwódkowe cementy ilaste, ilasto-żelaziste i węglanowe. W przestrzeni porowej krystalizował także mikrokryształiczny cement krzemionkowy i kalcytowy cement blokowy oraz miejscami gips i anhydryt. W tym etapie diagenetyki zwiększenie porowatości dokonało się natomiast poprzez rozpuszczanie kwarcu detrytycznego i skaleni oraz składników węglanowych. Niewielkie znaczenie miały procesy zastępowania ziaren detrytycznych i kryształów kalcytu oraz rekryształizacja składników węglanowych.

W etapie mezodiagenetyki doszło do nasilenia przemian diagenetycznych istotnie wpływających na zmiany porowatości tych utworów. Kontynuowana była kompakcja mechaniczna, a pod koniec tego etapu miała miejsce kompakcja chemiczna. Doprowadziły one w dużym stopniu do rozpuszczania kwarcu detrytycznego i skaleni, a następnie tworzenia się krzemionkowych obwódek regeneracyjnych oraz mikrokryształicznego cementu krzemionkowego. Znaczącym procesem było powstawanie blokowego cementu kalcytowego oraz rekryształizacja mikrytu kalcytowego połączona w niektórych skałach z zastępowaniem tego minerału przez dolomit. W skałach klastycznych zastępowaniu powszechnie ulegały skalenie, łuszczyki i kwarc. W początkowym stadium mezodiagenetyki

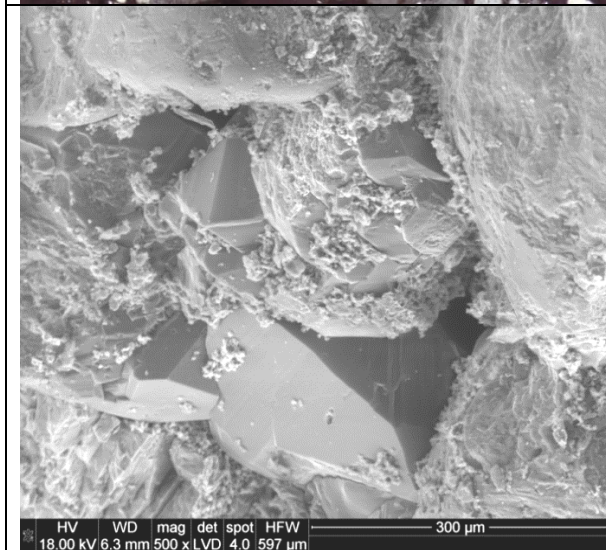
intensywnie tworzył się kaolinit, natomiast w końcowym dodatkowo zachodziła rekrytalizacja illitu. Niemal przez cały ten etap powstawały gips i anhydryt, które lokalnie ulegały większemu nagromadzeniu tworząc warstewki.

Etap telodiagenety zaznaczył się rozpuszczaniem składników węglanowych oraz ich rekrytalizacją i zastępowaniem. Temu ostatniemu procesowi podlegały też ziarna kwarcu i skaleni. Nielicznie natomiast tworzyły się autigeniczny kaolinit oraz piryty.

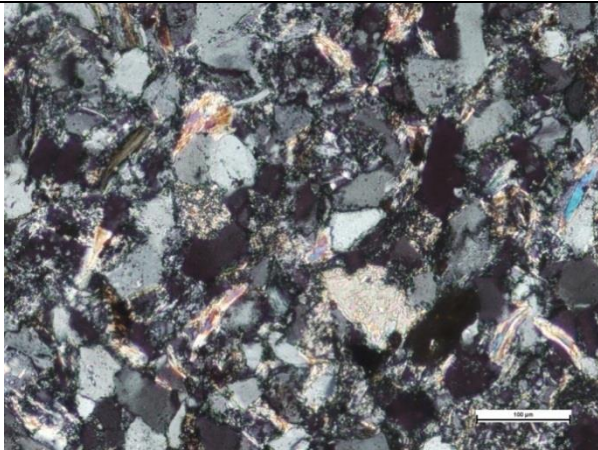
Poniżej przedstawiono obrazy mikroskopowe najbardziej typowych skał z rejonu badań.



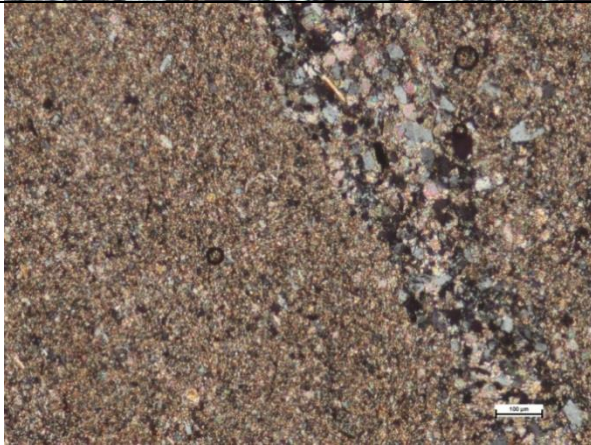
Fot. 4_1. Obraz mikroskopowy w świetle przechodzącym drobnoziarnistej subarkozy (próbka 260). Widoczne są różnorodne typy kontaktów międzyziarnowych.



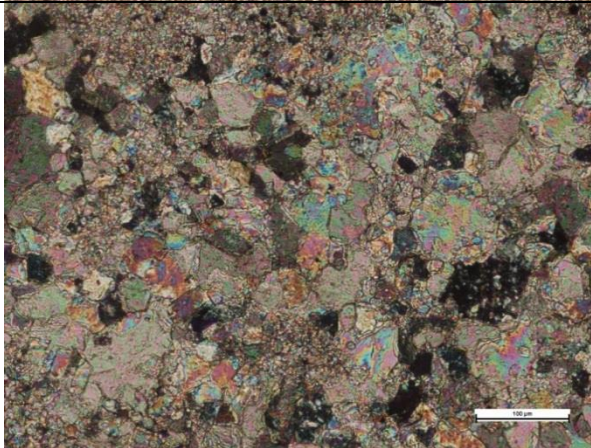
Fot. 4_2. Obraz w SEM bardzo drobnoziarnistego arenitu kwarcowego (próbka 79)
Widoczne są obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu powodujące silne połączenie ziaren oraz wyraźne zmniejszenie przestrzeni porowej.



Fot. 4_3. Obraz mikroskopowy w świetle przechodzącym gruboziarnistego mułowca krzemionkowo-ilastego (próbka 200B). W przestrzeni między ziarnami szkieletu beładnie rozmieszczone są minerały ilaste i mikrokrystaliczny kwarc.



Fot. 4_4. Obraz mikroskopowy w świetle przechodzącym wapienia mikrytowego (próbka 233). Mikryt budujący wapień przecięty laminą mikrosparytową z pojedynczymi ziarnami kwarcu.



Fot. 4_5. Obraz mikroskopowy w świetle przechodzącym wapienia sparytowego (próbka 28). Duże kryształy sparytu gdzieś przetkane mikrytem i mikrosparytem.

Analizy petrofizyczne prób skał osadowych

(R. Semyrka, A. Sowizdzał, W. Górecki, M. Kaczmarczyk, G. Semyrka, W. Machowski, M. Michna, M. Maruta, P. Rutkowski, W. Piekarczyk, M. Szumera, G. Grabowski, J. Mazur, K. Kozak)

Na 300 próbach skał osadowych pochodzących z archiwalnych rdzeni wiertniczych (zostały wykonane oznaczenia własności petrofizycznych z interwałów głębokościowych perspektywicznych dla systemów EGS w skałach osadowych.

Wykonano badania parametrów petrofizycznych wytypowanych poziomów stratygraficznych utworów karbonu, permu i triasu z profili otworów przemysłu naftowego. Badania te obejmują problematykę własności fizycznych skał w zakresie: parametrów filtracyjnych, termicznych i mechanicznych. Badania własności zbiornikowych skał obejmowały badania porozymetryczne w zakresie takich parametrów jak: porowatość efektywna, gęstość objętościowa i szkieletowa, przeciętna średnica por, powierzchnia właściwa i typ przestrzeni zbiornikowej. W tym zakresie wykonano 300 analiz porozymetrycznych. Parametr przepuszczalności, jako badania uzupełniające do zgromadzonego banku danych wykonano w ilości 65 oznaczeń.

Badania mechanicznej wytrzymałości na ściskanie skał, z uwzględnieniem modułu Younga zostały wykonane dla 29 próbek utworów wapienia muszlowego, pstrego piaskowca, permu i karbonu.

Badania termiczne obejmujące pomiary ciepła właściwego dla zadanych progów termicznych 100 i 150°C wykonano na 22 próbkach skał pobranych z wytypowanego obszaru badawczego dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych. Na 24 próbkach wykonano badanie przewodności cieplnej. Badanie przewodności w kierunku równoległym wykonano dla 23 prób, a w kierunku prostopadłym dla 22 prób.

W 17 próbkach skalnych wykonano pomiar stężeń naturalnych izotopów promieniotwórczych: radu (Ra-226), toru (Th-228) i potasu (K-40) metodą niskotłokowej spektrometrii gamma z zastosowaniem toru spektrometrycznego firmy Canberra®.

Wszystkie wyniki badań przeprowadzonych na rdzeniach zostały zamieszczone w bazie danych projektu.

Analiza porozymetryczna

Pomiary metodą porozymetrii rtęciowej pozwalają na identyfikację potencjalnych skał zbiornikowych, ocenę ich jakości i spodziewanego nasycenia płynami złożowymi. Istota tej metody opiera się na założeniu, że ciśnienia kapilarne są wynikiem interakcji sił działających wewnątrz cieczy (tj. kohezji) oraz sił pomiędzy cieciami nasycającymi przestrzeń porową a szkieletem skały (tj. adhezji).

Badania ilościowe i jakościowe przestrzeni porowej próbek analizowanych z rdzeni wiertniczych, wykonano porozymetrem rtęciowym Auto Pore 20 firmy Micromeritics. W aparacie tym zastosowano komputerowe sterowanie procesem wtłaczania rtęci, jak również automatyczną rejestrację i wizualizację danych pomiarowych.

Wyróżniamy trzy typy genetyczne zbiorników (klasyfikacja naftowa): porowy (I), porowo-szczelinowy (II) lub szczelinowy (III).

Analiza wyników badań porozymetrycznych, w rozkładzie powierzchniowym poszczególnych wydziałów litostratygraficznych, pozwala stwierdzić, że:

➤ **Utwory kajpru**, rozpoznane w pobliskich sobie, profilach otworów Piotrków Trybunalski IG-1 i Siedlec 1:

- wykształcone w *facji terygenicznej* reprezentują skały bardzo niskiej porowatości, typu porowo-szczelinowego ich przestrzeni porowej,
- wykształcone w *facji węglanowej* to skały bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowo-porowego charakteru przestrzeni porowej,

- wykształcone w *facji mułowcowej*, to skały bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowego.

➤ **Utwory wapienia muszlowego**, rozpoznane w profilach otworów Florentyna IG-2, Grundy Górne IG-1, Krośniewice IG-1, Piotrków Trybunalski IG-1, Siedlec 1, Strzelce Krajeńskie IG-1 i Zgierz IG-1:

- wykształcone w *facji węglanowej*, to skały o bardzo niskiej porowatości, porowo-szczelinowego typu przestrzeni porowej w profilach wierceń Florentyna IG-2, Krośniewice IG-1 Grundy Górne IG-1 i Siedlec 1,
- wykształcone w *facji mułowcowej*, to utwory bardzo niskiej porowatości w profilach wierceń Krośniewice IG-1, Siedlec 1 i Strzelce Krajeńskie IG-1 i niskiej w Piotrkowie Trybunalskim IG-1,
- wykształcone w *facji terygenicznej*, rozpoznane w profilach wierceń *Krośniewice IG-1, o porowatości niskiej, o typie przestrzeni porowej - szczelinowo-porowej*,
- pojedyncze wkładki *anhydrytów* (Florentyna IG-2) to utwory bardzo niskiej porowatości, szczelinowo-porowego charakteru przestrzeni porowej, a z kolei utwory typu *pioroklastycznego* (Krośniewice IG-1) to skały niskiej porowatości, również złożonej, porowo-szczelinowej przestrzeni porowej.

➤ **Utwory pstrego piaskowca**, zidentyfikowane w profilach wierceń Florentyna IG-2, Grundy Górne IG-1, Piotrków Trybunalski IG-1, Siedlec 1, Strzelce Krajeńskie IG-1:

- wykształcone w *facji mułowcowej* to utwory bardzo niskiej porowatości, głównie typu szczelinowego, podrzędnie porowo-szczelinowego,
- wykształcone w *facji utworów terygenicznych* to utwory generalnie bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowego, podrzędnie porowo-szczelinowego, poza profilem we Florentynie IG-1, gdzie reprezentuje typ niskiej porowatości, również, głównie typu szczelinowego,
- *węglanowe* utwory pstrego piaskowca to utwory o bardzo niskiej porowatości, głównie typu szczelinowego przestrzeni porowej. Odbiega od tego tylko profil tych utworów w otworze Piotrków Trybunalski IG-1, gdzie utwory te mają wielkość porowatości na jej niskim poziomie,

- pojedyncze wkładki *anhydrytów* w profilu Grundy Górne IG-1, to utwory szczelinowe badzo niskiej porowatości,
 - utwory *piroklastyczne* to skały bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowego w profilach otworów Piotrków Trybunalski IG-1 i Siedlec 1 i niskiej porowatości, typu porowego w Zgierzu IG-1.
- **Utwory permu** stwierdzone w profilach otworów: Grundy Górne IG-1, Komorze 1, Objezierze IG-1, Polwica 1, Siekierki Wlk. 3, Solec 1, Strzelce Krajeńskie IG-1:
- wykształcone, głównie w subfacjach *terygenicznyc*h, we wszystkich wymienionych otworach to głównie skały niskiej porowatości, typu porowego, sporadycznie szczelinowego lub też porowo-szczelinowego. Jedynie w odległym profilu tych utworów w Strzelcach Krajeńskich IG-1 są to skały o bardzo niskiej porowatości i szczelinowym typie przestrzeni porowej.
 - utwory *mułowcowe* w profilu permu występują jedynie w bliskich sobie otworach Grundy Górne IG-1 i Objezierze IG-1. Są to skały bardzo niskiej porowatości, złożonej, szczelinowo-porowej przestrzeni porowej.
 - wapień mikrytowy permu o bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowego zidentyfikowano jedynie w profilu otworu wiertniczego Grundy Górne IG-1.
 - dolomit główny w otworach Sadlno 1, Słowieńsko 1 oraz Białogard 4 reprezentowany jest przez dolomity o niskiej lub bardzo niskiej porowatości, typu szczelinowego, lokalnie szczelinowo-porowego,
 - w profilach otworów Objezierze IG-1 i Strzelce Krajeńskie IG-1 podrzędnie występują wkładki *ryolitów*. Są to skały z pogranicza bardzo niskiej i niskiej porowatości o porowym typie jej przestrzeni.
- **Utwory karbonu** występują w profilach wierceń Dygowo 1, Kłanino 3, Komorze 1, Objezierze IG-1, Polwica 1, Siekierki Wielkie 3 i Solec 6. Utwory **karbonu** to skały **terygeniczne, mułowcowe i piroklastyczne**;
- skały terygeniczne charakteryzują się bardzo niską porowatością o szczelinowym, bądź porowo-szczelinowym typie przestrzeni porowej,

- *mułowce*, występujące w profilach otworów Objezierze IG-1, Siekierki Wielkie 3 i Solec 6 to skały o bardzo niskiej porowatości, szczelinowo-porowym bądź szczelinowym typie przestrzeni porowej,
- *iłowce*, występujące w otworach Kłanino 3 i Dygowo 1 to skały o niskiej porowatości typu porowo-szczelinowego i szczelinowego,
- sporadycznie, występujące w profilach wierceń Komorze 1, Objezierze IG-1, Polwica 1, utwory *piroklastyczne* to skały o bardzo małej porowatości, typu szczelinowego.

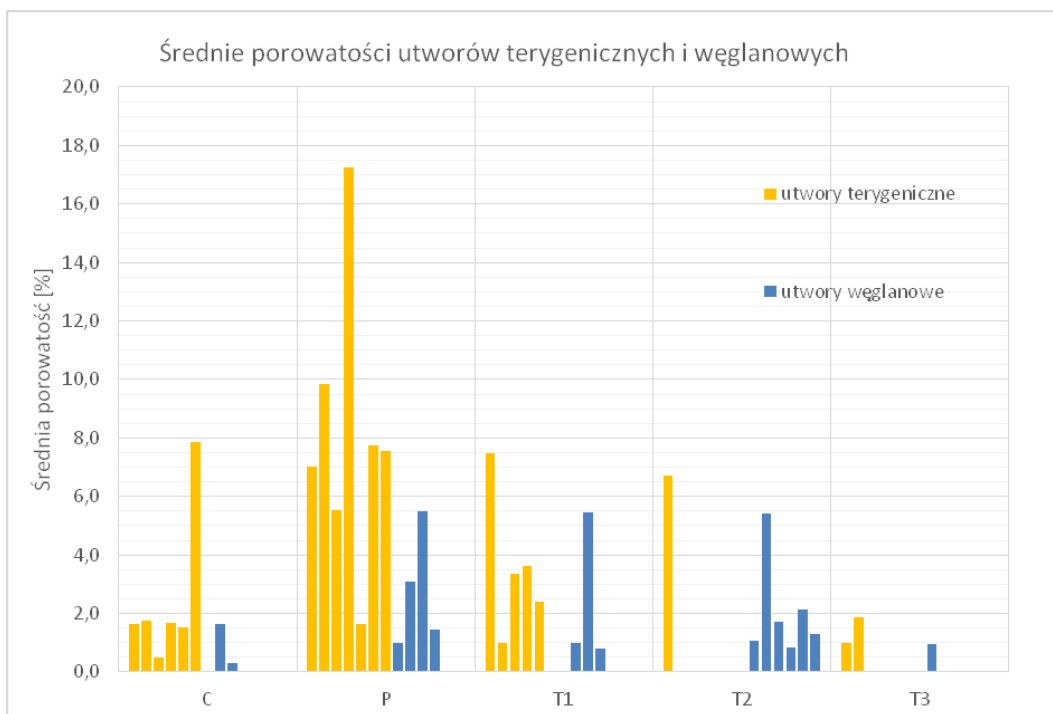


Fig.4_2 Uśrednione wartości porowatości utworów terygenicznych i węglanowych.

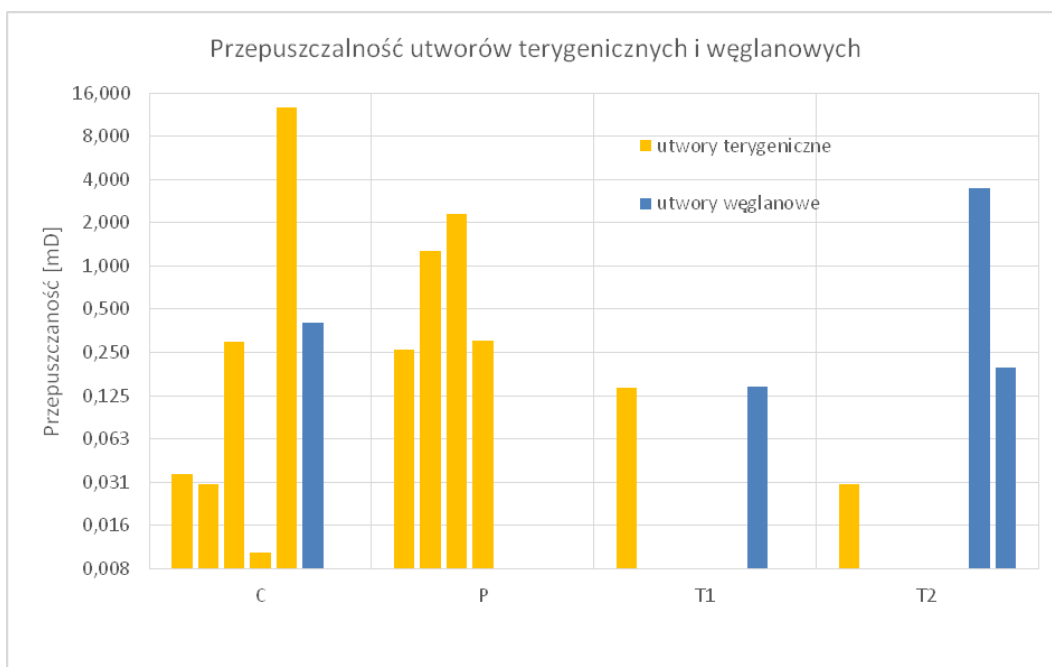


Fig.4_3 Uśrednione wartości przepuszczalności utworów terygenicznych i węglanowych.

Podsumowując, we wszystkich otworach występujące tam odmiany litologiczne charakteryzują się głównie bardzo niską i niską porowatością, o porowo-szczelinowym i szczelinowym typie przestrzeni porowej (korzystne dla systemów EGS). Względnie podwyższone wartości porowatości o porowym typie przestrzeni związane są z utworami permu. Potencjalnymi zbiornikowymi skałami osadowymi dla wykorzystania ich energii w niekonwencjonalnych systemach geotermicznych (EGS) mogą być skały węglanowe lub terygeniczne (**Fig. 4_2 i 3**).

Badania mechaniczne

W ramach badań mechanicznych wykonano badania wytrzymałości na ściskanie (zdolność przeciwstawiania się obciążeniom zewnętrznym; zależna od genezy skał, tektoniki, struktury i tekstury skały, zawilgocenia, porowatości, głębokości zalegania, własności cieplnych) i badania statycznego modułu Younga (moduł sprężystości podłużnej; zależny od obciążenia). Badania wykonano dla 29 próbek skalnych.

Na uzyskanych próbkach sześciennych przeprowadzono badanie na ściskanie przy użyciu maszyny wytrzymałościowej Zwick/Roell Z020.

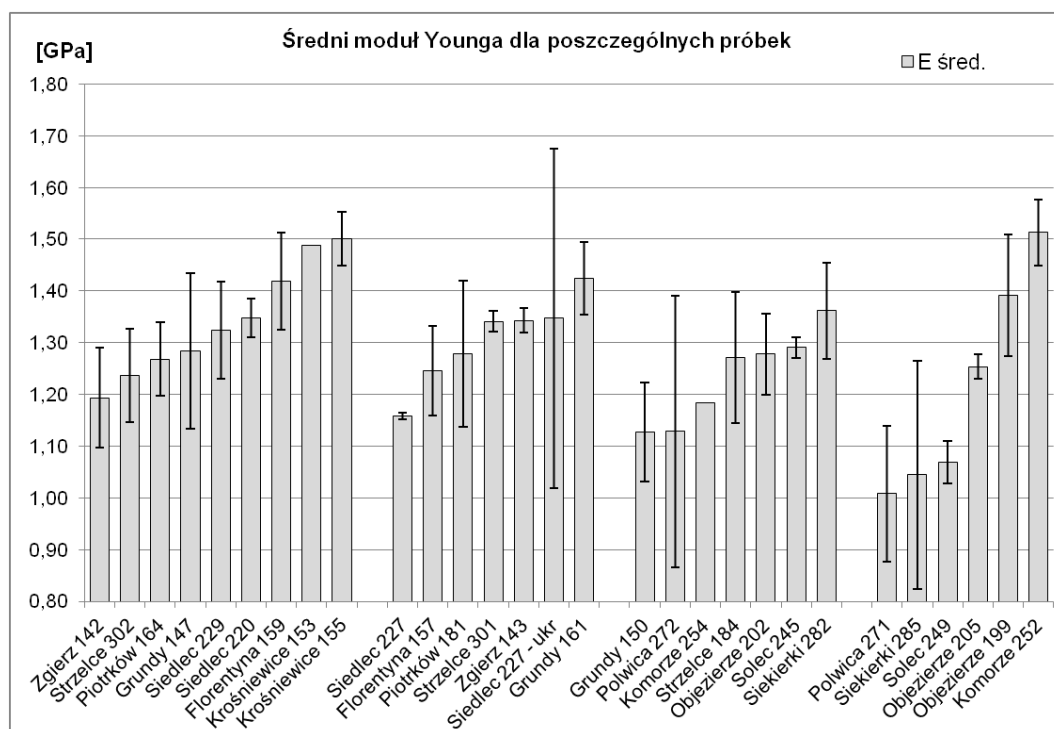


Fig. 4_4 Wartości średnich modułów Younga dla poszczególnych rdzeni.

Moduł sprężystości podłużnej większości skał zawiera się na ogół w przedziale 10^3 – 10^5 MPa. Wartości modułu uzyskane z badań (Fig.4_4) wynosiły od 1070 do 1501 MPa, a więc charakterystyczne dla skał o niskiej sprężystości.

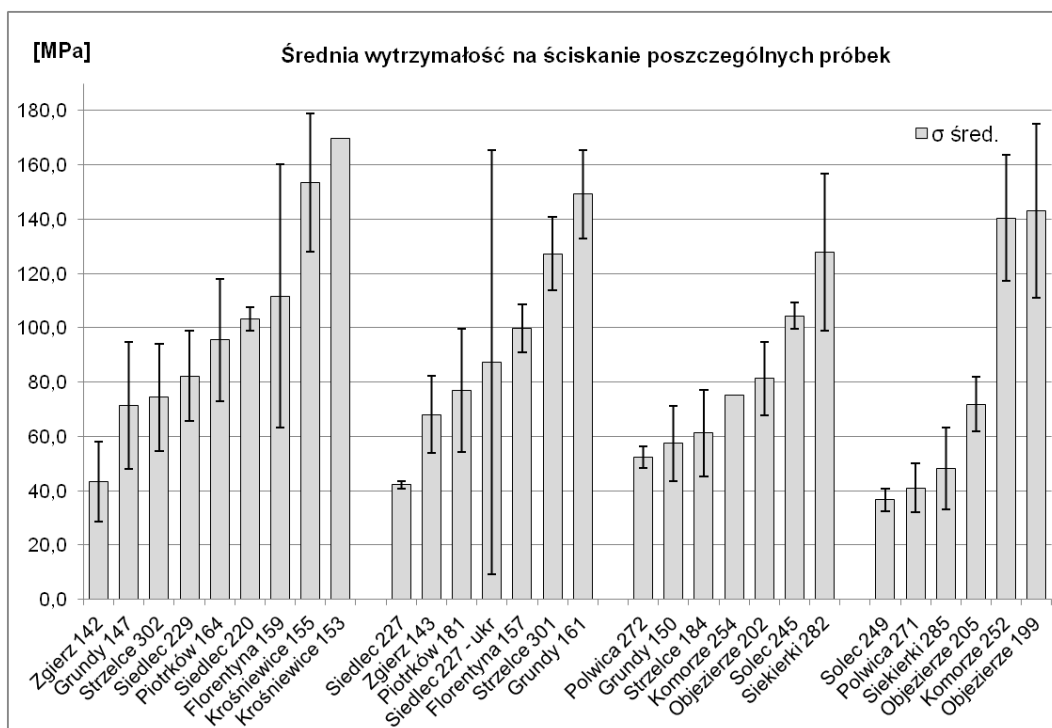


Fig.4_5 Wartości średnich wytrzymałości na ściskanie dla poszczególnych rdzeni.

Największą wytrzymałością na ściskanie (**Fig.4_5**) wyróżnia się tu próbka mułowca (skała terygeniczna) pobrana z otworu Krośniewice IG-1 [153], natomiast wśród skał węglanowych wyróżnia się środkowotriasowy wapień mikrospartytowy pobrany z otworu Florentyna IG-1. Średnią wytrzymałością charakteryzują się próbki: Zgierz IG-1 [142], Siedlec 1 [227], Siekierki Wielkie 3 [285], Polwica 1 [271], a najniższą próbka Solec 6 [249] (subarkoza drobnoziarnista).

Rozpatrując wytrzymałość różnych typów skał na ściskanie (**Fig.4_6**) zauważono, że najwyższą średnią wartością dla rozpatrywanych skał osadowych cechują się mułowce (123 MPa). Średnia wytrzymałość skał węglanowych (83 MPa) jest nieznacznie niższa niż

piaskowców (85.5 MPa), co pozwala stwierdzić, że zarówno wapień jak i piaskowce w analizowanych otworach są najczęściej skałami mocnymi.

Na sprężyste właściwości skał duży wpływ posiada porowatość lub wzajemny stosunek powierzchni ziaren do powierzchni porów w próbce. W miarę wzrostu porowatości skał moduł Younga oraz wytrzymałość na ściskanie spada (Mikoś, Stewarski, 1977).

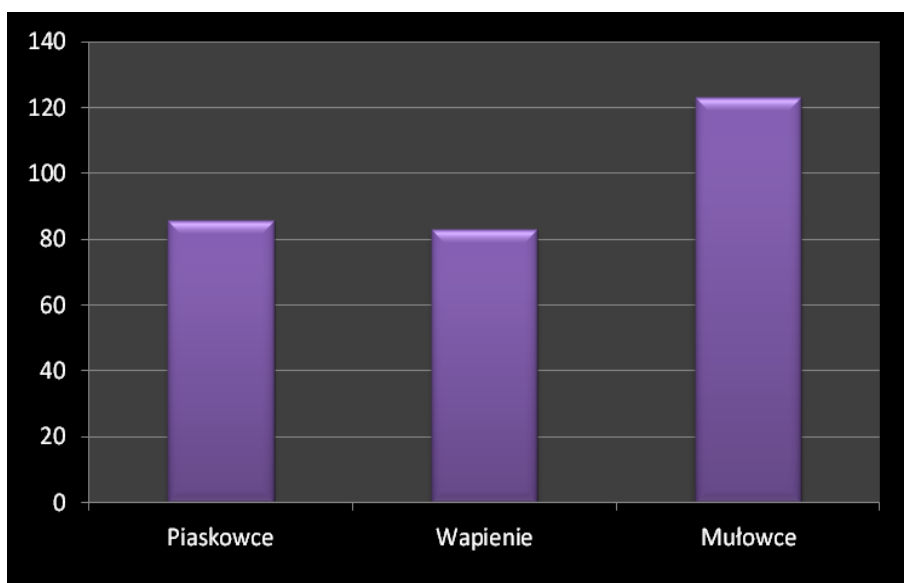


Fig.4_6 Średnia wytrzymałość skał na ściskanie jednoosiowe poszczególnych typów litologicznych skał osadowych [MPa].

Badania termiczne - przewodność cieplna skał

Przewodność cieplna (współczynnik przewodności ciepła) charakteryzuje intensywność wymiany ciepła na drodze przewodzenia w danym ośrodku skalnym. Zależy ona od: składu mineralnego, uziarnienia, porowatości, wielkości i kształtu porów (np. w przypadku porów wydłużonych, zbliżonych do szczelin, współczynnik przewodności ciepłej jest znacznie mniejszy w kierunku rozciągłości porów niż w kierunku prostopadłym), stosunków objętościowych fazy stałej, ciekłej i gazowej oraz wilgotności badanej struktury, na którą należy zwrócić szczególną uwagę, ponieważ zawilgocenie skał porowatych powoduje zwiększenie współczynnika przewodzenia ciepła.

Większość analizowanych próbek skalnych cechuje się niską wartością porowatości efektywnej.

Decydujący wpływ na wartość przewodności cieplnej ma szkielet skalny (Plewa, 1994). Z punktu widzenia poszukiwania skał zbiornikowych dla systemów EGS istotne jest występowanie skał o jak najniższej porowatości i jak najwyższej przewodności cieplnej skały.

W ramach zadania wykonano pomiary współczynnika przewodności cieplnej skał z sześciu otworów wiertniczych: Zgierz IG-1, Piotrków Trybunalski IG-1, Siedlec 1, Grundy Górne IG-1, Florentyna IG-2 oraz Siekierki Wielkie 3. Wszystkie wartości przewodności cieplnej pomierzone zostały dla próbek suchych. Przebadano skały węglanowe (T2, T1), terygeniczne (T1, P, C) oraz mułowce (T3, T2, C). Badanie zostało wykonane dla 24 próbek suchych, nienasączonych wodą, za pomocą urządzenia TCS – Thermal Conductivity Scanner. Przewodność cieplną skał zbadano w dwóch kierunkach: prostopadłym i równoległym (o ile pozwolił na to rozmiar próbki).

Badanie przewodności w kierunku równoległym wykonano dla 23 prób, a prostopadłym dla 22 prób. Największą średnią wartość obu przewodności uzyskano dla arenitu pobranego z otworu Zgierz IG-1 (głębokość 4196,5 m), a najmniejszą dla wapieni z

otworów Grundy Górne IG-1 (2201,0 m - równoległa) i Florentyna IG-2 (głębokość 2413,0 m - prostopadła).

Przewodność cieplna mułowców cechowała się najmniejszym zróżnicowaniem, podczas, gdy największy przedział zmienności obserwowano dla piaskowców (**Fig.4_7**). Również wapienie charakteryzują się dużą zmiennością analizowanego parametru. Generalnie przewodność cieplna w skałach porowatych suchych jest znacznie mniejsza niż w skałach zwięzłych o bardzo małej porowatości (Mikoś, Stewarski, 1977).

Istotną rolę przy określaniu przewodności cieplnej skał odgrywa anizotropia ośrodka. Przewodność mierzona równoległe do uwarstwienia skały jest zwykle większa od przewodności mierzonej prostopadle do uwarstwienia.

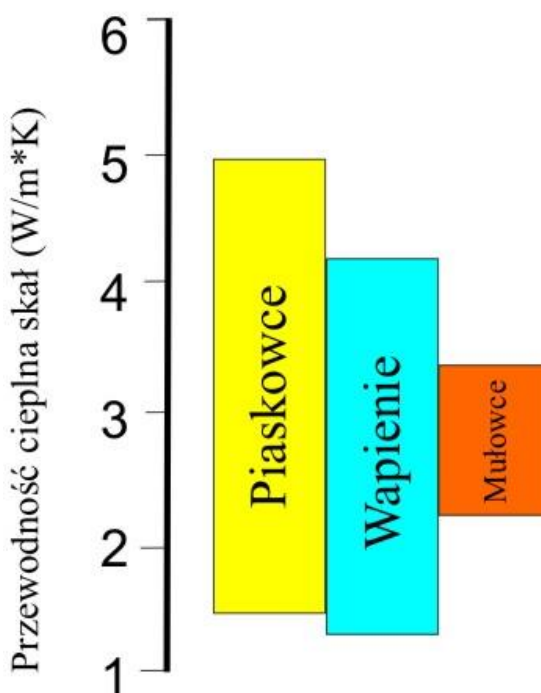


Fig.4_7 Przedziały zmian przewodności cieplnej różnych typów skał (próbki suche).

Badania termiczne - ciepło właściwe (pojemność cieplna)

W ramach zadania wykonano badań termiczne, których celem było przeanalizowanie zachowania się ośrodka skalnego podczas odbioru od niego ciepła, polegającego na wprowadzeniu do zeszczelinowanego górotworu wody. Metody analizy termicznej umożliwiają taką analizę, dzięki określeniu zmian stanu badanej substancji wraz ze zmianą temperatury w różnych warunkach pomiarowych. Metody te wykorzystywane są do badania reakcji chemicznych i przemian fizycznych zachodzących w czasie ogrzewania/studzenia substancji (w tym przypadku próbki geologicznej).

Analiza termiczna badanych próbek skalnych (próby z tych samych otworów, dla których pomierzono przewodność cieplną) została wykonana przy użyciu analizatora termicznego NETZSCH STA 449 F3 Jupiter® firmy NETZSCH, umożliwiającego jednoczesną analizę termiczną z wykorzystaniem dwóch technik badawczych: termograwimetrii i skaningowej kalorymetrii różnicowej (TG-DSC) oraz termograwimetrii i termicznej analizy różnicowej (TG-DT) w stosunku do jednej próbki.

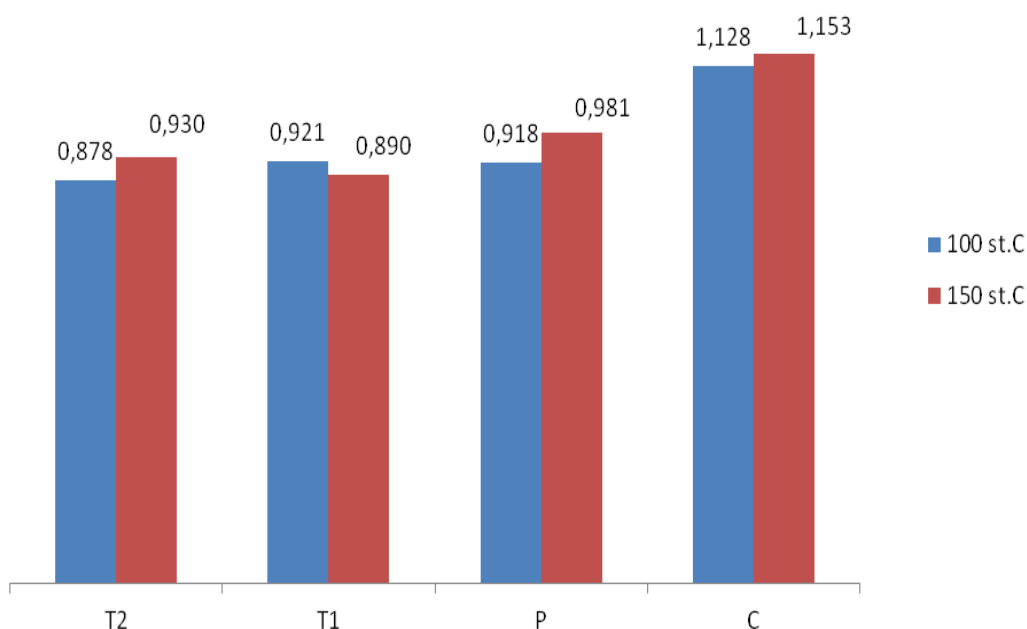


Fig.4_8 Uśredniona wartość ciepła właściwego (J/gK) dla poszczególnych wydzieli stratygraficznych dla temperatur 100 i 150°C.

Analizując średnie wartości ciepła właściwego (J/gK) dla poszczególnych wydzieli stratygraficznych dla temperatur 100 i 150°C (**Fig.4_8**) obserwuje się, że najwyższymi wartościami ciepła właściwego cechują się utwory karbońskie. W przypadku utworów dolnotriasowych zauważalny jest spadek wartości średniej C_p wraz ze wzrostem temperatury. Najniższą uśrednioną wartością analizowanego parametru pomierzoną dla temperatury 100°C charakteryzują się utwory środkowotriasowe, podczas gdy dla temperatury 150°C utwory dolnotriasowe.

Wśród potencjalnych osadowych skał zbiornikowych dla systemów EGS piaskowce charakteryzują się większym zróżnicowaniem wartości ciepła właściwego od wapieni (**Fig.4_9**). Jednocześnie piaskowce częściej charakteryzują się wyższymi wartościami C_p niż wapień. Maksymalną wartość C_p pomierzono dla piaskowca (T2) pobranego z otworu Krośniewice IG-1 z głębokości 4563,2 m.

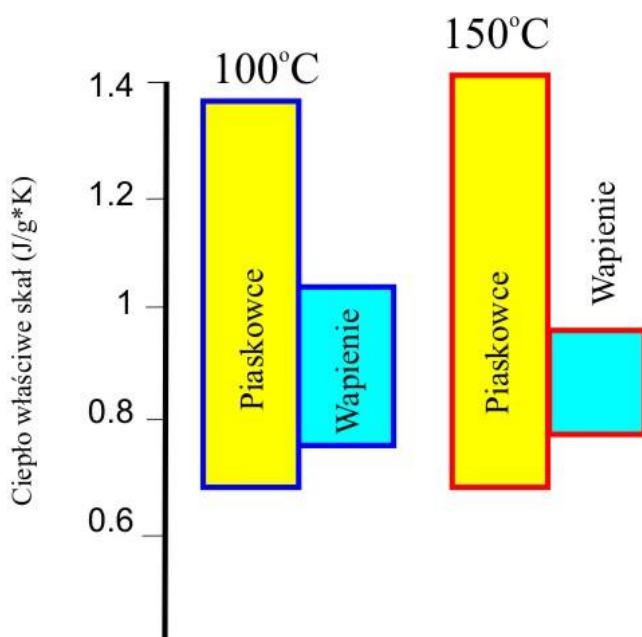


Fig. 4_9 Zakres zmienności ciepła właściwego dla poszczególnych typów skał osadowych dla temperatur 100 i 150°C.

Interesujące z punktu widzenia odbioru ciepła od górotworu (tzn. dla funkcjonowania instalacji EGS) są dwie sytuacje omówione poniżej.

1. W których mamy do czynienia ze stosunkowo stałą temperaturą górotworu (oznacza to, że następuje ciągły odbiór ciepła od górotworu przy braku spadku jego temperatury). Jeżeli temperatura jest stała to C_p powinno na wykresie $C_p(T)$ być stałe lub rosnać aby odbiór ciepła ΔQ był stały lub wzrastał.
2. Temperatura górotworu spada, ale nie więcej niż 10°C w całym okresie eksploatacji. Jeżeli temperatura spada to C_p powinno na wykresie $C_p(T)$ rosnać aby odbiór ciepła ΔQ był stały lub malał wolniej niż następuje spadek temperatury górotworu.

Badania dylatometryczne

Badaniom dylatometrycznym (zwiększania się objętości ciał w miarę wzrostu ich temperatury, gdy zachowane jest stałe ciśnienie) poddano 22 próbki skalne. Rozszerzalność liniowa została zmierzona przy użyciu dylatometru NETZSCH model 402 C.

Jeżeli ciało stałe poddane zmianom temperatury nie ma swobody w zmianie swych wymiarów, wówczas generowane są tzw. naprężenia termiczne. Ich wielkość może być dostatecznie duża, by doprowadzić do zniszczenia konkretnych części, z którymi się stykają. Wyniki przeprowadzonych badań nie wskazują na ich odstępstwo od wyników standardowych (tzn. na brak naprężeń niszczących skałę w warunkach występujących w badanym górotworze).

Badania radiogeniczne

Wszystkie substancje mineralne zawierają naturalne pierwiastki promieniotwórcze. Ze względu na wiek Ziemi wynoszący około $4,5 \cdot 10^9$ lat, do naszych czasów na mierzalnym poziomie przetrwały tylko izotopy o czasie połowicznego zaniku $T_{1/2} > 10^8$ lat. Najbardziej istotnymi z nich są: U-238 ($T_{1/2} = 4,47 \cdot 10^9$ lat), Th-232 ($T_{1/2} = 14,05 \cdot 10^9$ lat), U-235 ($T_{1/2} = 0,704 \cdot 10^9$ lat) oraz K-40 ($T_{1/2} = 1,28 \cdot 10^9$ lat).

Pomiar stężeń naturalnych izotopów promieniotwórczych: radu (Ra-226), toru (Th-228) i potasu (K-40) w 17 próbkach skalnych wykonano metodą niskotłokowej spektrometrii promieniowania gamma z zastosowaniem toru spektrometrycznego firmy Canberra®. Wykorzystano źródło kalibracyjne CBSS 2, produkcji Czech Metrology Institute zawierające zestaw 10 izotopów gamma.

W celu obliczenia stężeń naturalnych izotopów analizowane były linie promieniowania gamma o energiach:

- 1460,81 keV, K-40, potas;
- 609,31 keV, Bi-214, uran;
- 911,60 keV, Ac-228, tor

W celu obliczenia wartości ciepła radiogenicznego dla próbek skalnych przeliczono aktywności w jednostkach [Bq/kg] na jednostki [ppm] dla uranu U i toru Th oraz na [%] dla potasu K (**Fig. 4_10**). Przyjęto następujące współczynniki przeliczeniowe:

- 1 Bq/kg = 0,0033% K
- 1 Bq/kg = 0,08044 ppm U
- 1 Bq/kg = 0,24361 ppm Th

Zmierzone stężenia naturalnych izotopów promieniotwórczych posłużyły następnie do obliczenia wartości ciepła radiogenicznego dla każdej próbki (wzór wg Buecker, Rybach, 1996 - Fig. 4_11).

Najwyższymi wartościami ciepła radiogenicznego charakteryzują się próbki karbońskie, a także dolnotriasowe (Fig. 4_11). Jednocześnie próbki te cechują się najwyższymi stężeniami potasu, uranu i toru (Fig. 4_10). Najwyższa wartość ciepła radiogenicznego związana jest z próbką K-1, na którą w przeważającej większości składają się skały piaszczyste. Znacznie mniejsze wartości ciepła radiogenicznego związane są z próbkami permu i wapienia muszlowego. Najniższa wartość analizowanego parametru cechuje próbkę P-2 zbudowaną z terygenicznymi utworów permu. Niskim ciepłem radiogenicznym charakteryzują się wapienie triasu środkowego.

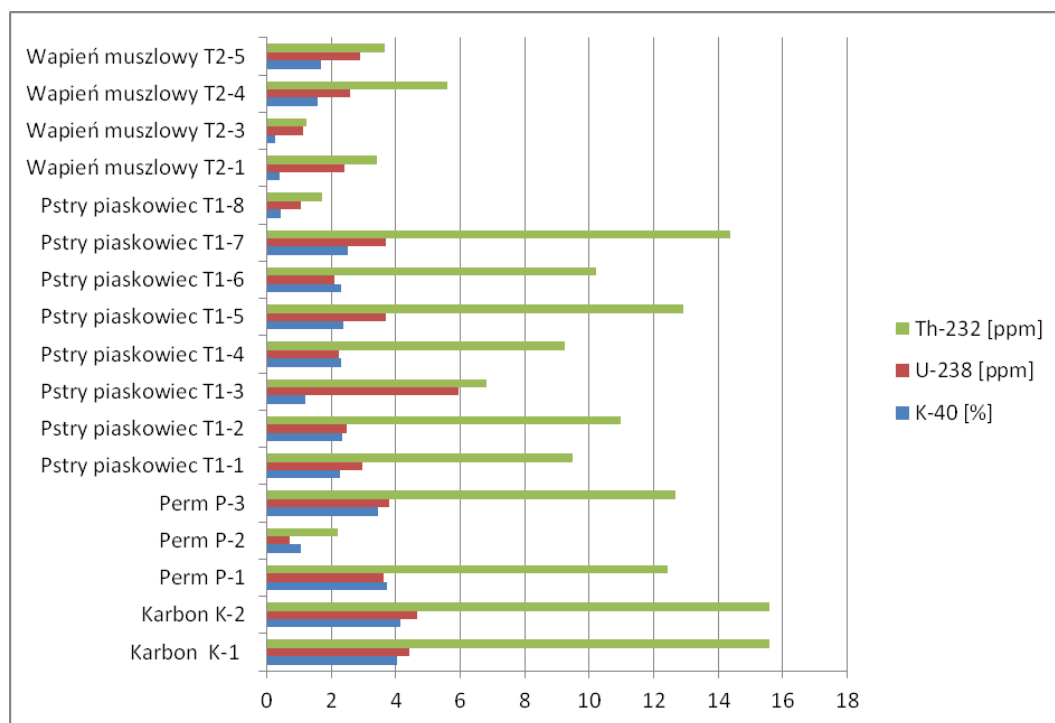


Fig. 4_10 Zmienność stężeń naturalnych izotopów promieniotwórczych w próbkach skał (piaskowców, mułowców, wapieni).

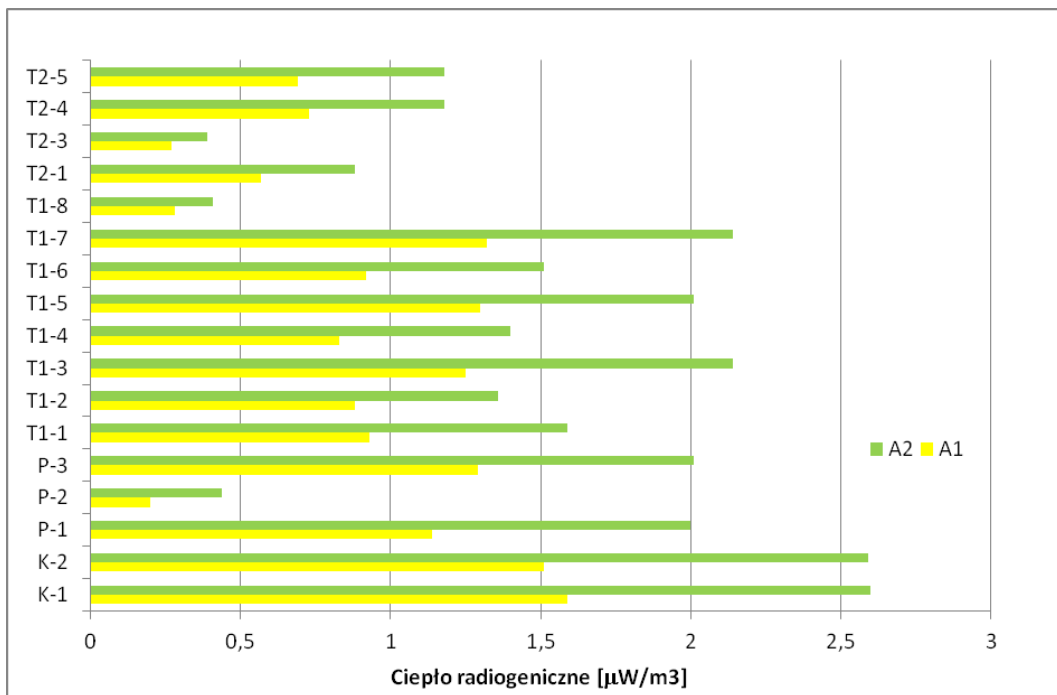


Fig. 4_11 Zmienność ciepła radiogenicznego A obliczonego dla gęstości nasypowej (objętościowej) $\rho_1(A_1)$ i gęstości szkieletowej $\rho_2(A_2)$ [$\mu\text{W}/\text{m}^3$].

4.2 Skały magmowe

Analizy petrologiczne (i chemiczne) prób skał magmowych

(M. Pańczyk, E. Jackowicz, E. Krzemińska, G. Zieliński)

Wykonano badania petrologiczne skał magmowych z obszaru bloku Gorzowa Wielkopolskiego, obszaru Sudetów (masywy granitoidowe i bazalty), rejonu lubelskiego i kratonu wschodnioeuropejskiego, które obejmowały w pierwszym etapie analizę petrograficzno-mineralogiczną, natomiast w drugim badania chemiczne skał. Głównym celem analizy petrograficzno-mineralogicznej było określenie litologii, tekstury, składu mineralnego i rodzaju przeobrażeń skały, natomiast wyniki analizy chemicznej posłużyły do obliczenia produkcji ciepła radiogenicznego, jak również do klasyfikacji geochemicznej skał i próby sprecyzowania ich wieku. Przygotowano 510 szlifów, z których po wstępnie przeprowadzonych obserwacjach w mikroskopie optycznym wytypowano 400 do szczegółowych opisów, które zostały zestawione tabelarycznie w bazie danych (skład mineralny skały, typ i intensywność przeobrażeń). Wstępne obserwacje 510 szlifów posłużyły do wytypowania prób do badań petrofizycznych i petromechanicznych. Badania petrograficzno-mineralogiczne wraz z dokumentacją fotograficzną wykonano w świetle przechodzącym z użyciem mikroskopu NIKON ECLIPSE LV100 POL. W kolejnym etapie analiz mineralogiczno-petrograficznych przeprowadzono wstępne badania przeglądowe w skaningowym mikroskopie elektronowym LEO 1430, który jest wyposażony w detektor dyspersji energii (EDS) Oxford ISIS 300. Obserwacje w świetle elektronów wtórnie rozproszonych (obrazy BSE) pozwoliły wytypować 25 prób do szczegółowych badań mineralogicznych z użyciem mikrosondy elektronowej Cameca SX 100.

Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarze były kalibrowane w odniesieniu do standardów (substancji o referencyjnym składzie chemicznym).

W oparciu o wyniki badań mikroskopowych, obejmujące analizę petroteksturalną i mineralogiczną, wytypowano reprezentatywne próby skał magmowych do analiz chemicznych obejmujących zarówno pierwiastki główne jak i śladowe.

Dla 105 próbek skał wykonano oznaczenia zawartości i stężenia aktywności, z wykorzystaniem naturalnego promieniowanie gamma, izotopów występujących w szeregach promieniotwórczych ^{238}U i ^{232}Th oraz promieniowanie gamma izotopu ^{40}K . Pomiary widm promieniowania gamma przeprowadzono przy użyciu spektrometru gamma z detektorem firmy ORTEC.

Do kalibracji ilościowej spektrometru gamma użyto certyfikowane materiały odniesienia przygotowane przez Międzynarodową Agencję Energii Atomowej w Wiedniu.

Dla bazaltów z obszaru Sudetów i z wierceń z obszaru lubelskiego (otwory Parczew-IG7, Parczew-IG9 i Roskosz-1) przeprowadzono analizy termogeochronologiczne metodą ^{40}Ar - ^{39}Ar .

W celu sprecyzowania wieku skał wulkanicznych z obszaru bloku Gorzowa z dwóch prób z wiercenia Bolewice-1 zostały wyseparowane cyrkonie, które następnie przygotowano do badań z użyciem mikrosondy jonowej SHRIMP II. Datowania pojedynczych ziaren cyrkonów przeprowadzono metodą U-Pb SHRIMP II.

Skały wulkaniczne z bloku Gorzowa Wielkopolskiego

Badania petrograficzne przeprowadzono dla skał pochodzących z kompleksów nawierconych w otworach Santok 1, Gorzów Wielkopolski 2, Płonica 1, Maszków 1, Jeniniec 2, 4 i 8, Jeżyki 1, Marwice 3, Lubiszyn 1, Grzymiradz 1, Dębno 1, Zielin 1, Długoszyn 1, Chartów 1 i 3 oraz Ośno IG 2. Głębokość zalegania tych utworów różnicuje się w zakresie od ok. 3073 m (otwór Chartów 1) do ok. 3467 m (otwór Lubiszyn 1). W większości otworów kompleksy wulkaniczne nie zostały przewiercone, a ich nawiercone miąższości wahają się od kilku metrów (w otworze Maszków 1) do ponad 1660 metrów (wraz z ok. 2 m przewarstwieniem łowca w otworze Ośno IG 2), a najczęściej wynoszą kilkadziesiąt metrów. Miąższości przewierconych jedynie w dwóch otworach kompleksów wulkanicznych wynoszą ok. 322 m (otwór Jeniniec 2) i ok. 378 metrów (otwór Santok 1).

W skład badanych kompleksów wulkanicznych wchodzi głównie skały wylewne (**Fig. 4_13 i 14**) – trachyandezyty, andezyty, ryodacyty i dacyty, sporadycznie ryolity, i bazalty; w

trzech profilach skałom wylewnym towarzyszą skały subwulkaniczne. Na drugim miejscu po skałach wylewnych lokują się skały wulkanoklastyczne (**Fig. 4_15**), do których zaliczono tu nierozdzielone utwory hydroklastyczne i autoklastyczne, niekiedy z domieszką osadów epiklastycznych. Wśród skał wulkanoklastycznych największe znaczenie objętościowe mają brekcje. Występujące w podrzędnych ilościach tufy, należą najprawdopodobniej do utworów hydroklastycznych.

Do klasyfikacji geochemicznej skał z rejonu Gorzowa Wielkopolskiego i dla pozostałych skał wulkanicznych zastosowano diagram Winchester'a i Floyd'a (1977) oparte na zawartości pierwiastków śladowych, takich jak Nb, Zr, Ti i Y, które w procesach diagenetycznych uważane są za niemobilne.

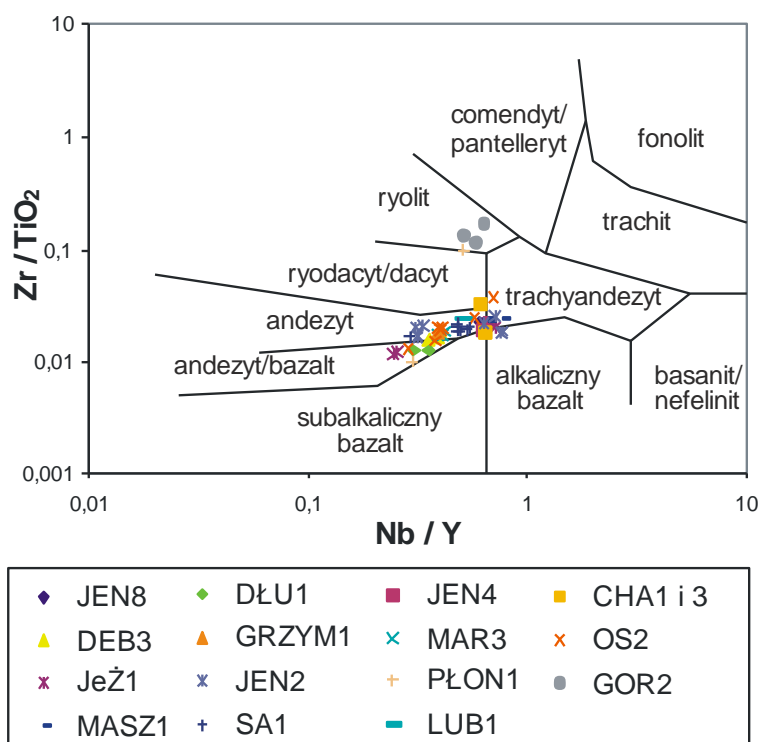


Fig. 4_12 Diagram klasyfikacyjny Winchester'a i Floyd'a 1977 z naniesionymi analizami chemicznymi skał wulkanicznych z rejonu Gorzowa Wielkopolskiego, umożliwiającą określenie typu skały wulkanicznej. Symbolami oznaczono próby skał z poszczególnych otworów (nazwy w formie skrótów np. JEN8 – Jeniniec 8).

