

**ATLAS ZASOBÓW GEOTERMALNYCH
FORMACJI MEZOZOICZNEJ
NA NIŻU POLSKIM**

**ATLAS OF GEOTHERMAL RESOURCES
OF MESOZOIC FORMATIONS
IN THE POLISH LOWLANDS**

Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska za środki finansowe wypłacone przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej

Umowa: 504/2004/Wn-06/FG-hg-tx/D, podpisana dn. 8 listopada 2004 r.

The research has been undertaken due to an order placed by the Minister of Environment and financed from the sources of the National Found for Environmental Protection and Water Management

Contract No.: 504/2004/Wn-06/FG-hg-tx/D signed on November 8th, 2004

W obydwu "Atlasach zasobów geotermalnych..." termin "wody geotermalne" został użyty jako synonim terminu "wody termalne", określonym Ustawą Prawo Geologiczne i Górnicze (Dz.U.Nr 27, 2004)

In both the "Atlases of geothermal resources..." the term "geothermal waters" was used as synonym of the term "thermal waters" sensu The 1994 Geological and Mining Law (Dz.U.No. 27, 2004)



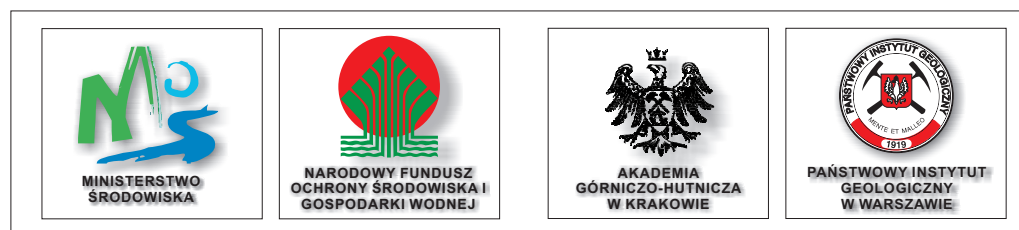
“SALUS PER AQUAM”

“ZDROWIE DZIĘKI WODZIE”

MINISTERSTWO ŚRODOWISKA
NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ
AKADEMIA GÓRNICZO – HUTNICZA W KRAKOWIE
ZAKŁAD SUROWCÓW ENERGETYCZNYCH AGH
PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY W WARSZAWIE

ATLAS ZASOBÓW GEOTERMALNYCH FORMACJI MEZOZOICZNEJ
NA NIŻU POLSKIM

pod redakcją Wojciecha Góreckiego

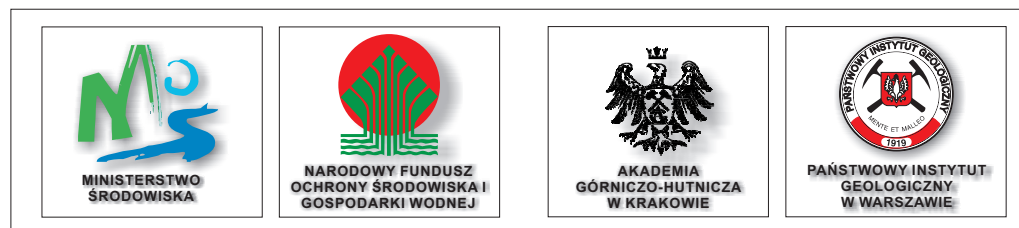


KRAKÓW 2006

MINISTRY OF THE ENVIRONMENT
THE NATIONAL FUND FOR ENVIRONMENTAL PROTECTION AND WATER
MANAGEMENT
AGH - UNIVERSITY OF SCIENCE AND TECHNOLOGY
DEPARTMENT OF FOSSIL FUELS
POLISH GEOLOGICAL INSTITUTE

ATLAS OF GEOTHERMAL RESOURCES OF MESOZOIC FORMATIONS
IN THE POLISH LOWLANDS

edited by: Wojciech Górecki



KRAKÓW 2006

Wykonawca:

Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica w Krakowie
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska
Zakład Surowców Energetycznych
30-059 Kraków, Al. Mickiewicza 30
tel. +4812 6172360
tel/fax. +4812 6336504
e-mail: wgorecki@uci.agh.edu.pl

Redaktor naukowy:

prof. dr hab. inż. Wojciech Górecki

Koordynator Projektu:

mgr inż. Marek Hajto

Autorzy:

prof. dr hab. inż. Wojciech Górecki¹, prof. dr hab. inż. Andrzej Szczepański¹, prof. dr hab. inż. Andrzej Sadurski², mgr inż. Marek Hajto¹, mgr inż. Bartosz Papiernik¹, mgr inż. MBA Tomasz Kuźniak¹, mgr inż. MBA Tomasz Kozdra¹, mgr inż. Jan Sobon¹, dr Jan Szewczyk², mgr Andrzej Sokołowski², prof. dr hab. inż. Wojciech Strzetelski¹, dr inż. Andrzej Haładus¹, dr inż. Jarosław Kania¹, prof. dr hab. inż. Krzysztof Kurzydłowski⁵, prof. dr hab. inż. Andrzej Gonet¹, dr inż. Marek Capik¹, dr inż. Tomasz Śliwa¹, prof. dr hab. inż. Roman Ney³, dr inż. Beata Kępińska³, dr inż. Wiesław Bujakowski³, dr inż. Lucyna Rajchel¹, prof. dr hab. inż. Jacek Banaś¹, dr inż. Wojciech SolarSKI¹, dr inż. Bogusław Mazurkiewicz¹, prof. dr hab. inż. Maciej Pawlikowski¹, dr hab. inż. Stanisław Nagy¹, dr hab. Krzysztof Szamałek⁴, dr Anna Feldman-Olszewska², prof. dr hab. Ryszard Wagner², dr inż. Tomasz Kozłowski⁸, mgr inż. Zdzisław Malenta⁷, mgr inż. Aneta Sapińska-Śliwa⁶, mgr inż. Anna Sowizdzał¹, mgr inż. Jarosław Kotyza³, dr Krzysztof P. Leszczyński², mgr inż. Marzena Gancarz¹

Współpraca:

dr inż. Paweł Kosakowski, dr Jędrzej Pokorski, mgr inż. Barbara Masłowska-Kuśnierz, mgr inż. Ewa Zubel, mgr inż. Grzegorz Machowski, mgr inż. Izabela Zych, mgr inż. Monika Szczygieł, mgr inż. Joanna Ciągło

¹ Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie

² Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie

³ Polska Akademia Nauk o./Kraków

⁴ Uniwersytet Warszawski

⁵ Politechnika Warszawska

⁶ Stowarzyszenie Gmin Polska Sieć „Energie Cities”

⁷ Eko-Invest S.A.