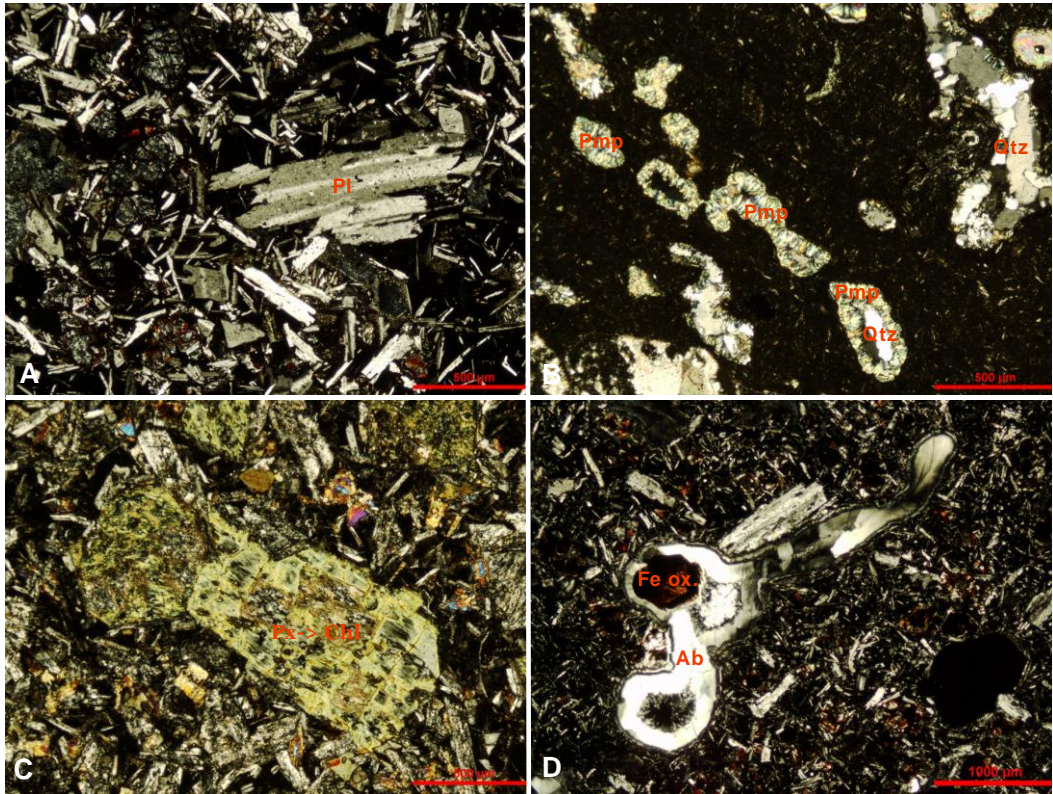


Fig. 4_13 Mikrofotografie wybranych trachyandezytów i bazaltów z bloku Gorzowa. A. Porfirowy bazalt z fenokryształem zalbityzowanego plagioklastu (JEN2-25; nikole skrzyżowane). B. Trachyandezyt; widoczne pęcherzyki pogazowe, których elongacja podkreśla teksturę fluidalną, wypełnione wtórną mineralizacją – pumpellitem i pumpellitem wraz z kwarcem (SAN1-8; nikole skrzyżowane). C. Intensywnie przeobrażony trachyandezyt, widoczna chlorytyzacja klinopiroksenu (ZIE1-3; nikole skrzyżowane). D. Andezyt z pęcherzykami wypełnionymi albitem, hematytem i getytem (PŁON1-6; nikole skrzyżowane).

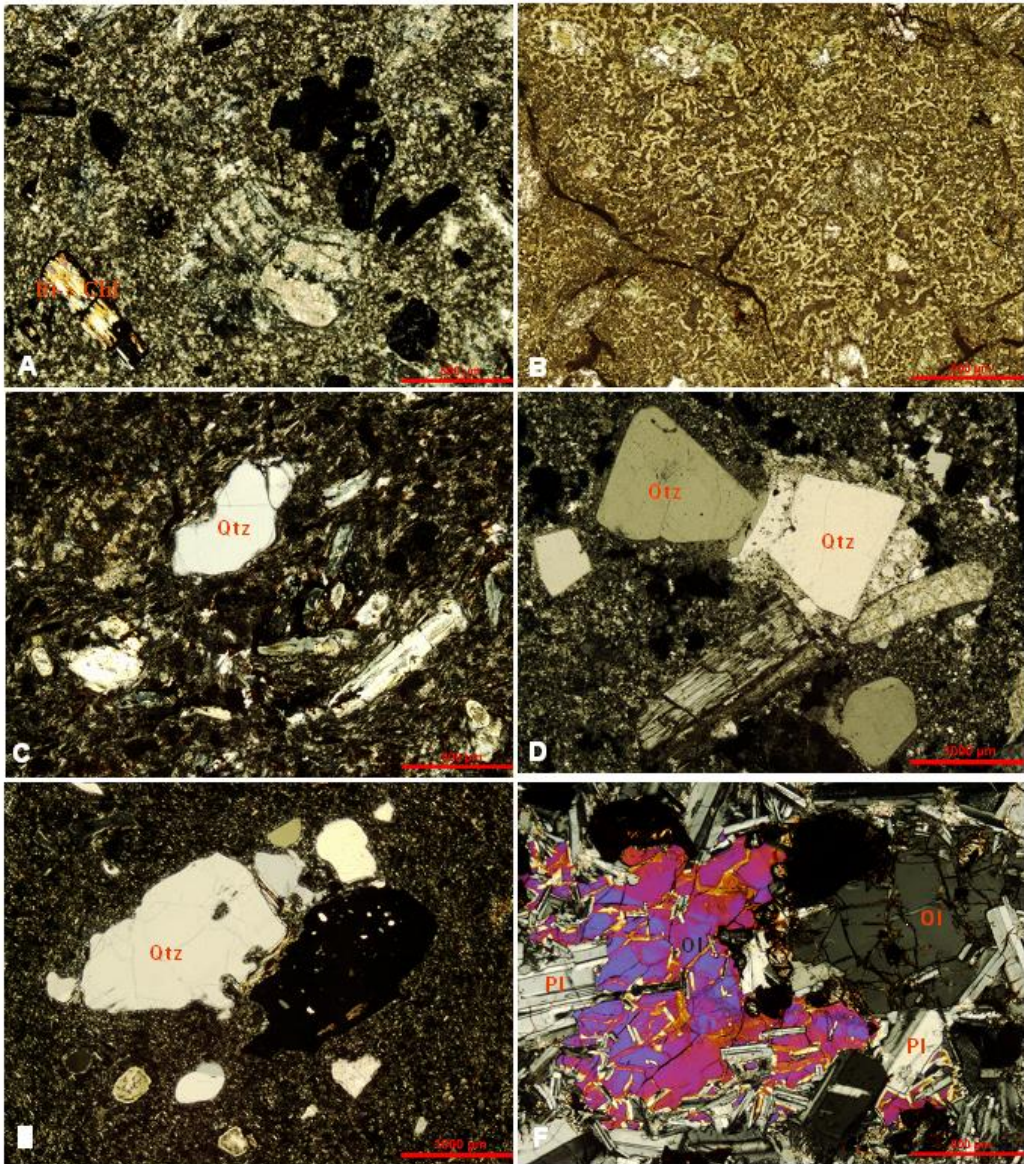


Fig. 4_14 Mikrofotografie wybranych ryolitów, ryodacytów i mikrogabra z bloku Gorzowa.

A. Intensywnie przeobrażony dacyt, obecne pseudomorfozy po minerałach maficznych i skaleniach (CHA3-4, nikole skrzyżowane). B. Dacyt – relikty perlitowych spękań i przeobrażonego szkliwa (MAR3-3; nikole skrzyżowane). C. Porfirowy ryodacyt z teksturą fluidalną podkreśloną orientacją fenokryształów i mikrolitów (JEN4-2, nikole skrzyżowane). D. Porfirowy ryolit z fenokryształami kwarcu i albitu szachownicego powstałego po skaleniu potasowym (GOR2-7; nikole skrzyżowane). E. Zbrekcionowany, porfirowy ryodacyt z fenokryształami kwarcu i granatem (JEN2-6, nikole skrzyżowane). F. Gabro, widoczne kryształy oliwiny i plagioklazu (JEŻ1-6, nikole skrzyżowane).

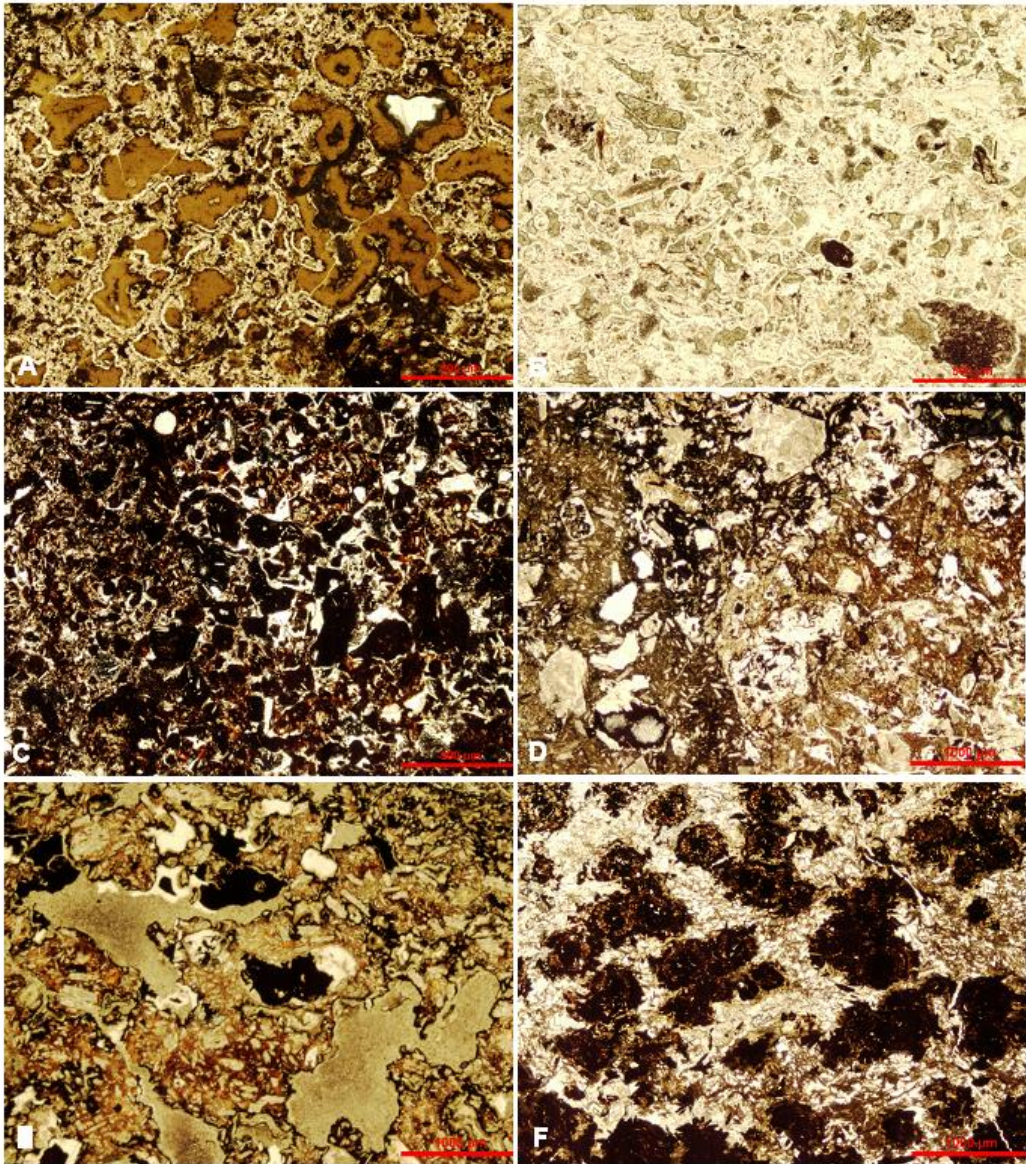


Fig. 4_15 Mikrofotografie wybranych skał wulkanoklastycznych z bloku Gorzowa. A. Hyaloklastyczna brekcja ryodactytowa, wyraźnie widoczne okruchy przeobrażonego szkliwa (JEN2-9; nikole równoległe). B. Tuf hyaloklastyczny (MAR3-8; nikole równoległe). C. Brekcja wulkanogeniczna (OS2-33, nikole równoległe). D. Ryodactytowa brekcja hyaloklastyczna (OS2-77, nikole równoległe). E. Peperyt (OS2-9, nikole równoległe). F. Sferolity w obrębie drobnej frakcji brekcji hyaloklastycznej (SAN1-19, nikole równoległe).

Skąły magmowe z Suwalszczyzny, północno-wschodnia Polska

Badania petrograficzne przeprowadzono dla skał magmowych z prekambryjskiego podłoża krystalicznego na Suwalszczyźnie nawierconych w otworach: Wigry IG1, Krasnopol IG6, Pawłówka PIG1A, Łanowicze IG1. Ten rejon stanowi część platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie można wyróżnić z dwa podstawowe piętra tektoniczne: podłoże krystaliczne i pokrywę osadową.

W wytypowanych czterech otworach opróbowanie związane było wyłącznie ze spągami otworu. W otworach Krasnopol IG6 i Pawłówka IG1A występują przeważnie skały magmowe a w pozostałych dominują skały zmetamorfizowane (Wigry IG1, Łanowicze IG1) (**Fig. 4_16**). Cechą wspólną litologii we wszystkich czterech otworach jest obecność charnockitów czyli granitoidów z ortopiroksenem, powstających z krystalizacji gorącej magmy pozbawionej faz uwodnionych (sucha gorąca magma).

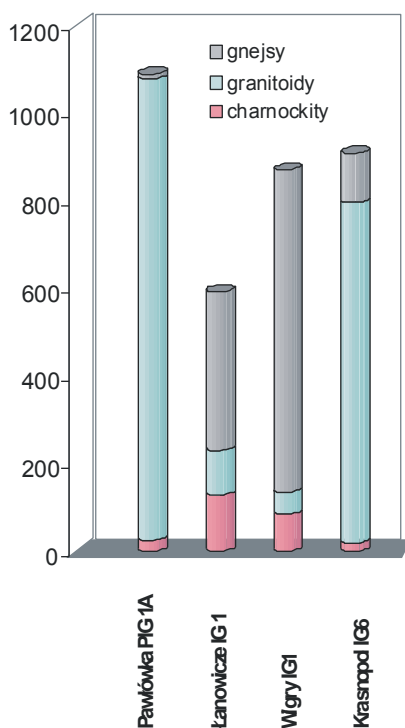


Fig. 4_16 Wizualny obraz typów litologicznych i ich ilościowy orientacyjny udział w badanych profilach otworów.

Analizy petrofizyczne prób skał magmowych

(J. Roszkowska-Remin, M. Wróblewska)

BADANIA GĘSTOŚCI, POROWATOŚCI I PRZEPUSZCZALNOŚCI SKAŁ MAGMOWYCH

Badania własności zbiornikowych skał objęły analizy (wykonane w podobny sposób jak w przypadku prób skał osadowych): gęstości objętościowej, gęstości materiałowej, współczynnika całkowitej porowatości otwartej, współczynnika porowatości efektywnej, wielkości przeciętnej kapilary, wielkości powierzchni właściwej, procenta przestrzeni porowej, wielkości średnicy progowej, wielkości efektu histerezy oraz przepuszczalności efektywnej. W tym zakresie pobrano łącznie 265 prób i wykonano ok. 2650 analiz (pomiarów i wyliczone parametry). Zebrane dane z zakresu gęstości objętościowej nie były indywidualnie interpretowane a posłużyły jedynie dalszym analizom i modelowaniom. Wszystkie wyniki badań zostały umieszczone w bazie danych projektu.

Pomiary gęstości skały wykonano przy pomocy piknomietru helowego. Badania porozymetryczne z analizą krzywych ciśnień kapilarnych wykonano z wykorzystaniem porozymetru rtęciowego AutoPore9220. Z pomiarów porozymetrycznych wyliczono następujące wielkości: porowatość zliczoną z porozymetru (dynamiczną), wielkość średniej kapilary (średnia ważona ilości porów), powierzchnię właściwą (porów na jednostkę objętości badanej skały). Oznaczanie współczynnika przepuszczalności efektywnej wykonano przy użyciu azotu (ustalony, laminarny przepływ gazu przez badaną próbkę) w oparciu o równanie Darcy'ego.

Sudety

W rejonie Sudetów zbadano 66 próbek z 4 otworów wiertniczych i próbek pobranych w terenie. Próbki te obejmowały głównie granity. Poza jedną próbką (z otworu Karkonosze 1) porowatość całkowita w badanych próbkach waha się w granicach od 0,36 do 3,94%, a więc są to wielkości charakteryzujące skały bardzo słabo porowate (**Fig. 4_17**). Przepuszczalność wynosi od 0,001 do 14,753 mD (**Fig. 4_18**), z tym, że wartość skrajna (najwyższa) charakteryzuje tylko jedną próbkę (Karkonosze 6, pr. 1). W pozostałych

próbkach przepuszczalności są w granicach 0,001 – 2,934 mD, zatem należą one do skał nieprzepuszczalnych.

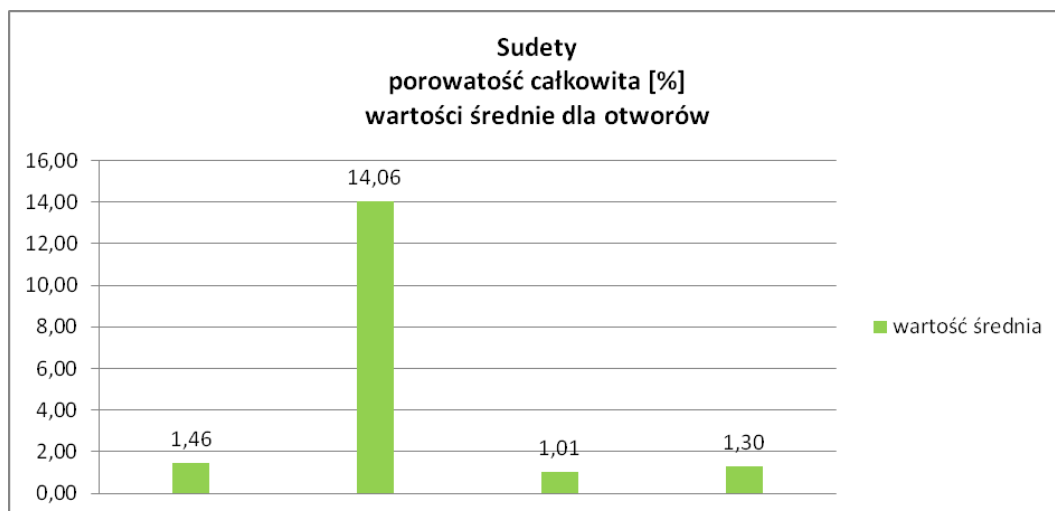


Fig. 4_17 Zestawienie średnich wartości porowatości całkowitej dla próbek z otworów i próbek terenowych pobranych z rejonu Sudetów

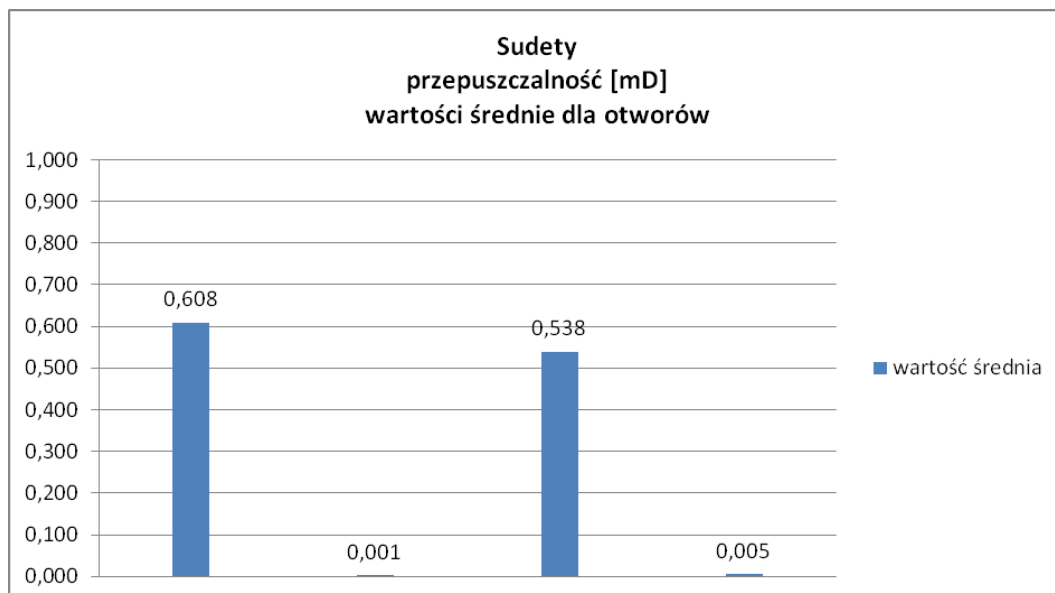


Fig. 4_18 Zestawienie średnich wartości przepuszczalności dla próbek z otworów i próbek terenowych pobranych z rejonu Sudetów

Wartości średnicy progowej w badanych próbkach wynoszą od 0,02 do 30 μm , przeważnie około 1 μm . Dowodzi to słabych właściwości filtracyjnych ośrodka.

Blok Gorzowa

Do badań wytypowano 95 próbek z 17 otworów wiertniczych. Pod względem litologicznym w próbkach dominowały trachyandezyty, ale zbadano również dacyty, ryodacyty i gabra. Porowatość całkowita oznaczona w próbkach waha się od 0,39 do 22,44 %, średnie dla litologii mają mniejszy rozrzut (**Fig. 4_19**). Próbki o porowatości przekraczającej 10 % dominują w otworach Jeniniec 2 (ryodacyty, gabra, trachyandezyty i brekcja wulkaniczna), Marwice 3 (dacyty, andezyty, tuf popiołowy, brekcja wulkaniczna) i Santok 1 (trachyandezyty, brekcja hyaloklastyczna). Są to skały o dosyć dobrej porowatości. Za wyjątkiem próbki z otworu Grzymiradz 1 (trachyandezyty; głęb. 3492,7 m) badane próbki są bardzo słabo przepuszczalne lub nieprzepuszczalne (**Fig. 4_20**).

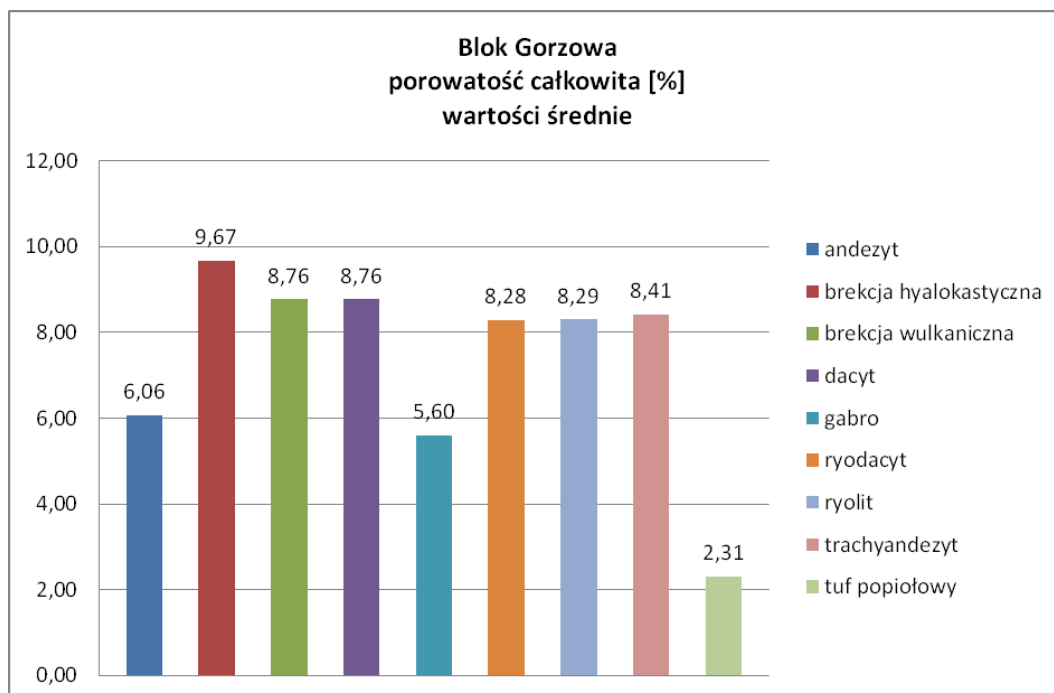


Fig. 4_19 Zestawienie średnich wartości porowatości całkowitej dla litologii z rejonu Bloku Gorzowa

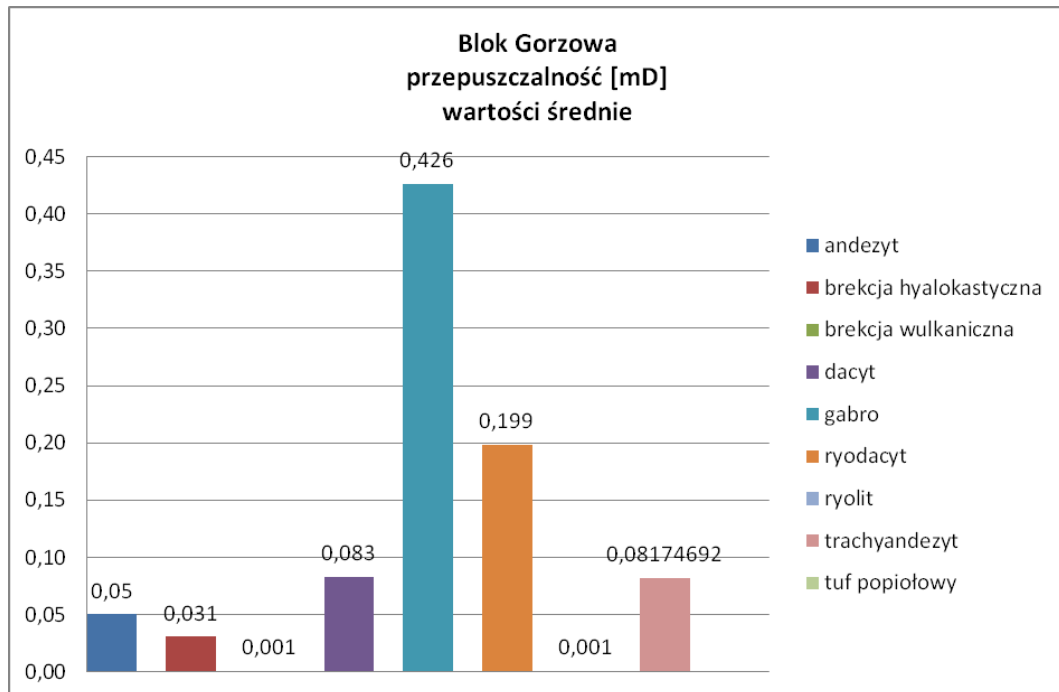


Fig. 4_20 Zestawienie średnich wartości przepuszczalności dla litologii z rejonu Bloku Gorzowa

Wartość średnicy progowej waha się 0,01 do do 10 μm , przeważnie około 0,1 μm . Dowodzi to bardzo słabych właściwości filtracyjnych badanych skał.

Kraton

W powyższym rejonie zbadano 104 próbki z 8 otworów wiertniczych. Porowatość całkowita w badanych próbkach waha się w granicach od 0,29 do 17,69 %.

Generalnie na badanym obszarze występują przeważnie skały nieporowate i bardzo słabo porowate oraz nieprzepuszczalne (przepuszczalność poniżej 1 %. Przeważnie < 0,1 %).

Generalnie na badanym obszarze występują skały nieporowate i bardzo słabo porowate (za wyjątkiem tufów i brekcji - **Fig. 4_21**) oraz nieprzepuszczalne (przepuszczalność poniżej 1 %, przeważnie < 0,1 % - jeśli uśrednić ją dla poszczególnych litologii - **Fig. 4_22**).

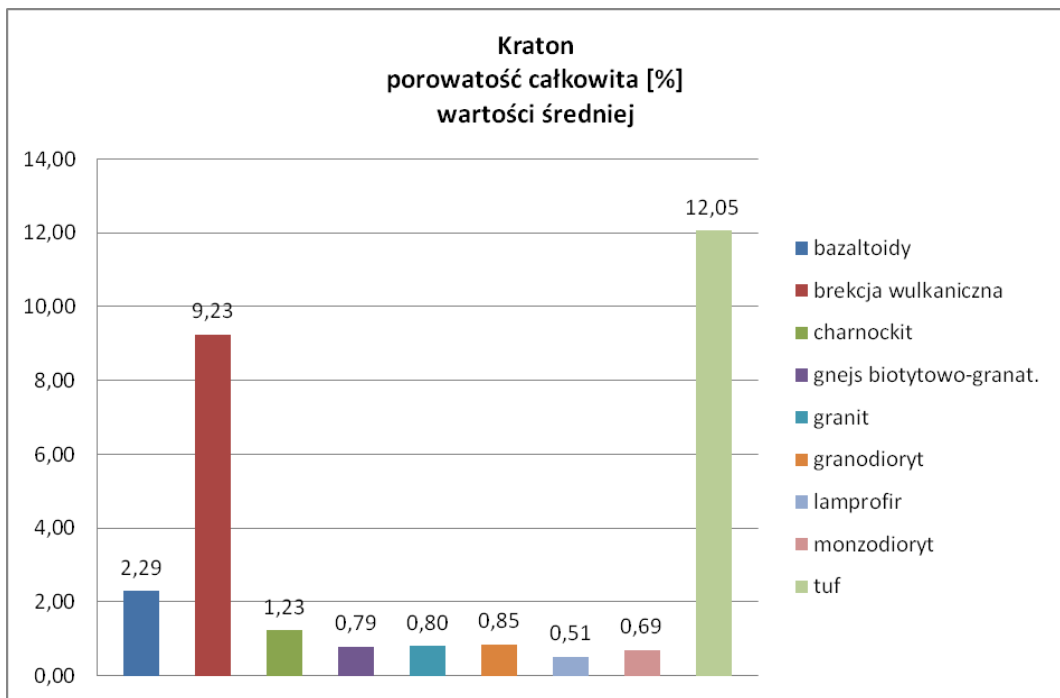


Fig. 4_21 Zestawienie średnich wartości porowatości całkowitej według litologii w obrębie Kratonu.

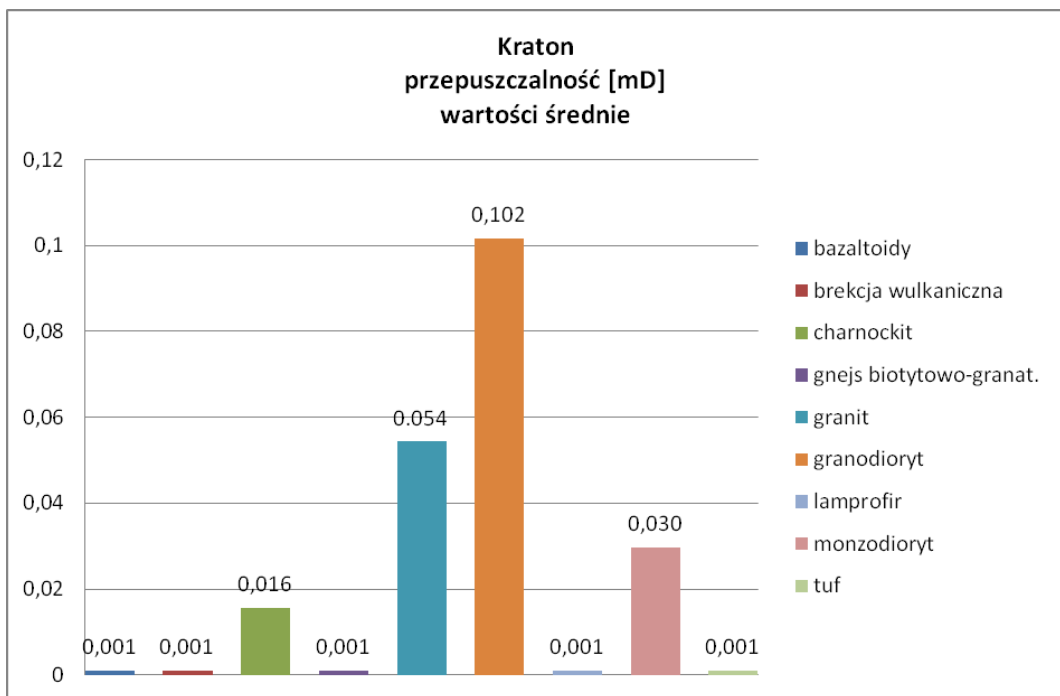


Fig. 4_22 Zestawienie średnich wartości przepuszczalności według litologii dla Kratonu

Wartość średnicy progowej waha się 0,01 do 6 μm . Dowodzi to bardzo słabych właściwości filtracyjnych badanych skał.

POMIARY PETROFIZYCZNO-GEOMECHANICZNE PARAMETRÓW SKAŁ MAGMOWYCH

W ramach projektu przeprowadzono badania petromechaniczne na 130 próbkach z 3 regionów geologicznych (Blok Gorzowa, Sudety i Kraton Wschodnioeuropejski) w tym wykonano: pomiary gęstości objętościowej, pomiary prędkości fali podłużnej i poprzecznej, wyznaczono dynamiczne stałe sprężystości, wykonano 130 testów wytrzymałościowych - wyznaczono wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie oraz wyznaczono stałe sprężystości. Otrzymane parametry nie były interpretowane osobno, posłużyły na dalszym etapie badań do konstruowania modeli.

Procedura badawcza obejmowała kolejno badania dynamiczne (ultradźwiękowe) oraz badania wytrzymałościowe.

Badania dynamiczne obejmowały pomiar prędkości fali podłużnej i poprzecznej oraz wyznaczenie na ich podstawie dynamicznych stałych sprężystości. Do pomiarów używano defektoskopu ultradźwiękowego DEF8USB. Przed przystąpieniem do badań dynamicznych na wszystkich próbkach skalnych określono gęstość objętościową.

Dla oceny cech sprężystych skały należy określić prędkość fali podłużnej oraz poprzecznej. Na podstawie pomiaru prędkości fali podłużnej oraz poprzecznej ustalony został dynamiczny współczynnik Poissona (ν_d) i na jego podstawie dynamiczny moduł sprężystości (E_d).

Oznaczenia dynamicznego współczynnika Poissona oraz dynamicznego modułu sprężystości wykorzystano do ustalenia wartości dynamicznego modułu odkształcenia objętościowego (K_d), dynamicznego modułu odkształcenia postaciowego (G_d) oraz dynamicznej stałej Lamego (L_d).

W ramach badania wytrzymałościowych wykonano oznaczenie wytrzymałości jednoosiowej na ściskanie oraz wyznaczono stałe sprężystości. Badania prowadzono w sztywnej prasie wytrzymałościowej MTS-815 amerykańskiej firmy MTS Systems Corporation. Testy jednoosiowej wytrzymałości na ściskanie foremnych (walcowych) próbek skalnych wykonano zgodnie z procedurami norm polskich i amerykańskich – (ASTM) oraz zgodnie z zaleceniami ISRM-u. Parametry wytrzymałościowe i odkształceniowe wyznaczono na podstawie zależności między naprężeniem i odkształceniem osiowym, obwodowym i objętościowym.

Badania wytrzymałościowe i dynamiczne skał – wyniki

Wśród wielu analiz i wyznaczonych parametrów na szczególną uwagę zasługuje wartość wytrzymałość skały na jednoosiowe ściskanie [MPa]. Parametr ten użyty został na dalszym etapie prac do konstrukcji modeli. Poniżej zestawiono wykresy wartości średnich tych parametrów dla regionu Bloku Gorzowa i Kratonu Wschodnioeuropejskiego. Dla rejonu sudeckiego analizy prób ograniczyły się do jednego otworu Karkonosze 6 - średnia wartość 185,2 MPa, a zatem można uznać skały z tego otworu za bardzo mocne (wg Eurocode EC 1997-1).

Również przebadane skały z obszaru Kratonu wykazują bardzo dużą wytrzymałość na ściskanie, średnie wartości ze wszystkich przebadanych otworów nie są mniejsze niż 100 MPa (**Fig. 4_23**). Nieco bardziej zróżnicowanymi właściwościami charakteryzują się otwory z Bloku Gorzowa, gdzie najniższą wytrzymałością średnią cechują się próbki z otworów Lubiszyn – 1 i Długoszyn – 1. Skały z tych otworów zaliczyć można do skał średnio-mocnych, a tylko otwory: Gorzów Wielkopolski-2, Jeżyki-1, Marwice-3 i Maszków-1 charakteryzowały się średnimi wartościami wytrzymałości na ściskanie powyżej 100MPa (**Fig. 4_24**).

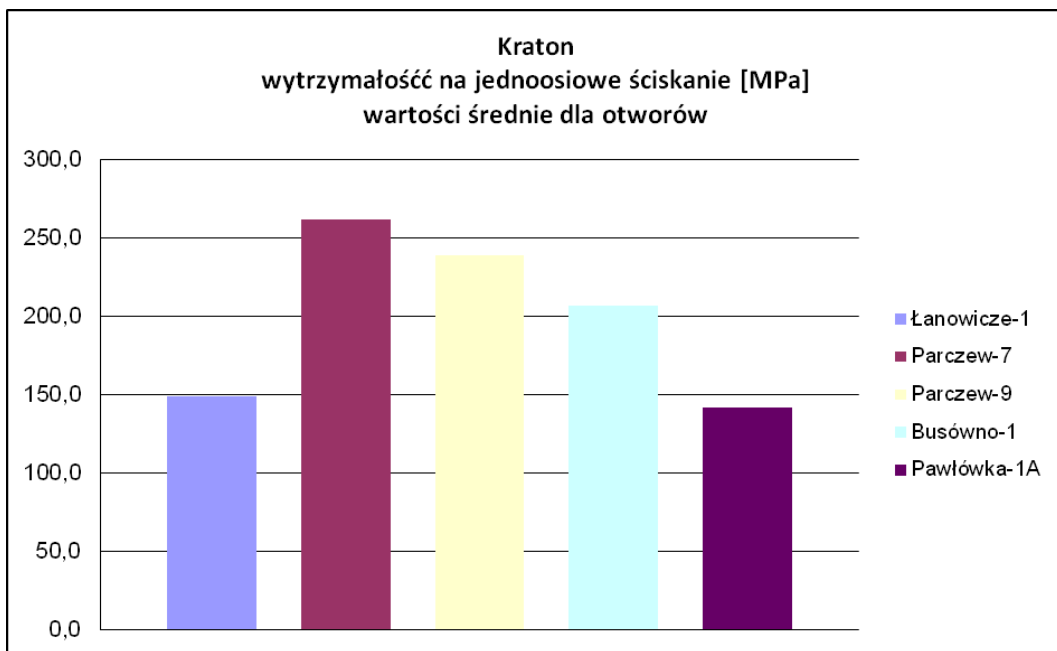


Fig. 4_23 Zestawienie średnich wartości wytrzymałości na ściskanie dla otworów z obszaru Kratonu

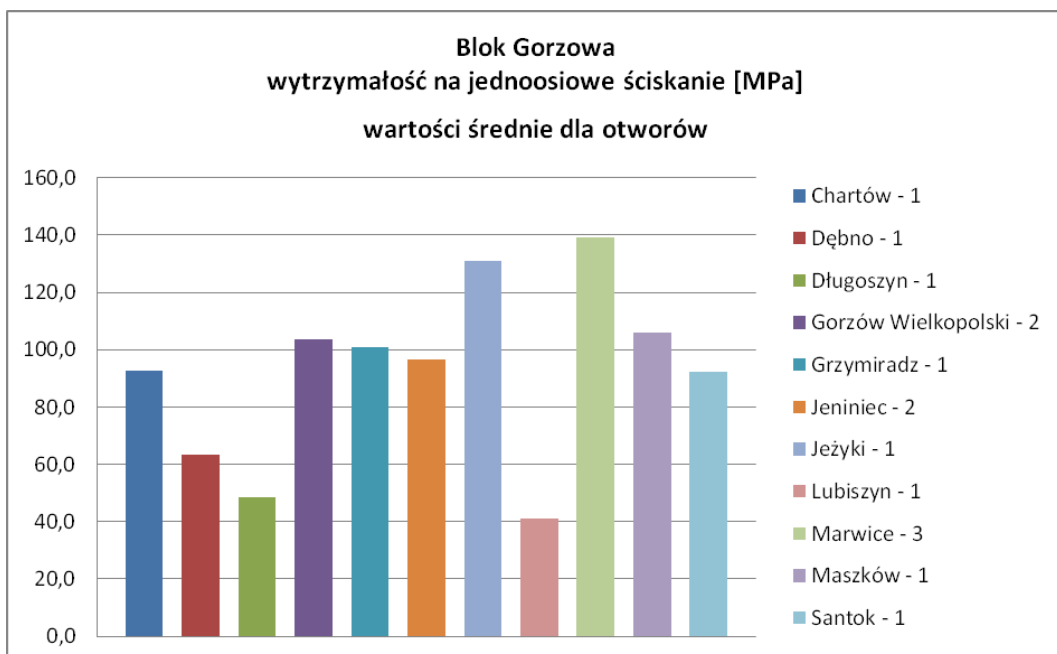


Fig. 4_24 Zestawienie średnich wartości wytrzymałości na ściskanie dla otworów z obszaru Bloku Gorzowa

Analiza parametrów termicznych – przewodność cieplna

Podstawą badań termicznych w niniejszym projekcie badawczym było określenie przepływu ciepła przy rozpoznanym współczynniku przewodności cieplnej skał.

Do badań przewodności cieplnej wykonano 782 analizy współczynnika przewodności cieplnej na próbach z otworów oraz prób pobranych z odsłoneń terenowych. Pomiar wykonano za pomocą skanera TCS. Zasada pomiaru oparta jest na porównaniu nadmiaru rejestrowanego ciepła z próbki i wzorca. Wykonane zostały pomiary wzdłuż dwóch kierunków prostopadłych do siebie. Próby mierzono w stanie suchym. Pozwoliło to na weryfikację stopnia współczynnika anizotropii (kierunkowości) przewodności cieplnej.

Przebadane skały cechują się wysoką jednorodnością współczynnika przewodnictwa cieplnego. Wyjątek stanowią niektóre próby z otworu Jenieniec 2 (tuf, ryodacyt, brekcja), gdzie ciepło w kierunku normalnym (tzn. prostopadłym) do podstawy rdzenia (K_L) rozchodzi się wolniej niż w poprzek rdzenia (K_{II}). Z kolei kilka prób bazaltów z obszaru Sudetów (Strzegom, Lubień) oraz jedna próba z otworu Kapłonosy –1 wykazuje odwrotną zależność.

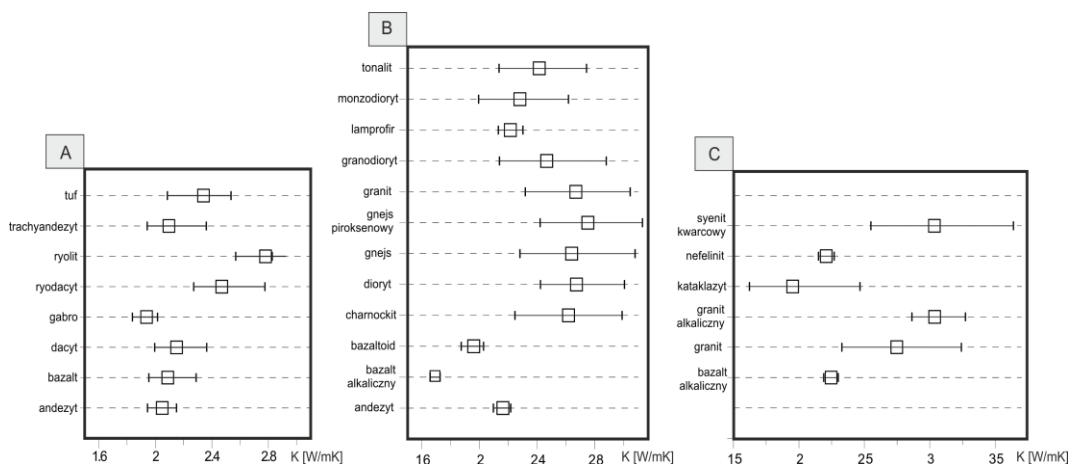


Fig. 4_25 Współczynnik przewodności cieplnej skał dla reprezentatywnych grup przebadanych prób. A) próby z bloku Gorzowa. B) próby z kratonu. C) próby z masywu granitoidowego Karkonoszy.

Na figurze 4_25 przedstawiono przedziały wartości współczynnika przewodności cieplnej dla skał reprezentatywnych dla badanych obszarów. Łatwo zauważalna jest różnica pomiędzy bazaltami alkalicznymi z obszaru Kratonu i masywu granitoidowego Karkonoszy. Skały sjenitowe i granit alkaliczny wyraźnie podwyższają wartości współczynnika przewodności cieplnej w modelach termicznych na obszarze masywu Karkonoszy.

Analiza parametrów termicznych – pojemność cieplna

Do pomiaru pojemności cieplnej (C_p) zastosowano kalorymetr (DSC) C-80 firmy Setaram. Pojemność cieplna została obliczona na podstawie przepływu ciepła w porównaniu do wzorca o znanej wielkości C_p . Pomiary wykonano dla 70 próbek.

Wyniki były obliczane z wykorzystaniem dwóch oddzielnych metod i porównywane do danych literaturowych (Ditmar i in., 1982). Dla celów modelowań numerycznych wykonano obliczenia dla kolejnych temperatur od 80°C do 160°C.

Na wykresach przedstawiono, dla przykładu, pełne krzywe pojemności cieplnej dla rejonów Gorzowa Wielkopolskiego (**Fig. 4_26**) i Suwalszczyzny (**Fig. 4_27**) dla określonych typów litologicznych.

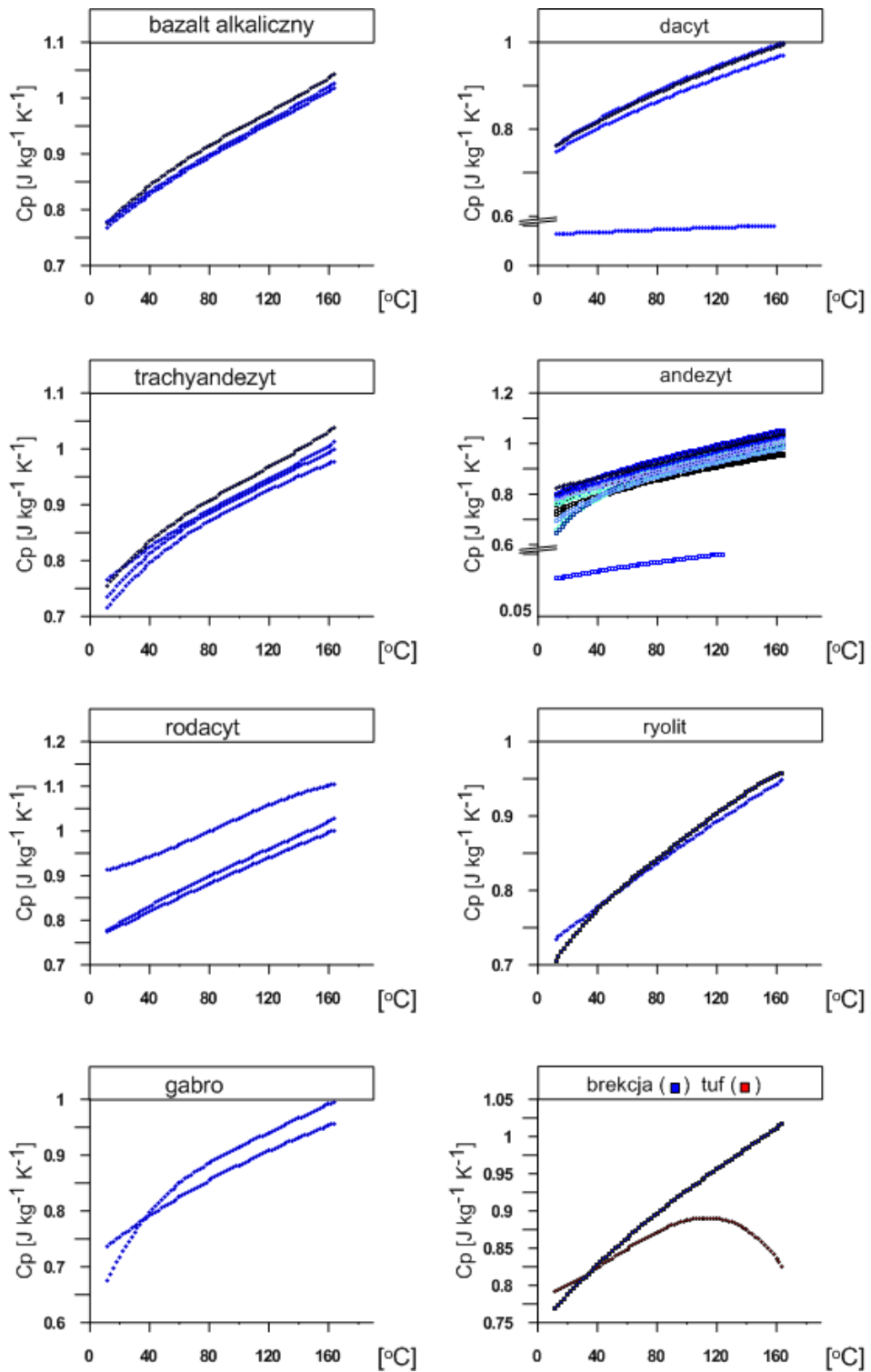


Fig. 4_26 Model pojemności cieplnej dla bloku Gorzowa Wlkp.

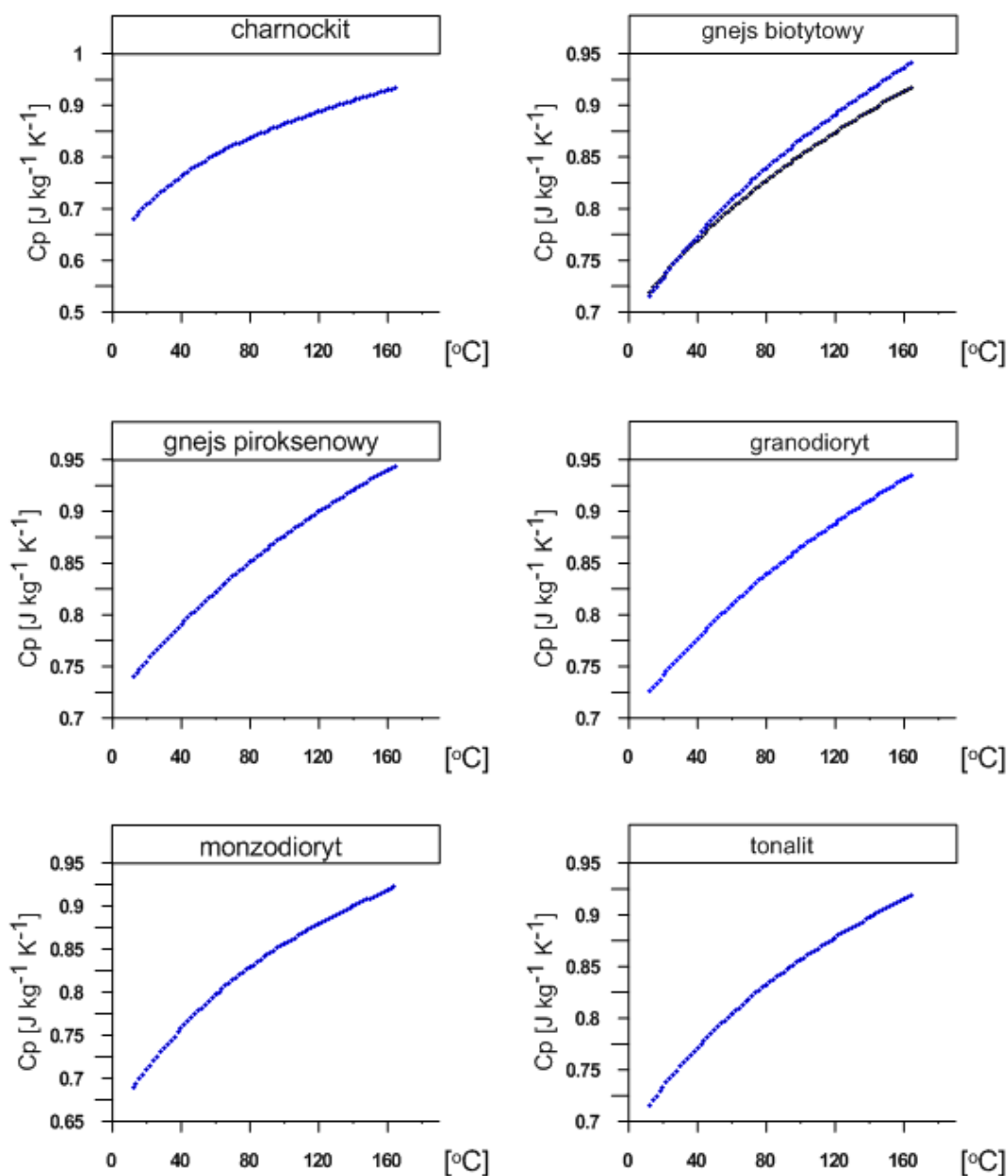


Fig. 4_27 Model pojemności cieplnej dla rejonu północnej kratonu wschodnioeuropejskiego na obszarze Suwalszczyzny

Badania radiogeniczne

Ostatnim z parametrów termicznych pomierzonych na próbach w ramach realizacji projektu jest ciepło radiogeniczne. Jego produkcja jest wynikiem aktywności wszystkich pierwiastków promieniotwórczych zawartych w skale. Na tej podstawie można obliczyć wielkość ciepła radiogenicznego wytwarzanego podczas rozpadu promieniotwórczego. Wykonane pomiary zawartości pierwiastków promieniotwórczych dostarczyły ilościowych danych na temat koncentracji trzech podstawowych pierwiastków promieniotwórczych: uranu, toru i potasu. Na tej podstawie obliczono wielkość ciepła radiogenicznego dla próby (wzór Rybacha, 1973).

Prace te objęły także wykonanie analiz termogeochronologicznych metodą Ar-Ar.

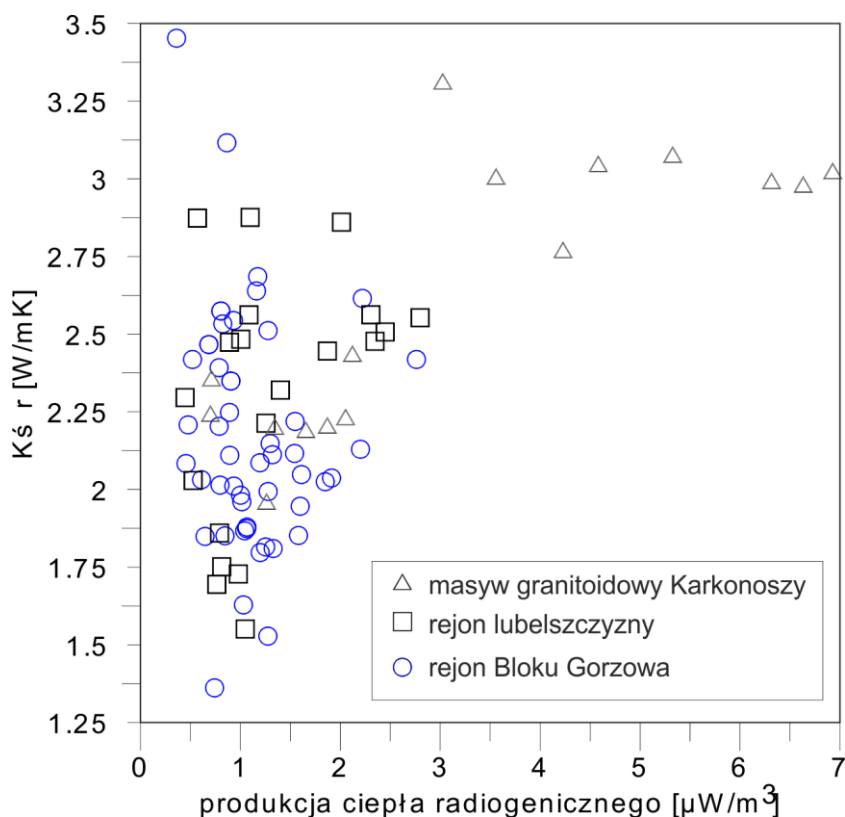


Fig. 4_28 Zmienność produkcji ciepła radiogenicznego wraz ze współczynnikiem przewodności cieplnej ze wskazaniem na region pochodzenia próby.

Uzyskane wyniki produkcji ciepła radiogenicznego dla badanych prób mieszczą się w przedziale od 0.5 do 3.0 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$] (**Fig. 4_28**). Podwyższona radiogeniczność (od 3.0 do 7.0 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]) została zaobserwowana w próbach pobranych z rdzenia otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 wywierconego w ramach niniejszego projektu (załącznik 2.10). Otwór ten został zlokalizowany w masywie granitoidowym Karkonoszy w obrębie granic miejscowości Szklarska Poręba. Na anomalnie wysokie wyniki radiogeniczności miały głównie wpływ izotopy pierwiastków szeregów promieniotwórczych uranu i toru (**Fig. 4_29**). Generalnie skały krystaliczne z rejonu Sudetów mają większe wartości ciepła radiogenicznego niż skały z kratonu (rejon Lubelszczyzny i Polski północno-wschodniej) i rejonu bloku Gorzowa. Próby z otworu Wigry IG-1 charakteryzują się słabą radiogenicznością (poniżej 1 [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]).

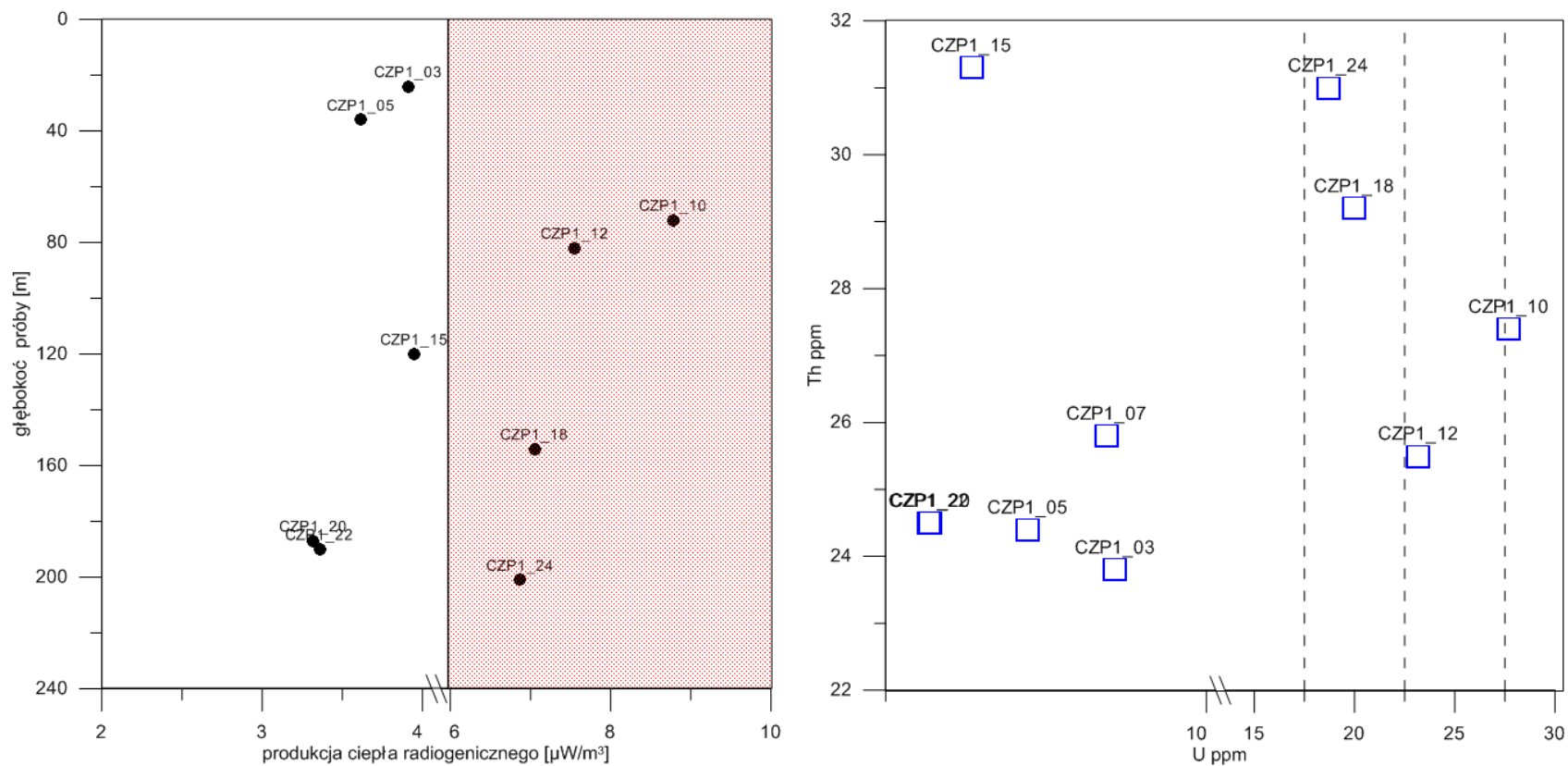


Fig. 4_29 Produkcja ciepła radiogenicznego oraz wpływ pierwiastków promieniotwórczych szeregu toru i uranu w próbach z otworu Czerwony Potok PIG-1.

5. Modele geologiczno-geofizyczne wytypowanych obszarów, perspektywicznych dla systemów geotermalnych HDR i/lub EGS

5.1 Modele dla skał osadowych

(K. Pieniądz, E. Górską-Mruk, T. Marecik, L. Smolarski, P. Misiaczek, W. Górecki, A. Jezierski, L. Borowska, B. Czerwińska, U. Nebelska, P. Pasek, B. Papiernik, G. Machowski, B. Czopek, A. Haładus, J. Kania, A. Szczepański, M. Stefaniuk, P. Targosz, W. Górecki, A. Sowizdzał)

Opracowanie danych sejsmicznych

(K. Pieniądz, E. Górską-Mruk, T. Marecik, L. Smolarski, P. Misiaczek, W. Górecki, A. Jezierski, L. Borowska, B. Czerwińska, U. Nebelska, P. Pasek)

Przetwarzanie danych sejsmicznych

Dostępne dane sejsmiczne poddane reprocessingowi (czyli powtórnemu przetwarzaniu) zostały zarejestrowane w latach 1975-90. Sprzęt użyty wówczas do akwizycji danych nie dawał możliwości zarejestrowania danych sejsmicznych o wystarczająco dobrej jakości, umożliwiającym śledzenie głęboko pograżonych struktur.

W stosunku do dostępnych procedur oraz możliwości obliczeniowych z lat 1975-90 współcześnie dysponujemy znacznie nowocześniejszym oprogramowaniem oraz dużymi mocami obliczeniowymi, które umożliwiły po wykonaniu powtórnego przetwarzania uzyskanie poprawy obrazowania danych sejsmicznych zwłaszcza w głęboko pograżonych strefach zbiornika. W tym celu dokonuje się właśnie reprocessingu danych sejsmicznych.

W ramach niniejszego zadania dokonano powtórnego przetwarzania 17 dwuwymiarowych profili sejsmicznych z obszarów Kutno - Piotrków Trybunalski (22-11-75K, 7X-2-76K, 13-2-76K, 17-2-76K, 18-2-76K, 23-2-76K, 4-4-84K, 12-4-84K, 12C-4-84, 19-

4-8485K, 20-4-8485, 22-4-85K, 1-3-90K, 27-3-90K) i Dęblin - Tłuszcz (T0680481, T0760482, T0020479 – dla rejonu w skałach wulkanicznych) oraz interpretację strukturalną zreprocessowanych danych, a także opracowanie modelu prędkości do konwersji czasowo - głębokościowej.

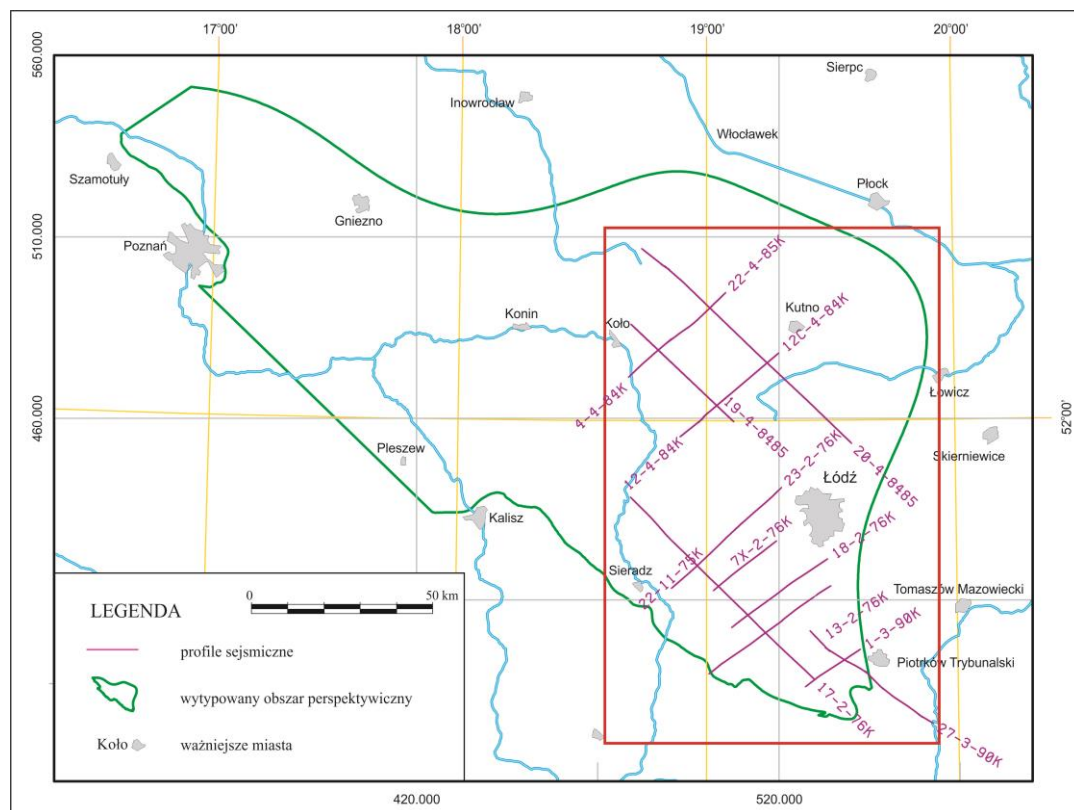


Fig. 5_1 Mapa lokalizacyjna analizowanego obszaru Kutno - Piotrków Trybunalski.

Głównym celem powtórnego przetwarzania była weryfikacja obrazu strukturalnego analizowanego obszaru, uzyskanego w przetwarzaniu archiwalnym oraz poprawienie stosunku sygnału do szumu umożliwiające wiarygodną interpretację przekrojów sejsmicznych (zwłaszcza warstw paleozoicznych w przypadku profili z rejonu Dęblin - Tłuszcz). Sekwencję przetwarzania zrealizowano wykorzystując system Promax firmy Landmark. Na wszystkich liniach wykonano, jako końcowy produkt migrację czasową po składaniu. **Fig.5_1** przedstawia poglądową mapę projektu dla pierwszego obszaru badań.

Wnioski

W wyniku ponownego przetwarzania uzyskano:

- o ujednoczenie przestrzenne, w sensie wiązań profili i rozwiązania strukturalnego profili rejestrowanych w różnych latach, ujednoczony sygnał i fazę dla profili.
- o zapis w utworach starszych od mezozoiku oraz jest silnie zanieczyszczony pozostałościami po falach krotnych, które pozostały na krótkich offsetach.
- o nie uzyskano czytelnego obrazu pod karbonem
- o obraz w paleozoiku jest niezwykle słaby, fragmentaryczny.

Interpretacja danych sejsmicznych

Wykonano interpretację strukturalną 14 profili sejsmicznych 2D z rejonu Kutno - Piotrków Trybunalski, które zostały poddane wcześniejszemu *reprocessingowi*. Ze względu na słabe pokrycie profilami sejsmicznymi rejon ten podzielono na dwie części: północną (profile 4-4-84K, 22-4-85K, 12-4-84K, 12C-4-84K, 19-4-8485, 20-4-8485K) i południową (profile 23-2-76K, 7X-2-76K, 22-11-75K, 18-2-76K, 13-2-76K, 1-3-90K, 27-3-90K, 17-2-76K). Celem interpretacji było ustalenie przebiegu granic sejsmicznych odpowiadających wydzieleniom stratygraficznym: K1, J3, J2, J1, Tk3G, Tm2, Tp2, Zstr, Zsp. Zinterpretowane horyzonty posłużyły następnie do obliczenia czasowych map strukturalnych (**Fig. 5_3** - przykładowa mapa).

Dla trzech otworów znajdujących w północnej części interpretowanego zdjęcia sejsmicznego, dokonano opracowania danych geofizyki wiertniczej, tzn. weryfikacji, korekty i rekaliibracji profilowań. Były to otwory: Koło IG-4, Krośniewice IG-1 oraz Zgierz IG-1. Dane wykorzystano dla obliczenia współczynników odbicia i wstępnych sejsmogramów syntetycznych oraz ich kalibracji za pomocą danych z pomiarów Vśr. Informacje te były istotne dla prawidłowego wykonania transformacji czasowo-

głębokościowej. Sejsmogramy porównywano z najbliższymi otworom profilami sejsmicznymi w celu zidentyfikowania i dowiązania poszczególnych refleksów do horyzontów korelacyjnych oraz głównych granic geologicznych na sekcji sejsmicznej (wpasowując je w przyjęty schemat budowy ośrodka skalnego).

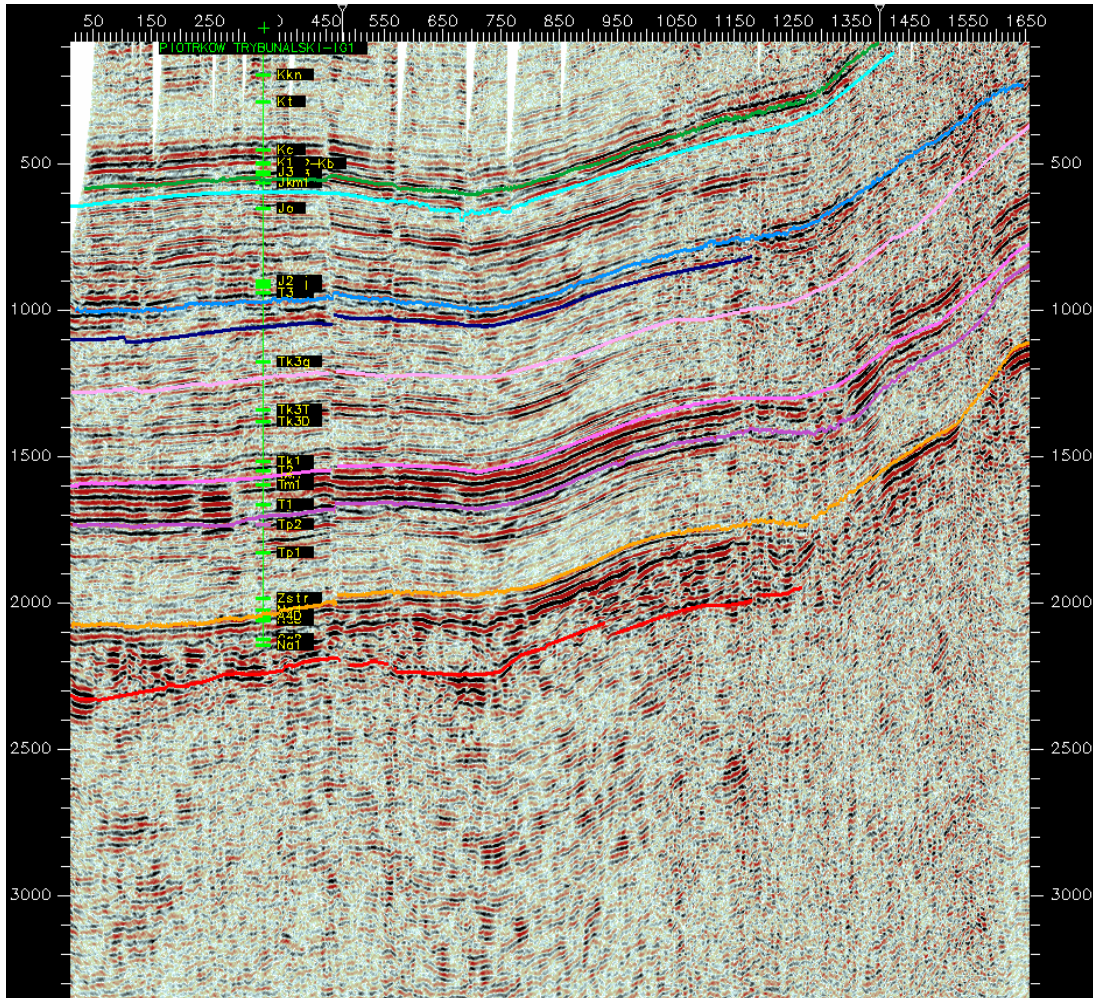


Fig. 5_2 Interpretacja strukturalna w domenie czasu dla profilu sejsmicznego 27-3-90K (położonego w SE części obszaru badań na **Fig. 5_3**; orientacyjna głębokość występowania najgłębszego horyzontu to około 5 km).

Wnikliwa analiza obrazu sejsmicznego pozwoliła na zauważenie cech charakterystycznych w zapisie poszczególnych kompleksów:

- warstwy permu dolnego i starsze charakteryzują się niską jakością zapisu,
- zapis od utworów cechsztynu charakteryzuje wyciszenie obrazu sejsmicznego oraz zmienność fazowa i amplitudowa; w wielu miejscach odznacza się ciągłością refleksów pochodzących od stropu i spągu utworów solnych,
- utwory triasu generalnie charakteryzuje wyrównana amplituda i podobna częstotliwość,
- utwory jury wyróżniają się wysoką amplitudą, dobrą ciągłością refleksów i obniżoną częstotliwością w porównaniu do triasowych, najbardziej dynamiczny refleks pochodzi od stropu oksfordu,
- miąższy kompleks utworów kredy górnej charakteryzuje się niższą dynamiką zapisu oraz wyższymi częstotliwościami w stosunku do utworów jurajskich jak i dolnokredowych.

Wyniki interpretacji przedstawiono w postaci map strukturalnych czasowych (np. **Fig. 5_3**) i przekrojów sejsmicznych w domenie czasu (np. **Fig. 5_2**).

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**).

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 adobe przygotowania 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 uskoku 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 dowiązано 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. Stropu 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.

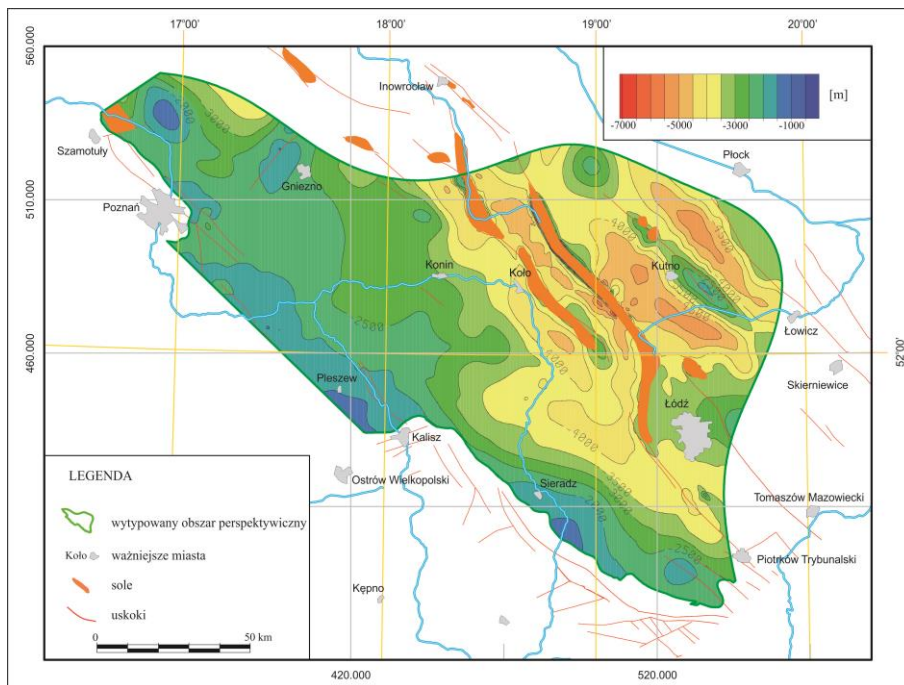


Fig. 5_5 Mapa strukturalna stropu triasu środkowego (Tp3+T2).

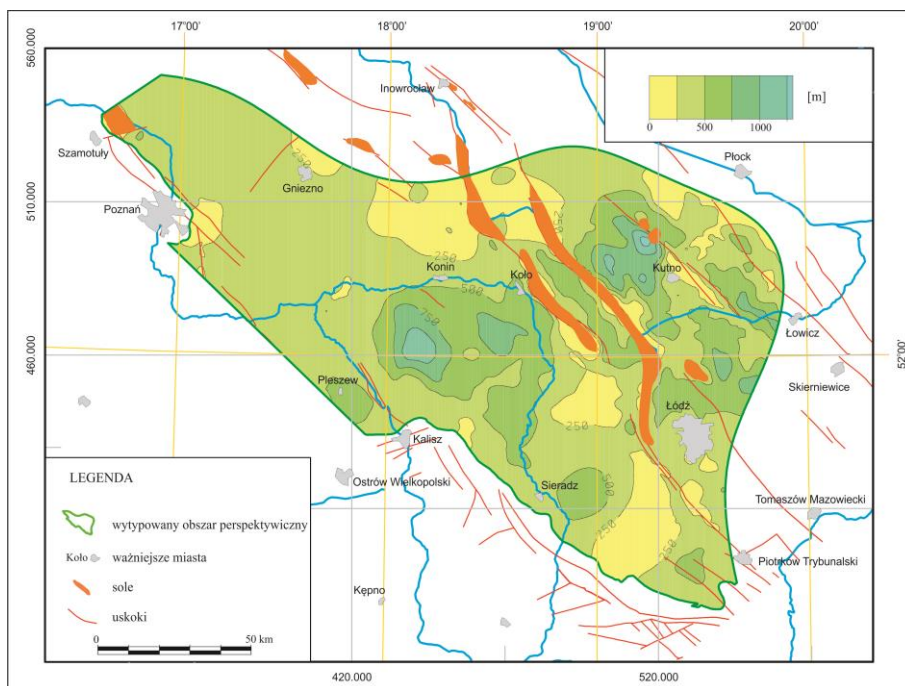


Fig. 5_6 Mapa miąższości triasu środkowego (Tp3+T2).

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 formie regularnych siatek interpolacyjnych [RSI] (gridów 2D)
- Stworzenie przestrzennego (3D) modelu strukturalnego z wykorzystaniem opracowanych RSI i interpretacji tektoniki nieciągłej;

- Opracowanie modelu uskoku (Fault Model);
- Opracowanie szkieletu gridu (skeleton) w wyniku zastosowania procedury tzw. pillar gridding;
- 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.

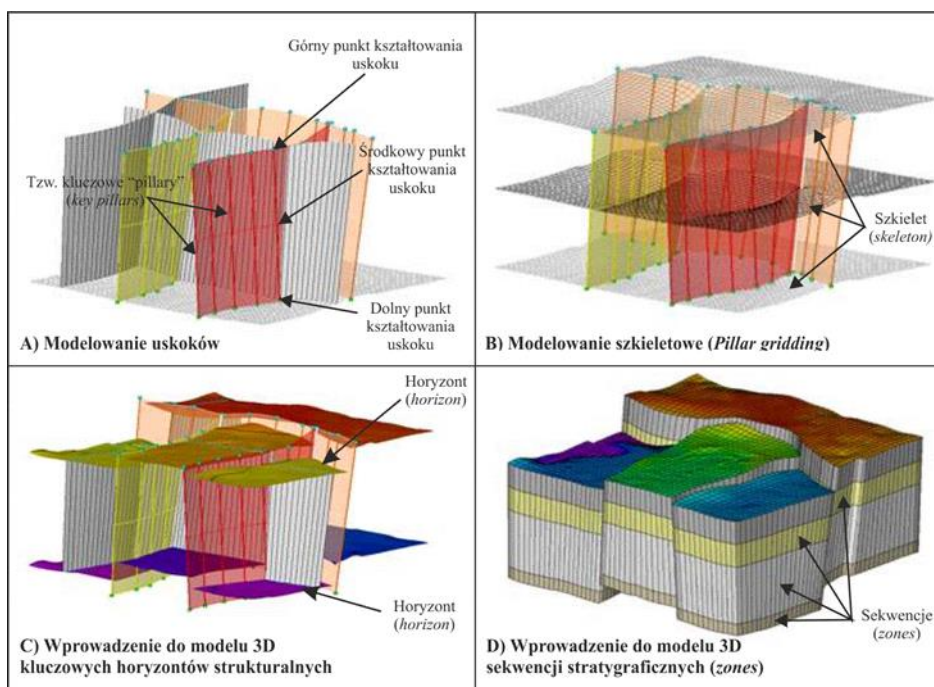


Fig. 5_7 Schemat modelowania strukturalnego z wykorzystaniem programu Petrel.

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 oraz dolnego czerwonego spągowca. Modelowane sekwencje podzielono proporcjonalnie 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.

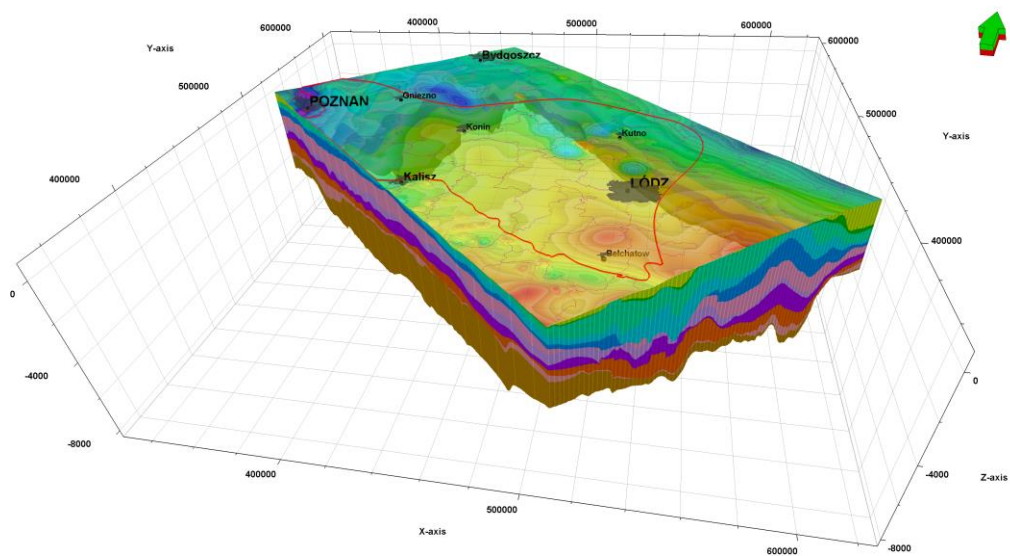


Fig. 5_8 Osnowa strukturalna modelu 3D, czerwonym kolorem zaznaczono granicę obszaru wytypowanego dla lokalizacji EGS

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-facialnego 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**).

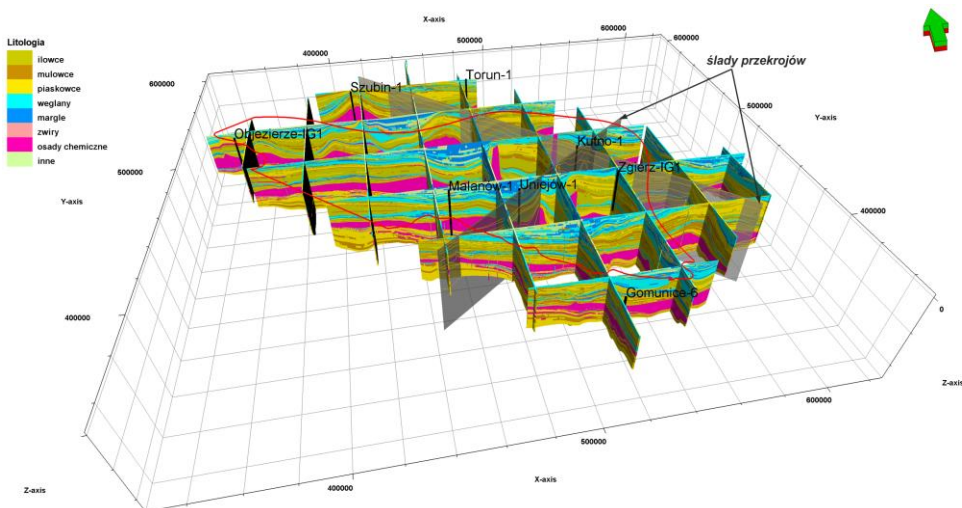


Fig. 5_9 Model litologiczno-facialny utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR.

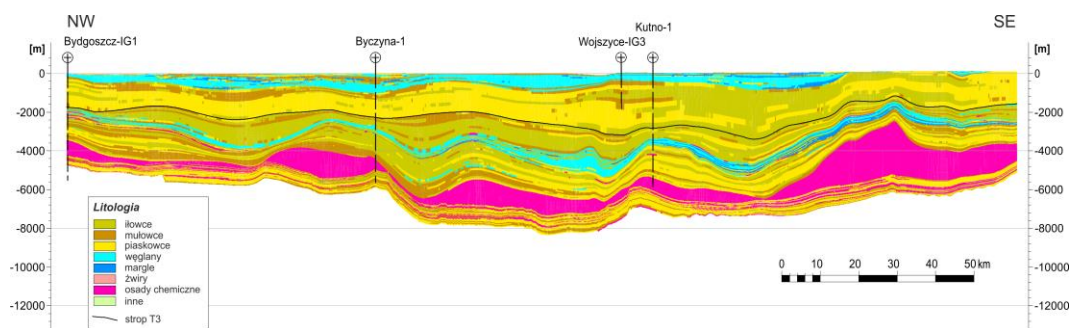


Fig. 5_10 Model litologiczno-facialny utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR wzdłuż przekroju podłużnego NW-SE.

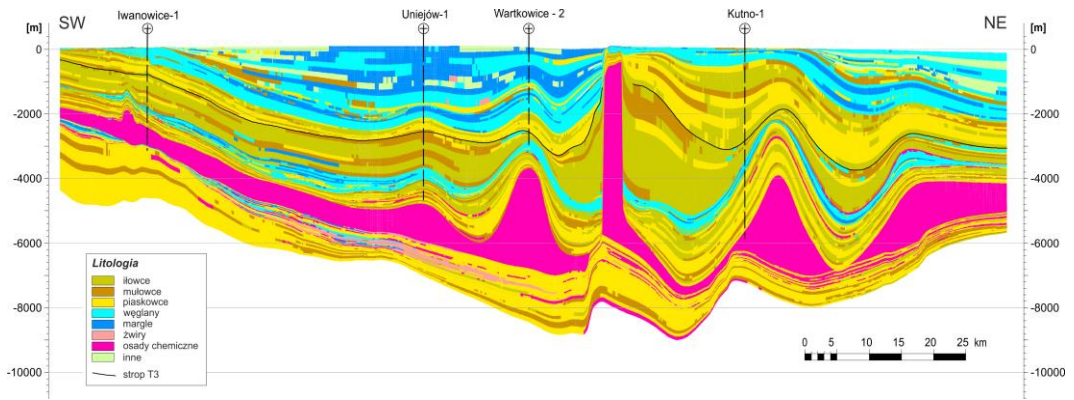


Fig. 5_11 Model litologiczno-facjalny utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR wzdłuż przekroju poprzecznego SW-NE.

Model parametryczny zailenia

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

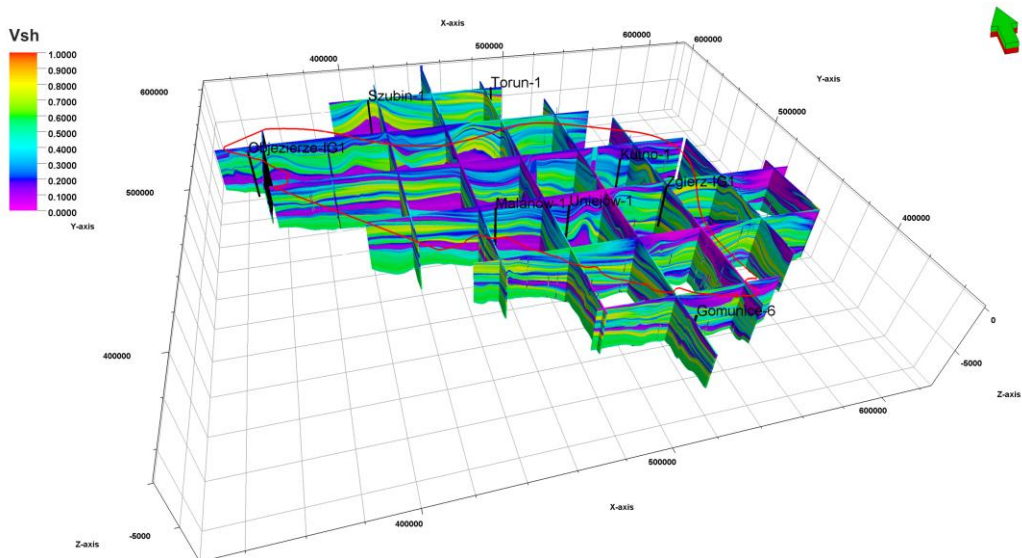


Fig. 5_12 Model zailenia utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR.

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**.

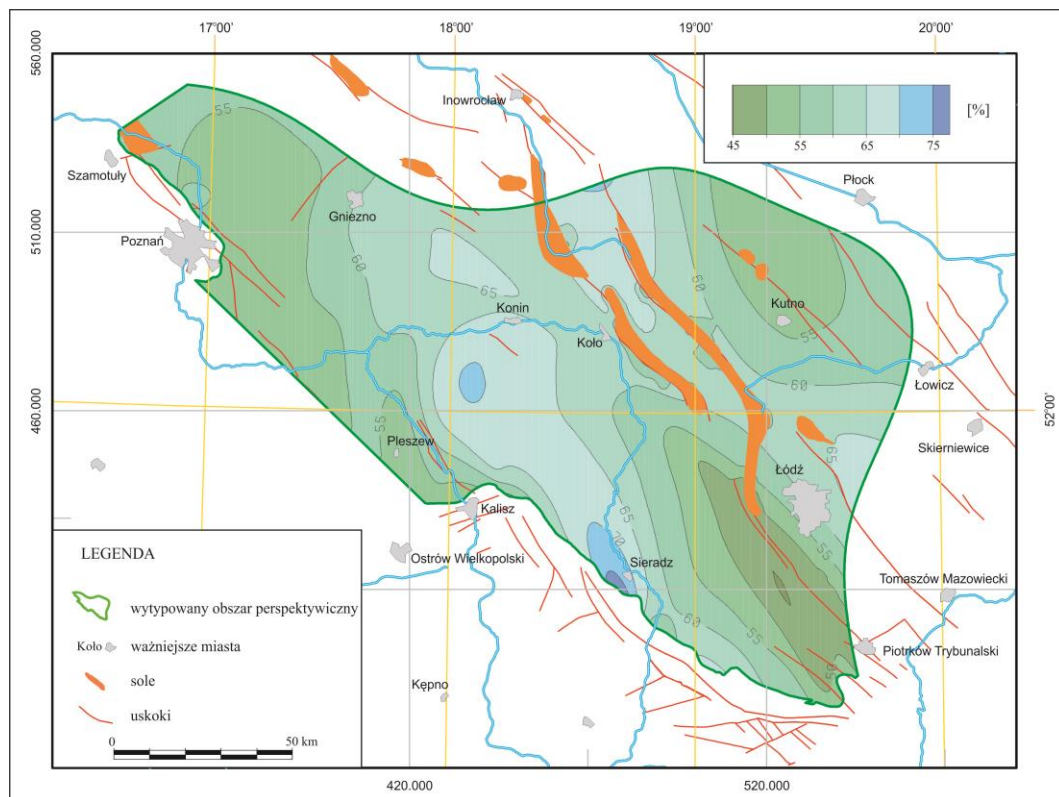


Fig. 5_13 Mapa średniego zailenia utworów triasu środkowego w strefie modelu HDR.

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**.

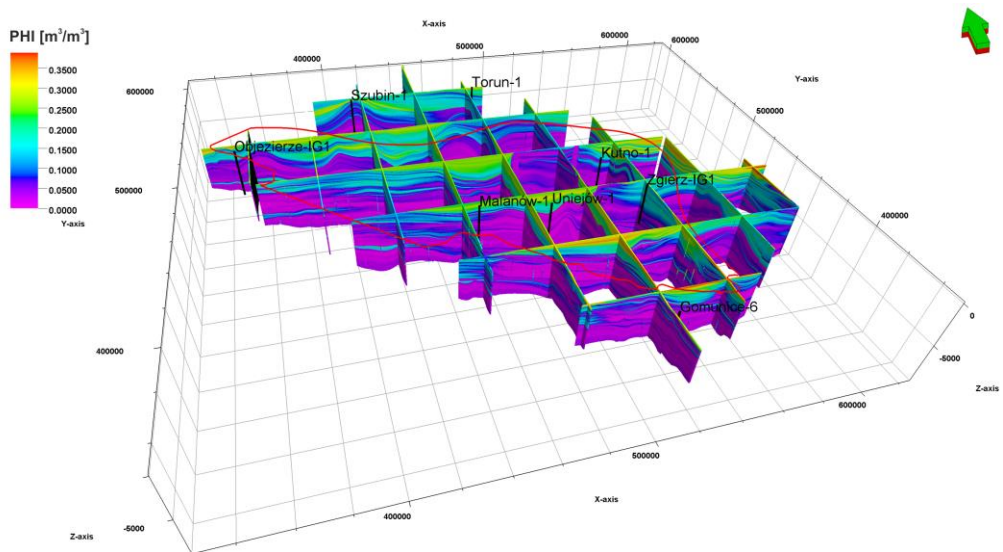


Fig. 5_14 Model porowatości utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR.

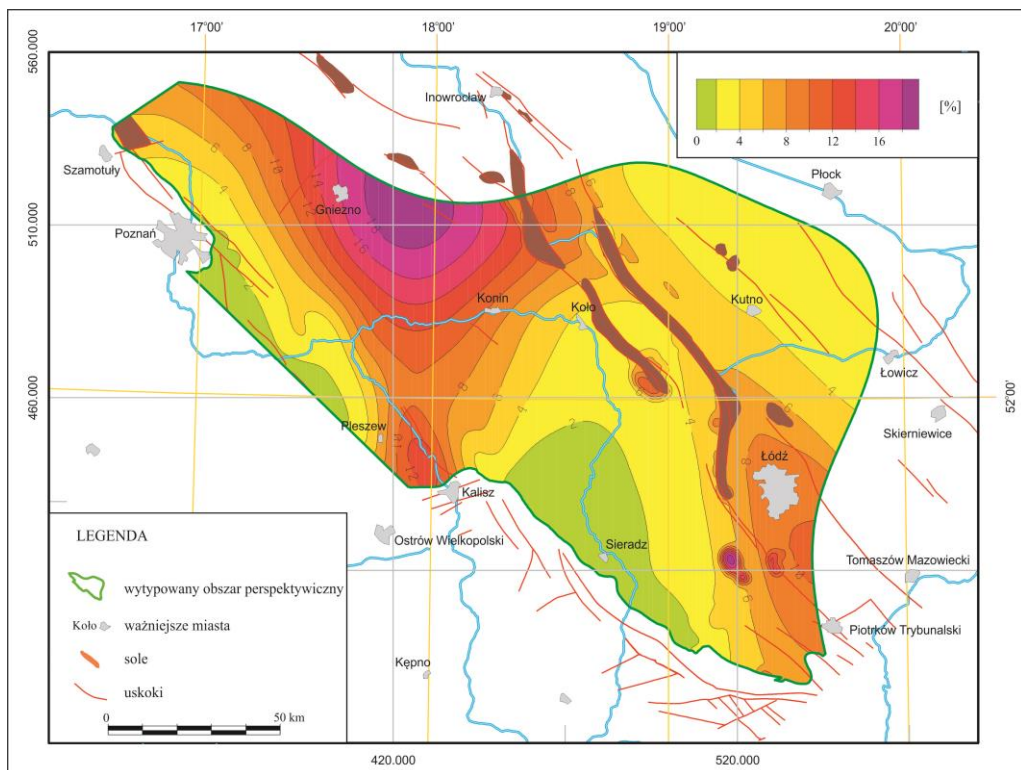


Fig. 5_15 Mapa średniej porowatości utworów triasu środkowego w strefie modelu HDR.

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. 5_17**.

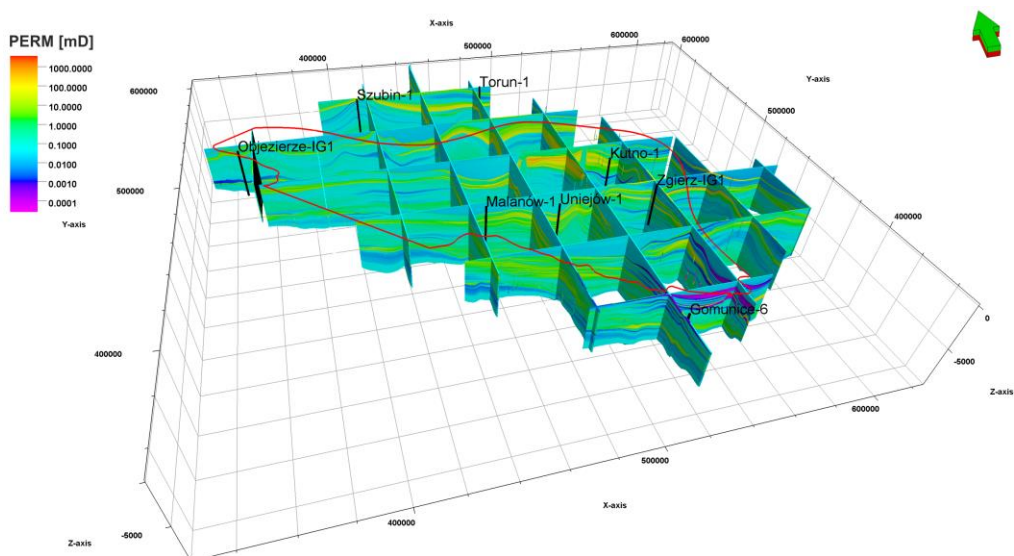


Fig. 5_16 Model przepuszczalności utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR.

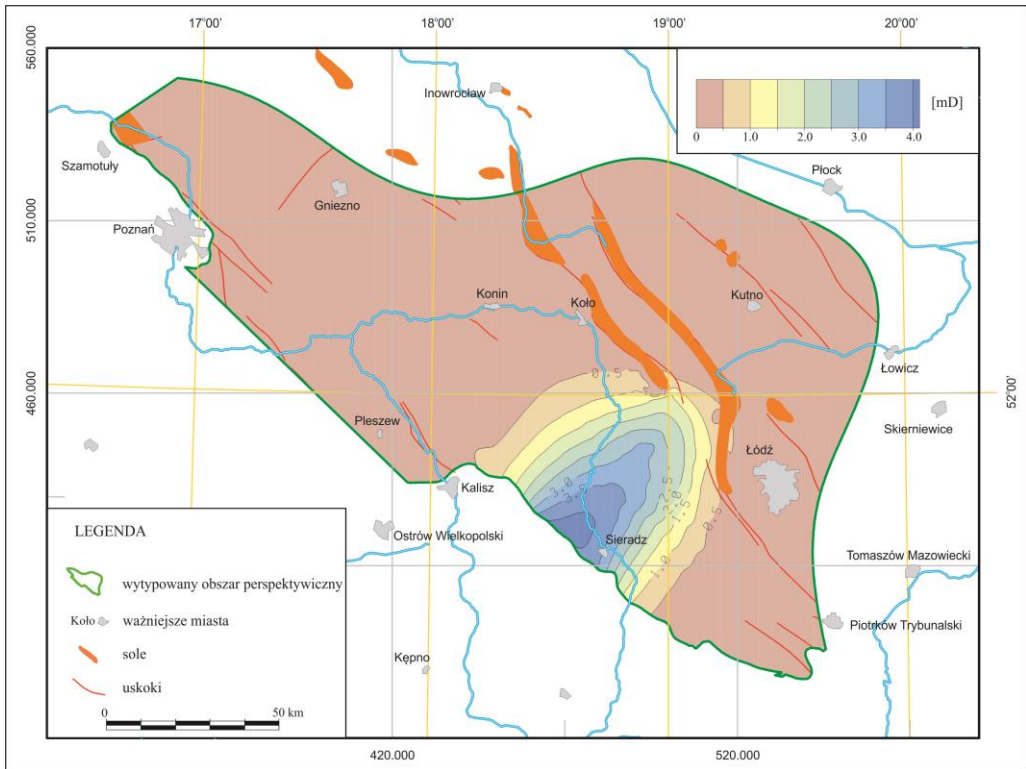


Fig. 5_17 Mapa średniej przepuszczalności utworów triasu środkowego w strefie modelu HDR.

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).

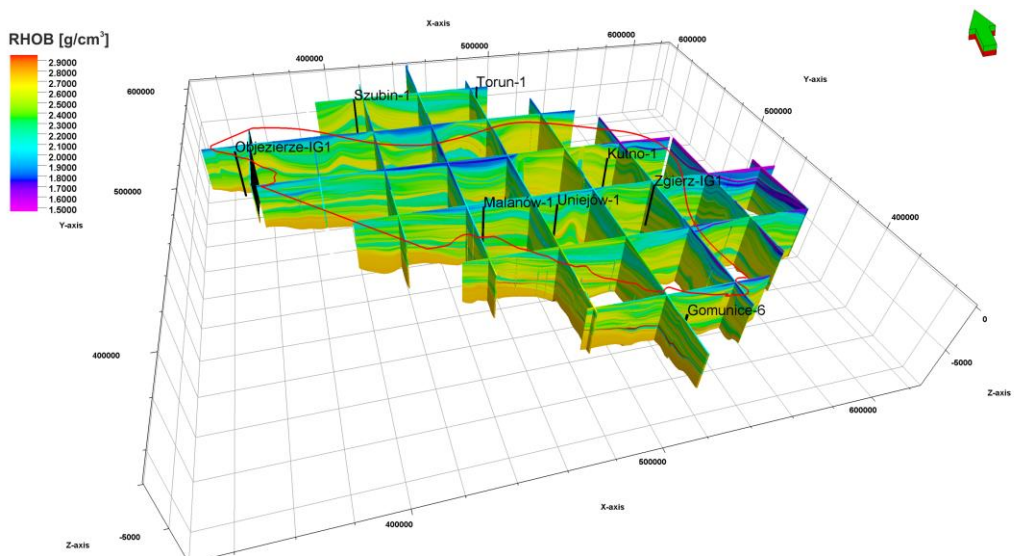


Fig. 5_17 Model gęstości objętościowej utworów karbonu-kredy w strefie modelu HDR.

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 cechsztyń (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 wglębnej 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, geologiczno-genetycznych, litologiczno-facjalnych i 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 postaci kompleksów mułowcowo-piaskowcowych, 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. Sowizdzał)

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 między innymi dane o rozkładzie gęstości porowatości oraz przepuszczalności dla poszczególnych wydziałów 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 wariacie 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).

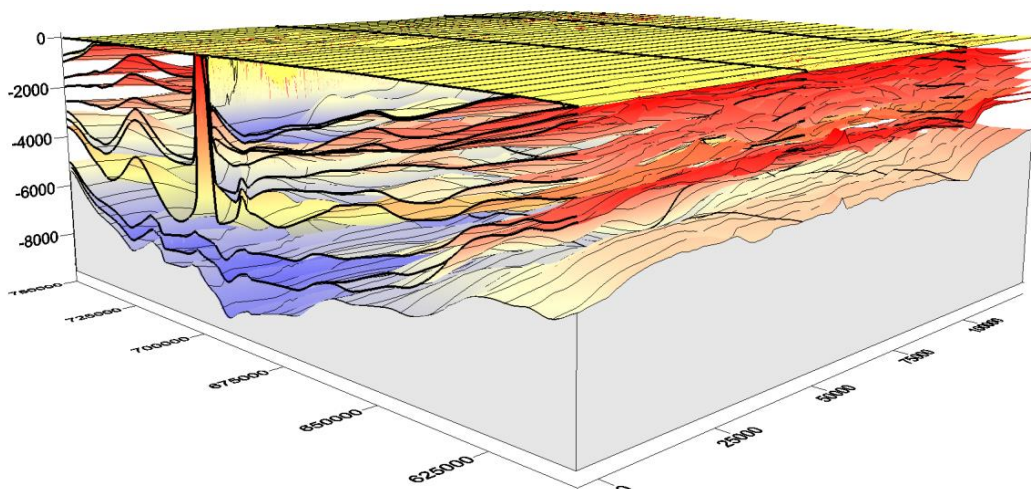


Fig. 5_19 Fragment modelu strukturalnego obszaru badań.

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.

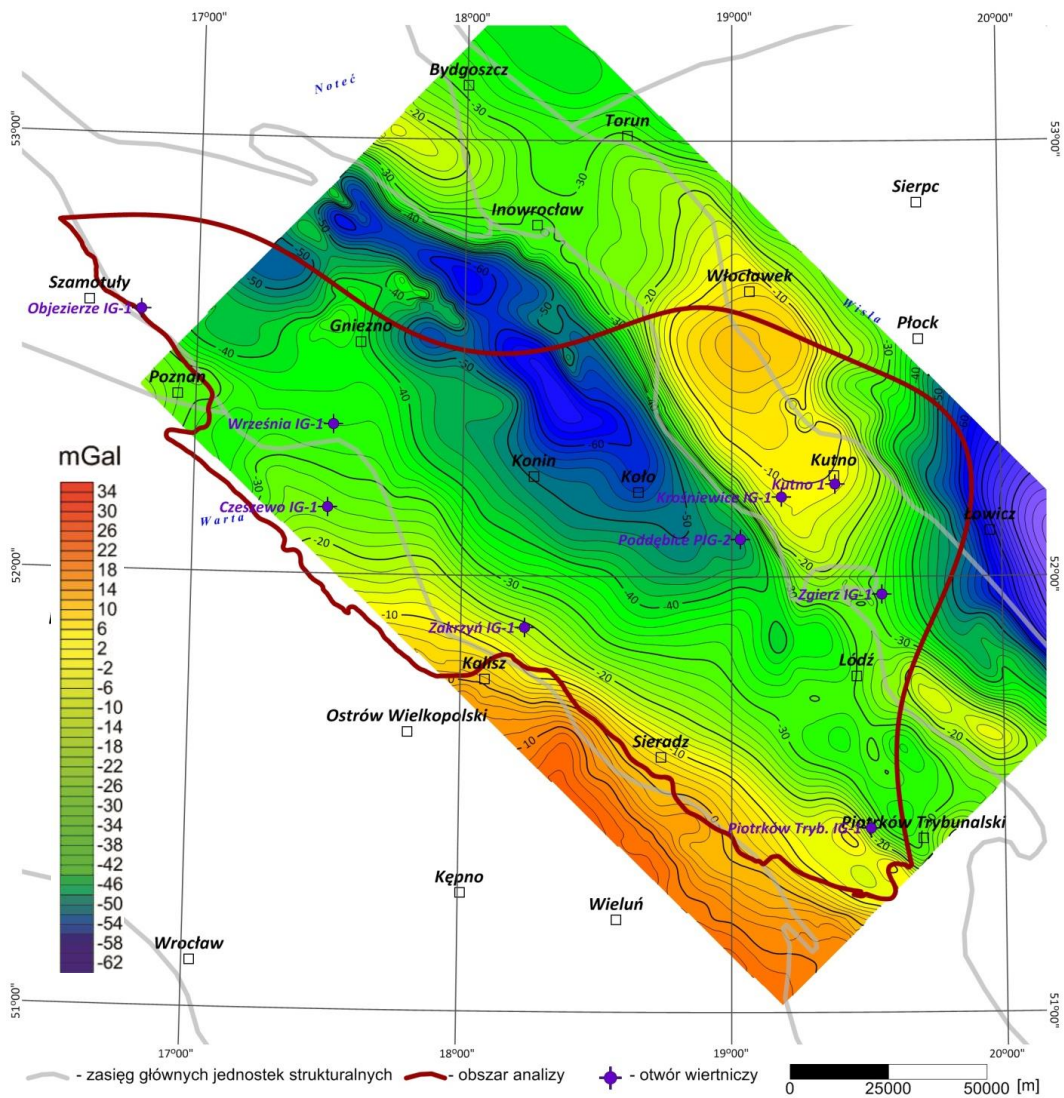


Fig. 5_20 Wyniki modelowania prostego (odpowiedź od modelu) dla zmiennych gęstości objętościowych, izoliny kreślono co 2mGal.

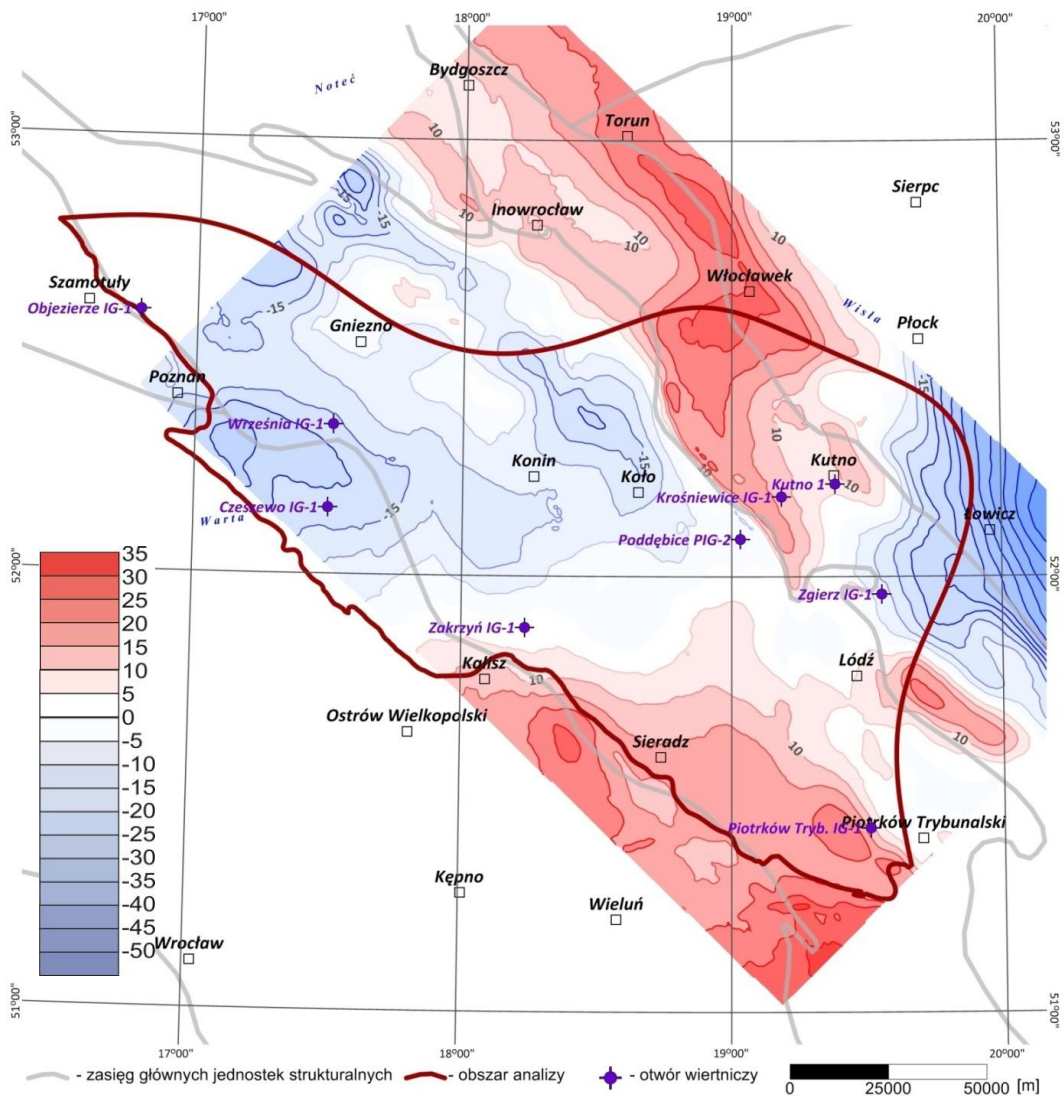


Fig. 5_21 Mapy różnicowe (mapa błęd) pomiędzy anomaliami pomierzonymi a odpowiedzią od modelu dla zmiennych gęstości objętościowych, izoliny kreślono co 2mGal.