⁸ Geotermia Stargard Sp. z o.o.

Projekt okładki i stron tytułowych: Marek Hajto, Maciej Florek

Redaktor tekstu: Robert Warzecha, Marek Hajto, Anna Sowizdzał

Redakcja techniczna: Marek Hajto, Anna Sowizdzał, Michał Maruta, Piotr Czworkiel

Tłumaczenie na język angielski: Wojciech Mayer, Wojciech Strzetelski, Julian Krach

Redakcja komputerowa map/skład: Marek Hajto, Robert Warzecha

Druk i oprawa: GOLDRUK (www.goldruk.com.pl)

© Wszelkie prawa zastrzeżone

Printed in Poland

ISBN 83-88927-13-2

ISBN 978-83-88927-13-3

Contractor:

AGH - University of Science and Technology in Krakow
Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection
Department of Fossil Fuels
Mickiewicza 30 Avenue, 30-059 Krakow

phone +4812 6172360

phone/fax. +4812 6336504

e-mail: wgorecki@uci.agh.edu.pl

Scientific Editor:

Professor Wojciech Górecki

Project Manager:

M.Sc. Eng. Marek Hajto

Authors:

Professor Wojciech Górecki¹, Professor Andrzej Szczepański¹, Professor Andrzej Sadurski², M.Sc. Eng. Marek Hajto¹, M.Sc. Eng. Bartosz Papiernik¹, M.Sc. Eng. MBA Tomasz Kuźniak¹, M.Sc. Eng. MBA Tomasz Kozdra¹, M.Sc. Eng. Jan Soboń¹, Ph.D Jan Szewczyk², M.Sc. Andrzej Sokołowski², Professor Wojciech Strzetelski¹, Eng. Ph.D Andrzej Haładus¹, Eng. Ph.D Jarosław Kania¹, Professor Krzysztof Kurzydłowski⁵, Professor Andrzej Gonet¹, Eng. Ph.D Marek Capik¹, Eng. Ph.D Tomasz Śliwa¹, Professor Roman Ney³, Eng. Ph.D Beata Kępińska³, Eng. Ph.D Wiesław Bujakowski³, Eng. Ph.D Lucyna Rajchel¹, Professor Jacek Banaś¹, Eng. Ph.D Wojciech SolarSKI¹, Eng. Ph.D Bogusław Mazurkiewicz¹, Professor Maciej Pawlikowski¹, Eng. Ph.D Stanisław Nagy¹, Ph.D Krzysztof Szamałek⁴, Ph.D Anna Feldman-Olszewska², Professor Ryszard Wagner², Eng. Ph.D Tomasz Kozłowski, M.Sc. Eng. Zdzisław Malenta, M.Sc. Eng. Aneta Sapińska-Śliwa⁶, M.Sc. Eng. Anna Sowizdzał¹, M.Sc. Eng. Jarosław Kotyza³, Ph.D Krzysztof P. Leszczyński², M.Sc. Eng. Marzena Gancarz¹

Cooperation:

Eng. Ph.D Paweł Kosakowski, Ph.D Jędrzej Pokorski, M.Sc. Eng. Barbara Masłowska-Kuśnierz, M.Sc. Eng. Ewa Zubel, M.Sc. Eng. Grzegorz Machowski, M.Sc. Eng. Izabela Zych, M.Sc. Eng. Monika Szczygieł, M.Sc. Eng. Joanna Ciągło

¹ AGH University of Science and Technology Krakow

² Polish Geological Institute

³ Polish Academy of Sciences Krakow

⁴ Warsaw University

⁵ Warsaw University of Technology

⁶ Energie Cites

⁷ Eko-Invest S.A.

⁸ Geotermia Stargard Sp. z o.o.

Cover and Title page designed by: Marek Hajto, Maciej Florek

Text Editors: Robert Warzecha, Marek Hajto, Anna Sowizdzał

Technical Editors: Marek Hajto, Anna Sowizdzał, Michał Maruta, Piotr Czwardziel

Translations: Wojciech Mayer, Wojciech Strzetelski, Julian Krach

Computer Editors: Marek Hajto, Robert Warzecha

Printed by: GOLDRUK (www.goldruk.com.pl)

© All Rights Reserved

Printed in Poland

ISBN 83-88927-12-2

ISBN 978-83-88927-13-3



Ministerstwo Środowiska
Ministry of the Environment

Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej
The National Fund for Environmental Protection and Water Management

Akademia
Górnictwo-Hutnictwa



AGH
University of Science
and Technology

Państwowy
Instytut Geologiczny
w Warszawie



Polish Geological
Institute

Uniwersytet Warszawski



Warsaw University

Politechnika Warszawska



Warsaw University
of Technology

Polska Akademia Nauk



Polish Academy
of Sciences

Stowarzyszenie Gmin
Polska Sieć "Energie Cites"



Energie Cites



Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska
Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection



Zakład Surowców Energetycznych
Department of Fossil Fuels

prof. dr hab. inż. Wojciech Górecki,
prof. dr hab. inż. Wojciech Strzetelski,
mgr inż. Marek Hajto,
mgr inż. Bartosz Papiernik,
mgr inż. Jan Soboń,
mgr inż. Anna Sowiżdżał



Wydział Odlewnictwa
Faculty of Foundry Engineering



Wydział Wiertnictwa, Nafty i Gazu
Faculty of Drilling, Oil and Gas

Zakład Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej
Hydrogeology and Engineering Geology Department

prof. dr hab. inż. Andrzej Sadurski,
dr Jan Szewczyk,
mgr Andrzej Sokolowski



Zakład Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej
Department of Hydrogeology
and Engineering Geology

prof. dr hab. inż. Andrzej Szczepański,
dr inż. Andrzej Haladus,
dr inż. Jarosław Kania