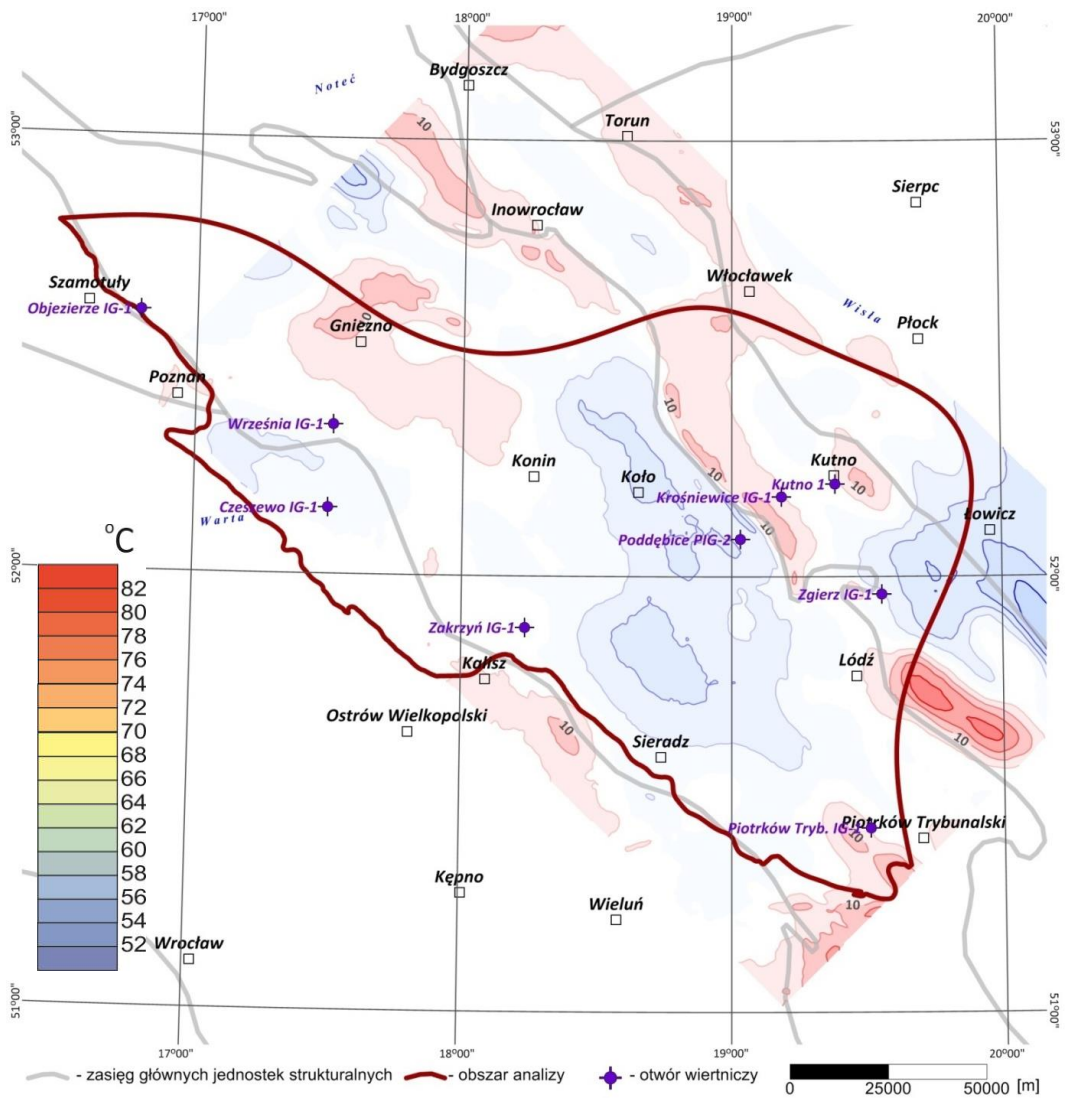


Fig. 5_22 Mapy różnicowe (mapa błęd) po inwersji, pomiędzy anomaliami pomierzonymi a odpowiedzią od modelu dla zmiennych gęstości objętościowych, izolnie kreślono co 2mGal.

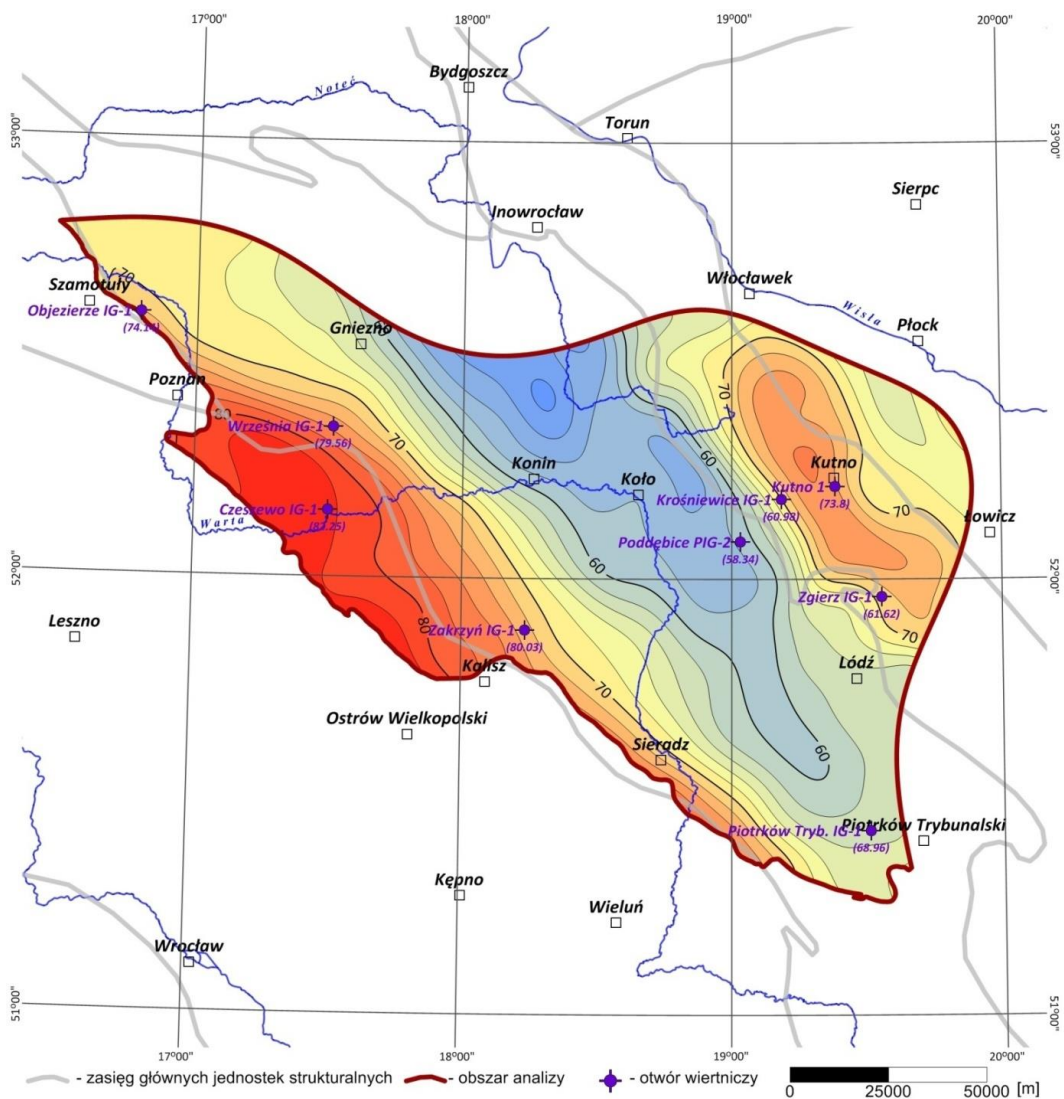


Fig. 5_23 Mapa temperatury średniej na poziomie 3500 m p.p.m. określonej w oparciu o wyznaczone równanie regresji liniowej ($y = 0.7x + 87.716$) pomiędzy rozkładem anomalii regionalnej (orientacyjna głębokość śledzenia poniżej 2000 m p.p.m.) i danymi termicznymi.

Analiza zależności korelacyjnych pomiędzy danymi termicznymi i anomaliami siły ciężkości

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 zależy 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. Pomiar grawimetryczny natomiast wykonano zostało 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 liczby danych służących do ustalenia zależności korelacyjnych. Interesujące będzie również opracowanie i wprowadzenie korekt wynikających np. z lokalnej specyfiki rozkładu gęstości lub parametrów termicznych.

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 półszczełowym (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.

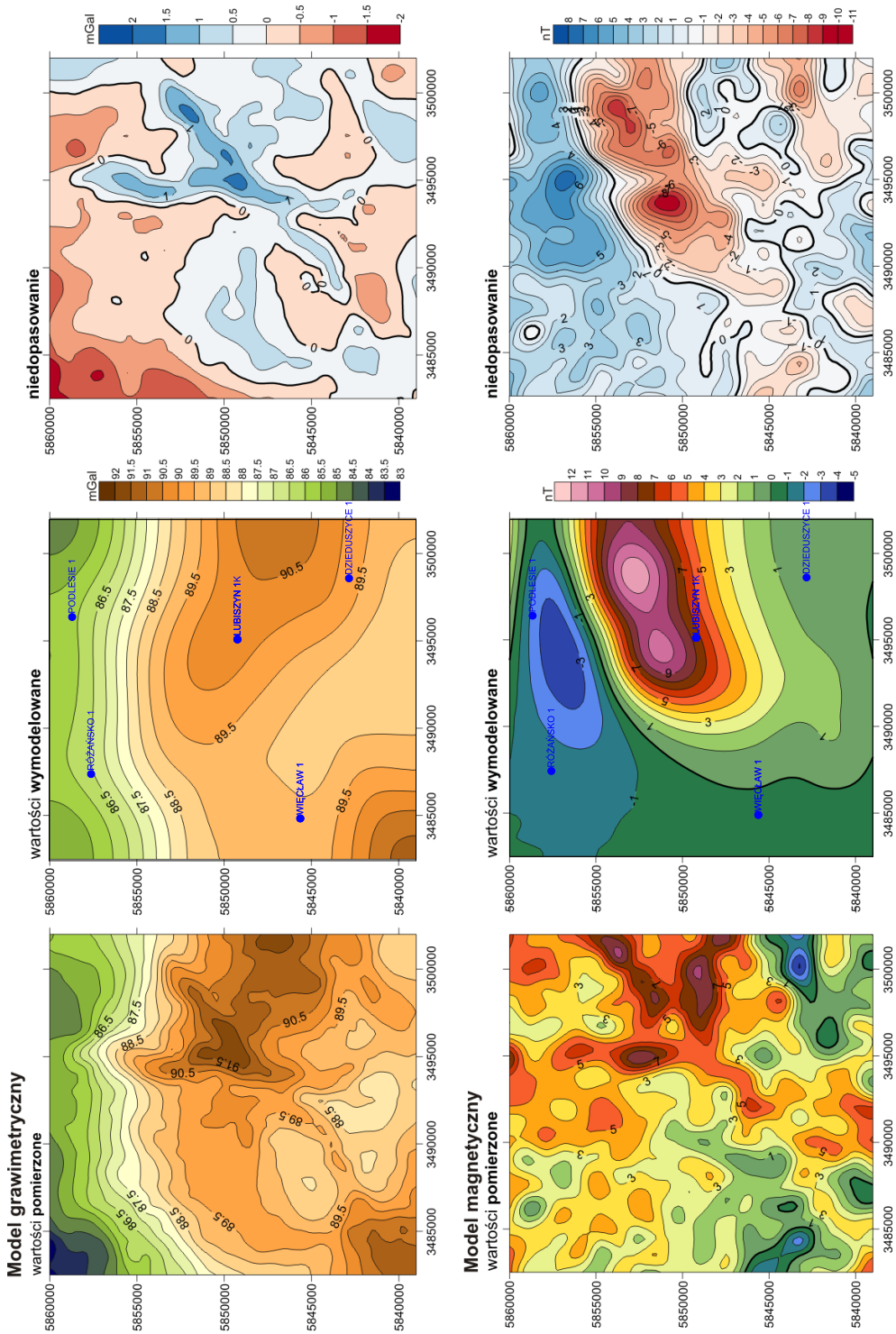


Fig. 5_24 Wyniki trójwymiarowego modelowania grawimetrycznego i magnetycznego w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego.

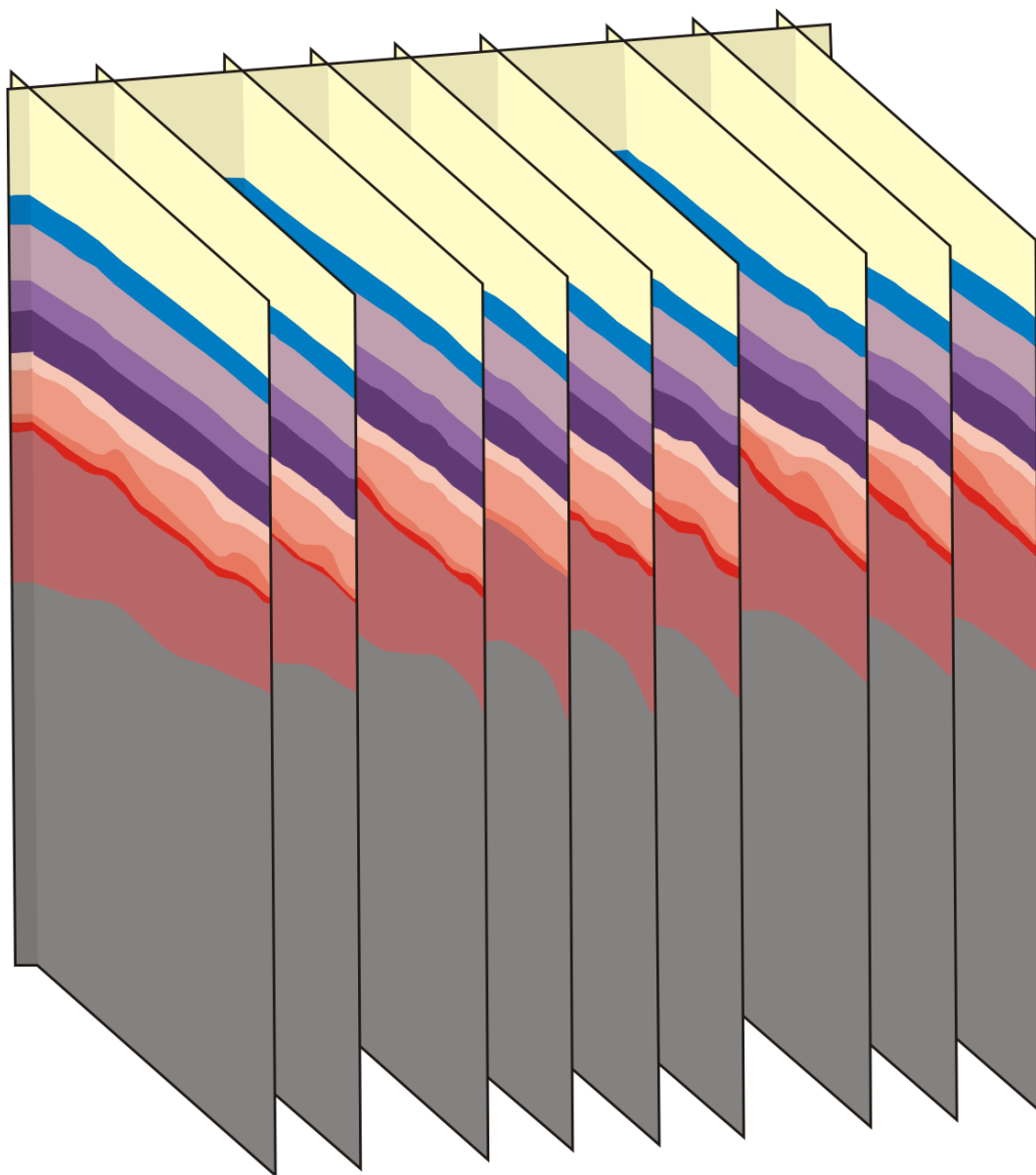
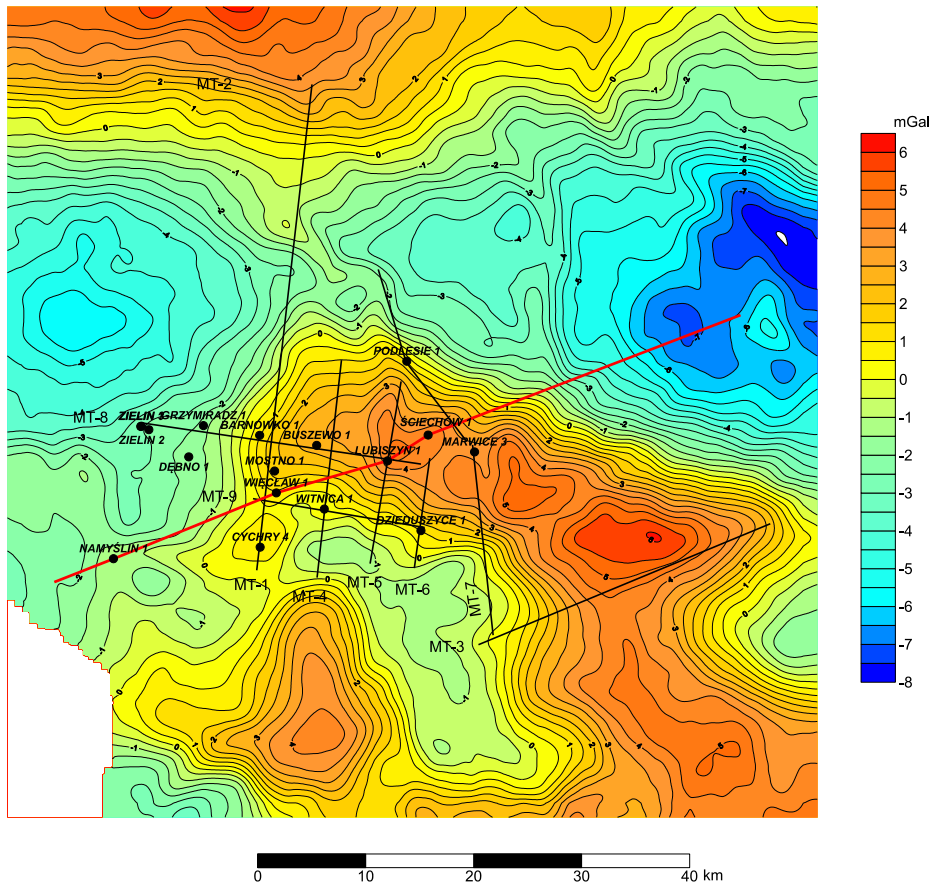


Fig. 5_25 Trójwymiarowe przedstawienie struktury geologicznej wymodelowanej wzdłuż 10 sekcji w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego.

MAPA WYGŁADZONYCH REZYDUALNYCH ANOMALII GRAWIMETRYCZNYCH

skala 1:500 000



Objaśnienia:


- MT - profile magnetotelluryczne
- NAMYŚLIN 1** - otwory wiertnicze z nawierconymi wulkanitami
-  - przekrój grawimetryczny

Fig. 5_26 Rezydualne anomalie grawimetryczne, wygładzone metodą uśrednienia, związane 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, Piśuła 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 uskoku.
- 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 ($2,81 \text{ g/cm}^3$), 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.

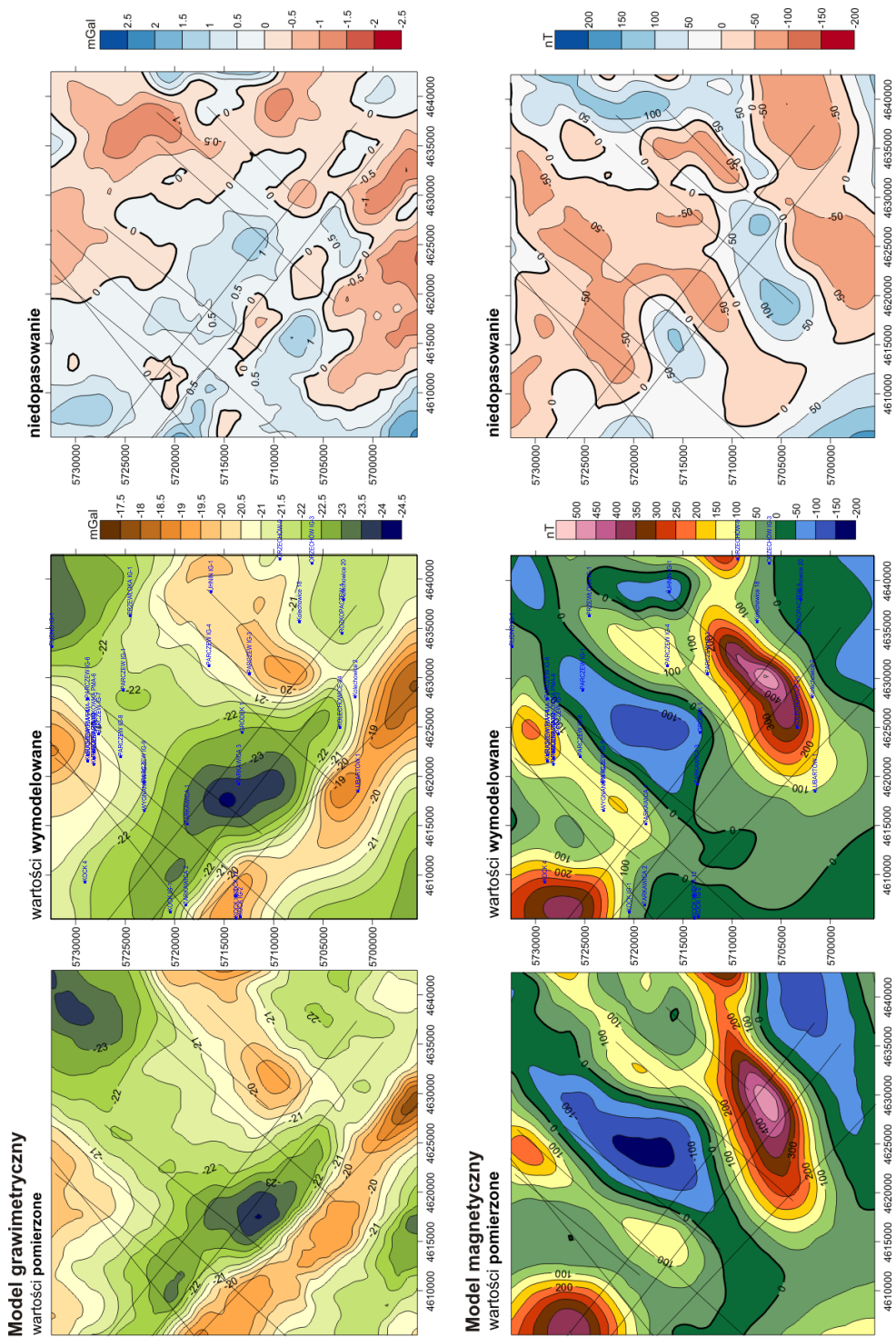


Fig. 5_27 Wyniki trójwymiarowego modelowania grawimetrycznego i magnetycznego na obiekcie Parczew w rejonie Lubelszczyzny

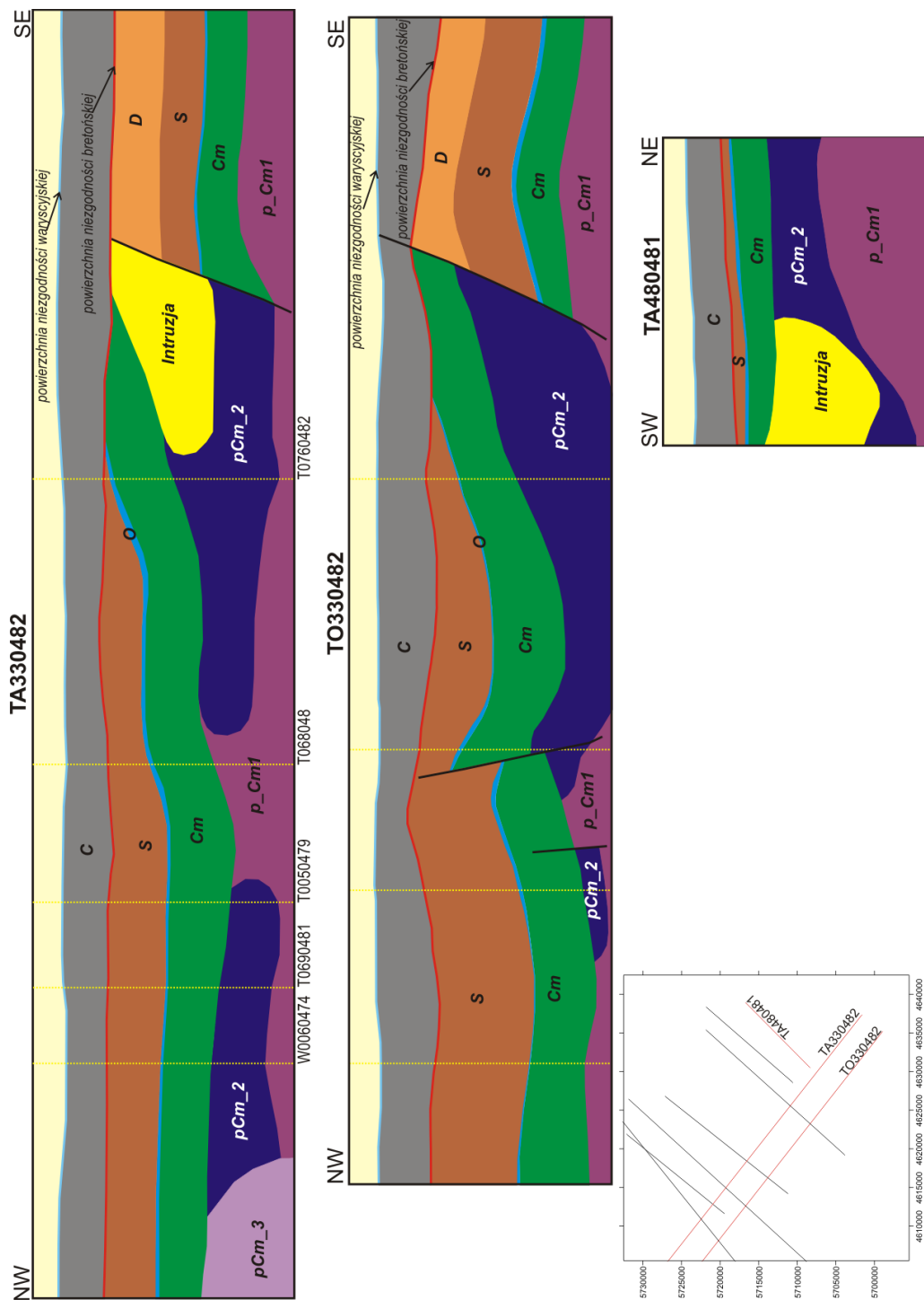


Fig. 5_28 Wymodelowana struktura geologiczna wzdłuż trzech profili sejsmicznych (lokalizacja profili na mapie w lewym dolnym rogu)

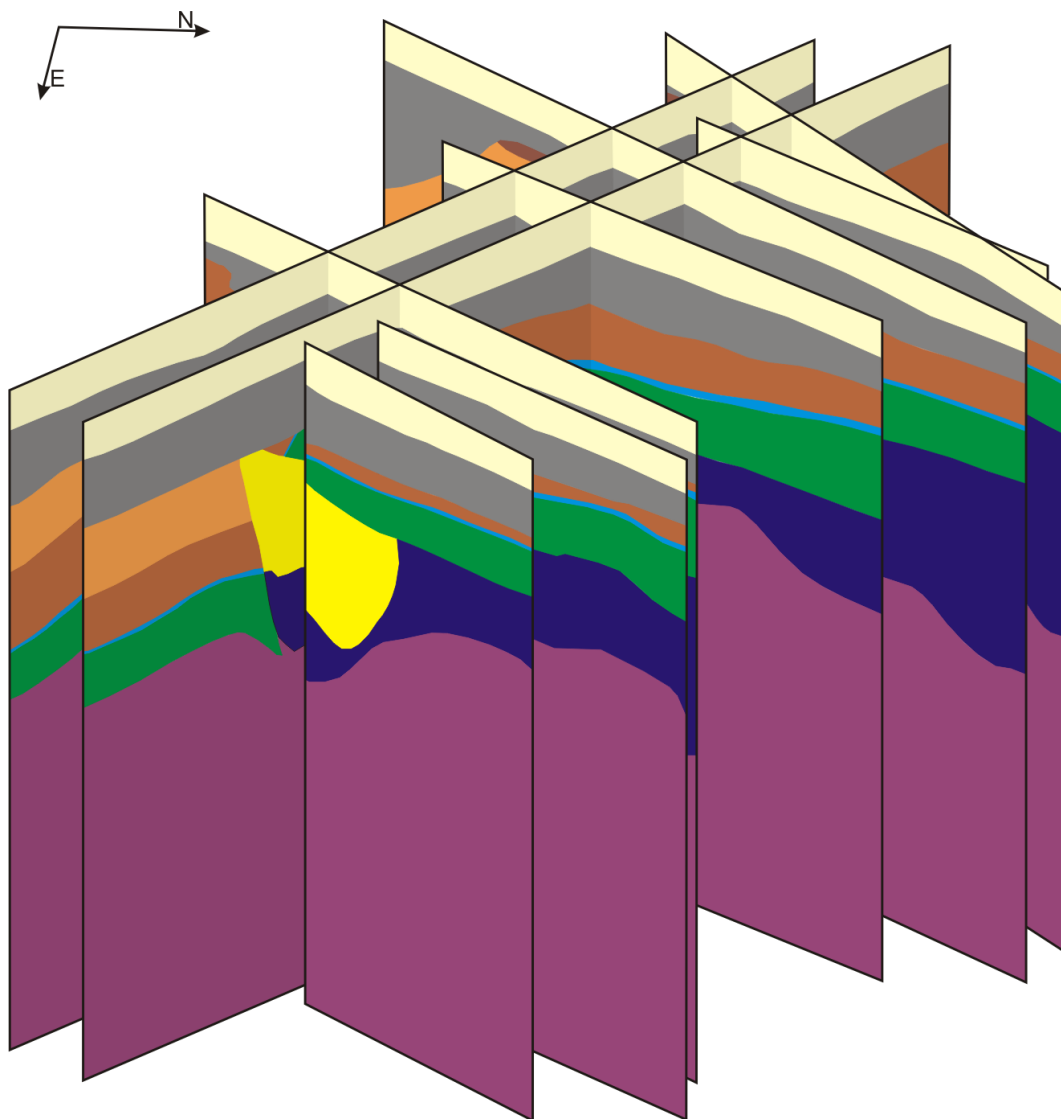


Fig. 5_29 Trójwymiarowe przedstawienie struktury geologicznej wymodelowanej wzdłuż 9 profili sejsmicznych na obiekcie Parczew.

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 najslabiej 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**).

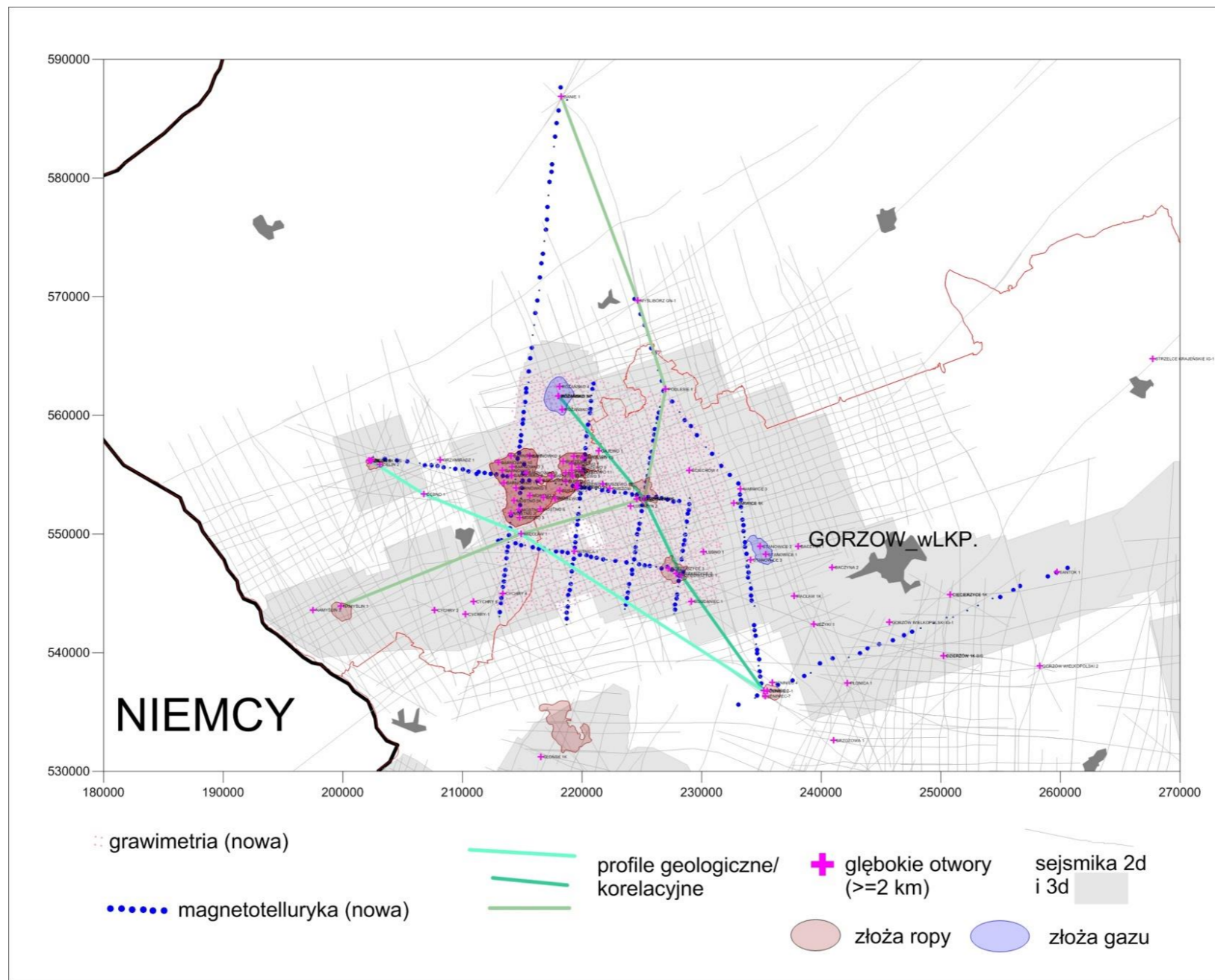


Fig. 5_30 Stan rozpoznania geologiczno-geofizycznego obszaru badań - pokrycie profilami i zdjęciami sejsmicznymi oraz otworami w rejonie bloku Gorzowa, z naniesioną lokalizacją nowych pomiarów grawimetrycznych i magnetotellurycznych (wykonanych w ramach niniejszego przedsięwzięcia).

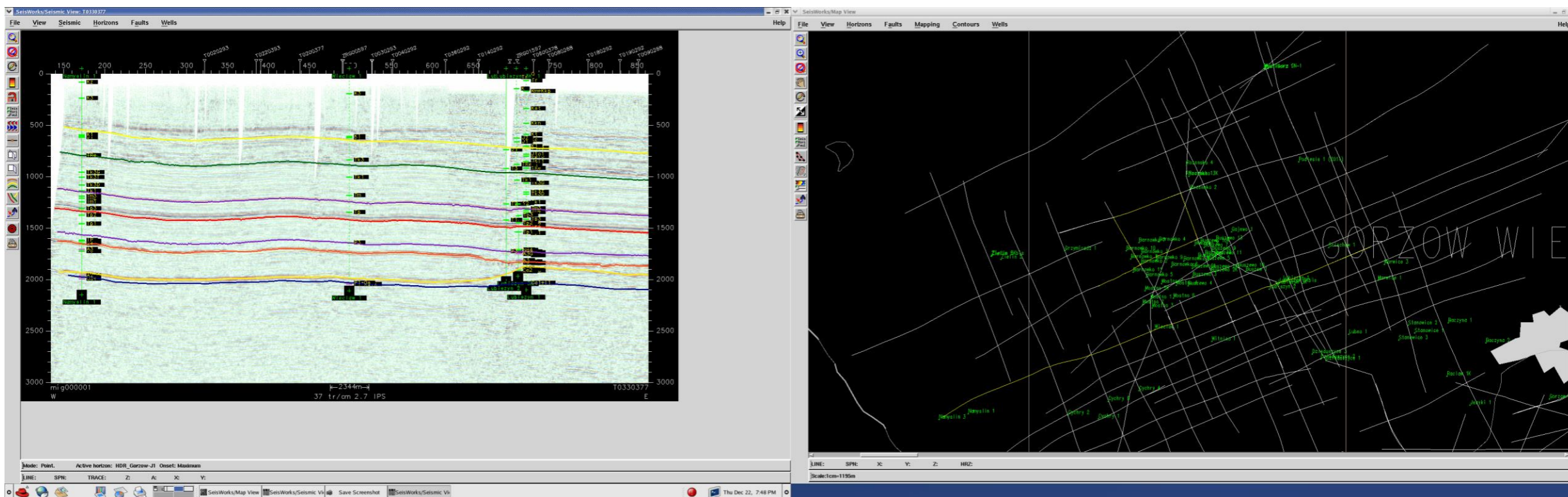


Fig. 5_31 Przykład interpretacji sejsmicznej na profilu w rejonie bloku Gorzowa (widok ekranu programu do interpretacji sejsmiki, przekrój czasowy i mapa lokalizacji profili).

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).

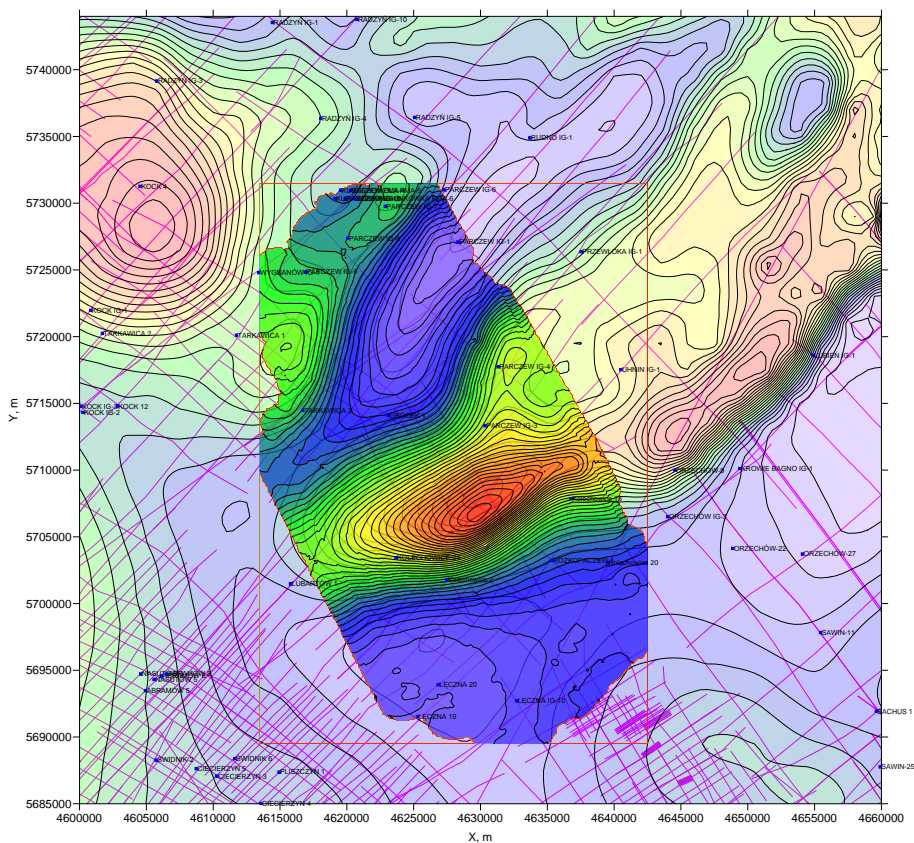


Fig. 5_32 Pokrycie profilami sejsmicznymi i otworami w rejonie obiektu Parczewa, oraz obraz anomalii magnetometrycznych z nowego zdjęcia szczegółowego (na pierwszym planie, jaskrawe kolory) i starego zdjęcia półszczełowego (w tle, bledsze kolory).

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/niezhodności waryscyjskiej - J;
- spągu karbonu/niezhodności 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.

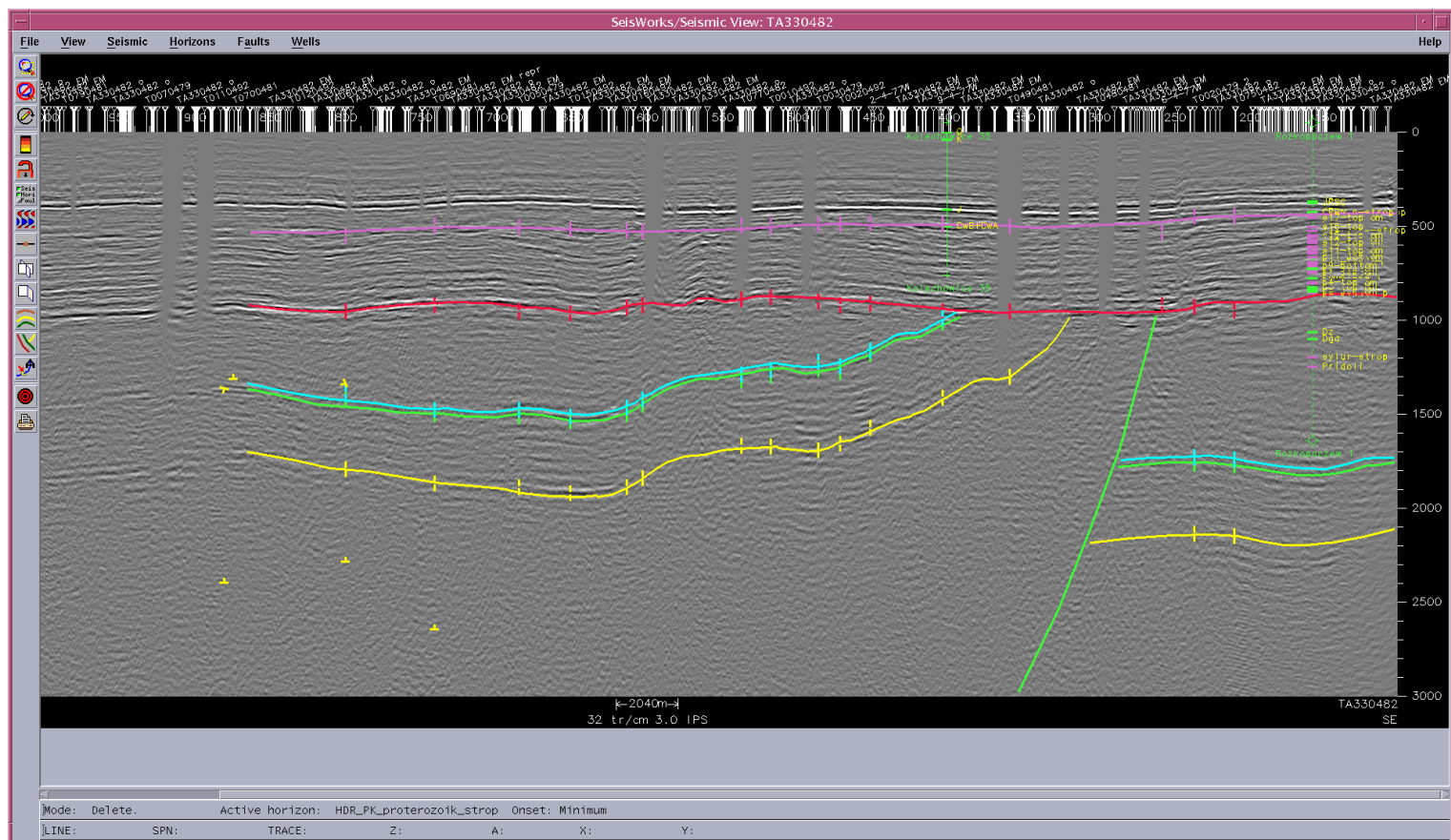


Fig. 5_33 Przykład interpretacji sejsmicznej na profilu w rejonie Parczewa (widok ekranu programu do interpretacji sejsmiki, przekrój czasowy). Horyzonty od J (liliowy) do Pt (żółty); patrz objaśnienia w tekście.

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.

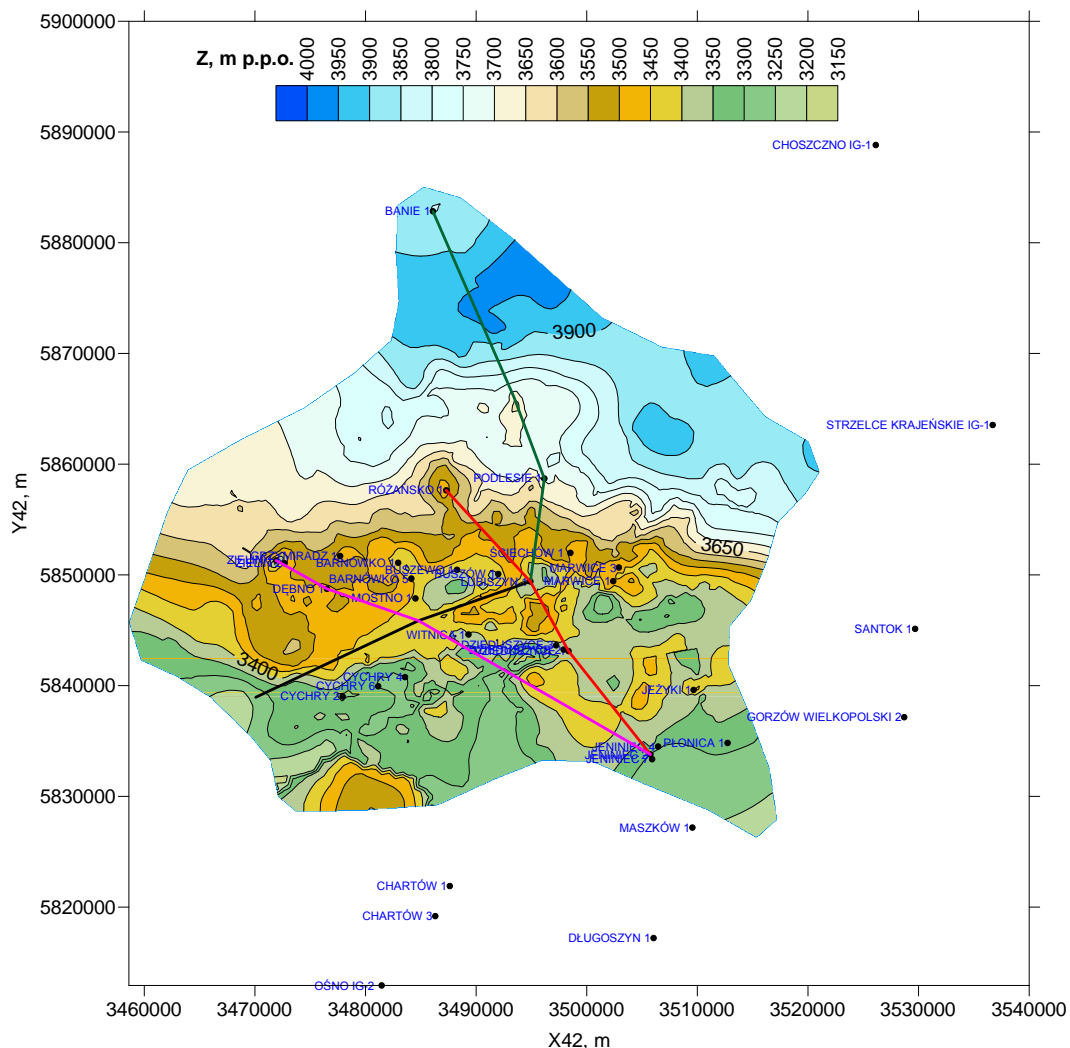


Fig. 5_34 Mapa strukturalna (głębokościowa) horyzontu Z1 (spąg cechsztynu/strop czerwonego spągowca - jeśli dotyczy) w rejonie bloku Gorzowa.

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.

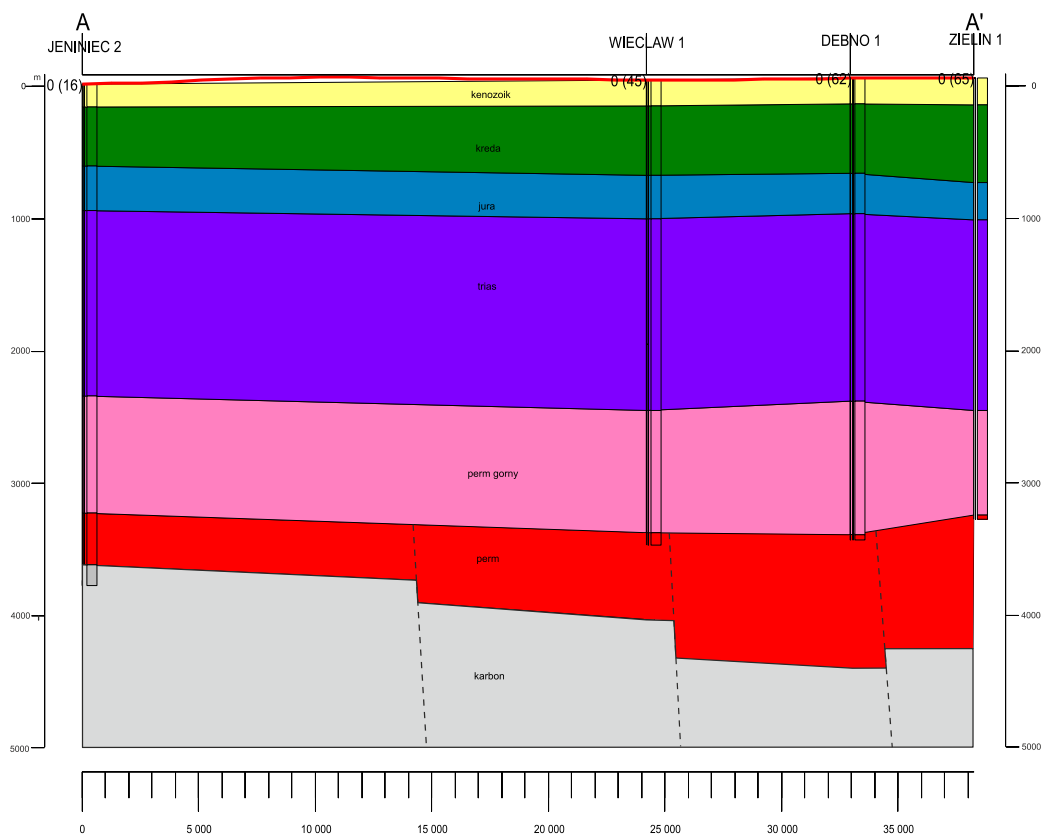


Fig. 5_35 Geologiczny przekrój koncepcyjny Jeniniec-Zielin

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.

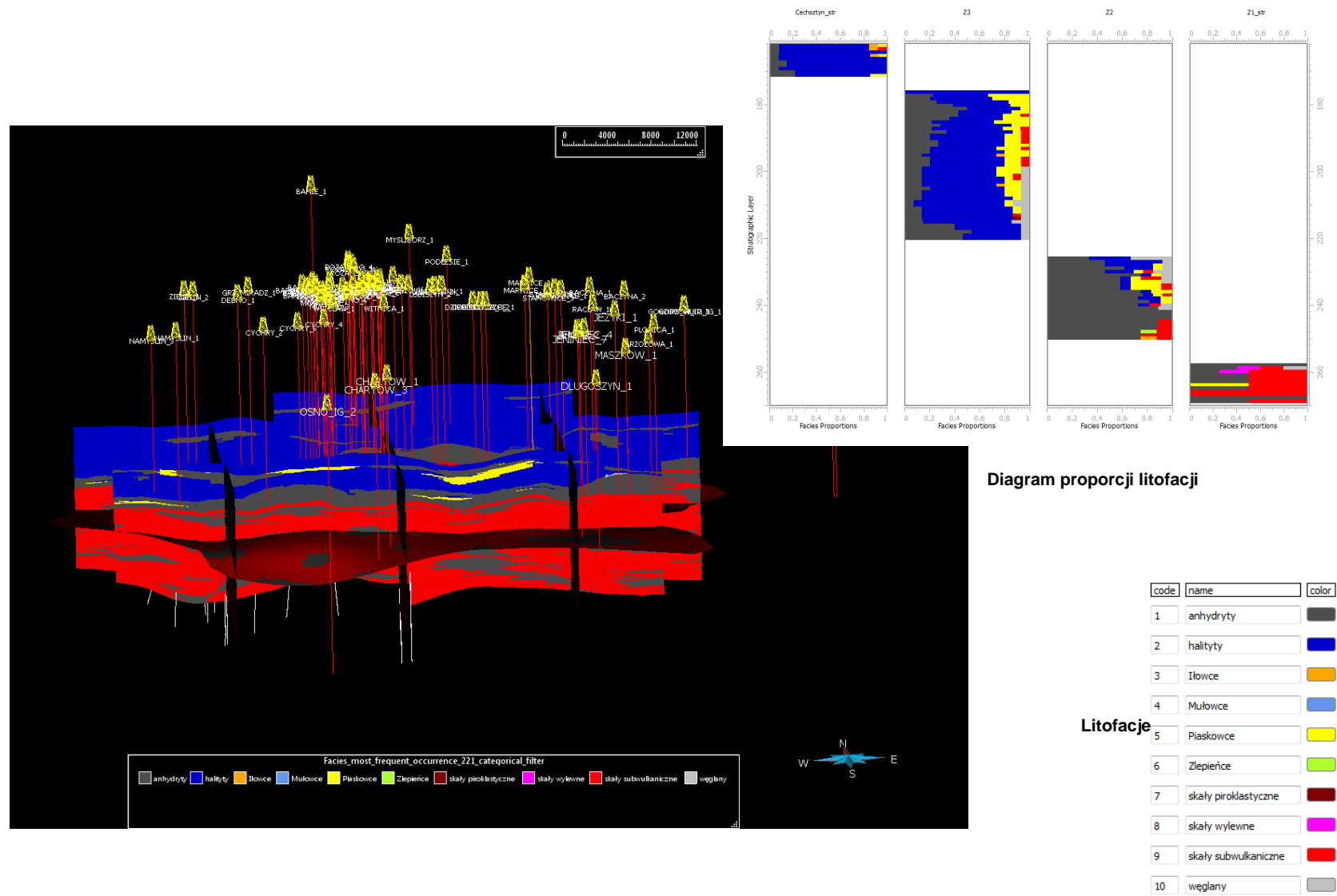


Fig. 5_36 Model litologiczny dla rejonu bloku Gorzowa. Na podstawie informacji z otworów przedstawiono, jakie typu skał (litofacje) występują w modelu aproksymującym ośrodek geologiczny. Podano też dla wybranych przedziałów modelu proporcje, w jakich występują tam wspomniane typy skał (diagram proporcji litofacji). Przedziały te (warstwy modelu, odpowiadające zakresowi głębokości rzędu 3 – 4.5 km) odpowiadają trzem kompleksom cechsztynu i jednemu czerwonego spągowca, gdzie występują wulkany.

Model strukturalny w rejonie Lubelszczyzny (obiektu Parczewa)

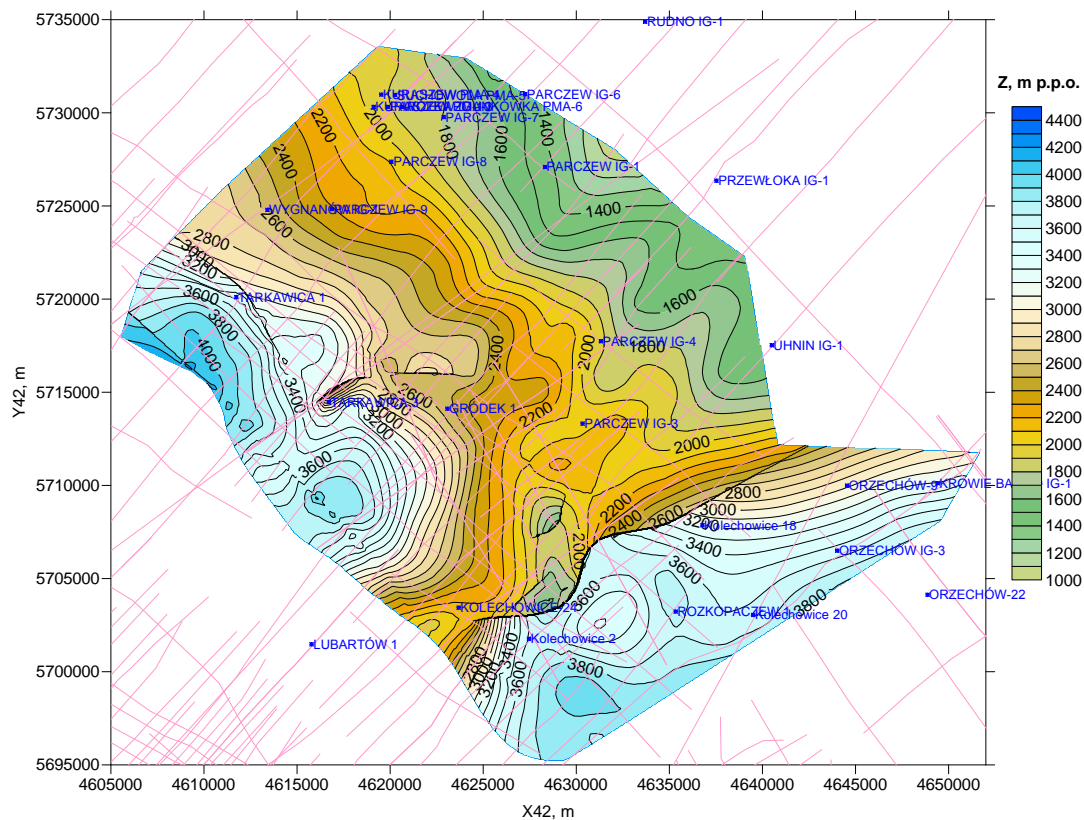


Fig. 5_37 Mapa strukturalna (głębokościowa) stropu proterozoiku - Pt, w rejonie Parczewa.