Zakład Chemii Ogólnej i Analitycznej
Department of General and Analytical Chemistry

prof. dr hab. inż. Jacek Banaś,
dr inż. Wojciech Solarski,
dr inż. Bogusław Mazurkiewicz

Zakład Wiertnictwa i Geoinżynierii
Department of Drilling and Geoenvironment

prof. dr hab. inż. Andrzej Gonet
dr inż. Marek Capik
dr inż. Tomasz Śliwa

Zakład Geologii Regionalnej i Naftowej
Regional and Petroleum Geology Department

prof. dr hab. Ryszard Wagner,
dr Anna Feldman-Olszewska,
dr Krzysztof P. Leszczyński

Katedra Ochrony Środowiska i Zasobów Naturalnych
Chair of Protection of the Environment and Natural Resources

dr hab. Krzysztof Szamalek

Zakład Projektowania Materiałów
Materials Design Division

prof. dr hab. inż. Krzysztof Kurzydłowski

Zakład Energii Odnawialnej
Renewable Energy Department

prof. dr hab. inż. Roman Ney,
dr inż. Beata Kępińska,
dr inż. Wiesław Bujakowski,

mgr inż. Jarosław Kotyza

mgr inż. Aneta Sapińska-Śliwa



Eko-Inwest S.A.
Geotermia Stargard

Zakład Geologii Złóżowej i Górniczej
Department of Economic
and Mining Geology

dr inż. Lucyna Rajchel

Zakład Mineralogii,
Petrografii i Geochemii
Department of Mineralogy,
Petrography and Geochemistry

prof. dr hab. inż. Maciej Pawlikowski

Zakład Inżynierii Gazowniczej
Department of Natural Gas

dr hab. inż. Stanisław Nagy

dr inż. Tomasz Kozłowski
mgr inż. Zdzisław Malenta

PRZEDMOWA

W Akademii Górniczo-Hutniczej im. St. Staszica od kilkudziesięciu lat prowadzone są badania naukowe i wykłady dla studentów dotyczące występowania i wykorzystania odnawialnych źródeł energii, w tym energii geotermalnej. Gorące wody podziemne są nośnikiem czystej ekologicznie energii, która może mieć ważne znaczenie gospodarcze w wielu regionach Niżu Polskiego. Tę wewnętrzną energię Ziemi możemy zużywać w ciepłownictwie, procesach technologicznych, rolnictwie, ogrodnictwie, hodowli ryb, balneoterapii i rekreacji. Wykorzystanie energii geotermalnej wpisuje się w politykę Unii Europejskiej dążącej do decentralizacji gospodarki energią i wprowadzanie tam, gdzie jest to możliwe z ekonomicznego punktu widzenia, ciepłowni ekologicznie bezpiecznych. Rozproszenie źródeł energii w skali kraju jest istotnym czynnikiem zwiększającym bezpieczeństwo energetyczne Polski.

Wykorzystanie wód i energii geotermalnej jest szczególnie zasadne na obszarach o unikatowych walorach przyrodniczych i turystycznych, a także w miastach narażonych na oddziaływanie zanieczyszczeń gazowych i pyłowych powstałych ze spalania tradycyjnych nośników energii w kotłowniach lokalnych.

Wydane przez Akademię Górniczo-Hutniczą dwa „Atlasy zasobów geotermalnych na Niżu Polskim” dla formacji mezozoicznej i paleozoicznej stanowią podsumowanie kilkumiesięcznej pracy zespołów badawczych w naszej Uczelni, a w szczególności w Zakładzie Surowców Energetycznych na Wydziale Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska.

Prezentowane Atlasy są znakomitą przykłądową współpracą specjalistów z różnych dziedzin: geologów, hydrogeologów, geofizyków, wiertników, eksploatatorów, chemików, ciepłowników, informatyków, automatyków, ekonomistów i prawników z Akademii Górniczo-Hutniczej, Państwowego Instytutu Geologicznego i wymienionych w Atlasie Uczelni i instytucji badawczych.

Atlasy geotermalne stanowią wyczerpujące i wszechstronne źródło informacji o występowaniu oraz możliwościach eksploatacji i wykorzystania wód i energii geotermalnej na obszarze Niżu Polskiego obejmującego powierzchnię 272 126 km². Atlasy przeznaczone są dla pracowników administracji państwowej i działaczy samorządowych, którzy znajdą w nich informację o gorących wodach występujących w rejonie ich zamieszkania. Informacje zawarte w Atlasach będą źródłem wiedzy dla nauczycieli akademickich i studentów na kierunkach energetycznych, odnawialnych źródeł energii i ochrony środowiska. Interesujące informacje znajdą w nich również specjaliści zaangażowani w poszukiwania, eksploatację i użytkowanie zasobów energii geotermalnej.

FOREWORD

Scientific studies and education of undergraduates in exploration for and production, and utilization of renewable energy sources, including the geothermal energy have been carried on since decades at the AGH-University of Science and Technology. The hot groundwaters carry a clean energy which can be of great importance for many regions of the Polish Lowlands. The internal energy of the Earth can be successfully utilized in heat generation, industrial technologies, agriculture, gardening, fish farming, therapeutics and recreation. Utilization of geothermal energy is an important part of European Union policy focused on decentralization of energy management and implementation (where possible) the environmentally clean heat plants. Diversification of energy sources is an important factor improving the state security in terms of energy generation and supply.

Utilization of geothermal waters and energy is particularly important in the areas of unique, natural and touristic values, as well as in the urban areas subjected to gases and dust emission from conventional, fossil-fuels-burning heat plants.

The „Atlases of geothermal resources in the Polish Lowlands” issued for Mesozoic and Paleozoic formations are a summary of long-term research carried on at our University, particularly at the Department of Fossil Fuels of the Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection.

The „Atlases. . .” are excellent examples of interdisciplinary studies carried on by specialists representing a wide spectrum of sciences: geologists, hydrogeologists, geophysicists, drilling engineers, production engineers, chemists, heat engineers, computer specialists, automation engineers, economists and lawyers from the AGH-University of Science and Technology, the State Geological Institute and other universities and research institutions, which contributed to the „Atlases. . .”.

The geothermal atlases provide a comprehensive source of information on the occurrence and utilization opportunities of geothermal waters and energy in the Polish Lowlands, i.e., in the area of 272,126 square kilometers. The atlases are directed to the state administration and local authority representatives who will find information on geothermal resources in their areas of activity. Moreover, the Atlases will provide knowledge suitable for university staff and for students of various specializations: energy engineering, renewable energy sources and environment protection. Finally, the Atlases provide important data for specialists in exploration, production and utilization of geothermal energy resources.

Prof. dr hab. inż. Antoni Tajduś

Tajduś
Rektor

Akademię Górniczo-Hutniczej
im. Stanisława Staszica

WPROWADZENIE

Zakład Surowców Energetycznych od wielu lat prowadzi badania i prace wdrożeniowe obejmujące wybór optymalnych stref dla budowy ciepłowni geotermalnych. W Zakładzie analizowane są zasoby energii geotermalnej oraz technologie zagospodarowania złóż wód geotermalnych na Niżu Polskim.

Podstawowe zasoby wód geotermalnych na Niżu Polskim związane są z warstwami wodonośnymi ery mezozoicznej. Wody geotermalne zakumulowane są przede wszystkim w formacjach piaszczystych dolnej kredy i dolnej jury. Znaczne zasoby energii geotermalnej zakumulowane są w wodach zbiorników: górnourajskiego, środkowourajskiego, górnotriasowego i dolnotriasowego.

Prace badawcze przeprowadzone w ostatnich latach przez zespół Zakładu Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej pozwoliły na rozpoznanie potencjału geotermalnego, zgromadzonego w wodonośnych utworach formacji paleozoicznej od kambru do permu. Identyfikacja warunków geotermalnych skał wiekú paleozoicznego stanowi istotne uzupełnienie wiedzy na temat krajowych zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Uzyskane wyniki dają nowe możliwości rozwoju geotermii i dziedzin pokrewnych w rejonach leżących poza obszarami występowania ciepłych wód podziemnych formacji mezozoicznych.

Badania nad wodami i energią geotermalną prowadzone w latach osiemdziesiątych w Akademii Górniczo-Hutniczej, znalazły odzwierciedlenie w licznych publikacjach, opracowaniach i organizowanych konferencjach. Podsumowaniem badań było opublikowanie „Atlasu wód geotermalnych na Niżu Polskim” (Górecki i in., 1990). Działania publikacyjne i konferencyjne w latach osiemdziesiątych miały również na celu przybliżenie możliwości wykorzystania wód i energii geotermalnej, społecznościom lokalnym, władzom samorządowym i potencjalnym inwestorom.

W roku 1987 utworzono w Instytucie Surowców Energetycznych AGH Zakład Geotermii z interdyscyplinarnym zespołem specjalistów z zakresu geologii, hydrogeologii, geochemii, sejsmiki, geofizyki wiertniczej, wiertnictwa, ciepłownictwa, aplikacji komputerowych i ocen ekonomicznych. W Zakładzie Geotermii prowadzi się badania podstawowe i wdrożeniowe dotyczące rozpoznania optymalnych stref geotermalnych w basenach sedymentacyjnych Polski, metodyki oceny zasobów, eksploatacji i zatłaczania wód, obliczeń efektywności ekonomicznej i projektowania instalacji geotermalnych. Równocześnie utworzono specjalność Odnawialne Źródła Energii, co umożliwiło m.in. kształcenie specjalistów w zakresie geotermii.

W latach 1990 - 1995 w Zakładzie Surowców Energetycznych prowadzono systematyczne badania nad oceną zasobów wód i energii geotermalnej. Podsumowanie badań opublikowano w 1995 roku w „Atlasie zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim”. W latach 1995-2000 w Zakładzie Surowców Energetycznych podjęto prace badawcze, w których analizowano możliwości budowy ciepłowni geotermalnych w blisko 200 miastach Polski Niżowej. Badania miały na celu zdynamizowanie wykorzystania energii geotermalnej w tych miastach, gdzie warunki hydrogeotermalne i lokalny rynek ciepłowniczy gwarantują wykorzystanie wód i energii w sposób ekonomicznie uzasadniony. Studia możliwości inwestycyjnych dla poszczególnych miast stanowiły ważny dokument dla władz miejskich i samorządowych i dla potencjalnych inwestorów. Z analizowanych blisko 200 miast dokonano wyboru najlepszych kilkudziesięciu, dla których opracowano koncepcje zagospodarowania ciepła wód geotermalnych.

Pracownicy Zakładu Surowców Energetycznych są współautorami dzieła wydanego w 2002 roku przez Komisję Europejską pt. „Atlas of Geothermal Resources in Europe”. Kolejne dwa atlasy geotermalne pt. „Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim” dla formacji mezozoicznej i dla formacji paleozoicznej stanowią podsumowanie kilkunastoletnich badań nad poszczególnymi zbiornikami geotermalnymi na Niżu Polskim.

Przedstawiona w Atlasie dla formacji mezozoicznej treść zawiera pełne informacje obejmujące całość interdyscyplinarnych zagadnień z dziedziny geotermii, które mogą być przydatne wszystkim tym, którzy zajmują się tą dziedziną wiedzy. Wyniki badań i ocena zasobów przedstawione w Atlasach geotermalnych umożliwiły wytypowanie stref optymalnych dla wykorzystania wód i energii geotermalnej. W strefach tych możliwa jest budowa ciepłowni geotermalnych. Główne cele strategiczne budowy ciepłowni geotermalnych są następujące:

- poprawa stanu środowiska naturalnego w miastach; likwidacja rozproszonych niewydołanych źródeł ciepła, bądź modyfikacja istniejących systemów zaopatrzenia w ciepło, w celu ograniczenia emisji zanieczyszczeń pyłowych i gazowych;
- stabilizacja i ewentualne obniżenie ponoszonych kosztów produkcji energii cieplnej oraz zwiększenie jakości usług ciepłowniczych; stymulowanie dalszego rozwoju miast poprzez rozwój jednego z ważniejszych elementów infrastruktury;
- stworzenie warunków dla rozwoju dziedzin słabo rozwiniętych, bądź nowych jak np.: ogrodnictwo, balneologia i rekreacja; zagospodarowanie nadwyżek niskotemperaturowego ciepła geotermalnego prowadzić będzie do wzrostu rentowności przedsięwzięć geotermalnych;
- centralizacja dostaw ciepła w miastach, gdzie jest ona ograniczona bądź nie istnieje, obejmująca głównie budownictwo wielorodzinne, usługi oraz część przemysłu, uporządkowanie gospodarki cieplnej, zwiększenie dostępu do usług ciepłowniczych dla wspólnot miejskich.