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;
- 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 kościerzynsko-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.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, wapień 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 zeszcelinowaniu mogą

stanowiąc potencjalnie poziomy „zbiornikowe”. Możliwość szczelinowania krystalicznych skał podłoża również stwarza możliwość wykorzystania tych wydzieli w celach technologii HDR.

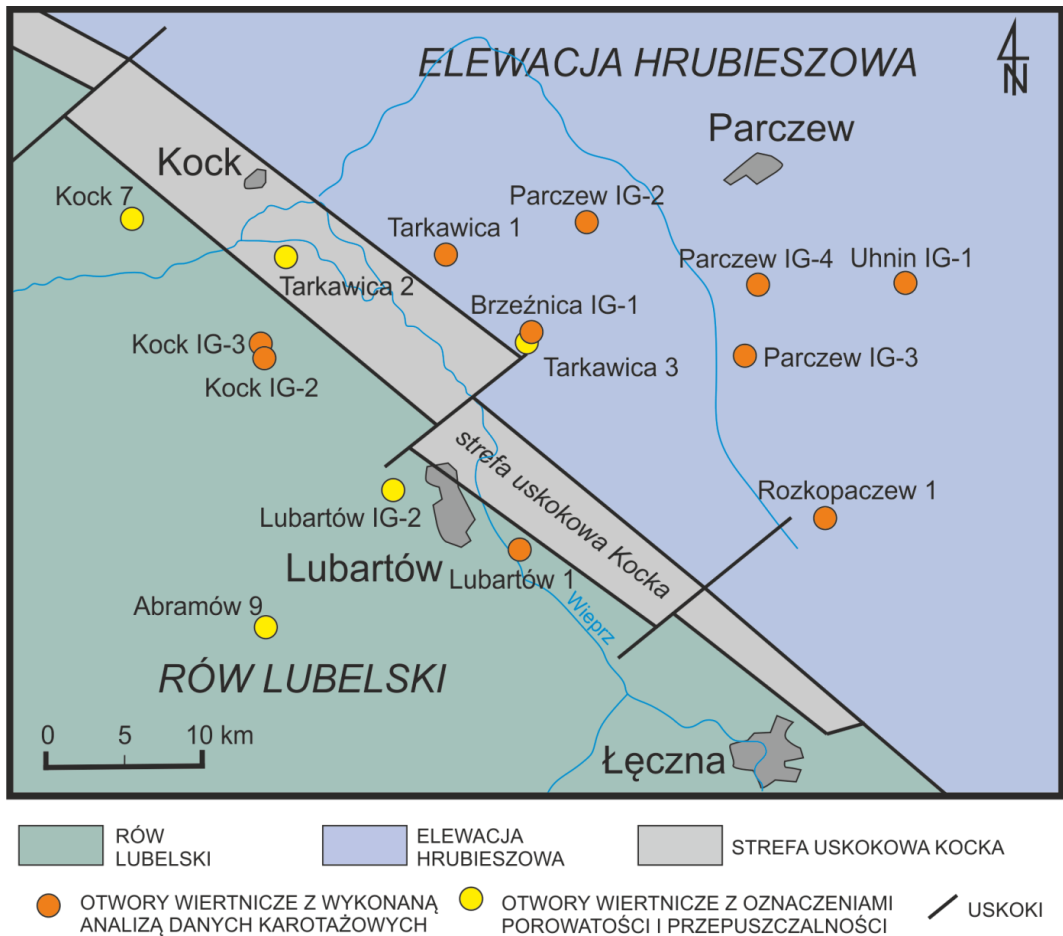


Fig. 5_38 Lokalizacja analizowanych otworów wiertniczych na tle głównych jednostek strukturalnych w planie warszawskim według podziału M. Narkiewicza i R. Dadleza (2008).

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

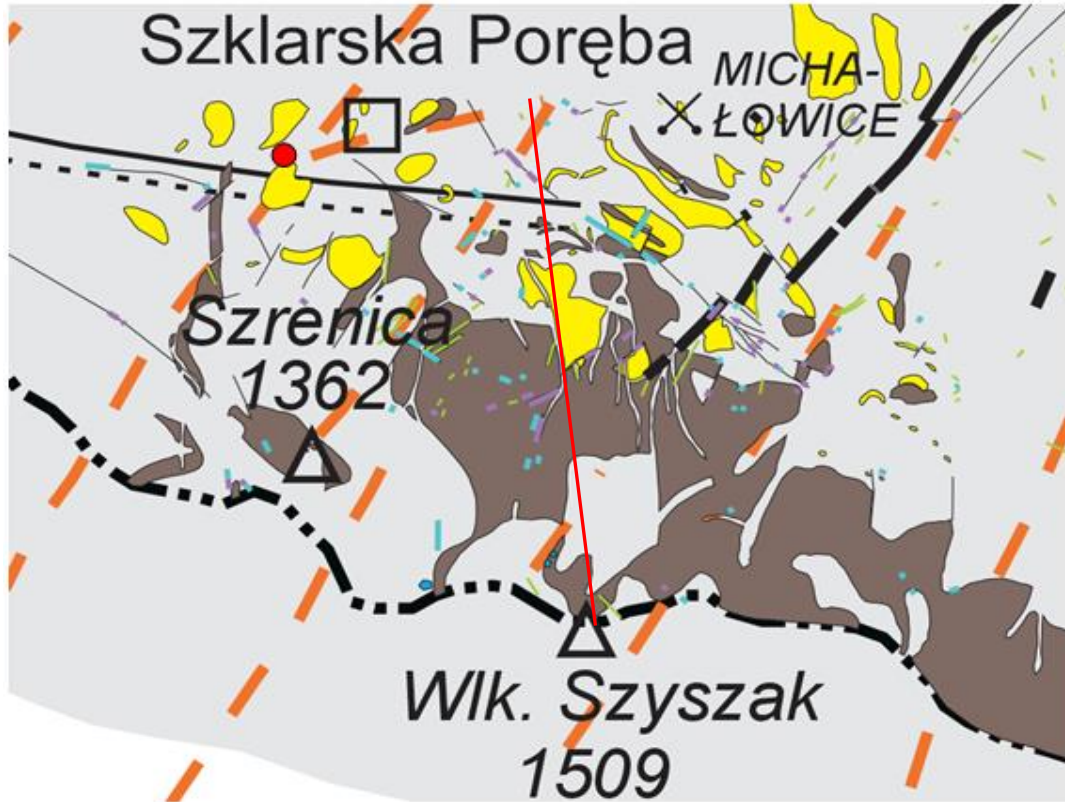
Pluton Karkonoszy, wytypowany jako optymalny w aspekcie wykorzystania technologii HDR, poddany został wstępnemu modelowaniu parametrów strukturalnych, geofizycznych i teledetekcyjnych.

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**).

0 ————— 4 km



● Otwór Czerwony Potok PIG-1

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

Dyslokacje:

dyslokacje - ważniejsze głębokie spękania w granitach, wg fotointerpretacji obrazów satelitarnych z 1985 r. [pomarańczowe linie przerywane]

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 uskoku (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 [czarn linie])

drobnoziarniste – różnokierunkowe (aplity [zielonożółte linie]),

brekcjowate – różnokierunkowe (żyły kwarcowe [turkusowe linie])

- strome lub pionowe (kataklazyty, mylonity i brekcje;

kataklazyty i brekcje okwarcowane) [niebieskofioletowe linie]

bazalty (TRZECIORZĘD: górny paleogen)

[większe niebieskie pola] obwiedzione czarną cienką linią]

Granity:

gruboziarniste [pola szare]

średnioziarniste [brpola brązowe]

drobnoziarniste [pola żółte]

× - nieczynna kopalnia granitu Michałowice

Struktura geofizycznych anomalii gęstościowych (grawimetrycznych) i magnetycznych 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.

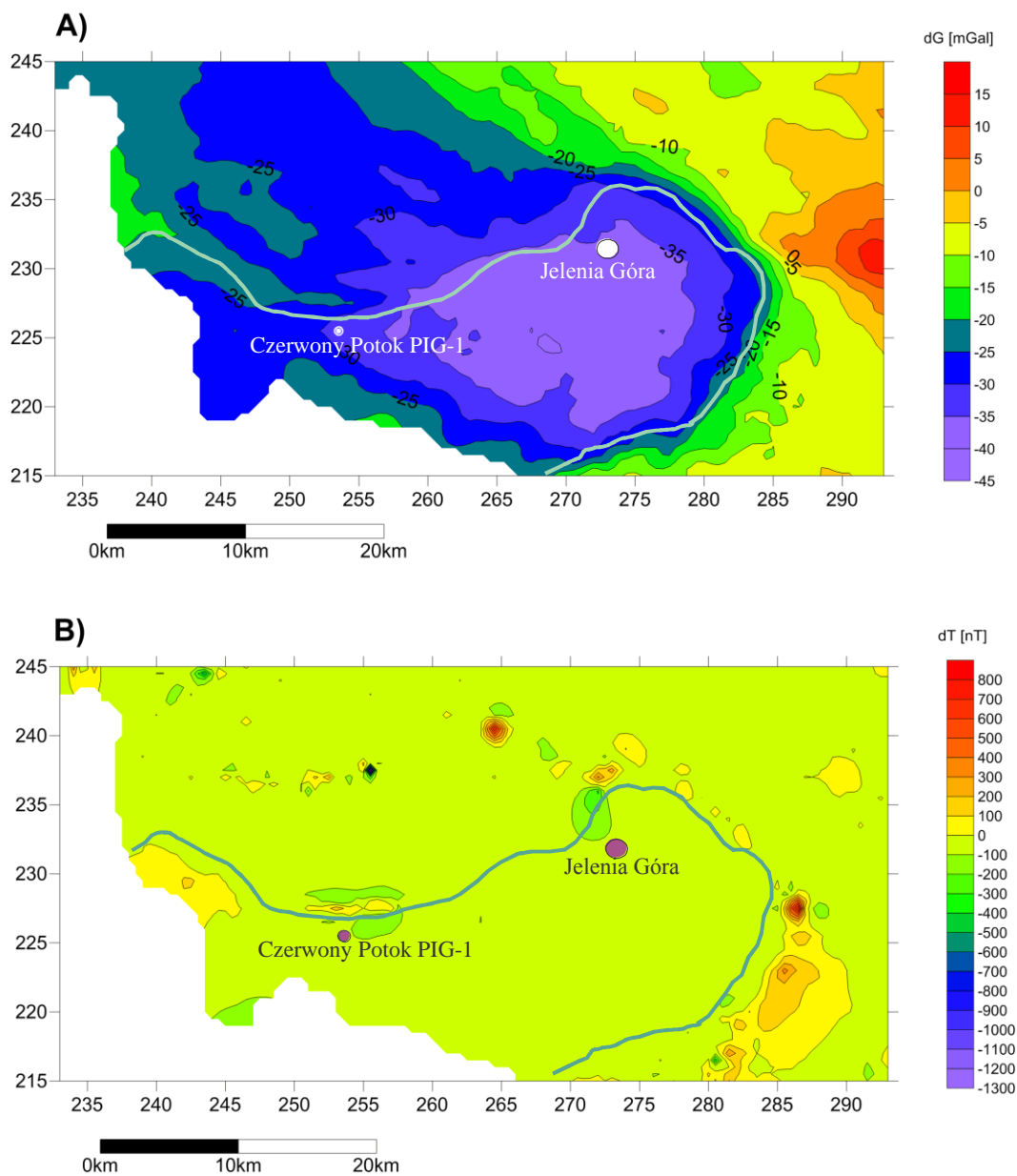


Fig. 5_41 Pluton Karkonoszy na tle regionalnych map anomalii:

(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.

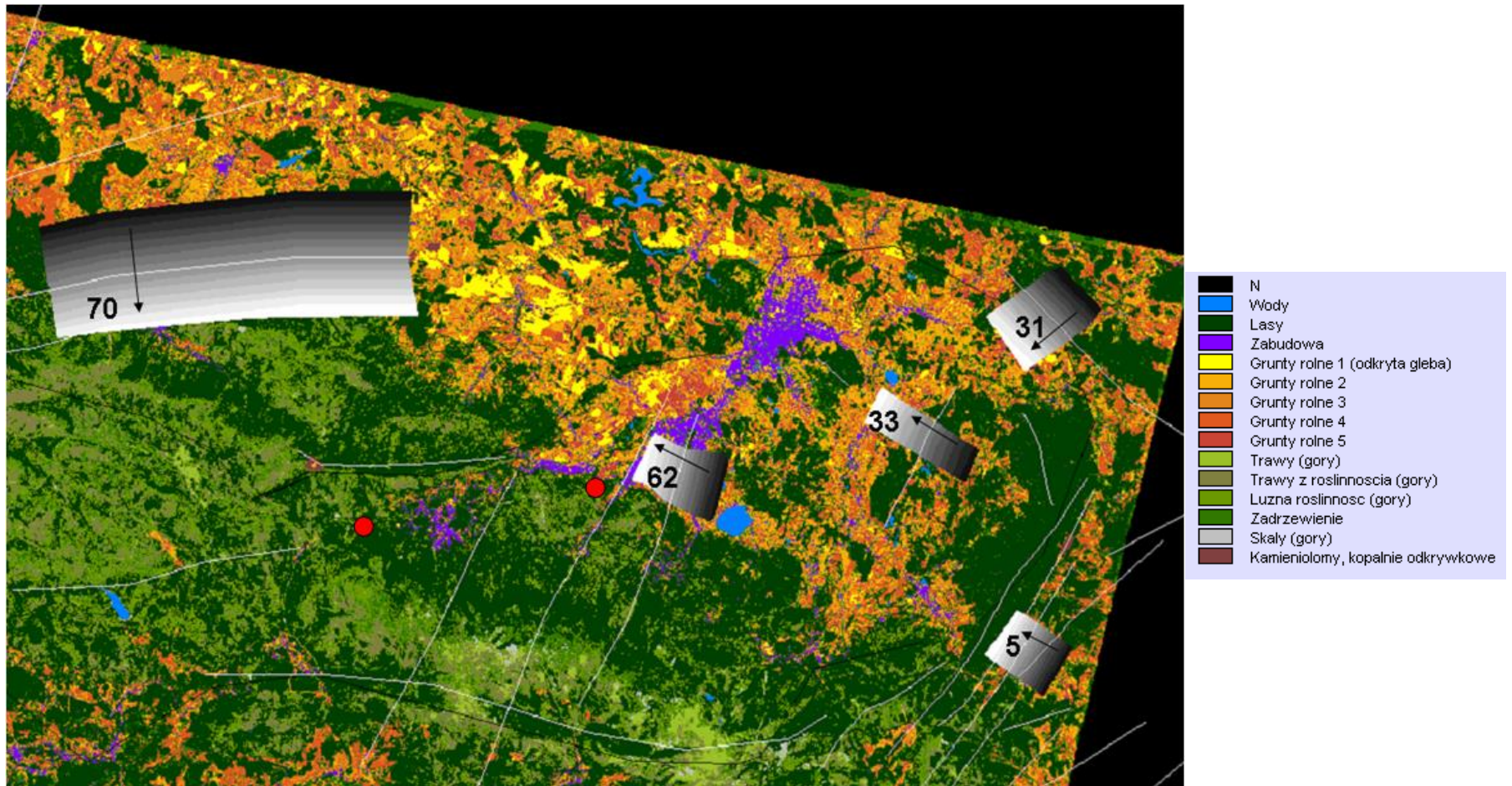


Fig. 5_42 Fotolineamenty z rejonu plutonu Karkonoszy - obszary analizy zmian temperatur na podstawie danych teledetekcyjnych, na tle mapy pokrycia/użytkowania terenu (z wykorzystaniem zdjęć satelitarnych Landsat C)

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 (gęstość, 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 strukturalno-parametryczny) 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 – Dowgiało & Fistek, 1998).

W obliczeniach zrezygnowano z bezpośredniego ujmowania wpływu ciepła radiogenicznego, którego wartość przyjęto, jako $5 \mu\text{W}/\text{m}^3$. 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 Śląskie-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 zeszczelinowania 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 (Dowgiało 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).

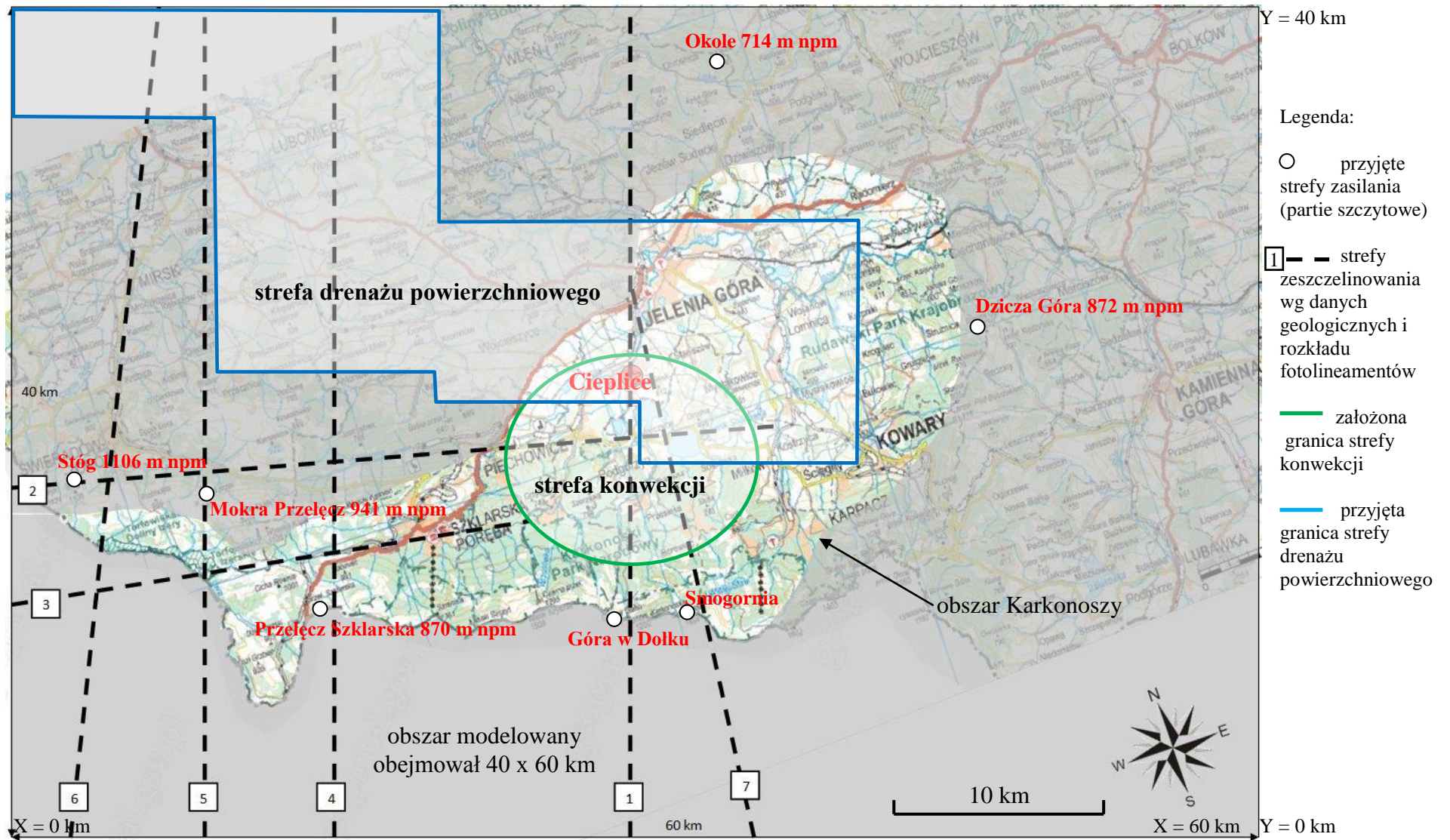


Fig. 5_43 Obszar Karkonoszy i ich północnego przedpola z lokalizacją głównych stref zeszcelinowania i uskoczeń, objęty modelowaniem numerycznym (lokalny układ współrzędnych X = 0 ÷ 60 km, Y = 0 ÷ 40 km)

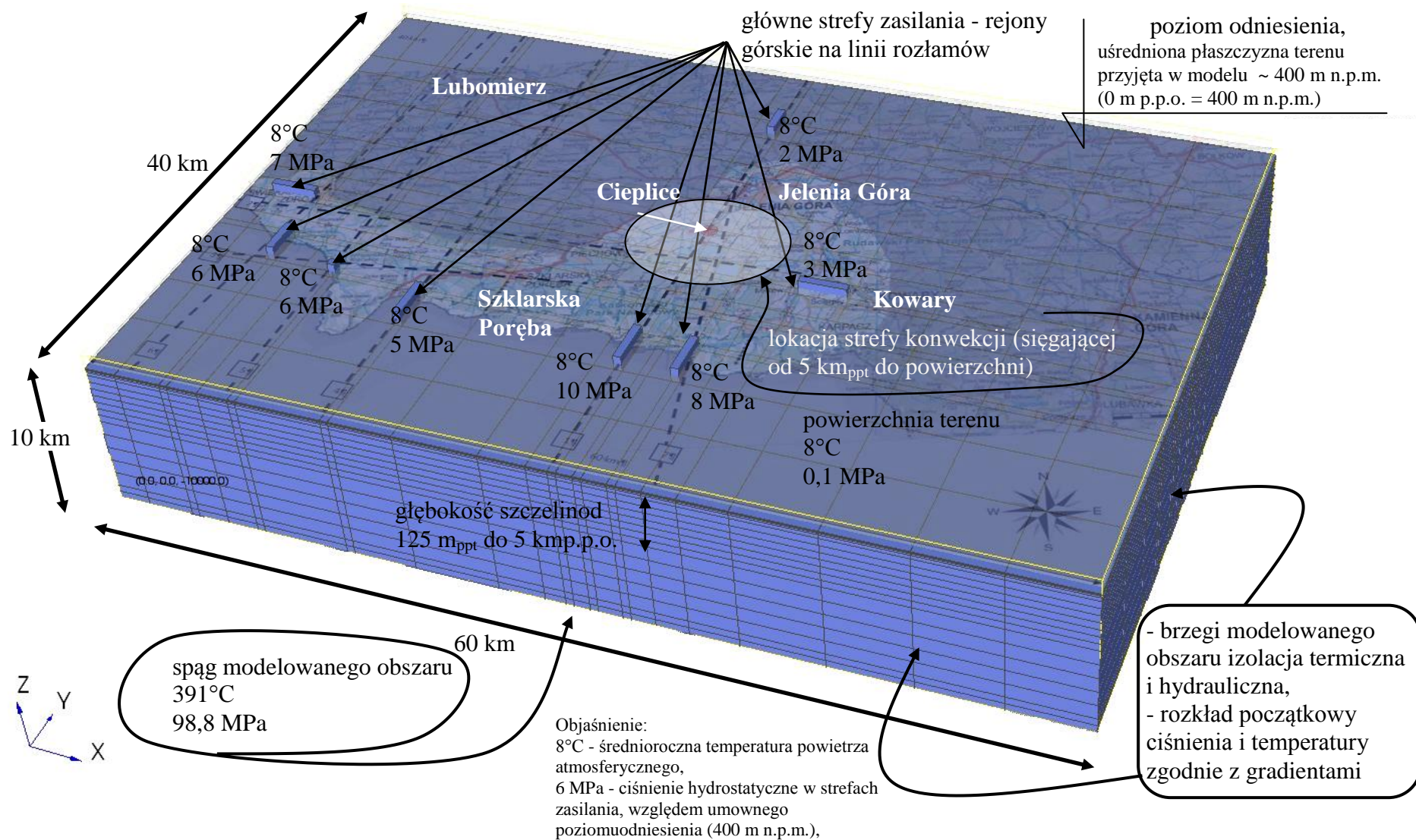


Fig. 5_44 Dyskretyzacja modelowanej przestrzeni na elementy wraz z prezentacją schematu zadania warunków brzegowych

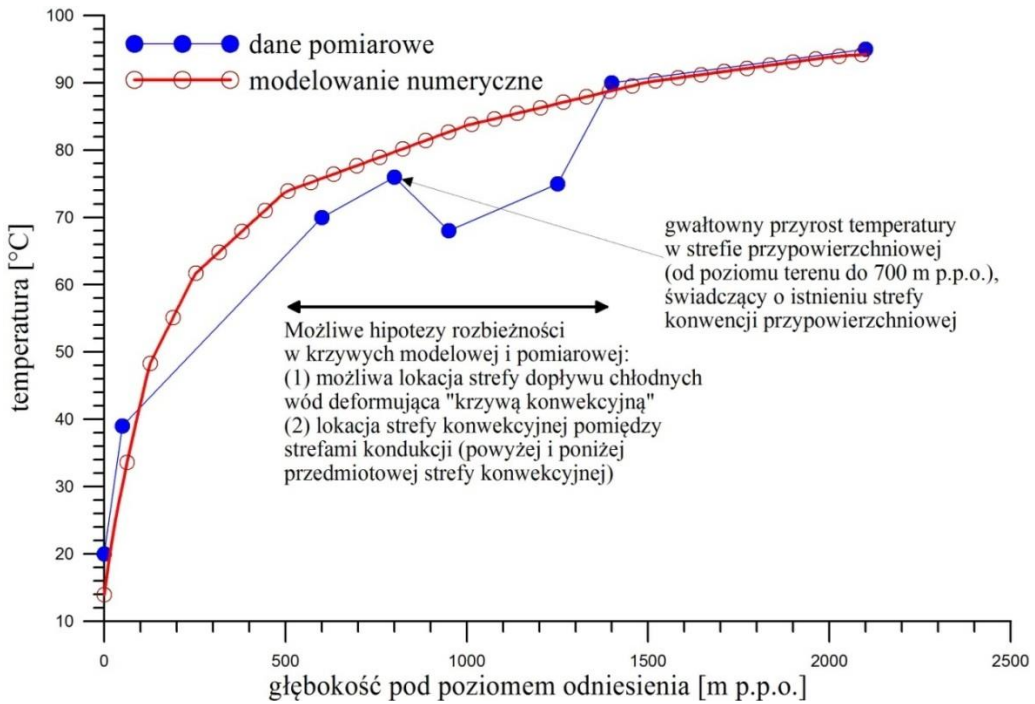


Fig. 5_45 Porównanie krzywej profilowania termicznego dla otworu Cieplice C-1 otrzymanej z modelowania numerycznego z danymi pomiarowymi zestawionymi w literaturze (Dowgiałło 2000)².

² 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 ciepłej oraz efektów wymiany ciepła skały z zatłaczanymi płynami dla technologii geotermalnych HDR i/lub EGS

(A. Sowizdzał, 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 ciepłej 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.

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: $> 2 \cdot 10^6$ m² (Barbier),
- ✓ - objętość skał dostępna dla migrującego płynu: $> 2 \cdot 10^8$ m³ = 0,2 km³ (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. Sowizdzał, W. Górecki, M. Hajto; W. Bujakowski, A. Barbacki, B. Bielec, G. Hołojuch, A. Kasztelewicz, B. Kępińska, M. Miecznik, L. Pająk, R. Skrzypczak, B. Tomaszewska)

Regionalny model geotermalny (A. Sowizdzał, 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 pomiary 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 opisanie pola termicznego w perspektywnym 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).

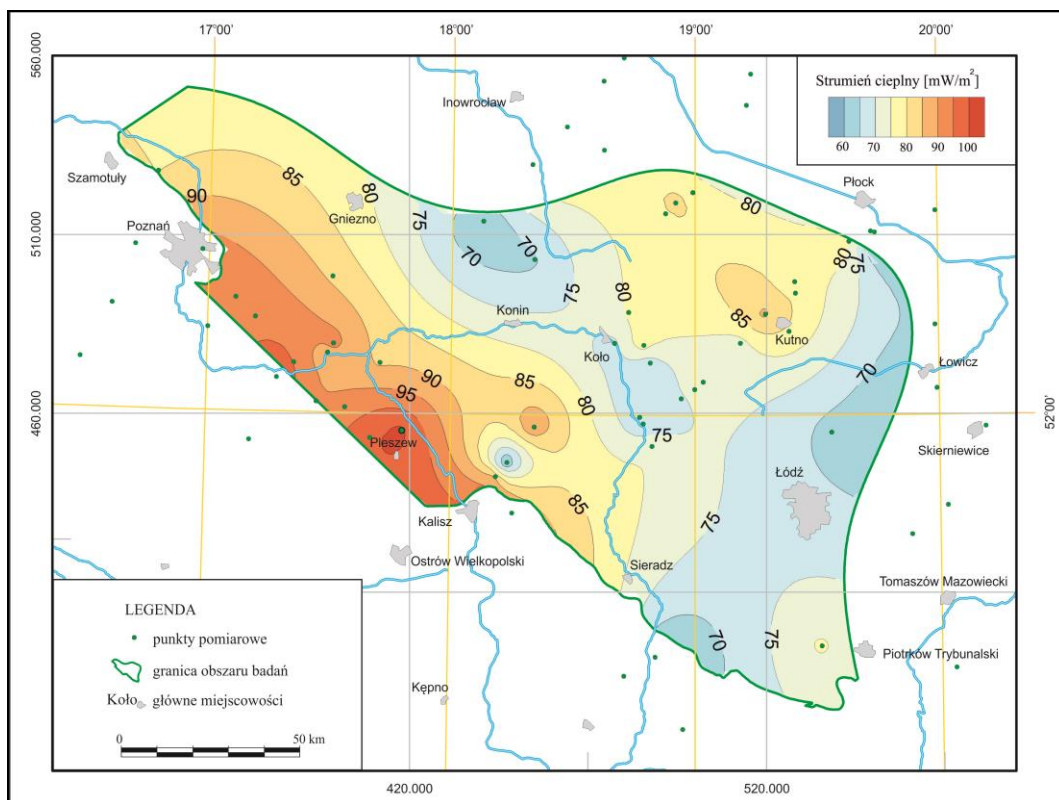


Fig 6_1 Mapa rozkładu strumienia ciepłego w rejonie badań [mW/m^2].

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

Podwyższone wartości strumienia rejestrowane są 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^2 charakteryzują rejon Łodzi. Lokalne anomalie związane z obniżonymi wartościami strumienia ciepłego (rzędu $70\text{-}75 \text{ mW/m}^2$) występują wzdłuż NE granicy niecki mogileńsko-łódzkiej oraz wału kujawskiego (na północ od Konina)

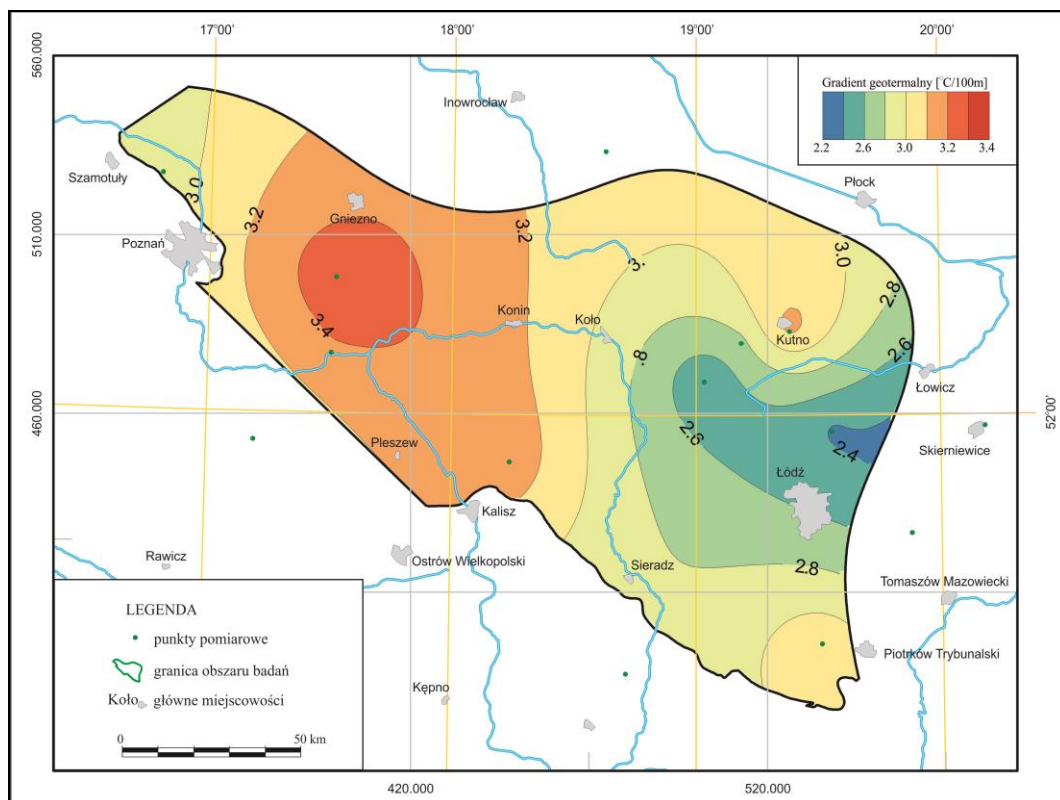


Fig 6_2 Mapa średniego gradientu geotermicznego w rejonie badań [$^{\circ}\text{C}/100\text{m}$].

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 (Dowgiało 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**).

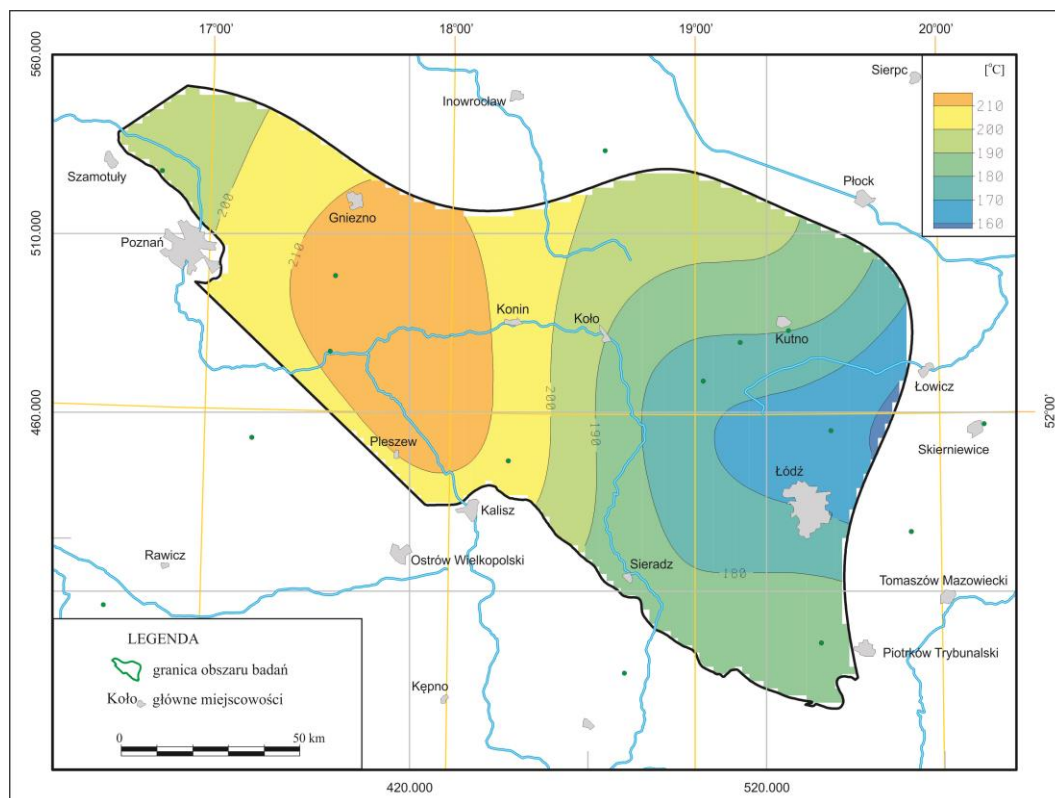


Fig 6_3 Przewidywany rozkład temperatur na głębokości 6000 m p.p.t. w rejonie badań [°C].

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 najstąbiej

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):

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

gdzie:

E_{zs} - zasoby statyczne energii geotermalnej, [J];

A - powierzchnia obszaru obliczeniowego, [m²];

m - miąższość skał zbiornikowych, [m];

p_e - porowatość efektywna, [-];

T_s - temperatura w stropie zbiornika geotermalnego, [°C];

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

ρ_s - średnia gęstość matrycy skalnej, [kg/m³];

ρ_w - gęstość wód złożowych, [kg/m³];

c_s - średnie ciepło właściwe matrycy skalnej, [J/kg°C];

c_w - 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 powierzchnię 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 * 10²² J**. Jednostkowe zasoby statyczne kształtują się w przedziale od kilku do ponad 100 GJ/m². W południowo zachodniej części analizowanego obszaru zaznacza się strefa podwyższonych wartości zasobów statycznych (lokalnie powyżej 70 GJ/m²) (**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 obliczenia zasobów statycznych wyniosła 15 600 km², stąd też najwyższa wartość całkowitych zasobów statycznych - **4.33 * 10²² J**. Jednostkowe zasoby statyczne kształtują się w przedziale od kilku do ponad 40 GJ/ m², 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/m² obserwuje się w rejonie Konina (**Fig.6_6**).

Całkowita powierzchnia obliczenia zasobów statycznych zbiornika triasu dolnego wyniosła około 3000 km². Całkowite zasoby statyczne zakumulowane na tym obszarze wynoszą **6.87 * 10²¹ J**. Jednostkowe zasoby statyczne kształtują się w przedziale od około 10 do ponad 80 GJ/ m², 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 pstryego piaskowca charakteryzują się korzystnymi parametrami dla systemów EGS.

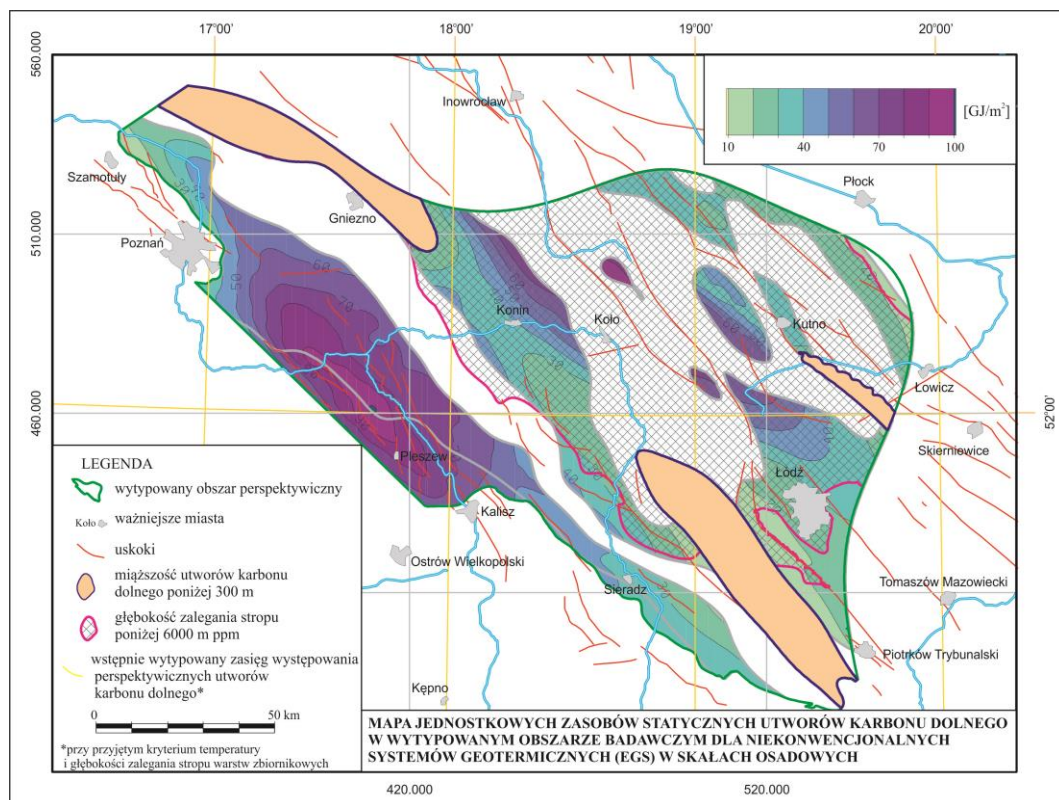


Fig 6_4 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów karbonu dolnego w wytypowanym obszarze badawczym dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych.

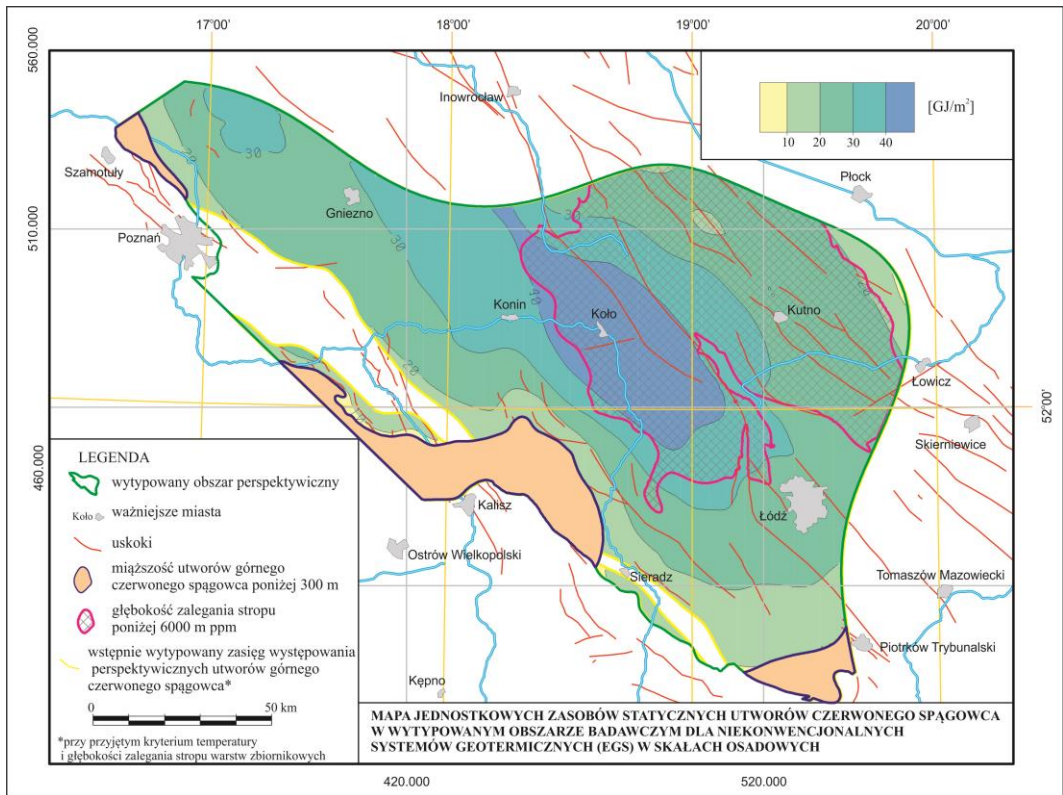


Fig 6_5 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów górnego czerwonego spągowca w wytypowanym obszarze badawczym dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych.

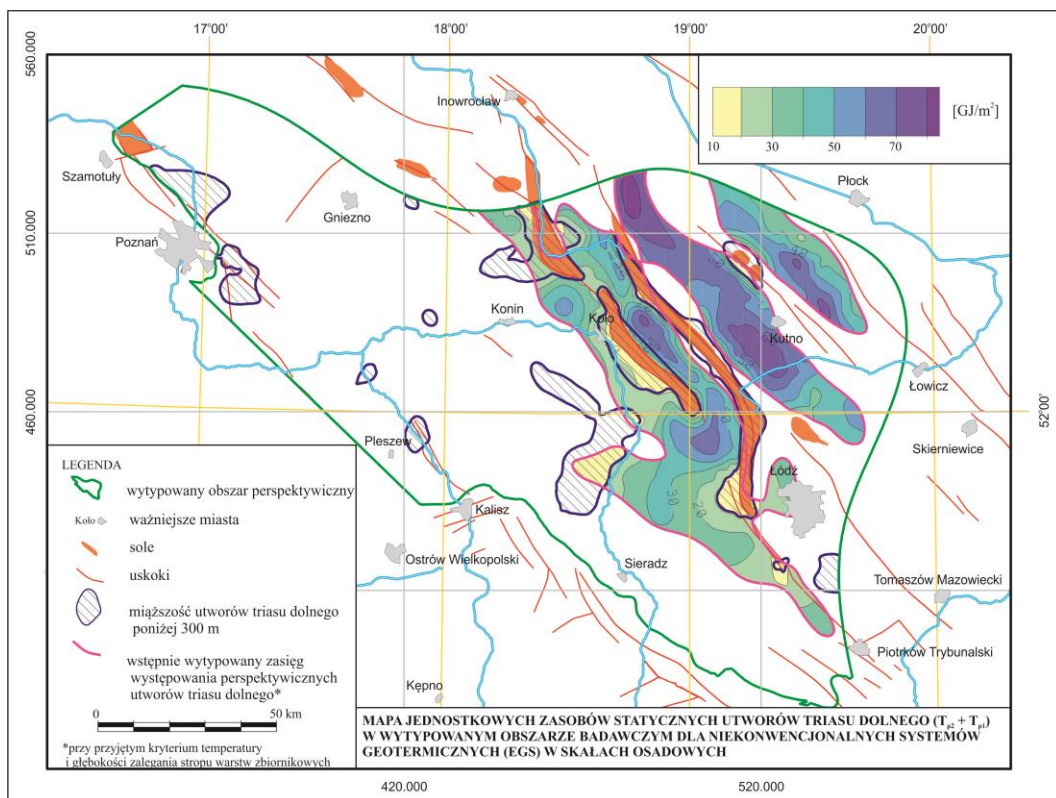


Fig 6_6 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów triasu dolnego w wytypowanym obszarze badawczym dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych.

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. Sowizdzał, B. Tomaszewska)

Na wytypowanym obszarze badawczym potencjalnymi skałami zbiornikowymi, perspektywnymi 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**.

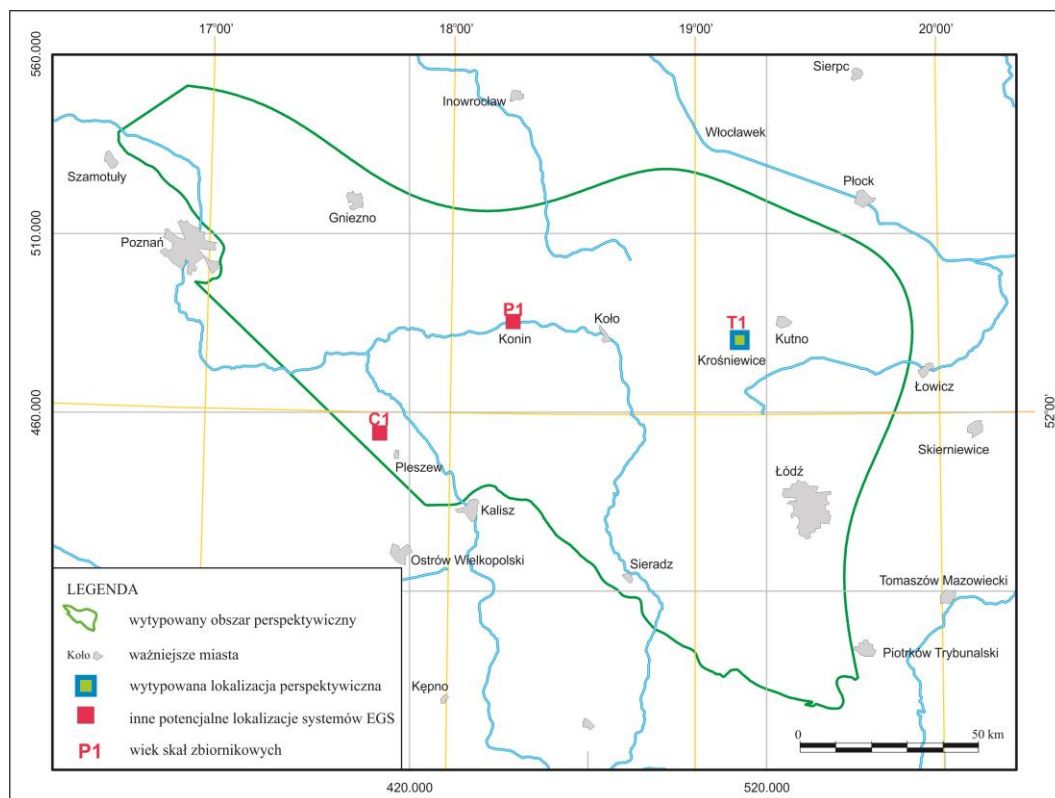


Fig. 6_7 Potencjalne lokalizacje dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych w skałach osadowych.

Przyjęto schemat, który zakłada zatłaczanie oraz eksploatację niskozmineralizowanej wody w ilości 100 m³/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 n.p.m. ÷ -6000 m n.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.

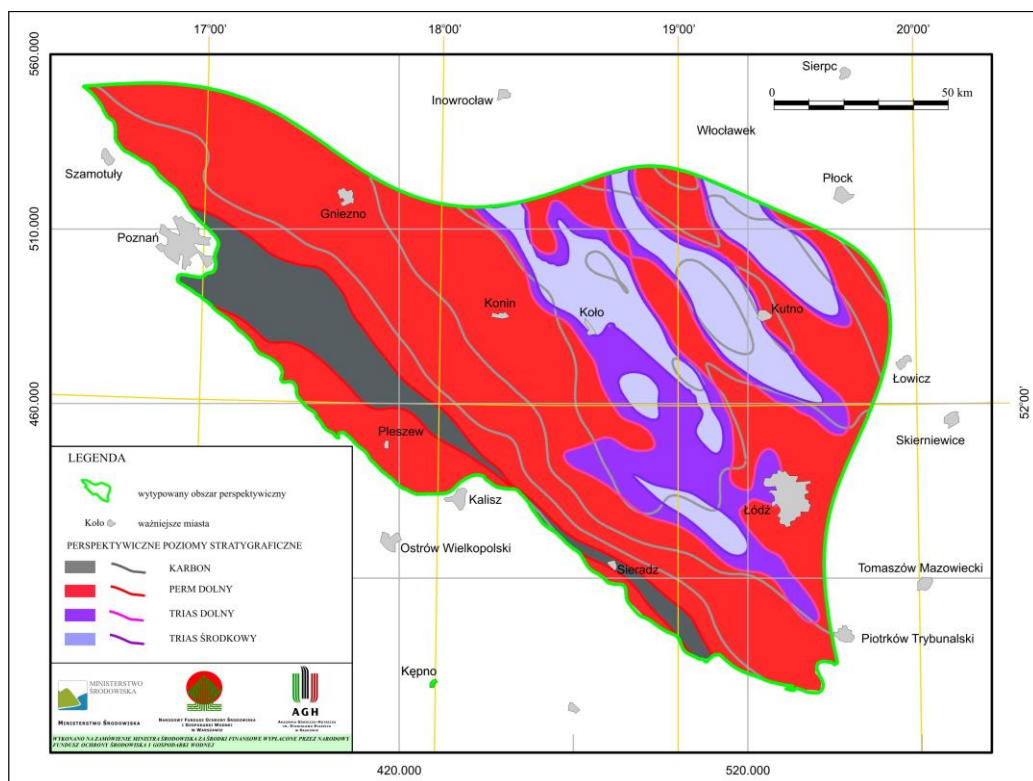


Fig 6_8 Występowanie perspektywicznych poziomów stratygraficznych na wybranym obszarze.

W każdym z modeli zdefiniowano interwał czynny otworów równy 200 m. W modelu eksploatacyjnym stworzono strefę sztucznie zeszcelinowaną o kształcie elipsoidalnym (McDermott i in. 2006) i objętości całkowitej 0,22 km³ (Fig. 6_9). Objętość strefy zeszcelinowanej, 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).

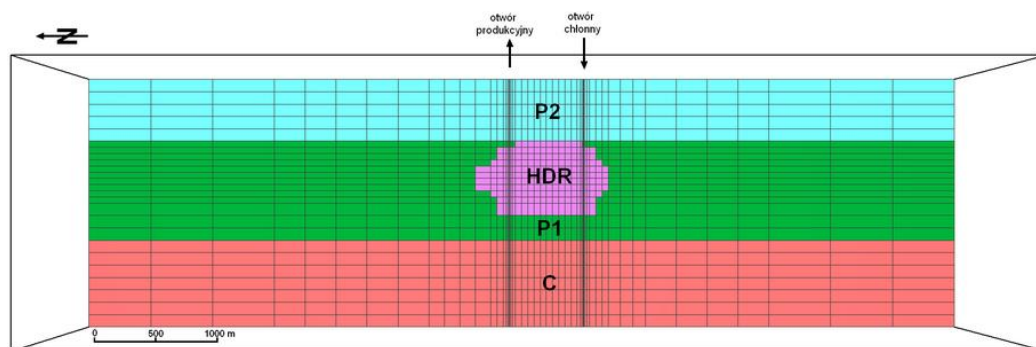


Fig. 6_9 Przekrój w osi S-N przez strefę sztucznie zeszcelinowaną przykładowego modelu wytypowanej strefy (okolice Konina).

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 n.p.m.). W drugim wariantcie założono wykonanie strefy zeszcelinowania na większej głębokości (-5500 ÷ -6100 m n.p.m.) umożliwiając tym samym porównanie wyników modeli 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 m³/h (Fig. 6_10 i 11). Głębszy interwał czynny otworów znajdował się pomiędzy rzędnymi -5700 oraz -5900 m n.p.m., natomiast płytszy pomiędzy rzędnymi -

3700 oraz -3900 m n.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 wariantcie 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.

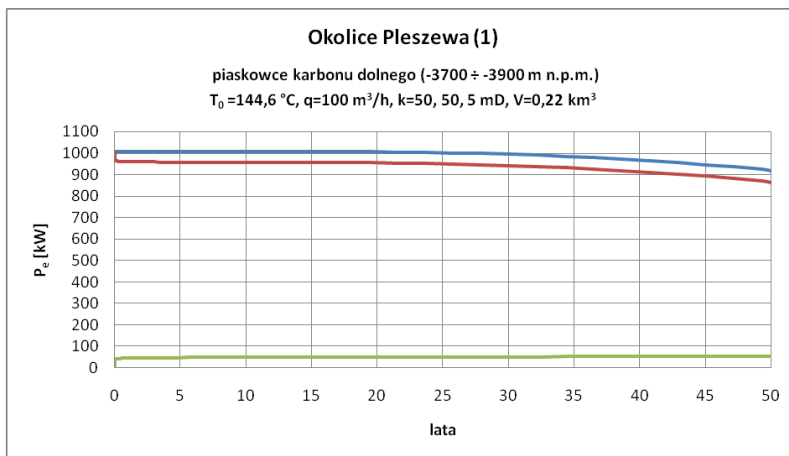


Fig. 6_10 Wykres mocy siłowni binarnej w funkcji czasu dla wybranej lokalizacji w okolicy Pleszewa (1). Kolory: niebieski – moc brutto, czerwony – moc netto, zielony – moc pomp obiegowych.

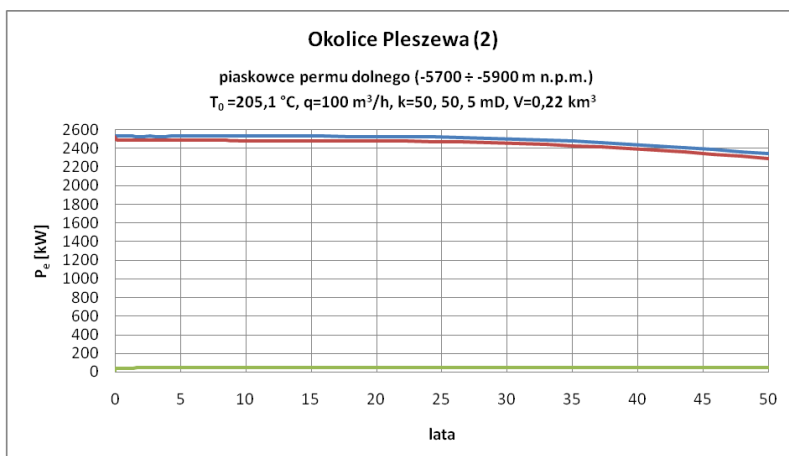


Fig. 6_11 Wykres mocy netto siłowni binarnej w funkcji czasu dla wybranej lokalizacji w okolicy Pleszewa (2). Kolory: niebieski – moc brutto, czerwony – moc netto, zielony – moc pomp obiegowych.

Zbiornik dolno permski - 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.

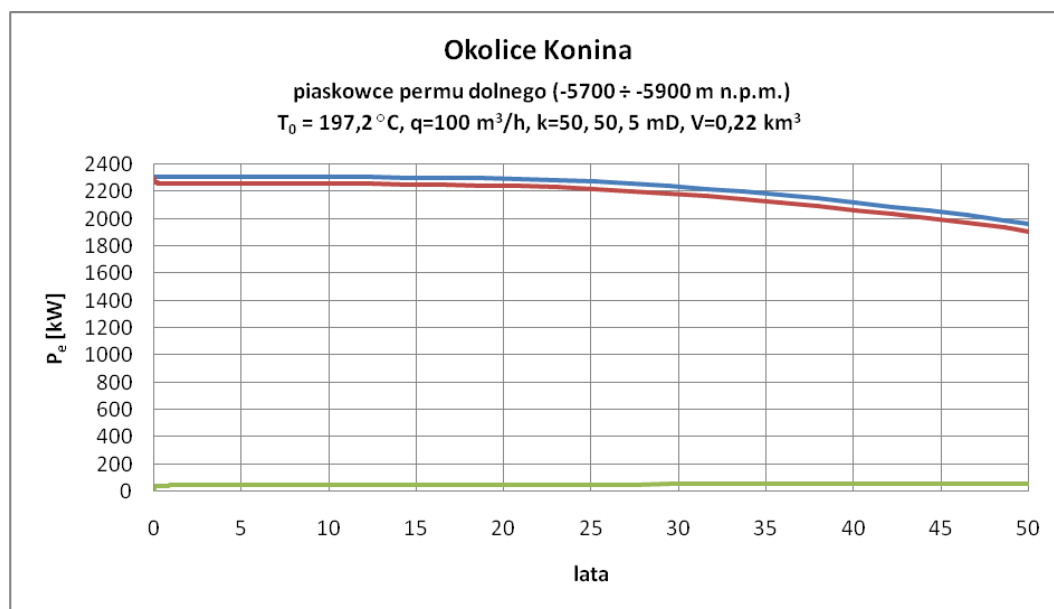


Fig. 6_12 Wykres mocy netto siłowni binarnej w funkcji czasu dla wybranej lokalizacji w okolicy Konina. Kolory: niebieski – moc brutto, czerwony – moc netto, zielony – moc pomp obiegowych.

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.

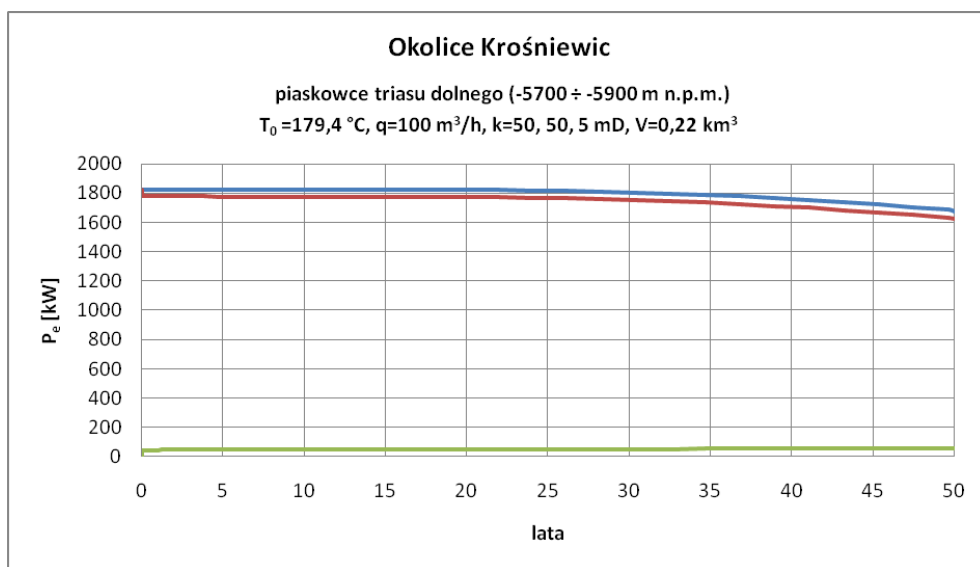


Fig. 6_13 Wykres mocy netto siłowni binarnej w funkcji czasu dla wybranej lokalizacji w okolicy Krośniewic. Kolory: niebieski – moc brutto, czerwony – moc netto, zielony – moc pomp obiegowych.

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.

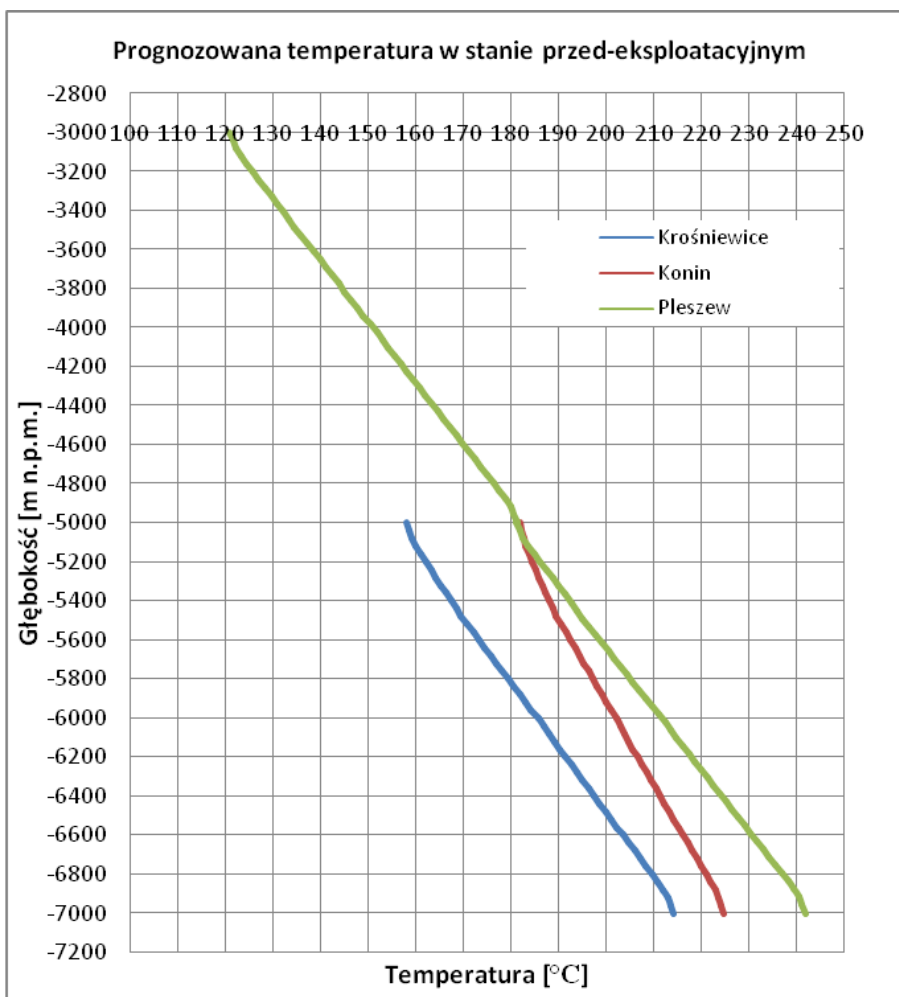


Fig. 6_14 Prognozowany rozkład temperatury w modelu przedeksploatacyjnym w wybranych lokalizacjach perspektywicznych.

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 km² (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 n.p.m. Kubatura modelu wynosi 1344 km³.

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 n.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 n.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/(m³/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 n.p.m. Prognozowana temperatura na głębokości -6000 m n.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/(m³/h), natomiast potencjał do produkcji energii elektrycznej - rzędu 19-22 kW/(m³/h), przy sprawności siłowni binarnej ok. 15–15,5%. Zakładając przykładowo możliwość stabilnej eksploatacji 100 m³/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_e brutto.

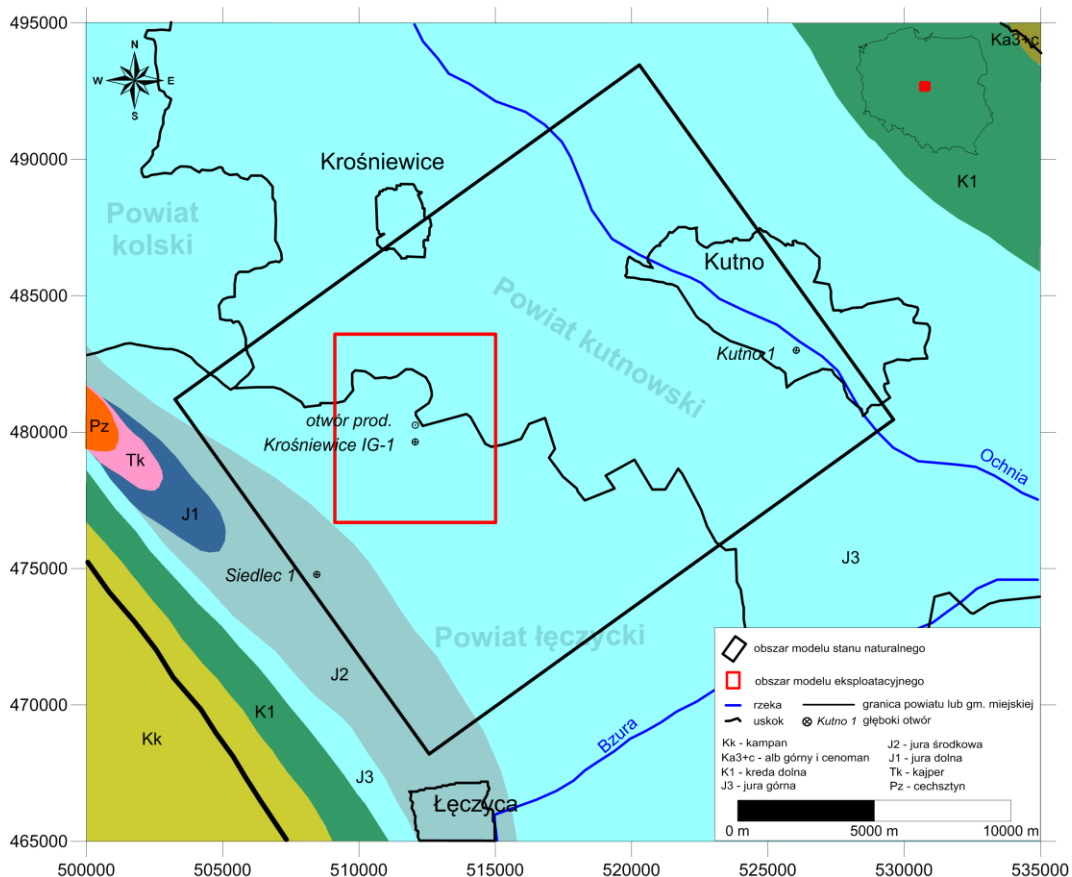


Fig 6_15 Mapa obszaru modelowania numerycznego rejonu Krośniewice-Kutno, na tle mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez i in. 2000).

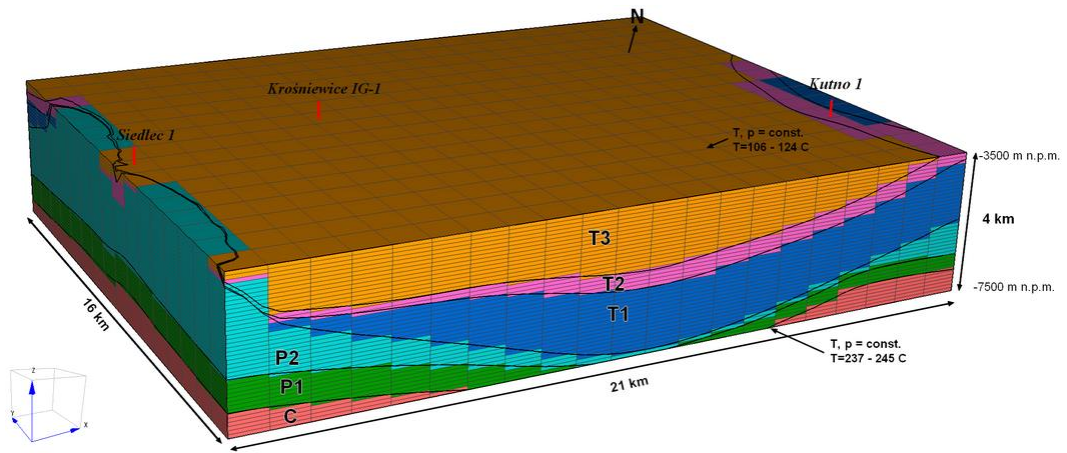


Fig 6_16 Siatka regionalnego modelu stanu naturalnego rejonu Krośnice-Kutno.

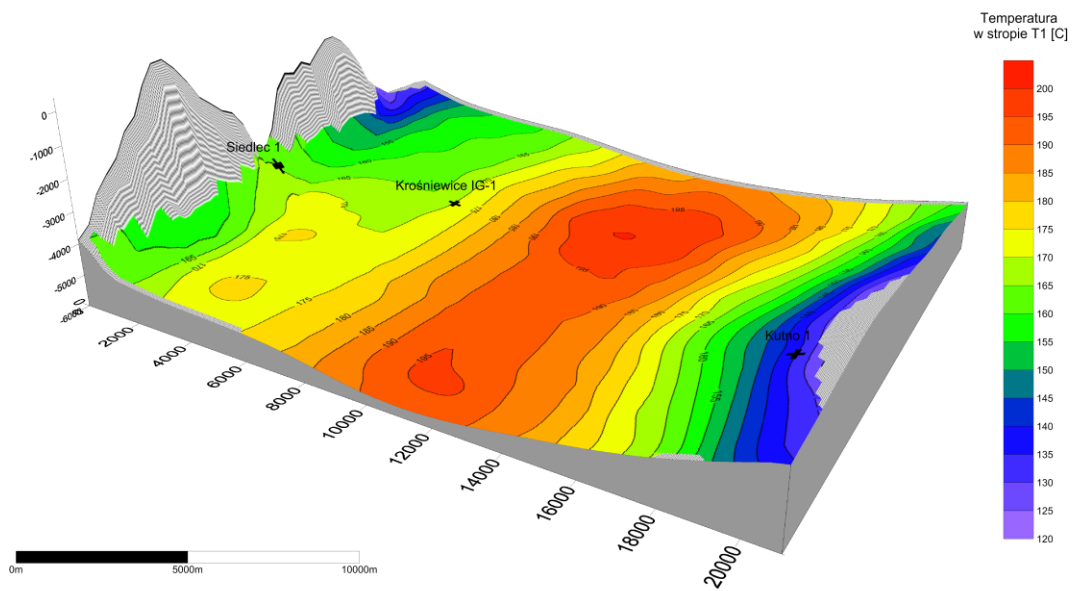


Fig 6_17 Ukształtowanie stropu triasu dolnego T₁ wraz z temperaturą stropu w rejonie Krośnice-Kutno.

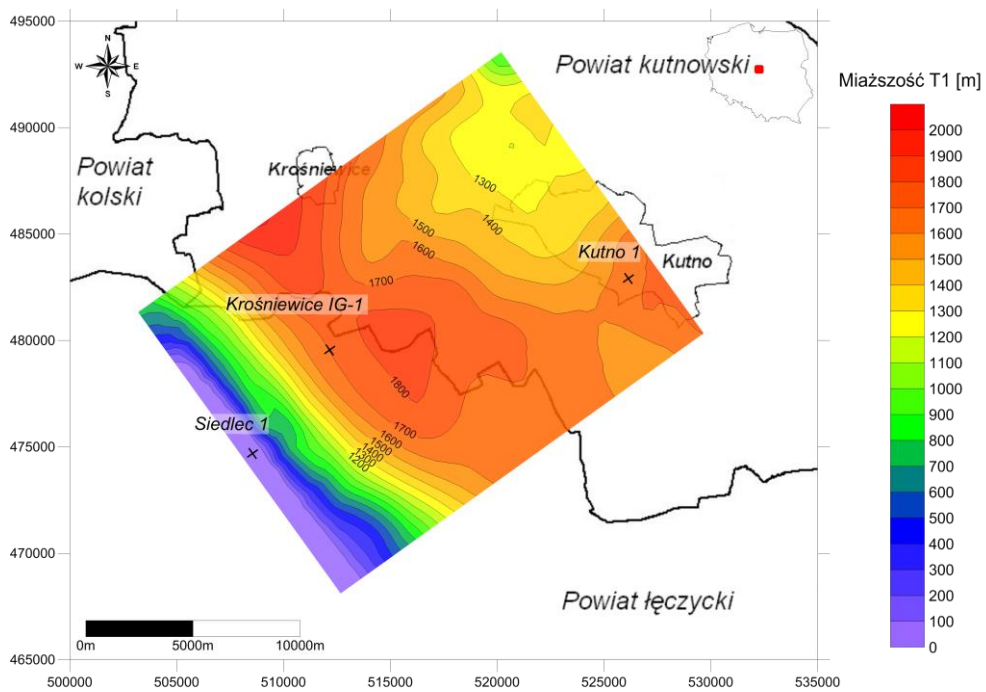


Fig 6_18 Miąższość utworów triasu dolnego (T₁) w rejonie Krośnice-Kutno.

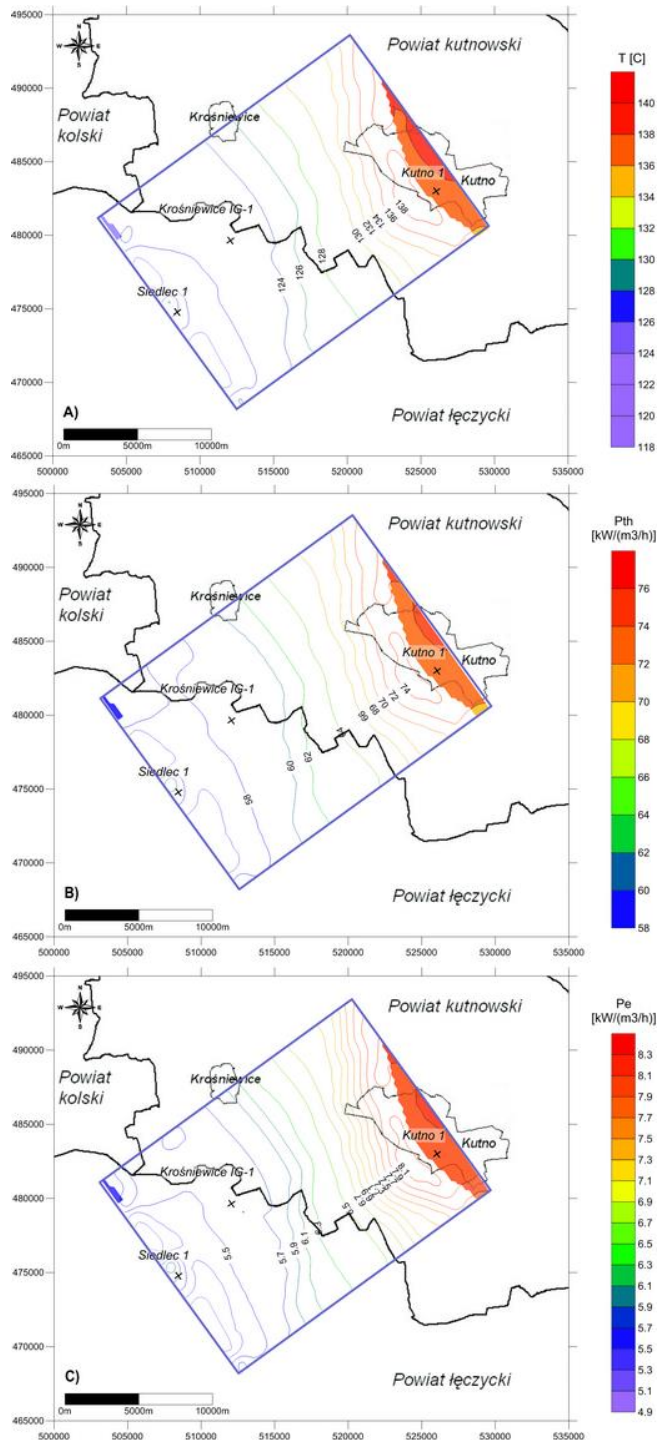


Fig 6_19 Rozkład temperatury (A), jednostkowej mocy cieplnej (B) oraz jednostkowej mocy elektrycznej brutto (C) w utworach dolnego triasu na głębokości -4000 m n.p.m. w rejonie Krośnice-Kutno.

Modelowania efektów wymiany ciepła skały z zatłaczanymi płynami dla optymalnej lokalizacji systemu geotermalnego w rejonie Krośniewice-Kutno

Modelowanie warunków eksploatacji systemu geotermalnego przeprowadzono na obszarze o powierzchni 42 km² (7 x 6 km) o miąższości 3 km - pomiędzy rzędnymi -4500 m oraz -7500 m n.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 n.p.m. ustalono stałą temperaturę 145°C, natomiast w najniższej warstwie, o rzędnej -7500 m n.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 udostępniaby stropową część pstręgo piaskowca w interwale od -5300 m n.p.m. do -5500 m n.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 pomiędzy zatłaczanymi płynami, a powierzchnią szczeliny lub przestrzenią porową skały.

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

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 wariantcie ME 1.7 rozpatrywany jest przypadek próby wtłoczenia bardzo dużej ilości wody ($200 \text{ m}^3/\text{h}$) 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. $100 \text{ m}^3/\text{h}$. 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 $200 \text{ m}^3/\text{h}$. Dwukrotne zmniejszenie wydajności do $100 \text{ m}^3/\text{h}$ (wariant ME 1.5) pozwoliłoby uzyskać system ze stabilną mocą wyjściową przez okres ok. 25 lat i z niewielkim spadkiem mocy w późniejszym okresie.

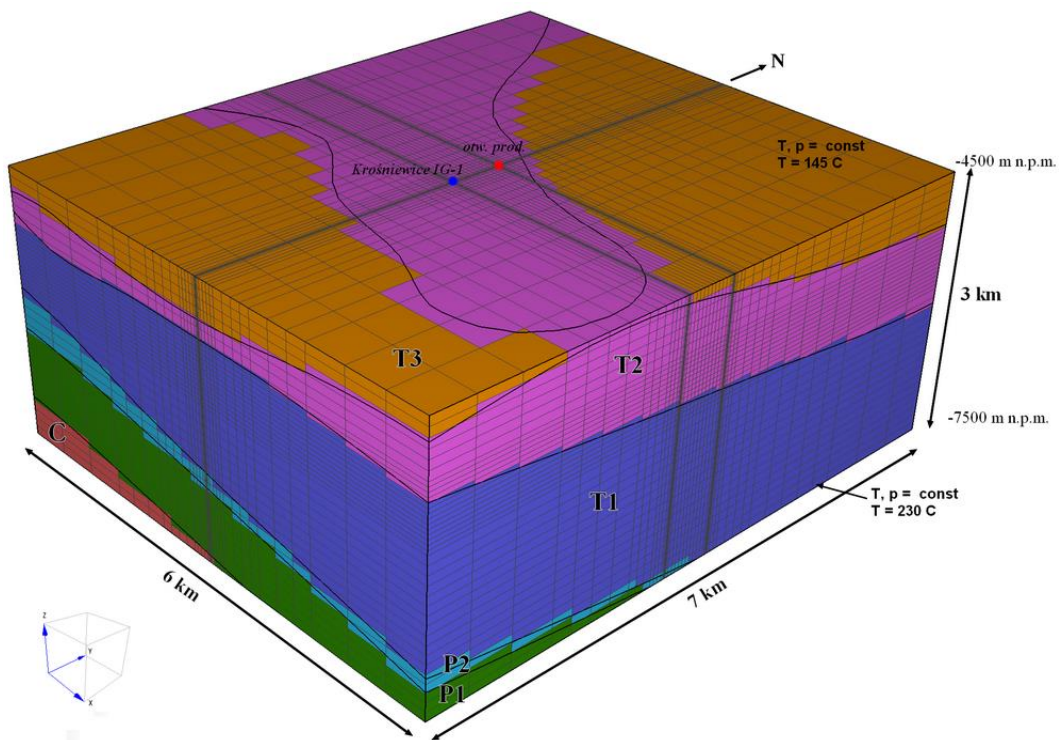


Fig 6_20 Siatka modelu eksploatacyjnego rejonu Krośniewic

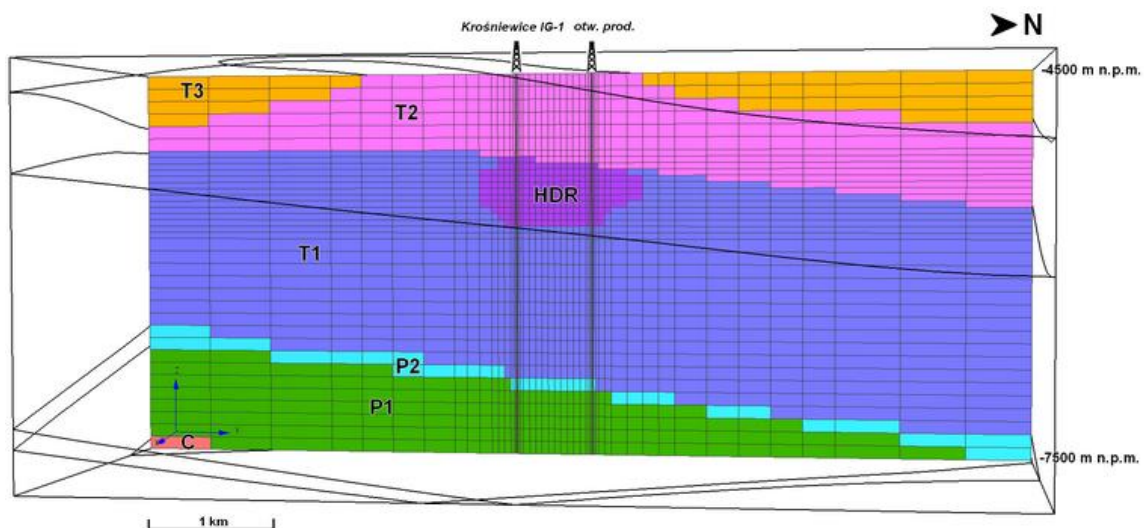


Fig 6_21 Przekrój pionowy strefy aktywnej hydraulicznie (HDR – kolor fioletowy).
Schemat dla wariantu ME 4.1.

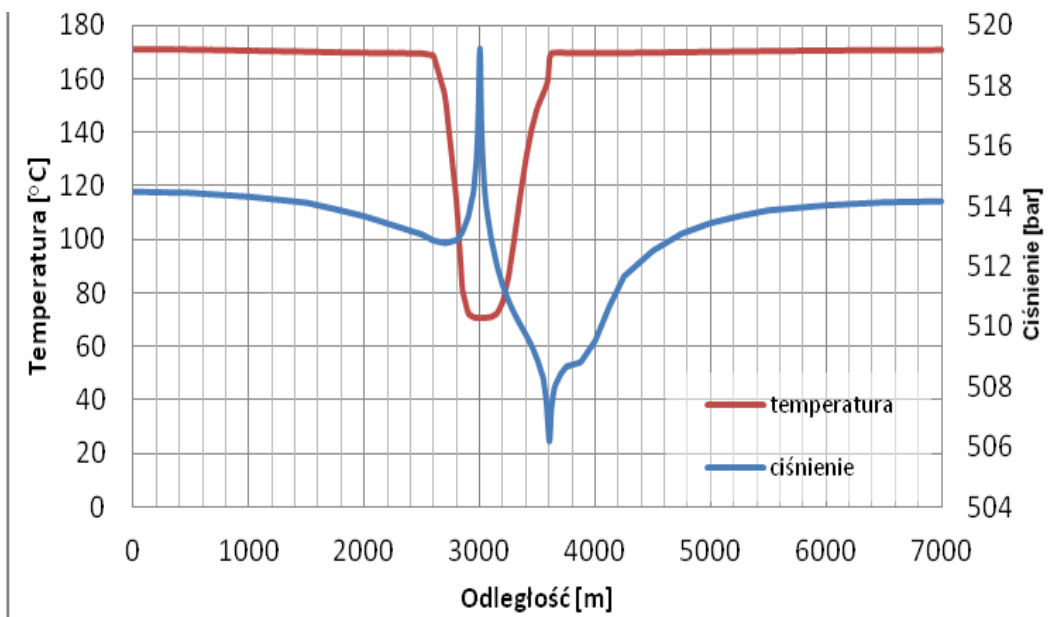
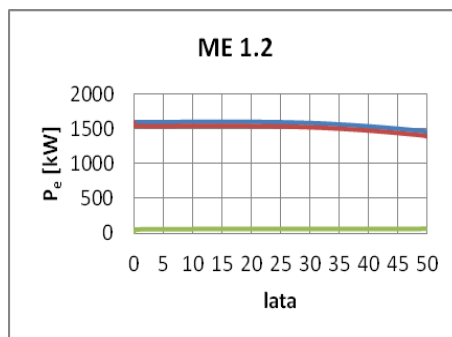
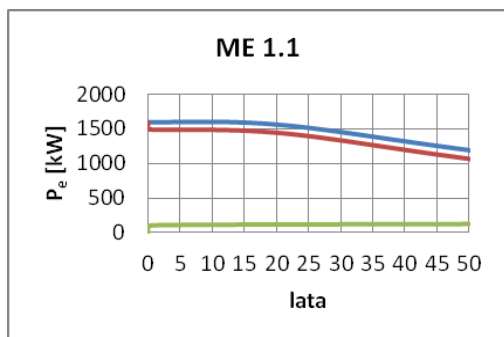
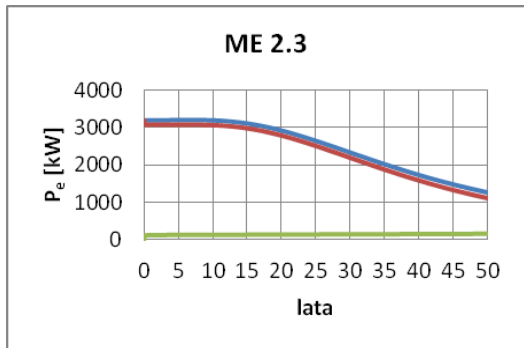
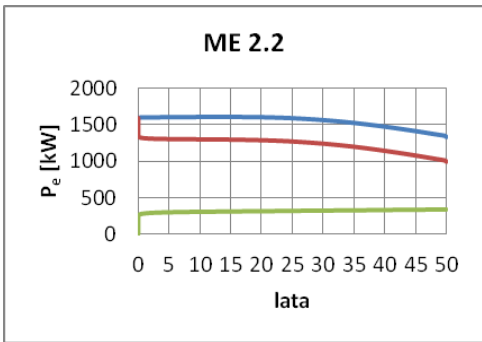
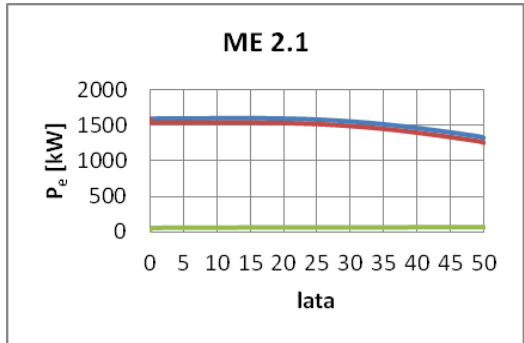
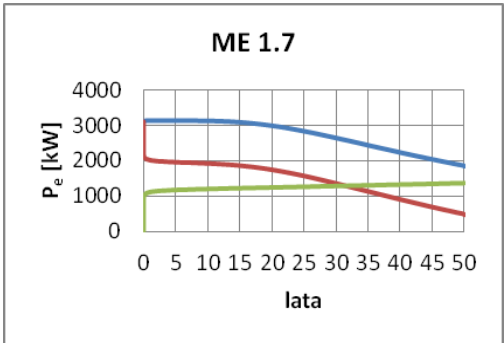
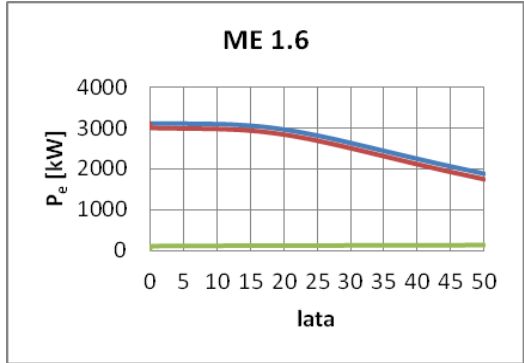
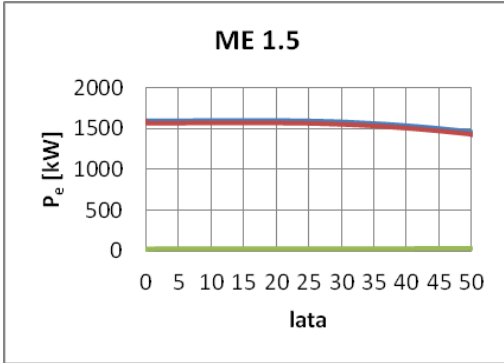
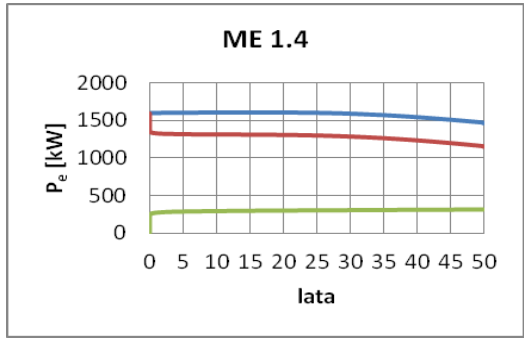
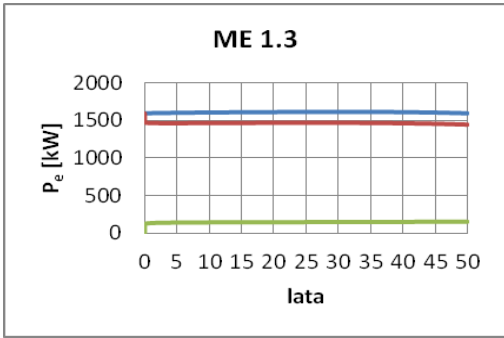


Fig 6_22 Rozkład temperatury i ciśnienia w osi łączącej dublet otworów: Krośniewice IG-1 (otw. chłonny) i otwór produkcyjny. Wynik dla wariantu ME 4.1: głębokość z=-5400 m n.p.m., czas t=50 lat – po dojściu frontu chłodnego.





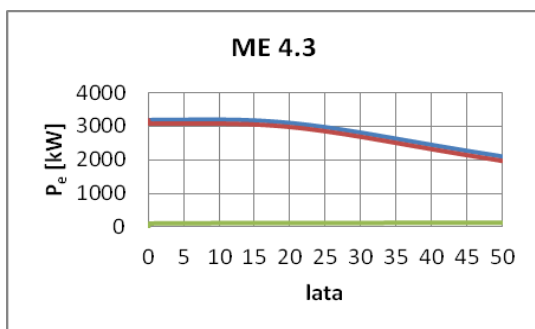
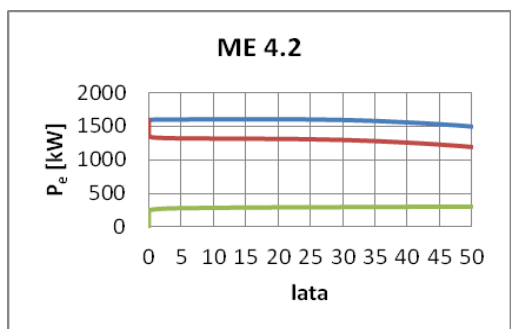
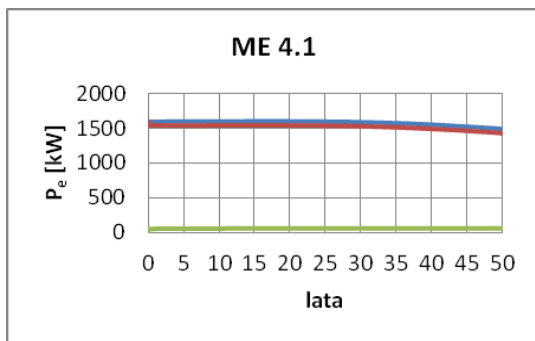
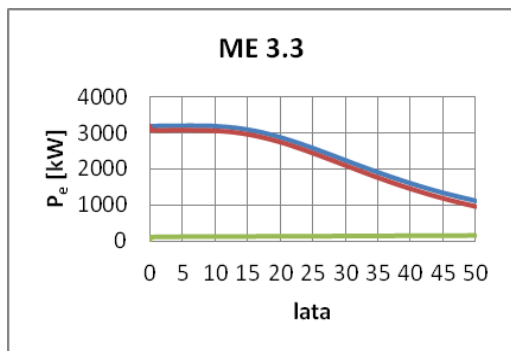
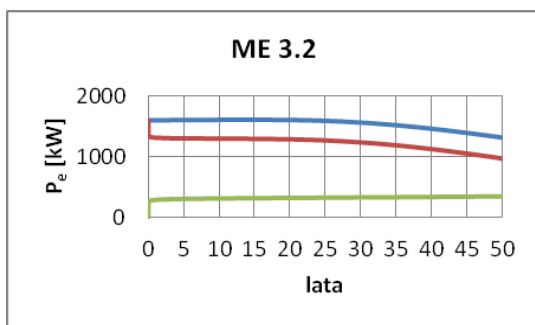
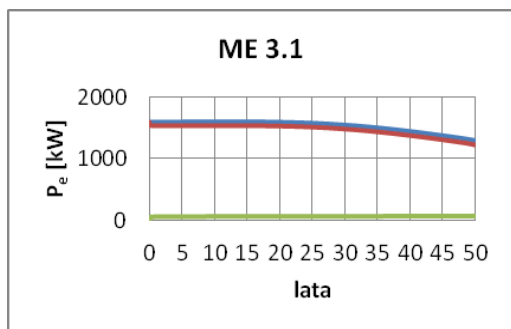


Fig 6_23 Zestawienie wyników wariantów eksploatacji systemu HDR
niebieska linia – moc instalacji brutto
czerwona linia – moc instalacji netto
zielona linia – pobór mocy przez pompy

Tab. 3.2.1_1 Zestawienie analizowanych wariantów eksploatacyjnych. Odległość pomiędzy otworami (dublet) L=600 m.

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

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.

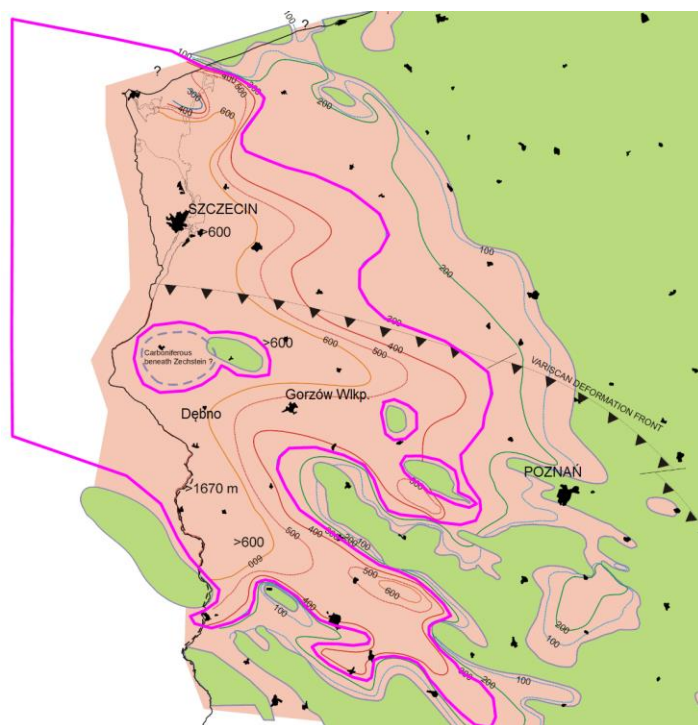


Fig. 6_24 Zasięg (kolor łososiowy) i miąższości (izolinie) wulkanitów dolnopermskich Polski zachodniej i północno-zachodniej wg H. Kiersnowskiego (2007).

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^2

(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.

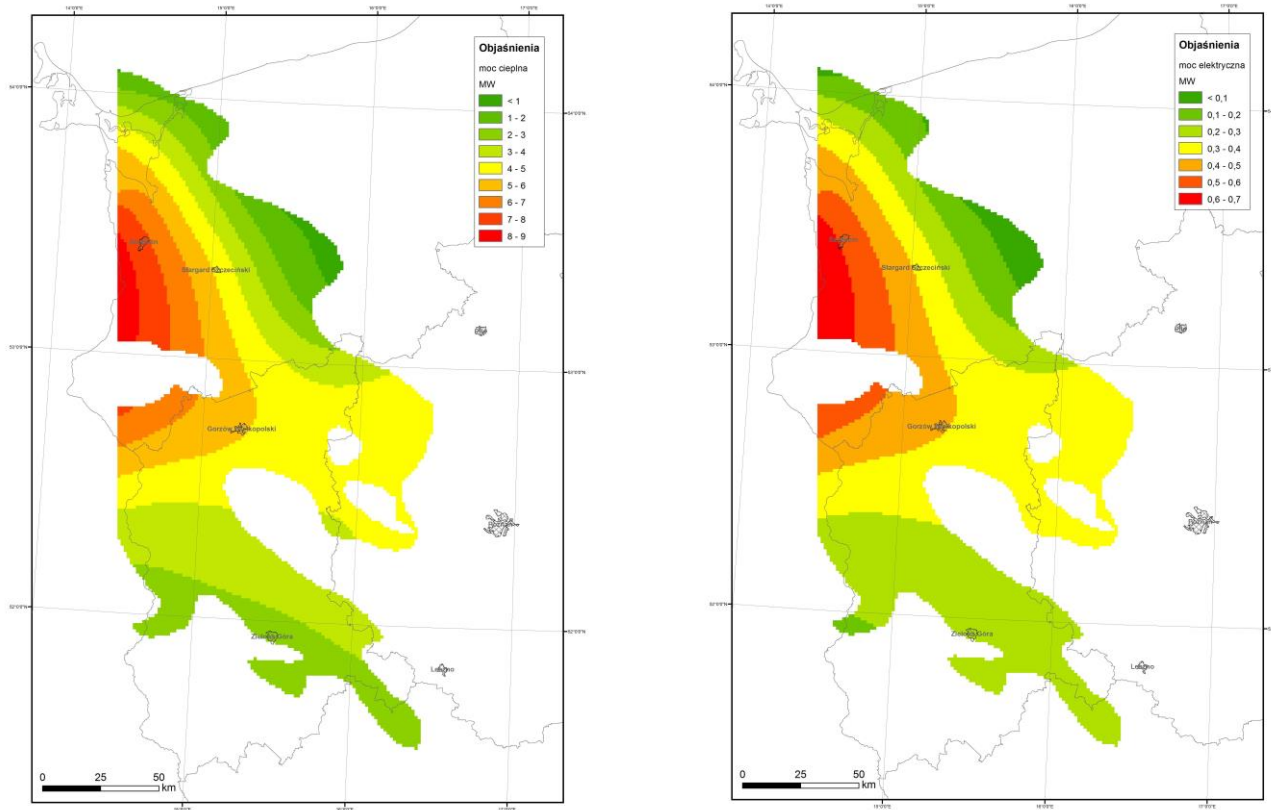


Fig. 6_25 Rozkład mocy cieplnej i elektrycznej dla instalacji geotermalnej na analizowanym obszarze (objaśnienia w tekście).

Model geotermalny stanu stacjonarnego w rejonie bloku Gorzowa

W ramach prac analitycznych został wykonany model stanu stacjonarnego (z pomocą programu TOUGH2) dla wytypowanego obszaru - bloku Gorzowa o powierzchni ok. 2215 km² oraz w interwale głębokościowym od -3000 do -6000 m n.p.m. (**Fig 6_26**). Obszar o takiej powierzchni oraz wskazanym interwale głębokości pozwala ze względu na istniejącą bazę danych uzyskać stosunkowo miarodajny obraz warunków termicznych występujących w skałach wulkanicznych. W oparciu o wykonany model przeprowadzono symulacje pracy dubletu otworów wykorzystujących technologię HDR, zlokalizowanych hipotetycznie w okolicy miasta Dębno (woj. zachodniopomorskie, pow. myśliborski). Lokalizacja ta, została wytypowana, jako strefa zainteresowania potencjalnego odbiorcy energii oraz jako miejsce występowania korzystnych warunków termiczno-geologicznych. Największe miasto regionu – Gorzów Wielkopolski, znajduje się w strefie mniej korzystnych warunków termicznych, a w charakteryzującym się dobrymi warunkami termicznymi rejonie miasta Myślibórz, pod utworami cechsztynu nie występują wulkanity, tylko utwory karbonu.

W ramach analizy modelu eksploatacji energii cieplnej i jej konwersji w energię elektryczną, wykonano szesnaście scenariuszy w oparciu o objętość strefy aktywnej hydraulicznie (sztucznie zeszcelinowanej), wydajność dubletu i hipotetyczną przepuszczalność, którą uzyskano by w wyniku szczelinowania ośrodka.

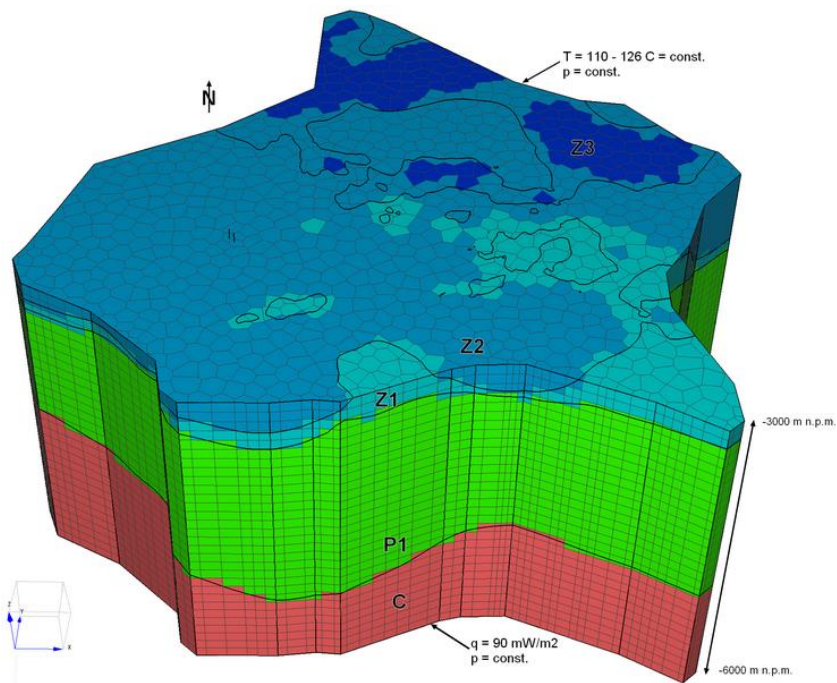


Fig 6_26 Siatka regionalnego modelu stanu naturalnego wraz z układem warstw stratygraficznych dla obszaru bloku Gorzowa.

W oparciu o istniejącą informację geologiczną wykonano kalibrację modelu (skonstruowanego na bazie informacji z rozdziału 5), w wyniku której dokonano korekty charakterystyki petrograficznej ośrodka. Proces kalibracji polegał w głównej mierze na porównaniu rozkładu temperatury zmierzonej w otworze Myślubórz GN-1 z profilem temperatury otrzymanym w trakcie modelowania. Jakość dopasowania jest przedstawiona na **Fig 6_27**.

Ze względu na podwyższoną regionalnie temperaturę oraz wysoką miąższość utworów wulkanicznych, szczególnie atrakcyjnym rejonem w kontekście wykorzystania zasobów geotermicznych metodą HDR jest północno-zachodnia oraz zachodnia część obszaru modelowania. Mniej korzystne warunki znajdują się w północno-wschodniej oraz południowej strefie objętej regionalnym modelem numerycznym.

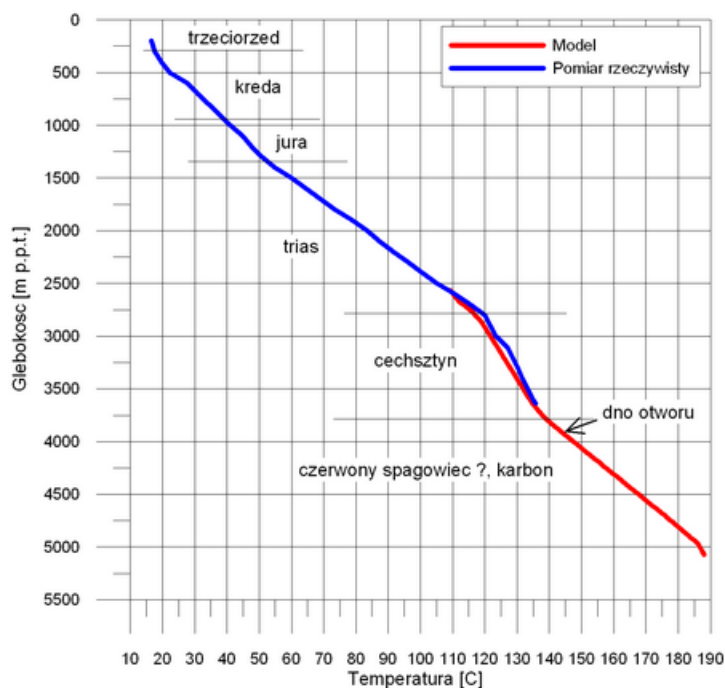


Fig 6_27 Profil temperatury w otworze Myślubórz 1 – kalibracja termiczna modelu.

Gradient geotermiczny wynoszący ok. $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ implikuje wysokie temperatury na relatywnie niedużych głębokościach, umożliwiając produkcję energii elektrycznej w systemach binarnych. Przykładowo, na głębokości -3500 m n.p.m., tj. ok. $3550\text{--}3600$ m p.p.t., prognozowana temperatura w strefie objętej północno-zachodnią częścią modelu, w pobliżu Trzcińska-Zdroju może przekraczać 130°C (**Fig 6_28**). Jednostkowy potencjał mocy cieplnej w tym miejscu szacowany jest na ok. $70 \text{ kW}/(\text{m}^3/\text{h})$, podczas gdy jednostkowy potencjał mocy elektrycznej wyniesie ok. $7\text{--}7,2 \text{ kW}/(\text{m}^3/\text{h})$. W części NW na głębokości -5000 m n.p.m. prognozowana temperatura przekroczy miejscami 180°C , stwarzając bardzo korzystne warunki do produkcji energii elektrycznej w układach binarnych. Szacowany jednostkowy potencjał mocy elektrycznej brutto na tej głębokości może przekraczać $17 \text{ kW}/(\text{m}^3/\text{h})$. Oznacza to, że przy strumieniu równym $100 \text{ m}^3/\text{h}$, moc brutto siłowni geotermalnej może wynieść ok. $1,7 \text{ MW}_e$.

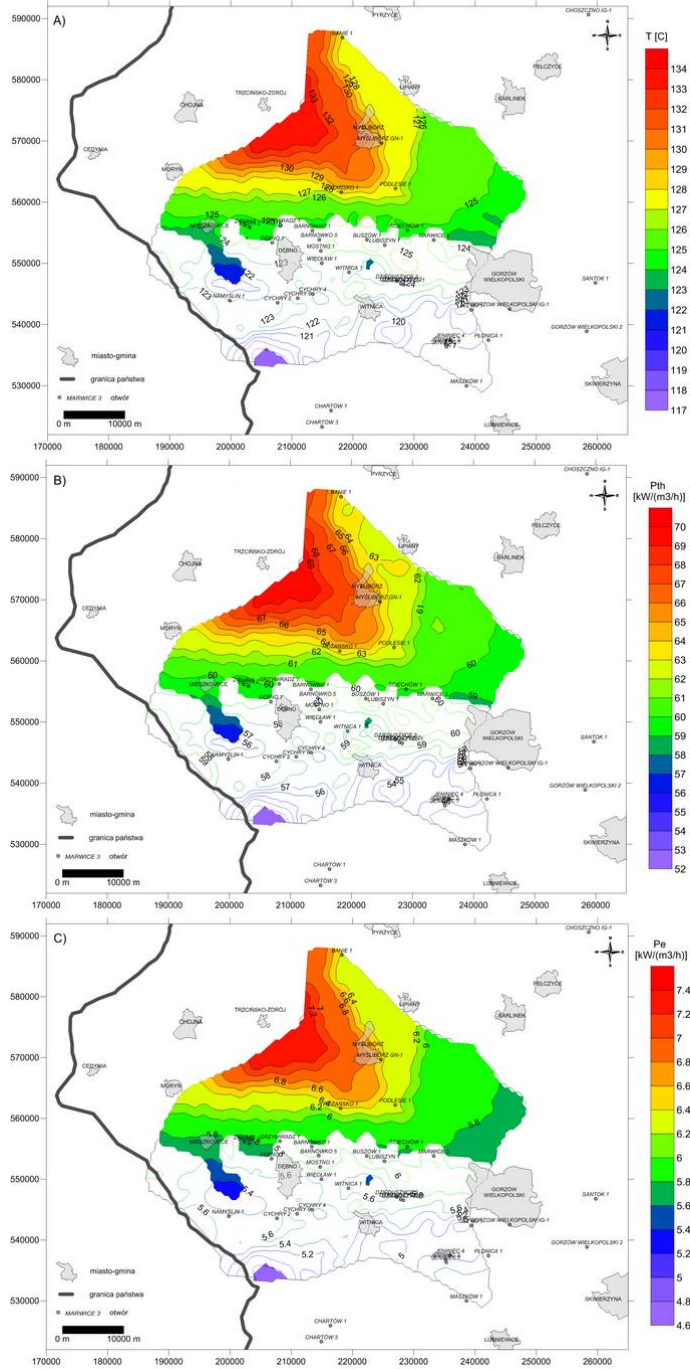


Fig 6_28 Rozkład temperatury (A), jednostkowej mocy cieplnej (B) oraz jednostkowej mocy elektrycznej brutto (C) dla utworów permu dolnego obszaru bloku Gorzowa na głębokości -3500 m n.p.m.

Modelowania efektów wymiany ciepła skały z zatłaczanymi płynami w rejonie bloku Gorzowa

W rejonie bloku Gorzowa najkorzystniejszą lokalizacją pod względem odbiorcy energii, jak również warunków geologiczno-termicznych, wydaje się być miasto Dębno (ok. 13 900 mieszkańców), gdzie temperatury na głębokości 4,5 km wynoszą ok. 160°C. Na północny-zachód od miasta znajduje się otwór Dębno-1, o głębokości 3500 m. Otwór ten należałoby pogłębić do poziomu zbiornikowego czerwonego spągowca oraz zaadaptować, jako otwór chłonny, natomiast nowy otwór eksploatacyjny zlokalizować na południowy-wschód od otworu chłonnego, tj. bliżej miasta. Pozwoliłoby to na redukcję strat ciepła w trakcie przesyłu płynu rurociągami, w przypadku ewentualnego dodatkowego wykorzystania energii cieplnej do celów grzewczych.

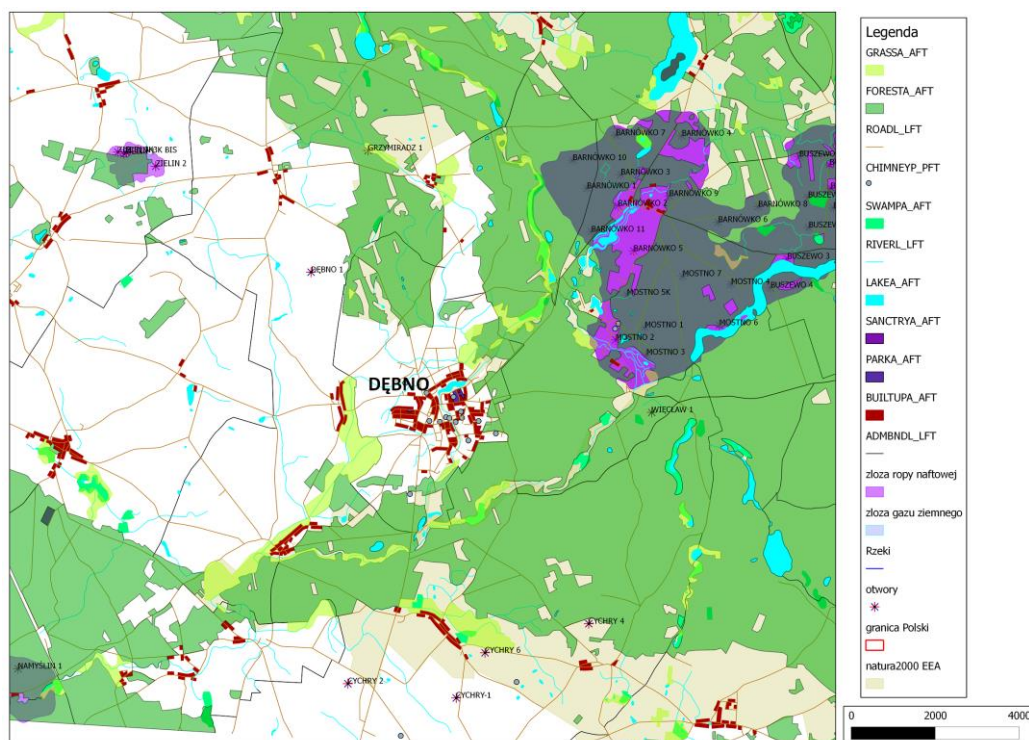


Fig. 6_29 Warunki terenowe w rejonie Dębna (podkład – VMAP L2) gdzie dla modelu wykorzystano otwór Dębno 1 (położony na gruntach ornych, około 1 km na zachód od obszaru leśnego, chronionego)

Model eksploatacyjny jest wycinkiem omawianego wcześniej modelu stanu stacjonarnego i swoim obszarem obejmuje istniejący otwór Dębno-1 oraz granice miasta Dębno. Obszar modelu zajmuje powierzchnię 49 km² (7x7 km) i jest ograniczony głębokościami -3000 m oraz -5000 m n.p.m. Otwór produkcyjny przyjęto w odległości 600 m na południowy wschód od otworu chłonnego Dębno-1 (**Fig 6_29, 30**). Dla porównania, w instalacji HDR w Soultz-sous-Forets we Francji jest to odległość 600–650 m - (Kosack i in. 2011), a w Groß Schönebeck w Niemczech odległość taka wynosi 475 m (Huenges i in. 2007).