Przy ocenie wielkości zasobów eksploatacyjnych i możliwości budowy instalacji geotermalnych wzięto pod uwagę następujące uwarunkowania:

- energia uzyskana z wód geotermalnych może być wykorzystywana w miejscach wydobywania wód; zasoby eksploatacyjne będą więc ograniczone do rejonów miast i miejscowości, rejonów przemysłowych, rolniczych i rekreacyjno-wypoczynkowych;
- ze względu na znaczną kapitałochłonność inwestycji geotermalnych, lokalny rynek ciepłowniczy powinien być bardzo atrakcyjny, zdolny do przyciągnięcia inwestorów;
- budowa instalacji geotermalnych w naturalny sposób ograniczona jest do obszarów, gdzie występują wody geotermalne o optymalnych własnościach.

Treść poszczególnych rozdziałów przedstawiona w języku polskim i angielskim ilustrowana jest rysunkami, a kolejne opisywane zbiorniki geotermalne załącznikami graficznymi w postaci map i przekrojów.

Autorzy składają podziękowanie firmie Halliburton za możliwość wykorzystania oprogramowania Landmark Graphics Corporation do wielowariantowej analizy podstawowych parametrów hydrogeotermalnych oraz obliczeń. Oprogramowanie jest używane przez Zakład Surowców Energetycznych w Akademii Górniczo-Hutniczej na podstawie grantu nr 2006-COM-038833.

Autorzy składają podziękowania Ministerstwu Środowiska i Narodowemu Funduszowi Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej za sfinansowanie badań i kosztów wydania Atlasów.

Szczególne podziękowania kierujemy do pracowników Departamentu Geologii Ministerstwa Środowiska za stałe i życzliwe wspieranie badań geotermalnych.

Podziękowania składamy członkom Komisji Dokumentacji Hydrogeologicznych, przewodniczącemu Prof. dr hab. Bronisławowi Paczyńskiemu i mgr Teresie Stachowiak oraz recenzentowi mgr Jackowi Kapuścińskiemu za wnikliwe uwagi i opinie, uwzględnione w końcowej redakcji Atlasów.

Serdeczne podziękowania przekazujemy mgr inż. Halinie Sobkowskiej, emerytowanej specjalistce Komitetu Badań Naukowych za wieloletnie zaangażowanie w realizację programów badań geotermalnych w Polsce.

Prof. dr hab. inż. Wojciech Górecki



Kierownik Zakładu Surowców Energetycznych
w Akademii Górniczo-Hutniczej
im. Stanisława Staszica

INTRODUCTION

Since decades the Department of Fossil Fuels of the Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection at the AGH-University of Science and Technology (formerly the University of Mining and Metallurgy) in Kraków has carried on the research and development projects focused on the selection of optimum areas for construction of geothermal heat plants. These projects included analyses of geothermal energy resources and development technologies of geothermal waters in the Polish Lowlands.

The principal resources of geothermal waters in the Polish Lowlands are reservoiried in the Mesozoic groundwater horizons. Geothermal waters are accumulated first of all in the Lower Cretaceous and Lower Jurassic formations but significant resources of geothermal energy are reservoiried also in the Upper Jurassic, Middle Jurassic, Upper Triassic and Lower Triassic formations.

Research studies undertaken in last years at the Department of Fossil Fuels enabled the recognition of geothermal potential accumulated in Paleozoic groundwater horizons (from the Cambrian to the Permian). Identification of geothermal conditions in Paleozoic sequences is an important supplement to our knowledge on domestic resources of geothermal energy in the Polish Lowlands.

The results of studies open the new opportunities in the development of geothermics and related branches in the areas outside the occurrence of hot groundwaters in Mesozoic aquifers.

Results of studies of geothermal waters and energy carried on in the 1980-ties at the University of Mining and Metallurgy were reflected in many publications, unpublished reports and conference materials. The summary of these studies is the "Atlas of geothermal waters in the Polish Lowlands" (Górecki et al., 1990). Publications and conference materials issued in 1980-ties aimed to spread the knowledge on possibilities of geothermal waters and energy utilization among the local communities and authorities, and among the potential investors.

In 1987 the Department of Geothermics was organized within the Institute of Fossil Fuels at the University of Mining and Metallurgy. The staff included specialists in geology, hydrogeology, geochemistry, seismics, well-log geophysics, drilling engineering, heat engineering, computer science and economics. The department has run both the basic and the applied research aimed to exploration of optimum geothermal zones in sedimentary basins in Poland, methodology of resources calculation, production and injection of waters, economic effectiveness evaluation and designing of geothermal installations. Simultaneously, the new specialization: Renewable Energy Sources was included in the Faculty curriculum. The specialization is focused on the education of specialists in geothermics.

In the years 1990 - 1995 the systematic studies were carried on at the Department of Fossil Fuels on the evaluation of geothermal waters and energy resources. The results of these studies were summarized in the "Atlas of geothermal resources of the Polish Lowlands" published in 1995.

In the period 1995 - 2000 the staff of the Department of Fossil Fuels has undertaken the feasibility analyses of geothermal heat plants construction in nearly 200 towns in the Polish Lowlands. The studies aimed to dynamize the utilization of geothermal energy in those sites where both the hydrogeothermal conditions and the local heat market ensure the commercial utilization of geothermal waters and energy. Studies on investment opportunities of particular towns provided important materials for local authorities and for potential investors. From nearly 200 towns some tens were selected of most favourable conditions, for which the concepts of development of geothermal heat were prepared.

The staff of the Department of Fossil Fuels cooperated in the edition of the „Atlas of Geothermal Resources in Europe” issued in 2002 by the European Commission.