W modelu zmodyfikowano siatkę, dostosowując ją do potrzeb symulacji pracy złoża w warunkach eksploatacji, poprzez znaczne zagęszczenie komórek obliczeniowych w pobliżu dubletu otworów. Odcinek czynny otworów ustalono pomiędzy rzędnymi -4200 m a -4400 m n.p.m. (**Fig 6_30**) gdzie prognozowana temperatura górotworu wynosi ok. 155°C.

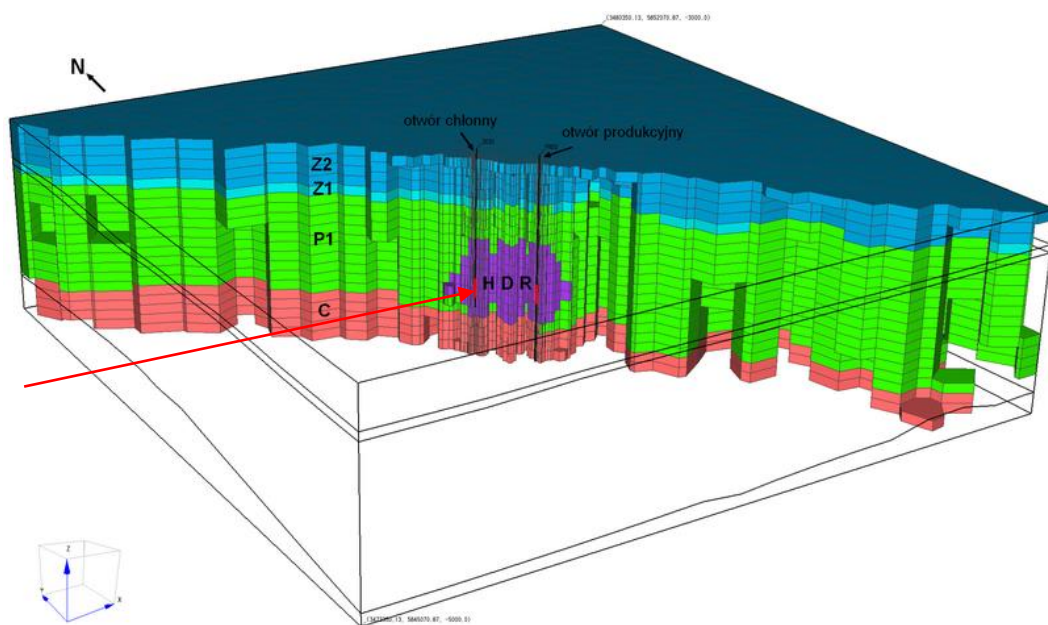


Fig 6_30 Przekrój poprzeczny przez strefę zeszczelinowaną modelu stanu eksploatacyjnego. Czerwony odcinek na profilu otworu (strzałka) oznacza część zafiltrowaną (aktywną).

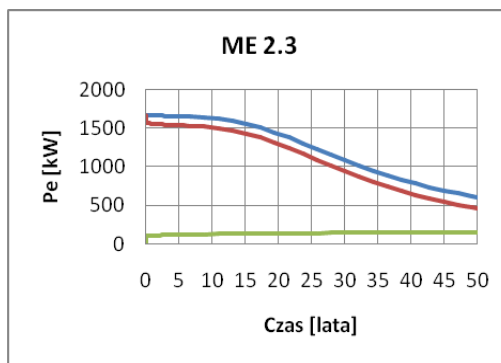
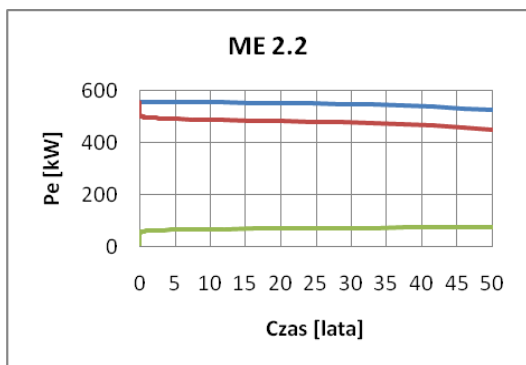
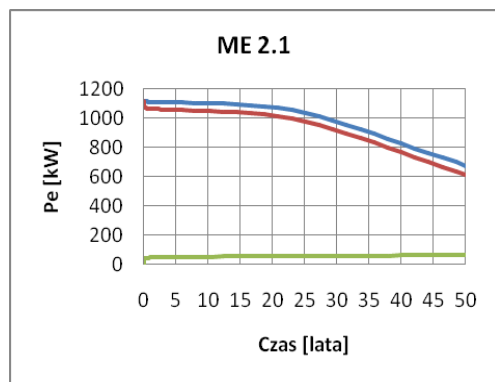
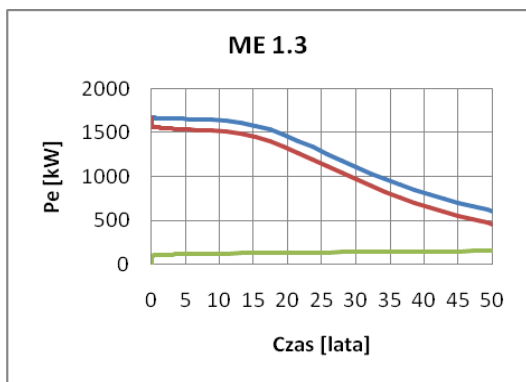
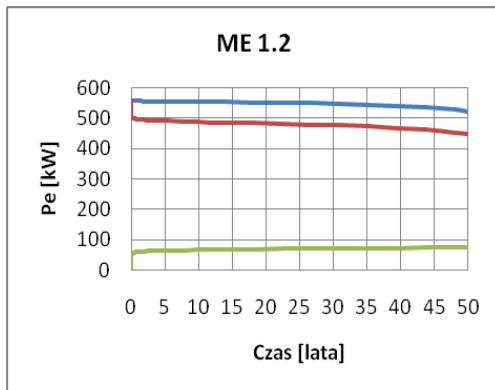
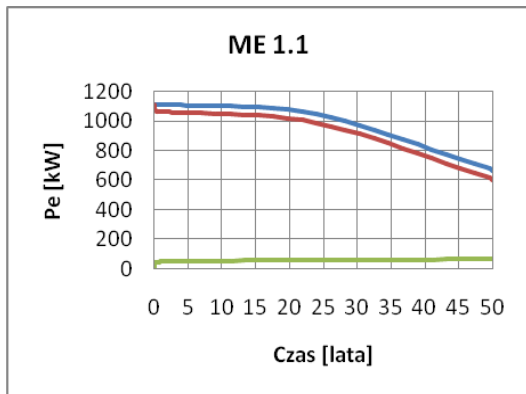
Wyniki symulacji różnych wariantów eksploatacji systemu HDR zamieszczono w **Tabeli 6_2**, a w postaci wykresów zestawiono je na **Fig 6_31**. Wykresy przedstawiają wartości mocy brutto oraz netto hipotetycznej elektrowni binarnej oraz niezbędną moc, jaką należy dostarczyć do pomp obiegowych.

Głównym parametrem, jaki modyfikowano tworząc kolejne warianty eksploatacji, była objętość strefy sztucznie zeszcelinowanej umożliwiającej migrację płynów pomiędzy otworami i ekstrakcją energii zakumulowanej w skałach. Pozostałymi zmiennymi były przepuszczalność strefy zeszcelinowanej w zakresie od 10 do 100 mD oraz przetłaczany strumień w zakresie od 50 do 150 m³/h.

Najważniejszym czynnikiem w pracy instalacji geotermalnej jest utrzymanie stabilnej mocy w planowanym okresie działania systemu oraz dodatnia wartość mocy netto instalacji. Kryterium to spełniają warianty opatrzone sygnaturami ME 1.2, ME 2.2, ME 3.2 oraz ME 4.2 (**patrz Tabela 6_2**), tj. przy założonej wydajności 50 m³/h oraz przepuszczalności poziomej równej 10 mD. Niewysoki strumień oraz niewielka przepuszczalność skutkują korzystną, powolną migracją płynu oraz ekstrakcją energii z otaczających skał. Pozwala to uzyskać stabilność źródła mocy przez okres min. 25 lat nawet przy niewielkiej kubaturze strefy zeszcelinowanej, a w przypadku większej objętości – nawet do 40 lat.

Kolejne warianty przedstawiały parametry pracy systemu HDR w warunkach wyższych wydajności, tj. przy strumieniach równych 100 oraz 150 m³/h oraz przepuszczalności poziomej 50 mD i pionowej 5 mD. Przy strumieniu 100 m³/h czas dojścia frontu chłodnego do otworu produkcyjnego wahał się od 15 do 22 lat. Z kolei większa kubatura strefy aktywnej hydraulicznie pozwalała oddalać w czasie ten proces poprzez pozyskiwanie energii z większej powierzchni. Moc brutto w tej grupie wariantów (ME 1.1, ME 2.1, ME 3.1, ME 4.1) wynosiła w okresie początkowym ok. 1110 kW, aby po okresie 50 lat w najbardziej optymistycznym scenariuszu generować ok. 950 kW, natomiast w najmniej korzystnym - ok. 660 kW. W przypadku zastosowania większej wydajności, tj. 150 m³/h, okres przebiecia frontu chłodnego może wynieść - w zależności od zeszcelinowanej

objętości górotworu - od 8 do 15 lat (nie byłaby utrzymana stabilna moc w planowanym okresie działania systemu).



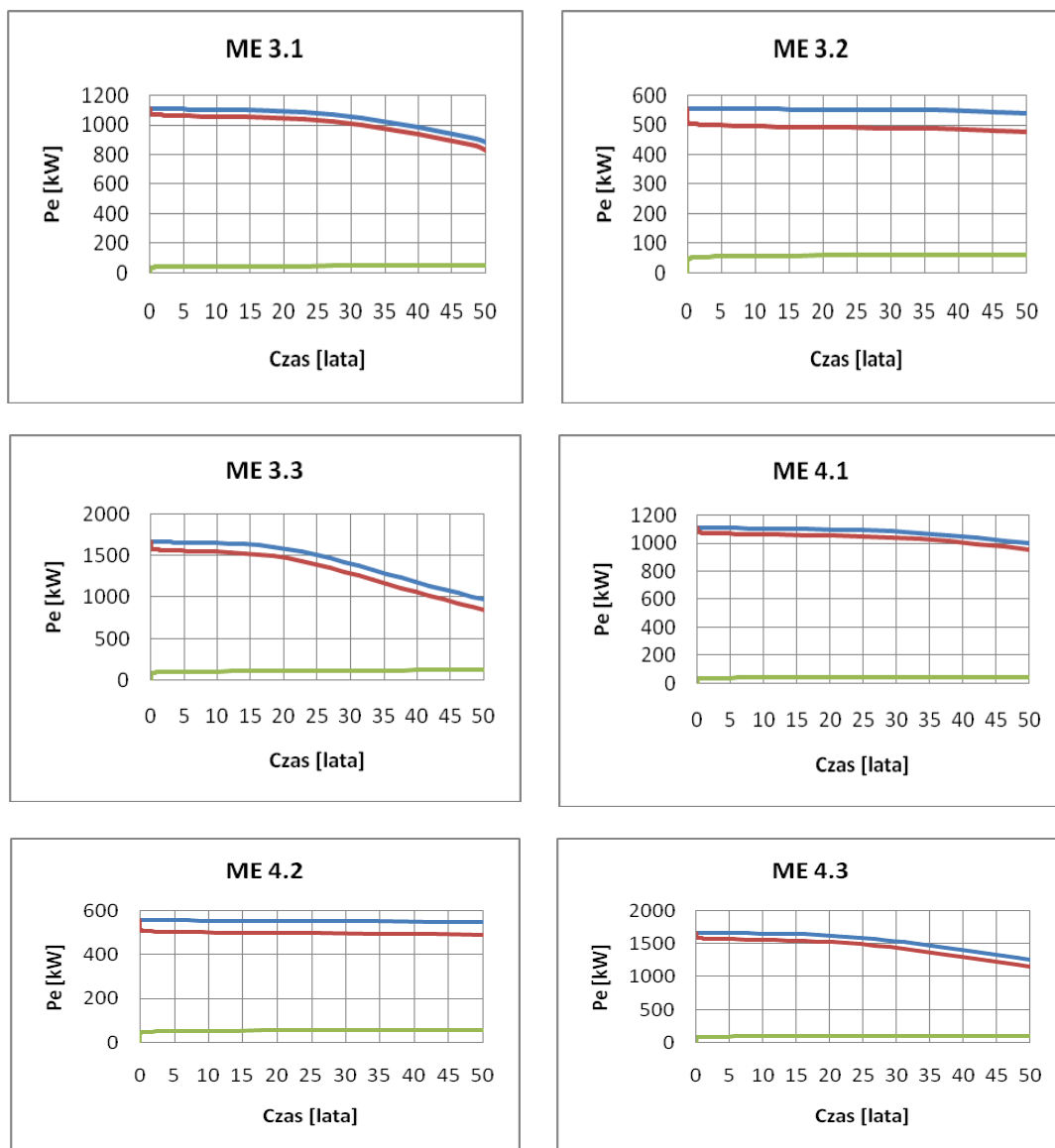


Fig 6_31 Zestawienie wyników wariantów eksploatacji systemu HDR w utworach wulkanicznych permu dolnego bloku Gorzowa; *niebieska linia – moc instalacji brutto, czerwona linia – moc instalacji netto, zielona linia – pobór mocy przez pompy.*

Tabela 6_2 Zestawienie analizowanych wariantów eksploatacyjnych HDR w rejonie Dębna, odległość pomiędzy otworami L=600 m.

L.P.	Wariant	Objętość strefy aktywnej hydraulicznie [km ³]	Wydajność [m ³ /h]	Przepuszczalność strefy zeszczelinowanej Kx, Ky, Kz [mD]	Temperatura wody w otworze produkcyjnym po 50 latach [°C]	Czas przebicia frontu chłodnego [lata]	Moc elektryczna brutto po 1 i 50 roku pracy systemu [kW]	Moc elektryczna netto po 1 i 50 roku pracy systemu [kW]	Całkowita produkcja energii elektrycznej netto w okresie 50 lat /średniorocznie [GWh]	Moc cieplna po 1 i 50 roku pracy systemu [MW]
1	ME 1.1	0,160	100	50,50,5	129,9	15	1110,0/661,8	1063,4/598,0	398,0/8,0	9,1/6,5
2	ME 1.2		50	10,10,1	149,9	25	556,0/521,0	495,9/446,9	208,5/4,2	4,6/4,4
3	ME 1.3		150	50,50,5	113,1	8	1664,8/603,9	1556,0/450,6	471,6/9,4	13,6/7,0
4	ME 2.1	0,194	100	50,50,5	130,1	15	1110,2/672,9	1063,2/609,3	398,6/8,0	9,1/6,5
5	ME 2.2		50	10,10,1	149,9	25	556,0/523,2	496,3/449,3	208,5/4,2	4,6/4,4
6	ME 2.3		150	50,50,5	113,5	8	1664,2/607,7	1557,0/455,1	464,0/9,3	13,6/7,0
7	ME 3.1	0,267	100	50,50,5	141,7	20	1110,4/881,5	1069,0/829,7	434,6/8,7	9,1/7,8
8	ME 3.2		50	10,10,1	151,8	30	556,1/540,3	502,7/477,4	214,5/4,3	4,6/4,5
9	ME 3.3		150	50,50,5	128,5	10	1665,3/969,7	1571,0/845,7	570/11,4	13,7/9,6
10	ME 4.1	0,411	100	50,50,5	147,4	22	1110,5/997,2	1073,0/952,3	451,7/9,0	9,1/8,5
11	ME 4.2		50	10,10,1	152,4	40	556,1/546,8	506,9/489,7	217,5/4,3	4,6/4,5
12	ME 4.3		150	50,50,5	139,4	15	1665,7/1258,2	1578,3/1152,7	626,2/12,5	13,7/11,4

Modelowania efektów wymiany ciepła skały z zatłaczanymi płynami w rejonie Parczewa (NE Lubelszczyzna)

Dla rejonu Parczewa analizowano przypadek nietypowego wykorzystania technologii HDR – dla skał o względnie niskich temperaturach, gdzie możliwe byłoby pozyskiwanie jedynie energii cieplnej.

Model (program TOUGH2) obejmuje przestrzeń 4x4x2,8 km (**Fig. 6_32**). Strop modelu znajduje się na głębokości 1300 m, a spąg na głębokości 4100 m. Model podzielono prostopadłościenną siatką dyskretyzacyjną 24*24*8 bloków (x*y*z). Krok siatki wzdłuż osi x i y wynosi 50 m (16 bloków w centrum obszaru) i 400 m w obszarze peryferyjnym oraz krok siatki wzdłuż osi z wynosi – 200 m – dwie spągowe warstwy - i 400 m dla pozostałego przebiegu.

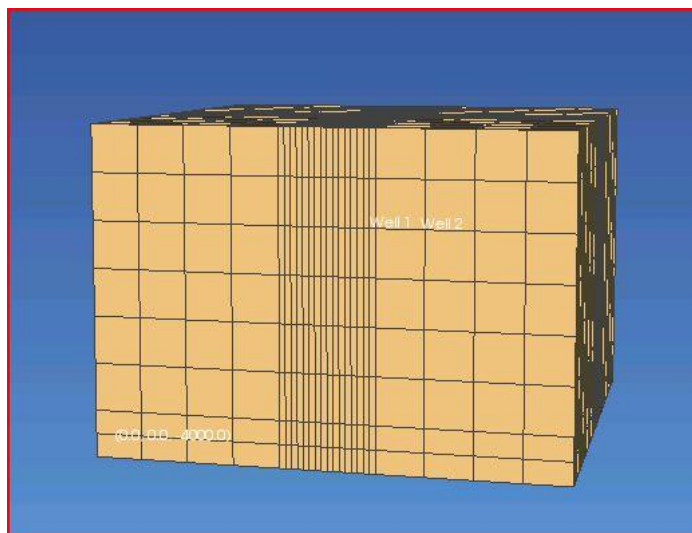


Fig. 6_32 Podział modelowanego obszaru na bloki obliczeniowe.

Model zasadniczo obejmuje dwa kompleksy skały suche, niewodonośne (proterozoik) i skały nadkładu paleozoicznego. Przyjęto gradient temperatury wynoszący 0,035 °C/m, a temperaturę na 800 m 28 °C. System HDR był w strefie głębokości 2500-2900 m. Iniekcję wody zadano otworem pionowym o długości strefy zafiltrowania 400 m. Otwór eksploatacyjny - pionowy o długości strefy zafiltrowania 400 m.

Wykonano dwa warianty obliczeń – wariant I z rozstawem otworów 500 m i wariant II z rozstawem otworów 700 m. Przyjęto, że strefa zeszcelinowania obejmuje pas o szerokości 150 m (3 bloki modelu) czyli 75 m od osi otworów. Długość strefy jest zależna od odległości otworów i wynosi 600 m dla wariantu I i 800 dla wariantu II. Przed rozpoczęciem eksploatacji do suchego górotworu zadano zatłaczanie wody przez okres 0,35 lub 0,8 roku, z wydatkiem 110 kg/s (396 m³/h) lub 250 kg/s (900 m³/h) i o temperaturze 10 °C. Po tym okresie rozpoczęto eksploatację i zatłaczano wodę z wydatkiem 70 kg/s (252 m³/h) i o temperaturze 70 °C. Wodę eksploatowano z wydatkiem 27,78 kg/s (100 m³/h).

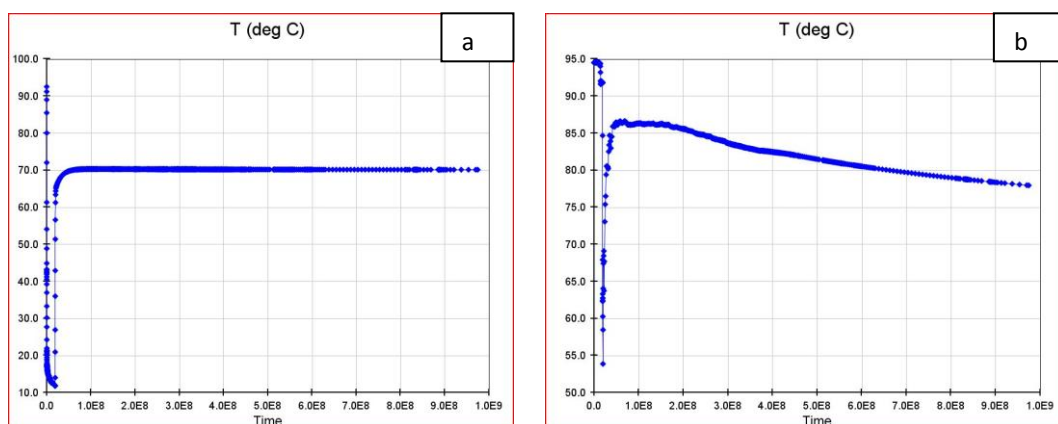


Fig. 6_33 Rozkład temperatury w otworze iniekcyjnym (a) i eksploatacyjnym (b).

W czasie pracy systemu temperatura w układzie otworów zmienia się od 11 do 95 °C (**Fig. 6_33**). Temperatura 11 °C obliczona została pod koniec zatłaczania zimnej wody do otworu iniekcyjnego. W początkowej fazie pracy otworu eksploatacyjnego temperatura szybko wzrasta (z 54 do 86 °C), następnie utrzymuje się na stałym poziomie (do 5,4 lub 8 lat), a przez następny okres spada do 78 °C. Uzyskano moce cieplne rzędu 2 MW.

Porównując rozwiązania z wariantu I i II, większy rozstaw otworów daje dłuższy wzrost temperatury w początkowym okresie eksploatacji i mniejszy spadek temperatury w następnym okresie. Uwidacznia się to w większych mocach cieplnych uzyskiwanych z układu. Znacznie większy jest jednak wydatek zatłaczanej wody w układzie z większym rozstawem otworów.

6.3 Modelowania dla skał krystalicznych

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

Potencjał dla produkcji energii elektrycznej i ciepła oraz model geotermalny stanu stacjonarnego w rejonie Karkonoszy

Mapa poniżej (Fig. 6_34) przedstawia obszar granitowego plutonu karkonoskiego objętego modelowaniem numerycznym, na podstawie którego zostały obliczone zasoby statyczne oraz zasoby statyczne-wydobywalne energii cieplnej. W obliczeniach pominięto strefę konwekcyjną (rozdział 5 - model rejonu Cieplic) o podwyższonej przepuszczalności, jako że strefa ta nie spełnia kryterium zamkniętych systemów geotermicznych.

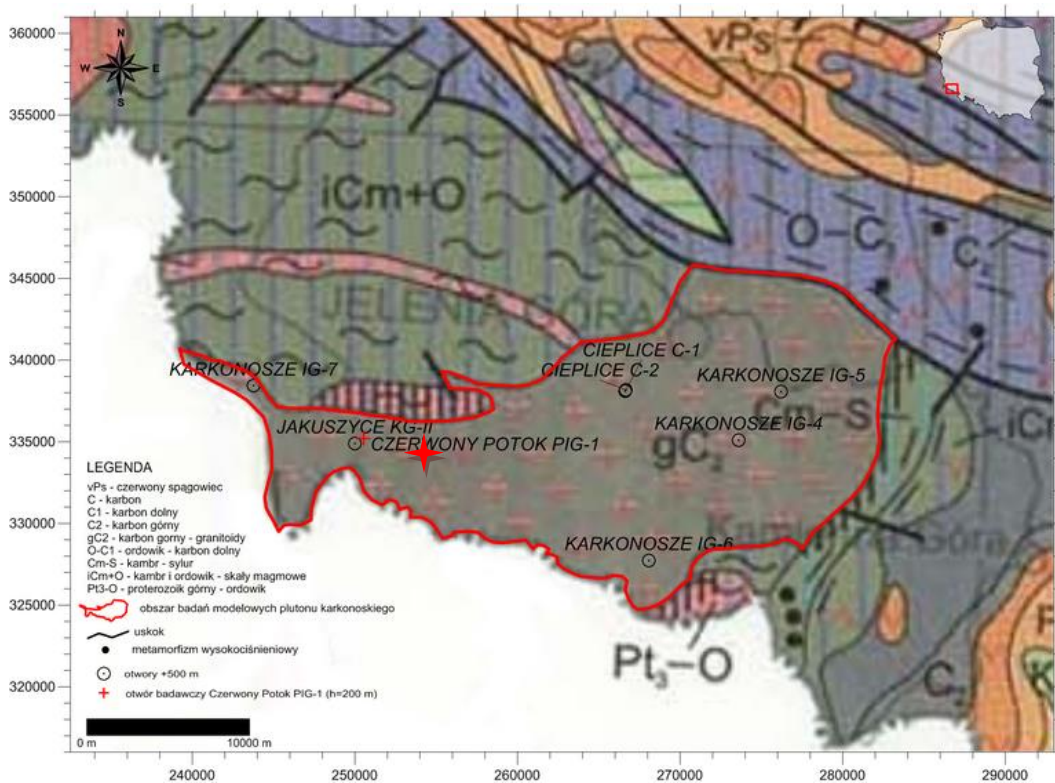


Fig. 6_34 Mapa obszaru modelowania numerycznego plutonu Karkonoszy na tle mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez i in. 2000).

Przy obliczaniu zasobów statycznych-wydobywalnych (EZSW) przyjęto średnią wartość współczynnika odzysku $\overline{R}_0 = 0,3$ co oznacza, że stanowią one 30% zasobów statycznych EZS. Dla przedstawienia skali występującego tu potencjału energetycznego można przyjąć, że obliczonej wartości EZSW w teoretycznym rachunku odpowiadałaby energia chemiczna zawarta w 9 mld ton węgla kamiennego.

Wartość zasobów statycznych-wydobywalnych stanowi dla danego obszaru miarę wielkości energii cieplnej, która mogłaby być hipotetycznie eksploatowana przez znaczący okres czasu (np. 50 lat) pod warunkiem maksymalnego dopuszczalnego pokrycia obszaru systemami dubletów eksploatacyjnych, uwzględniającego interferencję dubletów geotermalnych. Jak wspomniano wcześniej (rozdz. 2.12.3) wartości te mogą być obciążone błędem wynikającym z przyjętej wartości gradientu geotermicznego ekstrapolowanego na cały obszar plutonu.

Modelowanie numeryczne zostało wykonane z zastosowaniem kodu obliczeniowego TOUGH2 (Pruess i in. 1999). Założono że temperatura wody zatłaczanej do górotworu po oddaniu energii w wymienniku ciepła wyniesie 70°C (wtedy pompy zapewniające cyrkulację płynu w systemie HDR zużywają nie więcej niż 3% mocy elektrycznej brutto siłowni), a konwersja energii cieplnej na elektryczną zachodzi przy wykorzystaniu cyklu ORC, w geotermalnej elektrowni binarnej (wykorzystującej czynnik roboczy w obiegu zamkniętym, np. izobutan).

Moc cieplna jednostkowa informuje, jakiej mocy cieplnej spodziewać się można w odniesieniu do strumienia 1 m³/h wody krążącej w systemie HDR, zależnie od ilości ciepła związanego z ochłodzeniem krążącej wody do 70° C. Natomiast dla mocy elektrycznej (brutto) przyjęto założenie, że jest ona równa 1/8 mocy cieplnej.

Moc netto elektrowni binarnych zależy m.in. od mocy niezbędnej do napędu obiegowych pomp geotermalnych, pomp czynnika roboczego oraz konsumpcji energii w systemie schładzania czynnika roboczego. Ze względu na ogólny charakter prezentowanych obliczeń, potencjał produkcji energii elektrycznej netto nie jest wyznaczany.

Na **Fig 6_35** zaprezentowano przykładowy wykres pokazujący zmiany ciśnienia i temperatury w profilu łączącym otwory produkcyjny i chłonny dla systemu HDR w Karkonoszach po 50-ciu latach eksploatacji. Z wykresu wynika, że zasięg strefy oddziaływania termicznego wyniesie ponad 200 m od otworów: chłonnego i produkcyjnego. Zasięg strefy oddziaływania hydraulicznego (ciśnieniowego) będzie szerszy, rzędu 500 m. Z przedstawionego wykresu wynika, że z pewnym przybliżeniem można założyć, że pojedynczy system HDR eksploatuje energię z bloku o powierzchni rzędu 1 km². Jednakże znaczne skupienie ilości pojedynczych systemów HDR na niewielkim obszarze spowodowałoby zaburzenie możliwości regeneracji cieplnej.

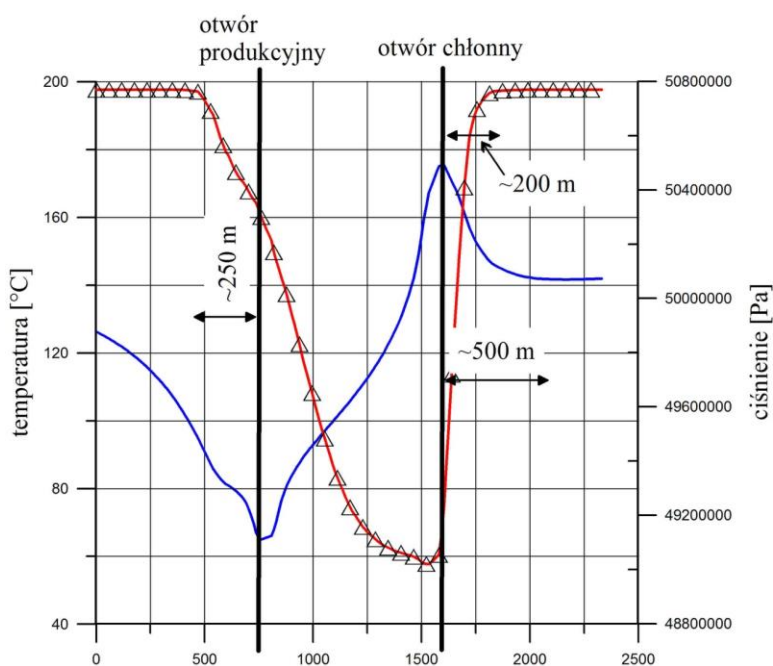


Fig 6_35 Zmiany temperatury i ciśnienia w profilu instalacji otworów przykładowego systemu HDR otrzymany po 50-ciu latach eksploatacji systemu z wydajnością 200 m³/h - na podstawie modelowania systemu HDR dla Karkonoszy.

Na podstawie przyjętych założeń oraz przyjętego modelu regionalnego granitowego plutonu Karkonoszy (rozdział 5) wykonano mapy temperatur wglębnych występujących na tym obszarze oraz jednostkowego potencjału mocy cieplnej brutto i jednostkowego potencjału mocy elektrycznej na głębokościach: -3500, -4000 (**Fig 6_36** - przykład), -4500, -5000, -5500 oraz -6000 m n.p.m.. Podczas tworzenia map pominięto obszary o temperaturze górotworu poniżej 110°C. Analiza powyższych map, wskazuje na istnienie najkorzystniejszych warunków geotermicznych na południe od Szklarskiej Poręby oraz w pasie północno-wschodnim od Jeleniej Góry w kierunku Kowar i Karpacza. Gradient geotermiczny w tych strefach wynosi przypuszczalnie ok. 4°C/100 m.

Na podstawie modelu stanu naturalnego, maksymalna temperatura na głębokości -3500 m n.p.m. wynosi ok. 145°C, na głębokości -4000 m n.p.m. – ok. 165°C, natomiast na głębokości -5500 m n.p.m. może lokalnie przekroczyć 225°C w NE części plutonu. Należy jednak zaznaczyć, że wyznaczone temperatury mogą być obarczone znaczącym błędem związanym z przypuszczalnie dużą zmiennością gradientu na obszarze plutonu oraz niepewnością pomiaru temperatury w otworze Czerwony Potok PIG-1, a zatem i określenia gradientu na tej podstawie. Jednostkowa moc elektryczna brutto możliwa do wygenerowania w powyższych warunkach termicznych wynosi odpowiednio 9,5–10, 12–13 oraz 26-27 kW/(m³/h). Moc elektryczna brutto przykładowej elektrowni binarnej w warunkach stałej eksploatacji wód z głębokości -4000 m n.p.m. (ok. 4,5 km p.p.t.) z wydajnością 100 m³/h i stabilną temperaturą wód rzędu 165°C oraz zatłaczaniem wody powrotnej o temperaturze 70°C, może wynieść nawet 1,2–1,3 MW_e brutto.

Najmniej korzystne warunki termiczne znajdują się w centralnej części plutonu, pomiędzy Jelenią Górą i Karpaczem i są związane z wychładzaniem skał przez migrujące szczelinami wody powierzchniowe.

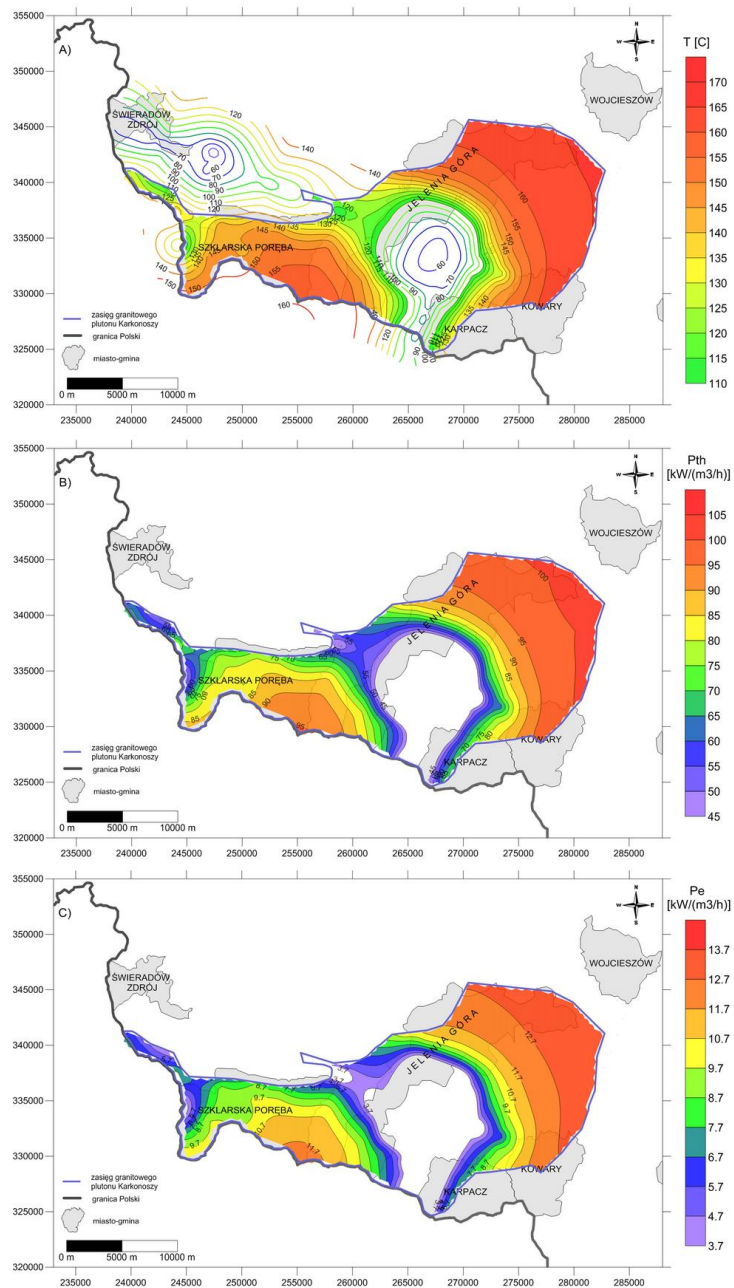


Fig 6_36 Rozkład temperatury (A), jednostkowej mocy cieplnej (B) oraz jednostkowej mocy elektrycznej brutto (C) w utworach granitowych plutonu karkonoskiego na głębokości -4000 m n.p.m. (miasta-gminy jako główni potencjalni odbiorcy energii; obszary barwne w obrębie plutonu z temp. powyżej 110°C dla przyjętego modelu.

Modelowania efektów wymiany ciepła skały z zatłaczanymi płynami w rejonie Karkonoszy

Bazując na wykonanym regionalnym modelu numerycznym rejonu Karkonoszy (rozdział 5) dokonano wyboru strefy perspektywicznej pod względem adaptacji technologii pozyskania ciepła suchych gorących skał (HDR). W celu dokonania wyboru strefy posłużono się następującymi kryteriami:

- ✓ strefa eksploatacji winna być zlokalizowana w obrębie obszaru rozpoznania geologicznego dla regionalnego modelu numerycznego plutonu Karkonoszy,
- ✓ wymagana jest obecność „strefy suchej” (bez wód złożowych),
- ✓ typowany obszar powinien cechować się możliwie wysoką temperaturą, pozwalającą na generowanie energii elektrycznej i ciepłej,
- ✓ wymagana jest bliskość potencjalnego odbiorcy energii ciepłej i punktu umożliwiającego włączenie instalacji do sieci elektroenergetycznej.

Mając na uwadze powyższe kryteria, za optymalną strefę dla eksploatacji energii systemem HDR uznano strefę Szklarskiej Poręby (**Fig 6_37**). Wyniki modelowania warunków termicznych i rozkładu ciśnień w modelu regionalnym posłużyły do ustalenia warunków brzegowych w modelu eksploatacji. Modelowana strefa (**Fig 6_37**) miała wymiary 7,3 km x 7,3 km x 3 km (długość x szerokość x miąższość). Strop strefy zalegał na głębokości 2,5 km p.p.o. (pod powierzchnią odniesienia wyznaczoną rzędną 400 m n.p.m.), a spąg na głębokości 5,5 km p.p.o. Powierzchnia modelu eksploatacji wynikała z powierzchniowego zasięgu plutonu Karkonoszy w strefie Szklarskiej Poręby.

Dla wszystkich otworów położenie filtrów przyjęto na głębokości 4050-4100 m p.p.o. Przyjęto, że odległość otworów chłonnych od otworu produkcyjnego będzie wynosiła 750 m, a temperatura złożowa wynosiła ok. 130 °C, czyli mniej więcej pokrywała się z możliwościami uzyskania połączenia hydraulicznego między współpracującymi otworami w systemach HDR zlokalizowanymi na głębokości rzędu 5 km (Genter i in. 2010).

Na podstawie m. in. danych literaturowych (Genter i in. 2010) przyjęto szerokość strefy zeszczelinowanej w poziomie (płaszczyzna X-Y w lokalnym układzie współrzędnych) ok. 177-212 m od odcinka łączącego otwory, a miąższość tej strefy - 250 m.

Eksploatacja otworów spowoduje obniżenie temperatury w strefie otworu produkcyjnego PROD (nazwa wg **Fig 6_38** i **39**), co będzie skutkowało spadkiem sprawności konwersji energii cieplnej w energię elektryczną w potencjalnie rozważanych siłowniach binarnych. Korzystnym schematem eksploatacji jest zatłaczanie wody w strefie oddalonej od szczeliny 3, dzięki czemu na głowicy otworu produkcyjnego można by otrzymywać wyższe temperatury. Ostatecznie, za najbardziej korzystny uznano schemat eksploatacji trypletu złożonego z otworu produkcyjnego PROD i dwóch otworów chłonnych CHLO2 i CHLO3. Analizowano dwa główne warianty jego eksploatacji, tj. przy różnych wydajnościach wody roboczej: 200 i 500 m³/h. Dodatkowo, analizowano dwa sposoby zagospodarowania pozyskanej energii: wariant pierwszy - wykorzystanie jej jedynie do produkcji energii elektrycznej przy temperaturze zatłaczanej wody do złoża 70°C; wariant drugi - skojarzona produkcja energii elektrycznej i cieplnej, przy czym w lecie (od 30 kwietnia do 31 października) produkcja jedynie energii elektrycznej przy zatłaczaniu do złoża wody o temperaturze 70°C, natomiast zimą (od 1 listopada do 30 kwietnia) zaspokajanie potrzeb cieplnych hipotetycznego odbiorcy będącego w stanie efektywnie wykorzystać energię w przedziale temperatur 70-50°C (zimą zatłaczano by do złoża wodę o temperaturze 50°C).

Na **Fig 6_40** przedstawiono prognozowane zmiany temperatury wody na głowicy otworu produkcyjnego w funkcji czasu. Z **Fig 6_40** wynika, że założony schemat eksploatacji energii i poziom schłodzenia wody zatłaczanej nie miał by wpływu na uzyskiwaną temperaturę głowicową na otworze produkcyjnym w wariantcie eksploatacji 200 m³/h, dla obu sposobów zagospodarowania energii (a miał dla 500 m³/h). Na **Fig 6_41** zaprezentowano rozkład temperatury w strefie eksploatowanej po 50 latach eksploatacji ze strumieniem 200 m³/h dla wariantu zakładającego produkcję energii elektrycznej (bez dostarczania energii cieplnej). Rozkład temperatury przedstawia proces propagacji frontu chłodnego od otworów chłonnych w kierunku otworu produkcyjnego.

Wariantem najbardziej korzystnym byłaby eksploatacja strumienia wody na poziomie 200 m³/h. Mogłaby ona zapewnić produkcję energii elektrycznej netto na poziomie 5,8 GWh/rok i produkcję energii cieplnej na poziomie 73 TJ/rok. Wartości te, w świetle przyjętych założeń, uznać można za stabilne i możliwe do uzyskania w ciągu 50 lat eksploatacji.

Fig 6_42 przedstawia prognozowane zmiany w czasie mocy elektrycznej brutto i netto wytwarzanej przez siłownię binarną wykorzystującą strumień 200 m³/h wody obiegowej dla wariantu zmiennej temperatury zatłaczania (równoczesne wytwarzanie energii elektrycznej i cieplnej). Z wykresu wynika wzrost pozyskiwanej mocy elektrycznej do ok. 20-tego roku eksploatacji. Po około 20 latach pracy moc elektryczna siłowni osiągnie maksimum. Co ważne, po upływie 30-tu lat eksploatacji wytwarzana moc elektryczna nie spadnie poniżej poziomu mocy na początku eksploatacji.

Po symulacji dla lokacji otworów na głębokości 4,05-4,10 km p.p.o., dokonano obliczeń prognozujących warunki pracy trzech otworów eksploatowanych analogicznie do opisanego powyżej schematu (otwór PROD – produkcyjny, otwory CHLO2 i CHLO3 - chłonne) z tym, że filtry otworów zlokalizowano na głębokości 5495-5525 m p.p.o. Założono jeden schemat eksploatacji, tj. 200 m³/h wody obiegowej dla wariantu ze zmienną temperaturą zatłaczania płynu (zgodnie z opisanym powyżej schematem zatłaczano by 70°C latem i 50°C zimą). Symulowano 50-cio letni okres eksploatacji systemu. **Fig 6_43** przedstawia prognozę zmiany temperatury płynu na głowicy otworu produkcyjnego w takim wariantcie. Z wykresu wynika stabilność temperatury eksploatowanej wody w przedziale ok. 20-tu pierwszych lat eksploatacji.

Na **Fig 6_44** zamieszczono prognozę zmiany mocy wytwarzanej energii elektrycznej w czasie, dla 50-cio letniego okresu eksploatacji (skojarzona produkcja energii elektrycznej i cieplnej). Poziomą wytwarzanej mocy odzwierciedlono krzywą prognozowanej temperatury na głowicy otworu eksploatacyjnego (**Fig 6_43**). Stabilnej mocy elektrycznej można spodziewać się w okresie pierwszych 20-tu lat eksploatacji. Wytwarzana moc elektryczna netto w tym okresie czasu powinna przekraczać 2,2 MW.

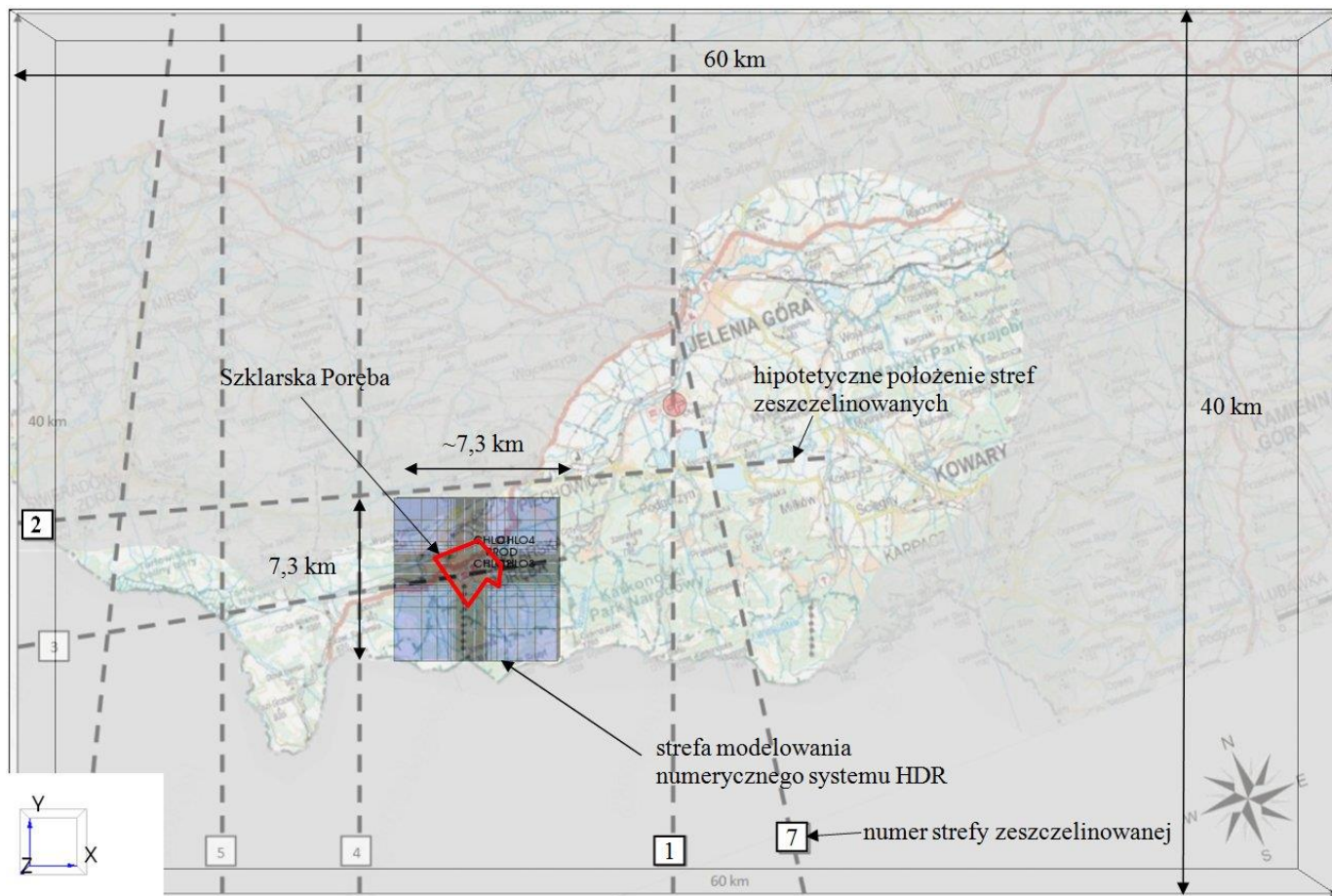


Fig 6_37 Lokalizacja strefy objętej modelowaniem numerycznym eksploatacji systemu HDR na tle mapy plutonu Karkonoszy

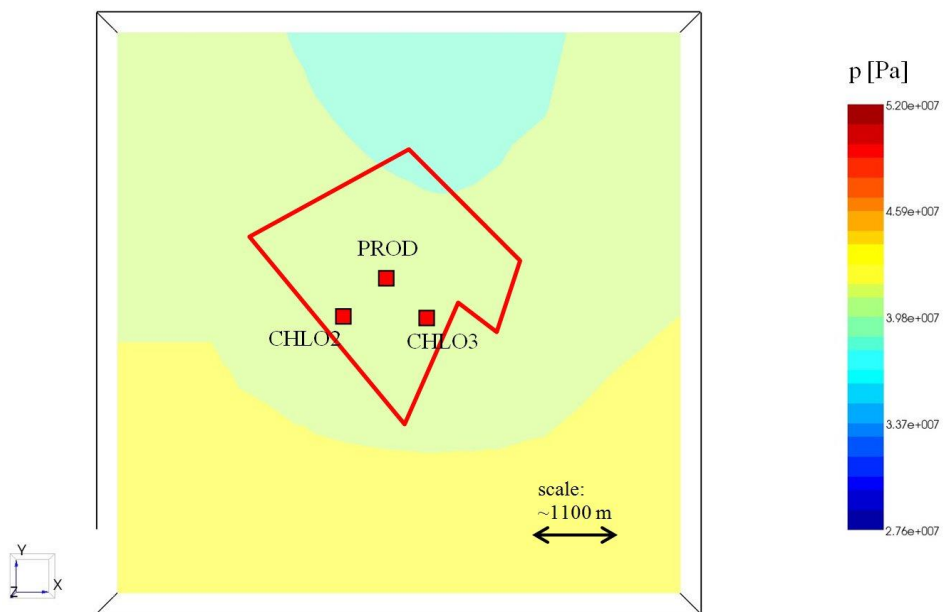


Fig. 6_38 Początkowy rozkład ciśnienia w modelowanej strefie Karkonoszy 4075 m p.p.o. (głębokość położenia filtrów otworów produkcyjnego i chłonnego systemu HDR); widok z góry, linie czerwone – granice Szklarskiej Poręby.

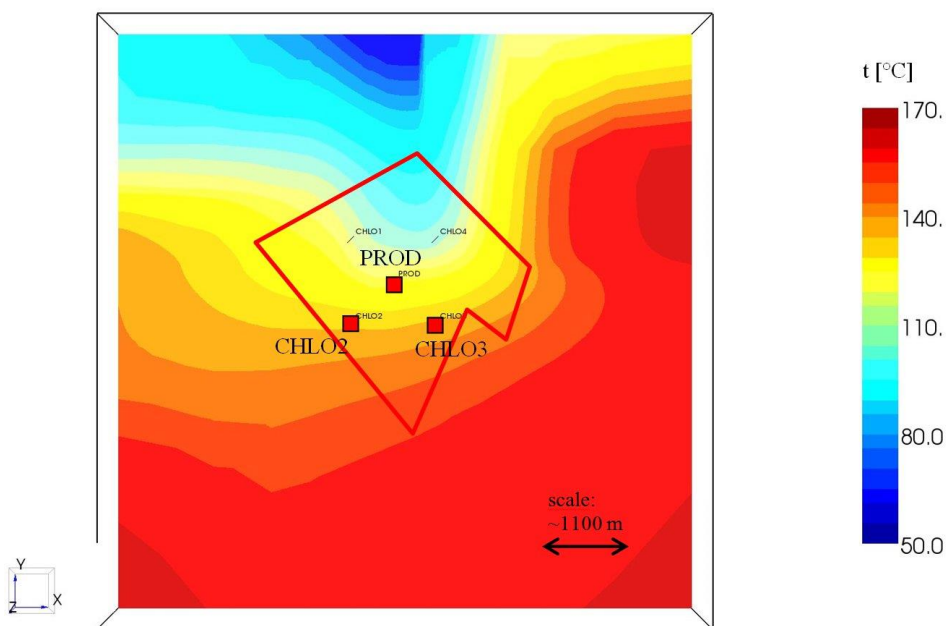


Fig. 6_39 Początkowy rozkład temperatury w modelowanej strefie Karkonoszy 4075 m p.p.o. (głębokość położenia filtrów otworów produkcyjnego i chłonnego systemu HDR); widok z góry, linie czerwone – granice Szklarskiej Poręby

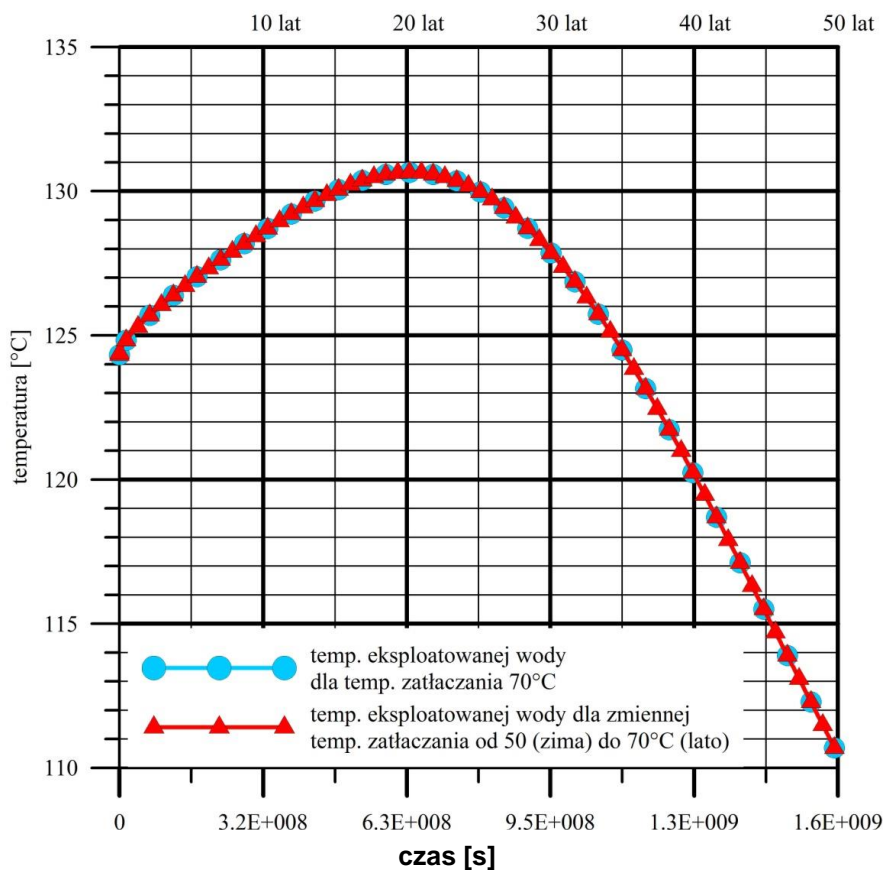


Fig 6_40 Prognozowane modelowaniem numerycznym zmiany temperatury (na głowicy otworu produkcyjnego) płynu eksploatowanego systemem HDR w Karkonoszach dla wydajności 200 m³/h w 50-cio letnim przedziale czasu (1,6 E9 s = ok. 51 lat)

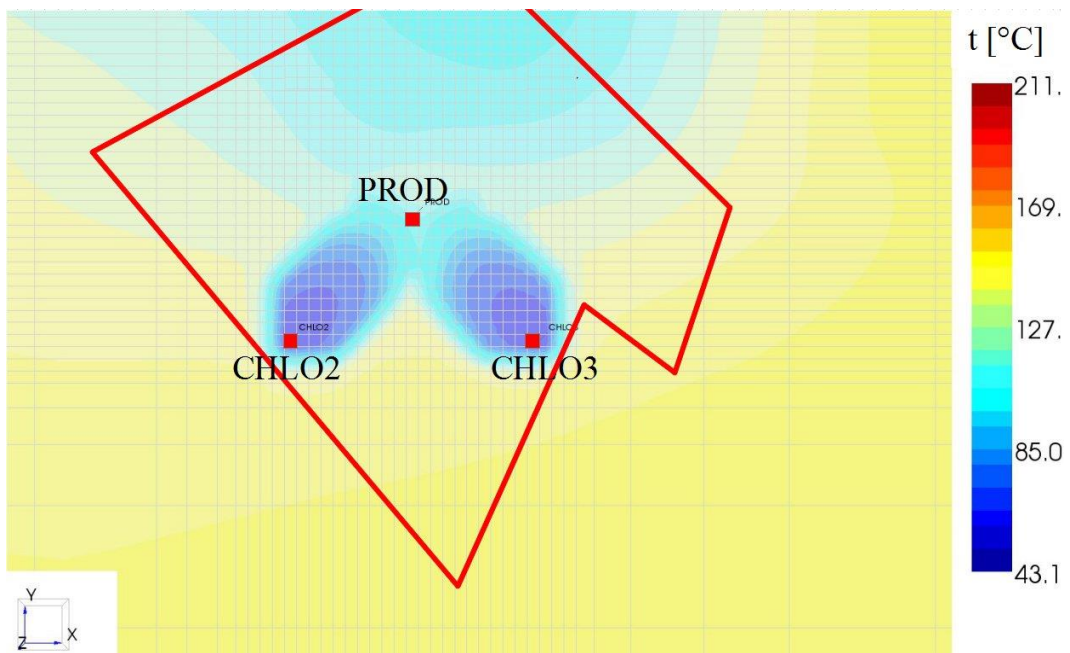


Fig 6_41 Rozkład temperatury w płaszczyźnie lokalizacji otworów (Z=4075 m p.p.o.) dla systemu HDR w Karkonoszach.

Wynik modelowania numerycznego stanu po 50-ciu latach eksploatacji ze stałą wydajnością 200 m³/h, dla wariantu zakładającego jedynie produkcję energii elektrycznej (linia czerwona – granice Szklarskiej Poręby)

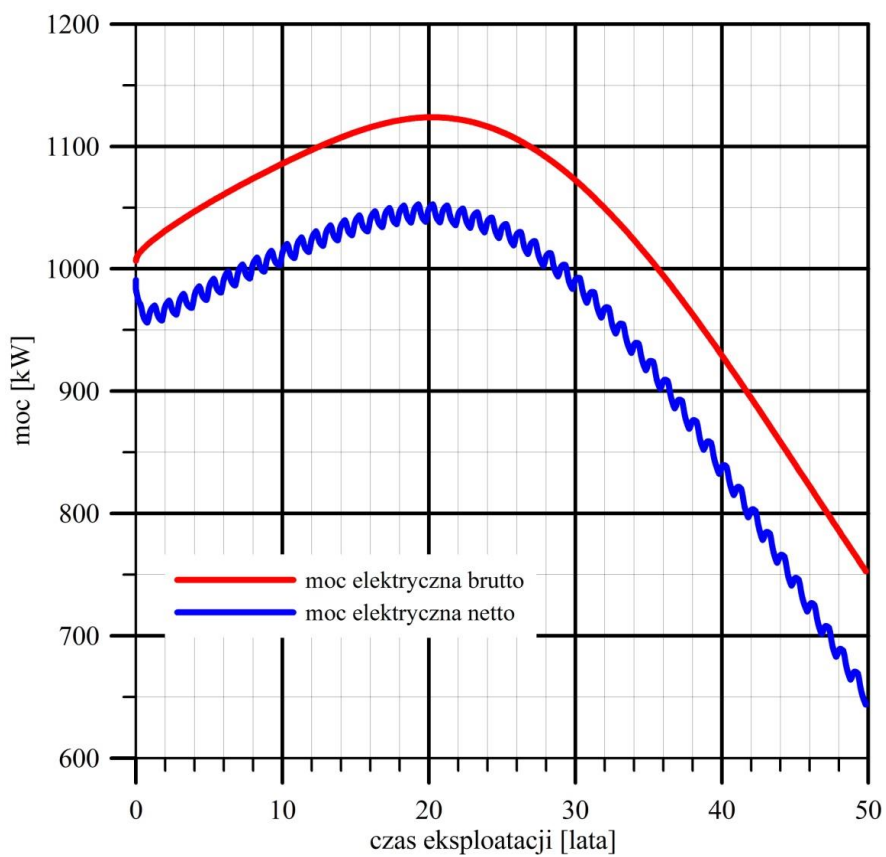


Fig 6_42 Prognozowane modelowaniem numerycznym zmiany wytwarzanej mocy elektrycznej brutto i netto dla systemu HDR w Karkonoszach, eksploatowanego ze stałą wydajnością 200 m³/h przy zmiennej temperaturze zatlaczanej wody, dla filtrów umieszczonych na głębokości 4050-4100 m p.p.o.

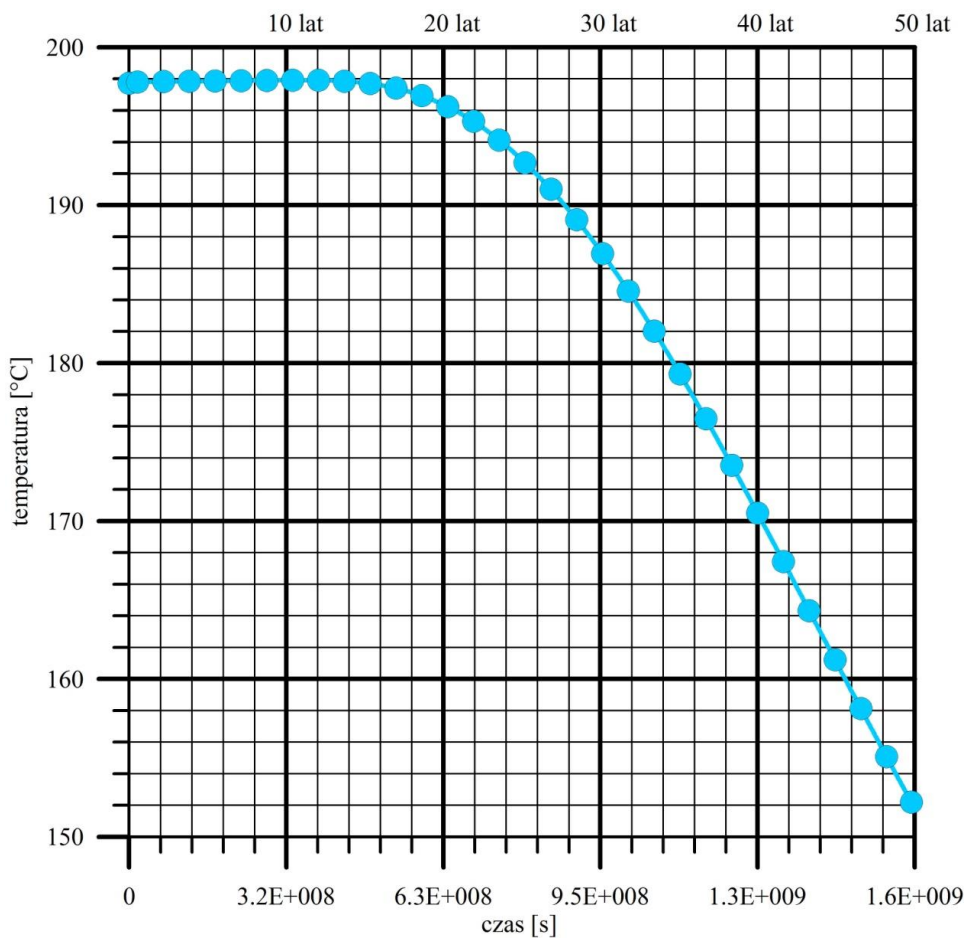


Fig 6_43 Prognozowane modelowaniem numerycznym zmiany temperatury (na głowicy otworu produkcyjnego) płynu eksploatowanego systemem HDR w Karkonoszach dla wydajności 200 m³/h w 50-cio letnim przedziale czasu (1,6 E9 s = ok. 51 lat).

Filtr otworu produkcyjnego umieszczony na głębokości 5495-5525 m p.p.o.

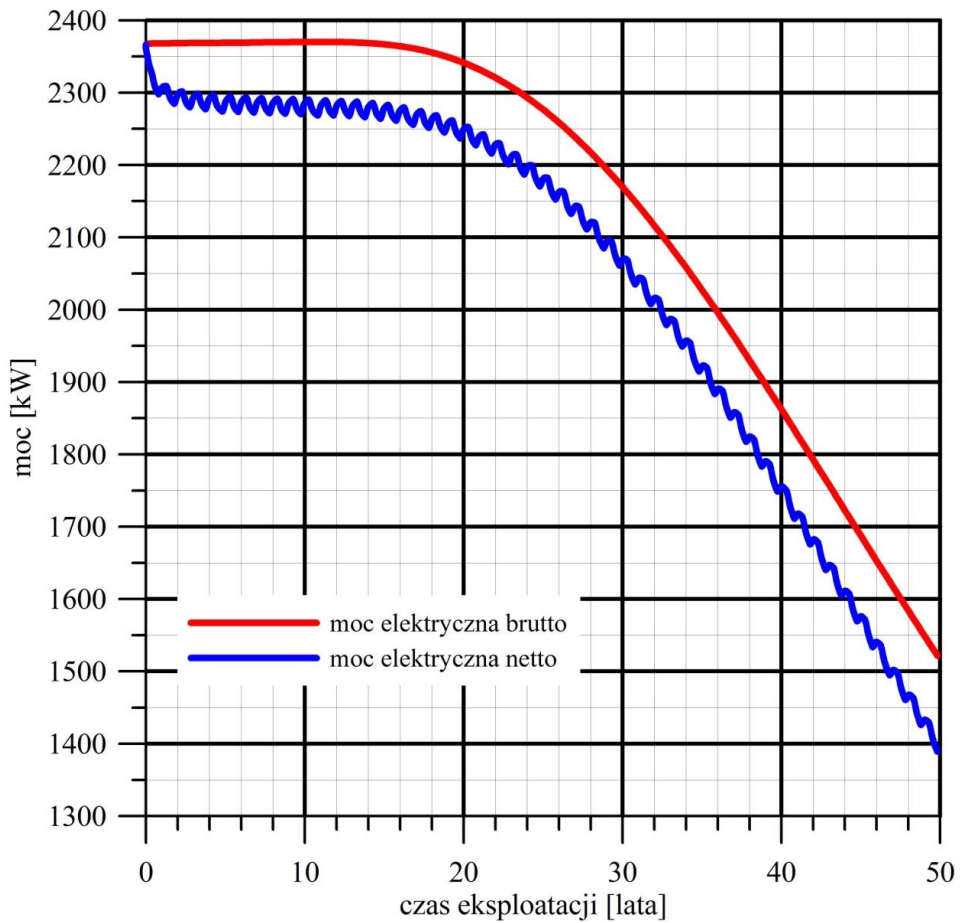


Fig 6_44 Prognozowane modelowaniem numerycznym zmiany wytwarzanej mocy elektrycznej brutto i netto dla systemu HDR w Karkonoszach, eksploатовanego ze stałą wydajnością 200 m³/h przy zmiennej temperaturze zatlaczanej wody (50°C zimą, 70°C latem), dla filtrów umieszczonych na głębokości 5495-5525 m p.p.o.

6.4 Podsumowanie prac modelowych

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

Modelowanie numeryczne począwszy od lat 70 XX wieku jest jednym z podstawowych narzędzi w dziedzinie zagadnień hydrogeologicznych stosowanym do modelowania przestrzennego rozkładu parametrów ośrodka, oceny zasobów, a przede wszystkim do oceny reakcji ośrodka geologicznego na obecność warunków zaburzających. Modelowanie numeryczne jest szczególnie skutecznym narzędziem w rozwiązywaniu zagadnień trójwymiarowych oraz związanych ze stanem nieustalonym. Ciągłe jednak istnieją ograniczenia w modelowaniu zjawisk zachodzących w górotworze, ze względu na złożoną naturę samego ośrodka skalnego, procesów w nim zachodzących oraz informacji, jakie użytkownik jest w stanie dostarczyć, jako materiału wsadowego do kodu obliczeniowego.

Niniejsze modelowanie zostało przeprowadzone w pełnym zakresie dla trzech podstawowych typów kompleksów skalnych: skał osadowych zlokalizowanych głównie w piaskowcach triasu dolnego w rejonie Krośniewice–Kutno, skał wulkanicznych zlokalizowanych w utworach czerwonego spągowca w bloku Gorzowa oraz w granitowym plutonie Karkonoszy. Dla każdego z trzech ośrodków wykonano model stanu stacjonarnego (naturalnego) na wytypowanym obszarze. Modelowanie warunków przedeksploatacyjnych polegało na wprowadzeniu znanej informacji geologicznej oraz kalibracji modelu, czego efektem końcowym był prognozowany stan górotworu w chwili przed potencjalnym podjęciem działalności eksploatacyjnej, a w szczególności prognozowany rozkład temperatury pozwalający na ocenę możliwości ekstrakcji energii zakumulowanej w skałach z wykorzystaniem technologii HDR (lub EGS).

Wyniki modelowania wskazują, że warunki termiczne dające możliwość komercyjnego wykorzystania zasobów cieplnych zgromadzonych w zamkniętych systemach geotermicznych, znajdują się zarówno w granitowym plutonie Karkonoszy jak i w wulkanitach bloku Gorzowa oraz w utworach osadowych rejonu Krośniewice-Kutno. W

rejonach tych średni gradient geotermiczny wynosi lokalnie 40°C/km. Na głębokości – 4000 m n.p.m. (ok. 4,05–4,1 km p.p.t.) temperatura utworów wulkanicznych czerwonego spągowca w bloku Gorzowa dochodzi do 148°C, w piaskowcach triasu dolnego rejonu Krośniewice–Kutno (głębokość ok. 4,1 km p.p.t.) – do 140°C, natomiast w masywie Karkonoszy na głębokości o rzędnej –3500 m n.p.m. (ok. 3,9–4,0 km) – do 150 °C. Warunki te, przy założeniu strumienia przetłaczanego płynu pomiędzy dubletem otworów równego 100m³/h dają możliwość generacji ok. 9 MW_{th} mocy cieplnej oraz ok. 1,0–1,1 MW_e mocy elektrycznej. Warunki geologiczne w każdym z ww. obszarów stwarzają również możliwość pozyskiwania energii z większych głębokości.

Wyraźnie należy podkreślić, że uzyskane parametry energetyczne wynikają z przyjętych wartości gradientu, temperatury, objętości stref szczelinowych i przepływu strumienia. Są to więc wartości hipotetyczne, których weryfikacja może nastąpić dopiero po odwierceniu nowego, głębokiego otworu z precyzyjnym pomiarem temperatury.

Pomimo, iż warunki termiczne trzech analizowanych jednostek geologicznych są zbliżone, pluton Karkonoszy stanowi system geotermiczny o potencjalnie najbardziej korzystnych warunkach dla wykorzystania technologii HDR i/lub EGS, głównie na skutek charakteru litologicznego budujących go utworów granitowych, najbardziej podatnych na procesy szczelinowania. Uzyskane wyniki preferują pluton Karkonoszy jako optymalne miejsce dla lokalizacji pilotażowej instalacji HDR w Polsce, jednak oszacowane parametry energetyczne mają charakter jedynie orientacyjny, głównie ze względu na brak reperowego otworu głębokiego z wiarygodnymi danymi termicznymi do głębokości ok. 3000 m, a także brak wykonanego właściwego geofizycznego rozpoznania wgłębnej tektoniki masywu karkonoskiego.

Podsumowanie

(A. Wójcicki, A. Sowizdzał, W. Bujakowski)

Podjęte przedsięwzięcie badawcze stanowiło realizację jednego z podstawowych celów strategicznych i kierunków działań w zakresie programowania, zamawiania i finansowania prac hydrogeologicznych ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, które wyznaczone zostały w dokumencie p.t. „Kierunki badań w dziedzinie geologii surowcowej (na lata 2009 – 2015)”, opracowanym w 2009 r. przez Ministerstwo Środowiska.

Celem przedsięwzięcia była ocena możliwości wykorzystania struktur geologicznych występujących na obszarze Polski do budowy zamkniętych systemów geotermicznych – szczególnie dla potrzeb geotermalnej technologii Hot Dry Rocks (HDR), ewentualnie dla technologii wspomaganej niewielkim dopływem wód (EGS).

Badania przeprowadzono dla struktur występujących w trzech różnych warunkach geologicznych – osadowym kompleksie skalnym, kopalnej pokrywie wulkanicznej i masywie krystalicznym. Wytypowano obszary i struktury najbardziej perspektywiczne dla HDR/EGS w świetle aktualnego stanu wiedzy. Na podstawie dostępnych danych geologiczno-geofizycznych, dla każdej z wytypowanych struktur opracowano model geologiczno-strukturalny i wykonano: modelowania rozkładu gęstości i właściwości magnetycznych oraz modelowania pojemności cieplnej i potencjału dla produkcji energii elektrycznej i cieplnej. Dla lokalizacji wskazanych w każdej z tych struktur wykonano modelowania numeryczne efektów wymiany ciepła skał z zatłaczanymi płynami.

Wyraźnie należy podkreślić, że uzyskane parametry energetyczne dla każdego z modeli, opracowanych dla struktur występujących w różnych warunkach geologicznych, wynikają z przyjętych wartości gradientu, temperatury, objętości stref szczelinowych i przepływu strumienia. Są to więc wartości hipotetyczne, których weryfikacja może nastąpić dopiero po odwierceniu nowego głębokiego otworu z precyzyjnym pomiarem temperatury oraz wykonaniu stosownych testów złożowych.

Wyniki modelowań mogą stanowić wstępne przesłanki dla projektowania pilotażowych instalacji geotermalnych wykorzystujących ciepło suchych skał, zarówno dla typowanych lokalizacji (scharakteryzowanych poniżej) jak i innych lokalizacji w analogicznych warunkach geologicznych. Dotyczy to lokalizacji w masywach krystalicznych na obszarze Sudetów, w kopalnej pokrywie wulkanicznej w rejonie bloku Gorzowa i jego sąsiedztwie, a także osadowych kompleksów skalnych występujących na ogromnym obszarze Polski centralnej i, w mniejszym stopniu, na obszarze Polski północno-zachodniej.

Jednakże z uwagi na niewystarczającą wiedzę odnośnie parametrów i zachowania się rozpatrywanych typów ośrodka skalnego w procesie szczelinowania i transportu zatłaczanych płynów, projektowanie i następnie budowa pilotażowych instalacji geotermalnych powinny być poprzedzone badaniami geofizycznymi, wierceniami, poborem bogatego zestawu prób i różnorodnymi testami i pomiarami w nowych otworach, weryfikującymi założenia przyjęte w trakcie modelowań pojemności cieplnej i potencjału dla produkcji energii elektrycznej i cieplnej oraz modelowań numerycznych efektów wymiany ciepła skał z zatłaczanymi płynami.

Poniżej scharakteryzowano trzy typowane systemy geotermalne dla struktur występujących w trzech różnych warunkach geologicznych – masywie krystalicznym, kopalnej pokrywie wulkanicznej i osadowym kompleksie skalnym.

CHARAKTERYSTYKA I RANKING TYPOWANYCH SYSTEMÓW GEOTERMALNYCH

Dla rozpatrywanych struktur, wytypowanych jako najbardziej perspektywiczne dla systemów HDR w obrębie skał krystalicznych, wulkanicznych i osadowych (w ostatnim przypadku z preferencją dla systemów EGS), na podstawie wyników badań modelowych można podać ich mocne i słabe strony.

1. System geotermalny w skałach krystalicznych Sudetów.

Analizy wskazują na istnienie najkorzystniejszych warunków geotermicznych na południe od Szklarskiej Poręby oraz w pasie północno-wschodnim od Jeleniej Góry w kierunku

Kowar i Karpacza. Gradient geotermiczny w tych strefach wynosi przypuszczalnie ok. 4°C/100 m. Na podstawie modelu stanu naturalnego, maksymalna temperatura na głębokości -3500 m n.p.m. wynosi ok. 145°C, a na głębokości -4000 m n.p.m. – ok. 165°C. Jednostkowa moc elektryczna brutto możliwa do wygenerowania w powyższych warunkach termicznych wynosi odpowiednio 9,5–10 kW/(m³/h) i 12–13 kW/(m³/h). Moc elektryczna brutto przykładowej elektrowni binarnej w warunkach stałej eksploatacji wód z głębokości ok. 4,5 km p.p.t. z wydajnością 100 m³/h i stabilną temperaturą wód rzędu 165°C oraz zatłaczaniem wody powrotnej o temperaturze 70°C może wynieść nawet 1,2–1,3 MWe brutto (a cieplna byłaby ośmiokrotnie większa).

Pluton Karkonoszy stanowi system geotermiczny o potencjalnie bardzo korzystnych warunkach dla wykorzystania technologii HDR i/lub EGS, głównie na skutek charakteru litologicznego budujących go utworów granitowych, najbardziej podatnych na procesy szczelinowania. Efektywność systemu zależy jednak od wzajemnej relacji pomiędzy trzema parametrami eksploatacji: objętości strefy aktywnej hydraulicznie, przepuszczalności tej strefy oraz wydajności układu. Np. próba przetłoczenia zbyt dużego strumienia wody pomiędzy otworami w warunkach wysokiej przepuszczalności powodowałaby szybkie wychłodzenie złoża oraz w krótkim czasie gwałtowny spadek mocy.

W Karkonoszach problemem może być tektonika wgłębna, tzn. możliwość niekontrolowanej ucieczki i strat zatłaczanych płynów. Wymaga to dokładnego rozpoznania strefy potencjalnej lokalizacji przed podjęciem decyzji o budowie zakładu pilotażowego.

2. System geotermalny w skałach wulkanicznych w rejonie bloku Gorzowa

Ze względu na podwyższoną w skali regionalnej temperaturę oraz dużą miąższość utworów wulkanicznych, szczególnie atrakcyjnym rejonem w kontekście wykorzystania zasobów geotermicznych metodą HDR jest północno-zachodnia oraz zachodnia część modelowanego bloku Gorzowa.

Jako optymalną lokalizację dla systemu HDR wytypowano rejon Dębna, jako strefę posiadającą potencjalnego odbiorcę energii elektrycznej i ciepłej oraz miejsce występowania korzystnych warunków termiczno-geologicznych.

Gradient geotermiczny wynoszący ok. 40°C/km implikuje wysokie temperatury na relatywnie niedużych głębokościach, umożliwiając produkcję energii elektrycznej w systemach binarnych.

Niewysoki strumień (50 m³/h) oraz niewielka przepuszczalność skutkowałyby stabilną, powolną migracją płynu oraz ekstrakcją energii z otaczających skał. Pozwoliłoby to uzyskać stabilność źródła mocy przez okres min. 25 lat nawet przy niewielkiej kubaturze strefy zeszcelinowanej, a w przypadku większej objętości – nawet do 40 lat. Przy temperaturze początkowej górotworu równej ok. 153°C modelowana moc elektryczna brutto możliwa do pozyskania w analizowanych wariantach wahałaby się od ok. 555 kW w początkowych latach, do ok. 520 kW po okresie 50 lat (moc cieplna byłaby ośmiokrotnie większa). Pompy obiegowe przy spełnieniu przyjętych założeń w powyższych wariantach wymagałyby dostarczenia pomiędzy 45 kW, a 75 kW mocy elektrycznej.

Przy strumieniu 100 m³/h czas dojścia frontu chłodnego do otworu produkcyjnego wahałby się od 15 do 22 lat. Większa kubatura strefy aktywnej hydraulicznie pozwoliłaby oddalić w czasie ten proces poprzez pozyskiwanie energii z większej powierzchni. Moc brutto w grupie rozpatrywanych wariantów wynosiłaby w okresie początkowym ok. 1110 kW, aby po okresie 50 lat w najbardziej optymistycznym scenariuszu osiągać wartość ok. 950 kW, natomiast w najmniej korzystnym - ok. 660 kW.

W przypadku zastosowania większej wydajności, tj. 150 m³/h, okres przebicia frontu chłodnego może wynieść w zależności od zeszcelinowanej objętości górotworu, od 8 do 15 lat. Moc początkowa takiego układu to ok. 1665 kW brutto, a moc niezbędna do napędu pomp cyrkulacyjnych ok. 150 kW. W najkorzystniejszym wariantcie z tej grupy, moc brutto systemu po 50 latach jest prognozowana na ok. 1260 kW, natomiast netto na ok. 1150 kW. Wariant ten, jak również każdy ze scenariuszy, w którym wydajność systemu

HDR była modelowana na poziomie 150 m³/h, pozwoliłoby na wygenerowanie największej ilości energii, tj. od 9,4 do 12,5 GWh/rok (uśredniając w okresie 50-letnim).

W rejonie Dębna problemem może być niekorzystny wpływ składu mineralnego i nieznaną podatność skały na procesy szczelinowania oraz długotrwały transport płynów. W rejonie tym stwierdzono jednak występowanie trachyandezytów zawierających pęcherzyki pogażowe, a więc skał o potencjalnie bardzo dobrych właściwościach dla szczelinowania. Aby rozstrzygnąć powyższe wątpliwości przed decyzją o budowie zakładu pilotażowego należałoby na próbach skał dokonać przynajmniej laboratoryjnej symulacji procesów szczelinowania i długotrwałego transportu płynów.

3. System geotermalny w skałach osadowych

Systemy EGS w skałach osadowych należą do rzadkości stąd też spośród rozpatrywanych lokalizacji najbliższe perspektywy należy wiązać właśnie z rejonem, gdzie potencjalną skałą zbiornikową są skały osadowe.

Jako strefę najbardziej perspektywiczną dla lokalizacji systemu EGS w skałach osadowych na obszarze Polski uznano rejon Krośniewic, gdzie skałą zbiornikową są głęboko zalegające piaszczyste utwory triasu dolnego (5700-5900 m p.p.t.) charakteryzujące się niską porowatością i przepuszczalnością oraz wysoką temperaturą (rzędu 170-180°C). Wykonany dla tego rejonu model zakłada możliwość wykorzystania istniejącego otworu Krośniewice IG-1. Wyniki modelowania pokazują, iż po 50 latach pracy moc elektryczna netto systemu spada z 1780,3 kW uzyskiwanych po roku eksploatacji do 1622,5 kW, a moc elektryczna brutto z 1825,6 kW do 1677,1kW. Moc cieplna systemu po roku pracy wynosiłaby 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 daje rocznie produkcję energii elektrycznej na poziomie 12,2 GWh. Temperatura wody w otworze produkcyjnym po 50 latach będzie wynosiła 173,6°C.

Oprócz rejonu Krośniewic wskazano również dwie inne strefy o korzystnych parametrach dla EGS: rejon Konina oraz Pleszewa.

Moc cieplna systemu EGS zlokalizowanego w stropowej partii zbiornika dolnokarbońskiego w okolicach Pleszewa (na głębokości ok. 3,5 km) po roku pracy wyniosłaby 8,8 MW (osiem razy więcej niż elektryczna), podczas gdy po 50 latach 8,2 MW.

System zlokalizowany w piaskowcach dolnopermskich w rejonie Konina będzie charakteryzował 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. Średniorocznie system może dostarczyć 19 GWh energii elektrycznej, co w ciągu 50 lat eksploatacji daje łączną wartość ponad 950 GWh.

W przypadku skał osadowych należy podkreślić hipotetyczny charakter modelowanego systemu, wynikający przede wszystkim z braku światowych doświadczeń w zakresie wykorzystania skał osadowych jako skał zbiornikowych dla niekonwencjonalnych systemów geotermicznych (choć obecnie powstają eksperymentalne instalacje w tego typu skałach) i związaną z tym zmiennością istotnych parametrów modelowanego systemu (np. podatnością skał na szczelinowanie). Istnieje szereg problematycznych zagadnień, które potencjalnie mogą mieć wpływ na efektywność funkcjonowania systemów EGS takich jak np. niejednorodność skał zbiornikowych, obecność materiału ilastego, wpływ występowania wód zmineralizowanych i in.

UWAGI OGÓLNE:

Moc netto bądź brutto instalacji geotermalnej typu HDR lub EGS jest zależna od objętości strefy zeszczelinowanej - a dokładniej od powierzchni wymiany ciepła pomiędzy zatłaczanymi płynami, a matrycą skalną (powierzchnią szczelin). Z tego powodu wykonano analizę wariantów eksploatacji w zależności od kubatury takiej strefy.

Najważniejszym czynnikiem w projektowaniu instalacji geotermalnej jest utrzymanie stabilnej mocy przez odpowiednio długi okres eksploatacji systemu. Zarówno dla

operatora systemu, jak również odbiorców energii ważne jest, aby stabilność jej dostaw odbywała się w na tyle długim okresie, by pokryć nakłady inwestycyjne oraz na przedsięwzięcia operacyjne. Przy wydajności dubletu rzędu 100 m³/h udało się wskazać w utworach krystalicznych oraz w pokrywie wulkanicznej źródło mocy stabilnej przez min. 25 lat, z niewielkim spadkiem w latach kolejnych.

System geotermalny EGS z lokalizacją w strefie występowania skał osadowych wykazuje nieco gorsze parametry termiczne niż w przypadku lokalizacji systemów geotermalnych HDR w Karkonoszach i bloku Gorzowa (przy tych samych głębokościach). Ponadto, w przypadku bloku Gorzowa, podobnie jak dla skał osadowych rejonu Krośniewic, problemem może być wpływ składu mineralnego (w tym zailenia) na podatność tych skał na procesy szczelinowania i na długotrwały proces transportu płynów technologicznych.

BILANS I PERSPEKTYWY HDR/EGS W POLSCE

W rejonie Karkonoszy można orientacyjnie „zmieścić” około 20 dubletów wykorzystujących ciepło skał krystalicznych, w rejonie bloku Gorzowa (z otoczeniem, tzn. w rejonie Polski zachodniej i północno-zachodniej, gdzie występują wulkany o dostatecznej miąższości) do 500 dubletów wykorzystujących ciepło skał wulkanicznych a w rejonie Polski centralnej nawet 2000 dubletów wykorzystujących ciepło skał osadowych. Przyjęto, że odległość między dubletami jest minimum 5-6 razy większa od odległości między otworami w dublecie, czyli chodzi o odległości rzędu 3 km (albo obszar, na którym „funkcjonuje” dublet rzędu 7-10 km²). Jednocześnie abstrahujemy na razie od możliwości ulokowania instalacji, tzn. nie bierzemy pod uwagę obszarów chronionych, czy też konieczności posiadania w pobliżu odbiorcy ciepła. Teoretycznie potencjał produkcji energii elektrycznej z systemów HDR/EGS w Polsce jest więc rzędu **2 – 4 GW** (ale rejon Karkonoszy, gdzie według obecnego stanu wiedzy perspektywy dla HDR są najlepsze, obejmuje tylko 1% tego potencjału).

Jeśli chodzi o możliwości wykorzystania istniejących otworów (rekonstrukcja, ewentualnie też pogłębienie), to w Polsce mamy setki odwiertów o głębokości minimum 3 km, ale na ogół mają one dziesiątki lat i nie zawsze dysponujemy w nich wiarygodnymi pomiarami temperatury. Wg CBDG jest to dokładnie 1191 otworów o głębokości ponad 3 km. Natomiast w wytypowanych obszarach, obejmujących fragmenty terytorium naszego kraju, jest odpowiednio mniej.

Dla rejonu Karkonoszy nie ma ani jednego takiego otworu, jedynie jest kilka odwiertów o głębokościach do 2 km, wykonanych dla celów badawczych i geotermii „klasycznej”.

W rejonie bloku Gorzowa mamy 20 takich otworów, a generalnie w rejonie Polski zachodniej i północno-zachodniej (gdzie występują wulkanity dolnopermskie, lecz ich miąższość poza blokiem Gorzowa jest na ogół niższa) jest ponad 300 głębokich otworów, z których dostępne są dane geofizyki wiertniczej i/lub próbki rdzeni skał. Jednak na obszarze bloku Gorzowa dostępne są pomiary temperatury (na odpowiednich głębokościach) jedynie z kilku otworów, a z Polski zachodniej i północno-zachodniej - z kilkunastu.

Rejon Polski centralnej, gdzie analizowano perspektywy dla HDR/EGS w skałach osadowych, obejmuje 152 otwory, z których dostępne są dane geofizyki wiertniczej, nawiercające strop triasu dolnego, a więc o głębokości zwykle minimum 4 km. W rejonie tym w około 20 otworach dostępne są pomiary temperatury w interesującym z punktu widzenia technologii HDR/EGS przedziale głębokościowym.

Stąd istniejące otwory umożliwiłyby wykorzystanie jedynie drobnej części teoretycznego potencjału dla zastosowania technologii HDR/EGS w Polsce. Poza tym instalacja geotermalna opiera się na wykorzystaniu dubletu otworów, położonych jeden od drugiego w odległości rzędu 500-600 m, co w praktyce oznacza, że nawet, jeśli mamy do dyspozycji stary otwór, który można by wykorzystać na potrzeby instalacji, konieczne jest odwiercenie drugiego.

Literatura

Barbier E., 2002: Geothermal energy technology and current status: an overview. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, Vol. 6, str. 3-65

Bielniak J., 2012: Orzeczenie geofizyczne Czerwony Potok PIG-1 (dokumentacja badań geofizycznych w otworze).

Bolewski A., Parachoniak W., 1974: Petrografia. Wyd. Geol.

Brown D. W., Duchane D. V., Heiken G., Hriscu V. T., 2012: *Mining the Earth's Heat: Hot Dry Rock Geothermal Energy*. Springer Verlag.

Buecker C., Rybach L., 1996: A simple method to determine heat production from gamma ray logs. *Mar. Pet. Geol.*, 13, pp.373-375.

Bujakowski W., Barbacki A.P., Bielec B., Habryn R., Hołojuch G., Kasztelewicz A., Kiełczawa J., Pańczyk M., Pisaniec K., Skrzypczak R., Skrzypczyk L., Tomaszewska B., Wróblewska M., 2011: Projekt prac geologicznych na wykonanie otworu badawczego Czerwony Potok PIG-1 dla przedsięwzięcia z dziedziny geologii pod tytułem: „Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (Hot Dry Rocks) w Polsce. CAG Warszawa.

Butler S. J., Sanyal S.K., Robertson-Tait A., 2004: A numerical simulation study of the performance of enhanced geothermal systems. *Proceedings Twenty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, 26.01 – 28.01.2004.*

Cieśla E., Kleszcz T., Margul B., 1978: Tymczasowa dokumentacja szczegółowych badań grawimetrycznych i magnetycznych. Temat: Lubelskie Zagłębie Węglowe, 1977. *Biblioteka PBG.*

Cieśla E., 1987: Dokumentacja półszeregówowych badań magnetycznych. Temat: NE i E Polska, rejon: Siemiatycze - Łuków - Włodawa, 1984-1986. *Nar. Arch. Geol., Państw. Inst. Geol., #56/109, Warszawa*

Cieśla E., Wybraniec S., 1995: Opracowanie tematu: Mapa magnetyczna zachodniej Polski z komputerowym bankiem danych i interpretacją elementów strukturalnych. Część I (za okres 1.1.1992 - 31.12.1994), 1995. *Nar. Arch. Geol. 1470/95 Warszawa.*

Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 2000: Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku. *Wyd. Państw. Inst. Geol. Warszawa.*

Depciuch T., Lis J., 1971: Wiek bezwzględny (K-Ar) granitoidów masywu Karkonoszy. *Kwart. Geol., t. 15, nr 4.*

Dezayes C., Thinon I., Genter A. and Courrioux G., 2007: Clastic reservoirs in the Rhine graben: geothermal potential of the Triassic sandstones based on seismic profiles and deep boreholes. *Proceedings European Geothermal Congress 2007 Unterhaching, Germany, 30 May-1 June 2007.*

Doornenbal J. C., Stevenson A. G. (Eds.), 2010: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. *EAGE Publications b.v. (Houten).*

Dowgiałło J., Fistek J., 1998: Wstępne wyniki hydrogeologiczne wiercenia C-1 w Jeleniej Górze-Cieplicach. *Prz. Geol., vol. 46, nr 2: 178*

Dowgiałło J., 2000: Thermal water prospecting results at Jelenia Góra-Cieplice (Sudetes, Poland) versus geothermometric forecasts. *Environmental Geology 39 (5). Springer-Verlag.*

Folk R.L, Ward W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sedim. Petrol., 27: 3–26.*

Genter A., Evans K., Cuenot N., Fritsch D., Sanjuan B., 2010: Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). *Comptes Rendus Geoscience* 342 (2010), s. 502-516.

Genter A., Cuenot N., Scheiber J., Melchert, B., 2012: Current status EGS Soultz project during geothermal exploitation. *PROCEEDINGS, Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 30 - February 1, 2012, SGP-TR-194.*

Górecki W. i in., 1993: *Metodyka oceny zasobów energii wód geotermalnych w Polsce. Ekspertyza 12/93 MOŚZNIŁ.Arch. ZSE AGH. Krakow. Maszynopis.*

Górecki W. (red.) i in., 1995: *Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. ZSE AGH, Wyd. Towarzystwa Geosynoptyków GEOS. Kraków.*

Górecki W. (red.) 2006a: *Atlas zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na Niżu Polskim. Kraków. 484s.*

Górecki W. (red.), 2006b: *Atlas zasobów geotermalnych formacji paleozoicznej na Niżu Polskim. Kraków. 240s.*

Hassanzadegan A., Blöcher G., Zimmermann G., Milsch H., Moeck I., 2011: Induced Stress in a Geothermal Doublet System. *PROCEEDINGS, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 31 - February 2, 2011, SGP-TR-191.*

Huenges E., Holl H-G., Bruhn D., Brandt W., Saadat A., Moeck I., Zimmermann G., 2007: Current state of the EGS project Groß Schönebeck – drilling into the deep sedimentary geothermal reservoir. *Proceedings European Geothermal Congress 2007, Unterhaching, Niemcy, 30.05 – 01.06.2007.*

Huenges E. (ed.), 2010: *Geothermal Energy Systems: Exploration, Development, and Utilization. Wiley-VCH Verlag GmbH. ISBN: 978-3-527-40831-3.*

Jupe A.J., Bruel D., Hicks T., Hopkirk R., Kappelmeyer O., Kohl T., Kolditz O., Rodrigues N., Smolka K., Willis-Richards J., Wallroth T., Xu S., 1995: Modelling of European Prototype HDR Reservoir. *Geothermics* Vol. 24, No. 3, s. 403-419.

Kiersnowski H., 2007: Mapa miąższości wulkanitów dolnego czerwonego spągowca. Państwowy Instytut Geologiczny Warszawa. (Mapa w formacie grafiki komputerowej opracowana [W:] Peryt i in., 2008).

Kosack C., Vogt C., Marquart G., Clauser C., Rath V., 2011: Stochastic permeability estimation for the Soultz-sous-Forets EGS reservoir. *Proceedings Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, 31.01 – 02.02. 2011.*

Kosobudzka I., Paprocki A., 1998: Mapa magnetyczna Polski w skali 1:200 000. Arkusz: Lublin, 1997. *Centr. Arch. Geol., Państw. Inst. Geol., #812/98, Warszawa.*

Królikowski Cz., Petecki Z., 1995: Atlas grawimetryczny Polski, *Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.*

Krzemiński L., Krzemińska E., Wiszniewska J., Petecki Z., i in. 2013: Opracowanie modelu budowy geologicznej podłoża pokrywy osadowej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Raport końcowy. NAG, Warszawa

Kubicki, S., Ryka, W., (red.), 1982: Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Wyd. Geol., Warszawa.*

Mapa Fotogeologiczna Sudetów 1:200 000: Bażyński J., Graniczny M., Oberc J., Wilczyński M.S., 1986.

Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Awdankiewicz M., 2007: Geology, tectonic evolution and Late Paleozoic magmatism of Sudetes – an overview. [In:] Kozłowski A, Wiszniewska J. (eds.) *Granitoids in Poland. AM Monograph No. 1 Faculty of Geology of the Warsaw University, Warszawa.* s. 59-87.

Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010: Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 58, 2, s. 133-145.

McDermott C.I., Randriamanjatoa A.R.L., Tenzer H., Kolditz O., 2006: Simulation of heat extraction from crystalline rocks: The influence of coupled processes on differential reservoir cooling. *Geothermics* 35, s. 321–344.

Mikoś T., Stewarski E., 1977: Fizyka górotworu cz.II. Właściwości fizyczne skał. *Skrypty uczelniane AGH, #586. Kraków.*

Miecznik M., 2011: Wpływ ciepła radiogenicznego na temperaturę złożową wody termalnej podczas eksploatacji i w okresie poeksploatacyjnym. *Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój. Vol. 50, Nr 1-2, str. 117-130*

Narkiewicz M., Dadlez R., 2008: Geologiczna regionalizacja Polski: zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Przeł. Geol.*, vol. 56, #5.

Nawrocki J., Polechońska O., Salwa S., 2007 - Model przestrzenny intruzji bardziańskiej w okolicach Zagórza (region kielecki Gór Świętokrzyskich) w świetle wyników nowych badań magnetycznych. *Przegląd Geologiczny*, t.55, nr 12/2, s.1136-1142.

Ostrowska K., Petecki Z., Królikowski C., Pisuła M., Twarogowski J., Zóltowski Z., 1999: Sprawozdanie z realizacji półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego w rejonie Radom - Lublin, 1997-1998. *Nar. Arch. Geol., Państw. Inst. Geol., #197/99, Warszawa.*

Ostrowska K., Pisuła M., 2001: Sprawozdanie z realizacji półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego w rejonie Radom - Lublin, 2000. *Nar. Arch. Geol., Państw. Inst. Geol., #1250/2001, 374/2001, Warszawa.*

Papiernik B., 2000: Pozycja poziomego dolomitu głównego w układzie strukturalnym kompleksu permsko-mezozoicznego [W:] Wagner i in., 2000, BLOK I [W:] Kotarba M. (red.): Potencjał i bilans generowania utworów dolomitu głównego basenu permskiego Polski. *CAG Warszawa.*

Papiernik B., i in., 2008: Mapa miąższości osadów facji fluwialnej czerwonego spągowca górnego (niepubl.) [W:] Papiernik B., Buniak A., Hajto M., Kiersnowski H., Zych I., Machowski G., Jasnos J., 2008: Model pojemnościowy utworów czerwonego spągowca i wapienia cechsztyńskiego na podstawie laboratoryjnych badań petrofizycznych i interpretacji geofizyki wiertniczej. Zadania 1a. w Górecki W. (kier): Zasoby prognostyczne, nieodkryty potencjał gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca i wapienia cechsztyńskiego w Polsce) zrealizowano na zamówienie Ministerstwa Środowiska, finansowanie NFOŚiGW (um.562/2005/Wn-06/SG-sm-tx/D). CAG Warszawa.

Peryt T., Guterch, Górecki W. i in., 2008: Atlas polskiej części południowego basenu permskiego. Kierownik Peryt T. Realizacja 2005: 2008, Umowa, #870/2005/Wn-07/Fg-bp-tx/D Finansowanie: Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Pesonen L.J., Elming A.-A., Mertanen S., Pesarevsky S., D'Argella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G., 2003: Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics*, 75, s.289-324

Plewa S., 1994: Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. *Wyd. CPPGSMiE PAN. Kraków.*

Polechońska O., Staniszewska B., Jakóbczak M., 2002: Komputerowa baza danych petrofizycznych skał w północno-zachodniej Polsce. NAG Warszawa.

Požaryski W., Dembowski Z., 1983: Mapa geologiczna odkryta Polski bez utworów permskich, mezozoicznych i kenozoicznych. *Wyd. Państw. Inst. Geol. Warszawa.*

Požaryski W., Karnkowski P., 1992: Tectonic map of Poland during the variscan time. 1: 1 000 000. *Wyd. Geol. Warszawa.*

Přehledná Geologická Mapa Odkrytá – Liberecý kraj 1:200 000 – Bèlohrodsky V., Kúhn P., Šmid J., 2005.

Pruess K., Oldenburg C., Moridis G., 1999: TOUGH2 User`s Guide, Version 2.0 *Lawrence Berkley National Laboratory. California.*

Radwański S. vide Kotański Z, 1987: Geologiczna kartografia węglna. Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Rosowiecka O., Królikowski Cz., Sobień K., Gołębiewski M., Lisowski K., 2011: Opracowanie modelu rozkładu gęstości głównych jednostek geologicznych kraju. NAG Warszawa.

Rybach L., 1973: Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen. Beitr.Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. Lfg.51, Kümmerly & Frey, Bern.

Schellschmidt R., Sanner B., Pester S., Schulz R., 2010: Geothermal Energy Use in Germany. Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.

Sokołowski J., Kotyza J., Jaszczur L., Ludwikowski B., Pawlik E., 2000: Geosynoptyka i geotermia województwa lubuskiego. Technika Poszukiwań Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. Vol. 1, s. 13-99.

Stupnicka E., 1997: Geologia regionalna Polski. *Wyd. Uniw. Warsz. Warszawa.*

Szczyba S., Soćko A., 1979a: Mapa grawimetryczna Polski w skali 1:200 000, Arkusz nr 23 Pырzyce + objaśnienia, 1979. N33-XXVII/7, N33-XXVII/9 NAG.

Szczyba S., Soćko A., 1979b: Mapa grawimetryczna Polski w skali 1:200 000, Arkusz nr 24 Gorzów Wielkopolski + objaśnienia 1979. N33-XXVII/7, N33-XXVII/9 NAG.

Szewczyk J., Hajto M., 2006a: Strumień ciepły a temperatury węglna na obszarze Niżu Polskiego. Str. 143-148. [W:] Górecki (red.): Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim. Formacje mezozoiczne. Kraków.

Szewczyk J., Hajto M., 2006b: Strumień ciepły a temperatury wgłębne na obszarze Niżu Polskiego. Str. 143-148. [W:] Górecki W. (red.): Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim. Formacje paleozoiczne. Kraków.

Szewczyk J., Gientka D., Wróblewska M., 2008: Mapa gęstości strumieni ciepłego na obszarze Polski. Proj. Bad. MNil. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Szewczyk J., Gientka D., 2009: Mapa gęstości ziemskiego strumienia ciepłego Polski. PiG Warszawa. www.pig.gov.pl.

Szewczyk J., 2010: Geofizyczne oraz hydrogeologiczne warunki pozyskiwania energii geotermicznej w Polsce. Przegl. Geol. nr 7: 566-573.

Strona www projektu (6PR UE) ENGINE: <http://engine.brgm.fr>

Tester J. W., Anderson B. J., Batchelor A. S., Blackwell D. D., DiPippo R., Drake E. M., Garnish J., Livesay B., Moore M. C., Nichols K., Petty S., Toksöz M. N., Shrock R. R., Veatch R. W. Jr., Baria R., Augustine C., Murphy E., Negraru P., Richards M., 2006: The Future of Geothermal Energy - Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century. ©Massachusetts Institute of Technology. Idaho Falls: Idaho National Laboratory.

Welsz L., Szostak I., 1980: Dokumentacja szczegółowych badań grawimetrycznych i magnetycznych. Temat: Lubelskie Zagłębie Węglowe, 1979-1980. *Nar. Arch. Geol., Państw. Inst. Geol., #66/207, Warszawa.*

Winchester J.A., & Floyd P.A. 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.

Woźniak B., Gabryszewska G., Nowicki M. (kier.), 1987: Mapa miąższości triasu górnego i środkowego /wraz z retem/ mapa w skali 1:500 000. *BG Geonafta Oddział Warszawa.*

www.geoportal.gov.pl

Żaba J. & Kuzak R. 1988: Budowa strukturalna środkowej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby (Góry Izerskie). Kw. Geolog. T.32 , nr 3-4, s. 635-654.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011: Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Żelichowski M., 1983: Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od dewonu. [W:] Żelichowski M. (red.): Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego.

Żelichowski A., 1993: Mapa miąższości karbonu [W:] Burzewski W., Strzetelski W.: Ocena zasobów prognostycznych ropy naftowej i gazu ziemnego w Polsce. Etap IV: Ocena zasobów prognostycznych basenów czerwonego spągowca i cechsztynu. *Arch. BG Geonaftha. Warszawa.*

Słownik pojęć

Najistotniejsze pojęcia odnoszące się do problematyki niniejszego opracowania.

Binarna Siłownia

Instalacja geotermalna do produkcji energii elektrycznej (i/lub ciepła), wykorzystująca czynnik roboczy (np. izobutan albo mieszanina amoniaku i wody) w obiegu zamkniętym, charakteryzujący się zwykle niższą temperaturą wrzenia od płynu geotermalnego (wody, solanki) obecnego w zbiorniku geotermalnym, od którego ciepło jest przekazywane, przez wymiennik, do czynnika roboczego. Czynnikiem roboczym może być też zwykła woda w obiegu zamkniętym, pobierająca ciepło od solanki (która może być zbyt korozywna).

EGS

Enhanced Geothermal Systems – wzbudzone systemy geotermalne (geotermia wysokotemperaturowa). Zwykle rozumie się przez to systemy z pierwotnym słabym przepływem wód (i zawierające pewną ilość wody), dla których polepsza się własności

zbiornikowe przez zastosowanie szczelinowania hydraulicznego. Czasami stosuje się to pojęcie w znaczeniu szerszym, obejmując wszelkie "sztuczne" systemy geotermalne, w tym HDR.

Energia geotermalna

Energia pochodząca z wnętrza Ziemi zakumulowana w systemach hydrotermalnych (skałach zawodnionych) lub gorących suchych skałach (ang. hot dry rocks).

Geotermalna Pompa Ciepła

Pompa ciepła to urządzenie wymuszające przepływ ciepła z ośrodka o niższej temperaturze do ośrodka o temperaturze wyższej, wystarczającej do zasilania systemów centralnego ogrzewania (c.o.) i przygotowania ciepłej wody użytkowej. Proces ten przebiega dzięki dostarczonej z zewnątrz energii mechanicznej (w pompach ciepła sprężarkowych) lub energii cieplnej (w pompach absorpcyjnych).

Geotermia

Wykorzystanie energii cieplnej pochodzącej z wnętrza Ziemi, energii ciepła Ziemi.

Geotermia niskotemperaturowa

Inaczej geotermia niskiej entalpii - wykorzystująca energię geotermalną do produkcji ciepła, z wykorzystaniem urządzeń wspomagających (pomp ciepła). Zwykle chodzi o przedział temperatur od 25-30 C do 70-80 C na wypyływie (wymienniku).

Geotermia wysokotemperaturowa

Inaczej geotermia wysokiej entalpii - wykorzystująca energię geotermalną do produkcji ciepła i/lub energii elektrycznej. Zwykle chodzi o temperaturę na wypyływie (wymienniku) powyżej 70-80 °C, natomiast produkcja energii elektrycznej i/lub ciepła wymaga temperatury na wypyływie (wymienniku) powyżej 90-100 C.

Gradient geotermiczny

Zmiana temperatury Ziemi wraz z głębokością, czyli gradient temperatury - przyrost temperatury na jednostkę przyrostu głębokości wewnątrz Ziemi, poniżej strefy termicznie neutralnej. Jego odwrotnością jest stopień geotermiczny.

HDR

Hot Dry Rocks – systemy geotermalne (geotermia wysokotemperaturowa), w których

wykorzystuje się ciepło suchych skał, o podwyższonej temperaturze, praktycznie nie zawierających wody, dla których wymusza się cyrkulację wody lub innego płynu geotermalnego przez zastosowanie szczelinowania hydraulicznego.

Hydrogeotermalne systemy

Systemy geotermalne zawierające naturalnie występujące zasoby wód termalnych (w przeciwieństwie do gorących suchych skał - HDR).

Hydrogeotermalne zasoby

Naturalnie występujące zasoby wód termalnych (w przeciwieństwie do gorących suchych skał - HDR).

Iniekcja (zatlaczanie, reiniekcja)

Proces powrotnego wprowadzania wykorzystanego płynu geotermalnego (wody, solanki) do górotworu.

Nadkład

Skały o niskiej przepuszczalności zalegające nad zbiornikiem geotermalnym.

Odwiert

Otwór wiertniczy, wykonany w górotworze dla celów badawczych, poszukiwawczych, dokumentacyjnych lub eksploatacyjnych (np. do poszukiwania i eksploatacji wód termalnych lub gorących suchych skał), w którym zakończono prace wiertnicze oraz uzbrojono w instalację (w tym głowicę) pozwalającą na eksploatację kopaliny.

Porowatość

Stosunek wielkości pustych przestrzeni wewnątrz skały (porów) do objętości skały. Puste przestrzenie są wypełnione różnymi płynami złożowymi (cieczami, gazami)

Przepuszczalność

Zdolność skały do przeciekania przezeń płynów (cieczy i gazów). Ścisła definicja przepuszczalności opiera się o prawo Darcy'ego. Przepuszczalność stanowi podstawową miarę zdolności ośrodka porowatego/szczelinowatego do transportu zawartych w nim płynów i jest funkcją rozkładu (połączonych ze sobą) porów i szczelin wewnątrz skały.

Solanka

Woda złożowa o znacznej zawartości rozpuszczonego chlorku sodu i innych

substancji/minerałów (mineralizacja), często na tyle dużej, że może powodować korozję instalacji geotermalnej (mineralizacja ponad 35 g/l).

Strumień ciepły

Ilość ciepła przepływająca w jednostce czasu przez jednostkę powierzchni Ziemi. Wysokie wartości stanowią podstawową przesłankę dla stosowania geotermii.

System geotermalny

Ośrodek geologiczny, z którego wykorzystywana jest energia cieplna pochodząca z wnętrza Ziemi (dzięki wykonaniu odwiertów).

Szczelinowanie hydrauliczne

Proces technologiczny mający na celu zwiększenie wydajności odwiertu, stosowany (m. in.) przy eksploatacji węglowodorów i ciepła suchych skał. Proces ten przeprowadza się poprzez wpompowywanie do odwiertu płynu szczelinującego (np. mieszaniny wody z dodatkami chemicznymi i piaskiem) pod wysokim ciśnieniem w celu wytworzenia, utrzymania lub powiększenia szczelin w skałach.

Warstwa wodonośna

Ośrodek skalny zdolny do gromadzenia i dobrego przewodzenia wody, zwykle wykorzystywany w klasycznej geotermii (hydrotermalnej).

Wymiennik ciepła

Urządzenie służące do przekazywania energii cieplnej z jednego płynu do drugiego – istotna część składowa instalacji geotermalnej.

Zbiornik geotermalny

Warstwa lub kompleks skalny, zawierający wody termalne w porach i/lub szczelinach (naturalnie występujących lub, w przypadku szczelin, także wytworzonych sztucznie, metodą szczelinowania hydraulicznego).

Redakcja opracowania (monografia recenzowana)

(całość, w tym prace PIG-PIB)

Adam Wójcicki¹

(prace AGH)

Anna Sowizdzał²

(prace IGSMIE PAN)

Wiesław Bujakowski³

Koreferat

Jan Szewczyk

WYKONAWCY:

Adam Wójcicki ¹	Monika Cyrklewicz ¹	Anna Sowizdzał ²	Marek Rembiś ²	Barbara Mazurek ²	Wiesław Bujakowski ³	Marek Wojdyła ⁴	Przemysław Strzelecki ⁴
Marta Wróblewska ¹	Tomasz Krajczyński ¹	Wojciech Górecki ²	Grażyna Semyrka ²	Janusz Miazowski ²	Antoni Barbacki ³	Marek Sada ⁴	Jarosław Sumara ⁴
Magdalena Pańczyk ¹	Grzegorz Zieliński ¹	Wacław Burzewski ²	Roman Semyrka ²	Piotr Misiaczek ²	Bogusław Bielec ³	Marcin Cisowski ⁴	Krzysztof Sumara ⁴
Olga Rosowiecka ¹	Leszek Giro ¹	Barbara Czopek ²	Anna Smoleńska ²	Urszula Nebelska ²	Sławomir Graczyk ³	Adam Cyga ⁴	Maciej Szurek ⁴
Hubert Kiersnowski ¹	Marta Kuberska ¹	Ewelina Górka –Mruk ²	Michał Stefaniuk ^{2,4}	Piotr Pasek ²	Grażyna Hołojuch ³	Dariusz Czubala ⁴	Szymon Tomal ⁴
Teresa Adamczak ¹	Elżbieta Jackowicz ¹	Marek Hajto ²	Andrzej Szczepański ²	Wojciech Piekarczyk ²	Aleksandra Kasztelewicz ³	Joanna Figula ⁴	
Zdzisław Petecki ¹	Mikołaj Kozłowski ^{1,4}	Andrzej Haladus ²	Monika Szczygieł ²	Krzysztof Pieniądz ²	Maciej Miecznik ³	Krzysztof Jakubus ⁴	
Michał Wójtowicz ¹	Artur Ładoń ^{1,4}	Joanna Jasnos ²	Piotr Szumny ²	Grażyna Pisowacka ²	Leszek Pająk ³	Edward Kadlubowski ⁴	
Katarzyna Sobień ¹	Marek Jasionowski ¹	Michał Kaczmarczyk ²	Gabriel Ząbek ²	Paweł Rutkowski ²	Robert Skrzypczak ³	Eugeniusz Kamiński ⁴	
Grzegorz Wróbel ¹	Michał Roman ¹	Jarosław Kania ²	Ewa Żubel ²	Małgorzata Sokół ²	Barbara Tomaszewska ³	Tomasz Kotas ⁴	
Sylvia Kijewska ¹	Andrzej Głuszyński ^{1,4}	Beata Kępińska ^{2,3}	Anna Żoldani-Szelest ²	Magdalena Szumera ²	Wojciech Drzewiecki ^{3,2}	Anna Kret ⁴	
Katarzyna Pisaniec ¹	Ireneusz Dyrka ¹	Wojciech Luboń ²	Marek Balcer ²	Paweł Targosz ^{2,4}	Tomasz Pirowski ^{3,2}	Łukasz Leszczyński ⁴	
Piotr Krzywiec ¹	Janusz Jureczka ¹	Monika Lój ²	Ligia Borowska ²		Małgorzata Słota ^{3,2}	Grzegorz Lewiński ⁴	
Przemysław Karcz ¹	Michał Rolka ¹	Grzegorz Machowski ²	Krzysztof Cichoń ²		Martyna Stelmaszczuk ³	Anna Lis ⁴	
Jacek Chelmiński ¹	Maria Karwasiecka ¹	Wojciech Machowski ²	Barbara Czerwińska ²			Elżbieta Maj ⁴	
Krzysztof Czuryłowicz ¹	Sławomir Wilk ¹	Janusz Madej ²	Marzena Gancarz ²			Paweł Maj ⁴	
Maciej Tomaszczyk ¹	Zbigniew Kaczorowski ¹	Michał Maruta ²	Grzegorz Grabowski ²			Barbara Mazurek ⁴	
Łukasz Nowacki ¹	Lidia Razowska-Jaworek ¹	Michał Michna ²	Antoni Jezierski ²			Tomasz Polowiec ⁴	
Iwona Duliban ¹	Jadwiga Wagner ¹	Justyna Nosa ²	Kozak Krzysztof ²			Kinga Sito ⁴	
Ewa Krzemińska ¹	Marek Jarosiński ¹	Bartosz Papiernik ²	Rafał Kudrewicz ²			Łukasz Sito ⁴	
Joanna Roszkowska-Remin ¹	Jerzy Nawrocki ¹	Andrzej Pasternacki ²	Ewa Kurowska ²			Małgorzata Sokół ⁴	
Piotr Lampart ¹	Małgorzata Kielan ¹	Sławomir Porzucek ²	Tomasz Marcik ²			Grzegorz Stańczyk ⁴	

¹Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy

²AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie

³Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN

⁴Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych sp. z o.o.