The two forthcoming geothermal atlases for the Mesozoic and Paleozoic aquifers, edited jointly as the „Atlas of geothermal resources of the Polish Lowlands” summarize the results of long-term studies on particular geothermal aquifers in Poland. Data included into the “Atlas...” for the Mesozoic aquifers contain relatively comprehensive, interdisciplinary information on broadly understood geothermics, which can be valuable for all specialists interested in this branch of science. The results of studies and the evaluation of resources contained in the “Atlas...” enabled the selection of the areas of optimum conditions for utilization of geothermal waters and energy, i.e. the areas where the construction of geothermal heat plants is possible.

The principal targets of geothermal heat plants are:

- to improve the quality of environment in urban areas by closure of dispersed, inefficient heat plants or by modernization of existing heat supply systems in order to reduce dust and gas emissions into the atmosphere,*
- to stabilize or even to reduce running costs of energy generation and improvement of the quality of heat supply, stimulation of the growth of urban areas by development of one of crucial components of the infrastructure,*
- to provide conditions for the growth of underdeveloped or entirely new economic activities: gardening, balneology, recreation; consumption of the excessive, low-temperature geothermal energy in order to improve the effectiveness of geothermal installations,*
- to centralize the heat supply in urban areas, mostly to apartment buildings, services and industrial plants, optimization of heat management, extension of the access to heat supply for local communities.*

In the evaluation of exploitable geothermal resources and possibilities of the construction of new geothermal installations the following factors were considered:

- energy produced from geothermal waters can be utilized at the site of waters production, hence, the exploitable resources will be limited to urban, rural and recreational areas, and to industrial zones,*
- due to high capital intensity of geothermal investments, the local heat market must be very attractive to the investors,*
- construction of geothermal installations is limited to the areas where geothermal waters of optimum properties are reservoired.*

The chapters are illustrated with figures and the described aquifers are supplied with appendices containing maps and cross-sections.

The Authors are grateful to the Ministry of Environment and to the National Fund for Environmental Protection and Water Management for providing funds necessary to undertake the editions of the Atlases. Sincere thanks are due to the Staff of the Department of Geology at the Ministry of Environment for continuous and friendly support of our studies.

The Authors are very much indebted to the members of the Commission of Hydrogeological Assessments, particularly to Professor Bronisław Paczyński, President of the Commission and to Ms. Teresa Stachowiak as well as to Mr. Jacek Kapuściński, the reviewer of the Atlas for important remarks and opinions, which improved the value of the Atlases.

Out cordial thanks are expressed to Ms. Halina Sobkowska, emeritus expert of the past Committee for Scientific Research for many years of her deep involvement in realization of geothermal research projects in Poland.

Professor Wojciech Górecki



Head, Department of Fossil Fuels
AGH-University of Science and Technology

Spis treści

Przedmowa	15		
Foreword	15		
Wprowadzenie	17		
Introduction	21		
1 Wstęp (W.Górecki)	30		
1.1 Charakterystyka systemów geotermalnych na świecie i w Polsce (W.Górecki)	34		
1.2 Opis zastosowań wód i energii geotermalnej	36		
1.2.1 Podstawowe sposoby eksploatacji złóż wód i energii geotermalnej (W.Górecki)	36		
1.2.2 Sposoby wykorzystywania energii geotermalnej (W.Górecki)	37		
1.2.3 Stan wykorzystania wód i energii geotermalnej na świecie (W.Górecki, B.Kępińska)	38		
1.3 Wody geotermalne w rozwoju cywilizacji (B.Kępińska)	39		
1.4 Rozwój badań i wykorzystania energii geotermalnej w Europie	40		
1.4.1 Warunki geotermalne - podstawowe informacje (B.Kępińska)	40		
1.4.2 Stan wykorzystania energii geotermalnej w Europie (B.Kępińska)	41		
1.4.3 Główne dziedziny wykorzystania wód i energii geotermalnej w Europie (B.Kępińska)	41		
1.5 Wykorzystanie wód oraz energii geotermalnej w Polsce (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, R.Ney)	42		
1.6 Opis funkcjonujących instalacji geotermalnych w Polsce (W.Bujakowski, B.Kępińska, R.Ney, Z.Malenta, T.Kozłowski)	44		
1.7 Zastosowanie wód geotermalnych w balneoterapii i rekreacji (L.Rajchel)	50		
1.7.1 Zastosowanie wód chlorkowych (solanek) w balneoterapii (L.Rajchel)	51		
1.7.2 Zastosowanie wód siarczanowo-siarczkowych w balneoterapii (L.Rajchel)	52		
1.7.3 Możliwości wykorzystania wód geotermalnych formacji paleozoicznej i mezozoicznej na Niżu Polskim w balneologii i rekreacji (L.Rajchel)	53		
1.7.4 Wnioski	54		
1 Introduction (W.Górecki)	54		
1.1 Characterization of geothermal systems in the world and in Poland (W.Górecki)	58		
1.2 Description of geothermal waters and energy applications	59		
1.2.1 Exploitation methods of geothermal waters and energy (W.Górecki)	59		
1.2.2 Utilization methods of geothermal energy (W.Górecki)	59		
1.2.3 Utilization of geothermal waters and energy in the world - the state of the art (W.Górecki, B.Kępińska)	59		
1.3 Geothermal waters in the history of civilization (B.Kępińska)	60		
1.4 Development of scientific research and utilization of geothermal waters and energy in Europe	61		
1.4.1 Geothermal conditions - basic information (B.Kępińska)	61		
1.4.2 Utilization of geothermal energy in Europe - the state of the art (B.Kępińska)	61		
1.4.3 Principal applications of geothermal waters and energy in Europe (B.Kępińska)	62		
1.5 Utilization of geothermal waters and energy in Poland (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, R.Ney)	62		
1.6 Description of geothermal installations operating in Poland (W.Bujakowski, B.Kępińska, R.Ney, Z.Malenta, T.Kozłowski)	63		
1.7 Usability prospects of subsurface thermal brines from paleozoic and mesozoic aquifers in the Polish Lowlands for balneotherapy and recreation purposes (L.Rajchel)	65		
2 Techniczne i technologiczne uwarunkowania eksploatacji, przesyłu i zatłaczania wód geotermalnych oraz odbioru ciepła	70		
2.1 Systemy wydobywczo-zatłaczające wód geotermalnych (J.Soboń)	70		
2.2 Technika i technologia wykonywania otworów geotermalnych	73		
2.2.1 Technika wiercenia otworów (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)	73		
2.2.2 Technologia wiercenia otworów (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)	74		
2.2.3 Konstrukcje otworów (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)	74		
2.2.4 Konstrukcje otworów wydobywczych i zatłaczających w strefie udostępnianych geotermalnych horyzontów zbiornikowych (J.Soboń)	76		
2.2.5 Koszty geotermalnych otworów wiertniczych na Niżu Polskim (M.Capik)	77		
2.3 Opróbowanie poziomów geotermalnych i pompy głębinowe	78		
2.3.1 Opróbowanie poziomów geotermalnych (A.Gonet, M. Capik, T.Śliwa)	78		
2.3.2 Pompy głębinowe do pozyskiwania wód geotermalnych (A.Gonet, M. Capik, T.Śliwa)	79		
2.4 Infrastruktura napowierzchniowa geotermalnych systemów ciepłowniczych (T.Kuźniak)	80		
2.4.1 Przesył wody geotermalnej oraz sieć przesyłu dystrybucji ciepła (T.Kuźniak)	80		
2.4.2 Systemy grzewcze odbiorców i wymienniki ciepła (T.Kuźniak)	81		
2.4.3 Pompy ciepła (T.Kuźniak)	82		
2.4.4 Niskotemperaturowe układy grzewcze z pompami ciepła - płytka geotermia (J.Kotyza)	84		
2.5 Zatłaczanie wód geotermalnych w piaskowcowych i węglanowych skałach zbiornikowych do otworu chłonnego (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)	86		
2.5.1 Skały zbiornikowe i ich cechy kolektorskie (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)	86		
2.5.2 Zjawiska hydrodynamiczne występujące przy zatłaczaniu wody geotermalnej do osrodków porowych i szczelinowych (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)	87		
2.5.3 Czynniki wpływające na pogorszenie własności skał zbiornikowych (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)	88		
2.5.4 Podstawowe metody stymulacji skał zbiornikowych (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)	89		

2.6	Przykłady stymulacji odwiertów i złóż geotermalnych przy zastosowaniu metody „miękkiego kwasowania” (W.Bujakowski, B.Kepińska)	91
2	Technical and technological condition of exploitation, transmission and injection of geothermal waters and heat perception	93
2.1	Production-injection systems of geothermal waters (J.Soboń)	93
2.2	Technique and technology of drilling geothermal wells	93
2.2.1	Drilling technique (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)	93
2.2.2	Technique of drilling wells (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)	94
2.2.3	Technique of drilling wells (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)	94
2.2.4	Costs of geothermal wells drilled in the Polish Lowlands (J.Soboń)	94
2.2.5	Costs of geothermal wells drilled in the Polish Lowlands (M.Capik)	95
2.3	Sampling of geothermal beds and downhole pumps	95
2.3.1	Sampling of geothermal beds (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)	95
2.3.2	Downhole pumps for geothermal waters (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)	95
2.4	Surface infrastructure of geothermal heat supply systems (T.Kuźniak)	96
2.4.1	Transport of geothermal waters (T.Kuźniak)	96
2.4.2	End-user heating systems and heat exchangers (T.Kuźniak)	96
2.4.3	Heat pumps (T.Kuźniak)	97
2.4.4	Low-temperature heating systems with heat pumps (J.Kotyza)	98
2.5	Injection of geothermal waters back into sandstone and carbonate reservoir (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kepińska, S.Nagy, J.Soboń)	98
2.5.1	Reservoir rocks and their properties (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kepińska, S.Nagy, J.Soboń)	99
2.5.3	Factors deteriorating the reservoir properties of rocks (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kepińska, S.Nagy, J.Soboń)	99
2.5.4	Factors deteriorating the reservoir properties of rocks (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kepińska, S.Nagy, J.Soboń)	100
2.6	Examples of geothermal well and reservoir stimulation with the „soft acidization” method (W.Bujakowski, B.Kepińska)	101
3	Problemy związane z korozją materiałów konstrukcyjnych i wytrącaniem osadów w wodach geotermalnych	103
3.1	Korozja materiałów konstrukcyjnych w wodach geotermalnych	103
3.1.1	Wprowadzenie (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)	103
3.1.2	Agresywność korozyjna wód geotermalnych (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)	103
3.1.3	Sposoby ochrony przed korozją w systemach eksploatujących wody geotermalne (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)	106
3.2	Stale odporne na korozję przeznaczone do stosowania w systemach geotermalnych	107
3.2.1	Korozja rur i innych elementów instalacji geotermalnych (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	107
3.2.2	Propozycje doboru stali na rury i inne elementy instalacji geotermalnych (J.Banaś, W.Solarski, B.Mazurkiewicz)	108
3.3	Podsumowanie (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	110
3.4	Wytrącanie substancji mineralnych w systemach i instalacjach geotermalnych	110

3.4.1	Wprowadzenie (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	110
3.4.2	Stan termodynamiczny płynów geotermalnych (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	111
3.4.3	Metody obliczeń i graficznego przedstawiania stanu termodynamicznego układu woda - skała w systemach geotermalnych (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	112
3.4.4	Minerały najczęściej wytrącające się w systemach geotermalnych (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	112
3.4.5	Metody ograniczania wytrącania substancji mineralnych w systemach geotermalnych (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	113
3.4.6	Opróbowanie i analiza składu fizyko-chemicznego wód geotermalnych (J.Banaś, W.Solarski, B.Mazurkiewicz)	113
3.4.7	Monitoring zmian składu chemicznego wody geotermalnej w trakcie eksploatacji (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	113
3.4.8	Interpretacja geochemiczna wody geotermalnej wydobywanej z otworu Pырzyce GT-1 na Niziu Polskim (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski, J.Kania)	114
3	Problems connected with corrosion of construction materials and sediments precipitating in geothermal waters	116
3.1	Corrosion of construction materials in geothermal waters	116
3.1.1	Introduction (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)	116
3.1.2	Corrosion aggressiveness of geothermal waters (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)	116
3.1.3	Methods of protection from corrosion in exploitation systems of geothermal waters (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)	118
3.2	Corrosion resistant steels in geothermal water for tubing, casing and pipelines	118
3.2.1	Corrosion of pipelines and other geothermal installation elements (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	118
3.2.2	Material suggestions for pipelines and other geothermal installation elements (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	119
3.3	Summary (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	120
3.4	Precipitation of solids in geothermal systems and installations	120
3.4.1	Introduction (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	120
3.4.2	Thermodynamic conditions of geothermal fluids (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	120
3.4.3	Calculation methods and graphic presentation of thermodynamic condition in water-rock geothermal systems (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	121
3.4.4	Most common minerals precipitating in geothermal systems (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	121
3.4.5	Prevention methods of secondary minerals precipitation in geothermal systems (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	121
3.4.6	Sampling and analysis of chemical composition and physical parameters of geothermal waters (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	122

3.4.7	Monitoring of chemical composition of geothermal water during exploitation (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)	122	5.3.1	Legal controls	135
3.4.8	Geochemical interpretation of geothermal waters produced with the Pyrzyce GT-1 well in the Polish Lowlands (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski, J.Kania)	122	5.3.2	Economic controls	136
4	Uwarunkowania prawne koncesji na poszukiwanie i eksploatację wód termalnych (K.Szamałek, J.Kapuściński)	125	5.3.3	Environmental controls	136
4.1	Wody termalne jako kopalina	125	5.3.4	Technological controls	136
4.2	Procedury prawne związane z uzyskaniem koncesji	125	5.3.5	Social and cultural controls	137
4.3	Projekt prac geologicznych	125	5.4	Conditions affecting the market position of heating installations	137
4.4	Dokumentacja hydrogeologiczna	126	5.4.1	Internal controls of geothermal projects	137
4.5	Użytkowanie górnicze	126	5.4.2	External controls of geothermal projects	137
4.6	Oplaty	126	5.4.3	Strategies of geothermal heat utilization	137
4.7	Wody termalne jako odnawialne źródło energii	126	6	Finansowanie projektów geotermalnych w Polsce i w Unii Europejskiej (K.Szamałek, A.Sapińska-Śliwa)	139
4	Legal essentials of concession for exploration and exploitation of geothermal waters and energy (K.Szamałek, J.Kapuściński)	127	6.1	Środki krajowe	139
4.1	Geothermal waters as a mineral raw-material	127	6.2	Środki zagraniczne	140
4.2	Legal procedures concerning the granting of concessions	127	6	Financing of geothermal projects in Poland and in European Union (K.Szamałek, A.Sapińska-Śliwa)	141
4.3	Geological work project	127	7	Strumień ciepły a temperatury wgłębne na obszarze Niżu Polskiego (J.Szewczyk, M.Hajto)	143
4.5	Mining-related use	127	7.1	Wstęp	143
4.6	Charges	127	7.2	Ziemiński strumień ciepły a zmiany klimatyczne	143
4.7	Geothermal waters as a renewable energy source	128	7.3	Strumień ciepły obszaru Niżu Polskiego na tle strumienia Europy Centralnej	145
5	Ocena ryzyka inwestycyjnego i przeszkody w rozwoju przedsiębiorczości opartej na energii geotermalnej (T.Kuźniak, K.Szamałek)	129	7.4	Temperatury wgłębne na obszarze Niżu Polskiego	146
5.1	Problemy racjonalnej ekonomicznie eksploatacji zasobów geotermalnych	129	7	Heat flow versus sub-surface temperatures in the Polish Lowlands (J.Szewczyk, M.Hajto)	149
5.2	Ocena ryzyka inwestycyjnego i przeszkody w rozwoju przedsiębiorczości opartej na energii geotermalnej	129	7.1	Introduction	149
5.3	Otoczenie geotermalnych przedsięwzięć inwestycyjnych	130	7.2	Earth's heat flow versus climatic changes	149
5.3.1	Otoczenie prawne	130	7.3	Heat flow in the Polish Lowlands versus heat flow in Central Europe	149
5.3.2	Otoczenie ekonomiczne	131	7.4	Internal temperatures in the Polish Lowlands	150
5.3.3	Środowisko naturalne	131	8	Klasyfikacje i metodyka oceny zasobów energii geotermalnej (W.Górecki, M.Hajto)	152
5.3.4	Otoczenie technologiczne	132	8.1	Klasyfikacja zasobów geotermalnych	153
5.3.5	Otoczenie społeczno-kulturowe	132	8.2	Metodyka oceny zasobów wód i energii geotermalnej	155
5.4	Pozycja instalacji geotermalnych na tle krajowego rynku usług ciepłowniczych	132	8.2.1	Dostępne zasoby energii geotermalnej	155
5.4.1	Sytuacja wewnętrzna projektów geotermalnych	132	8.2.2	Zasoby statyczne wód i energii geotermalnej	155
5.4.2	Sytuacja w otoczeniu projektów geotermalnych	133	8.2.3	Zasoby statyczne-wydobywalne wód i energii geotermalnej	156
5.4.3	Strategie wykorzystania ciepła geotermalnego	133	8.2.4	Zasoby dyspozycyjne wód i energii geotermalnej	156
8.2.5	Zasoby eksploatacyjne wód i energii geotermalnej	157	8	Classification and assessment methods of geothermal energy resources	157
5	Evaluation of investment risk and barriers for development of business initiatives based upon geothermal energy (T.Kuźniak, K.Szamałek)	134	8.1	Classification of geothermal resources	158
5.1	Problems of economically efficient exploitation of geothermal resources	134	8.2	Estimation methodology of geothermal waters and energy resources	159
5.2	Evaluation of factors controlling the investment risk in the development of geothermal plant	134	8.2.1	Accessible geothermal energy resources	159
5.3	Controls of geothermal investments	135	8.2.2	Static resources of geothermal energy	160

8.2.3	Static-recoverable geothermal waters and energy resources	160		
8.2.4	Disposable geothermal waters and energy resources	161		
8.2.5	Exploitable geothermal waters and energy resources	161		
9	Metodyka oceny ekonomicznej dokumentowanego zbiornika hydrogeotermalnego oraz szacowanie jego zasobów dyspozycyjnych (T.Kuźniak, M.Hajto)	163		
9.1	Ocena ekonomiczna zbiorników hydrogeotermalnych	163		
9.1.1	Metodyka oceny ekonomicznej zbiorników hydrogeotermalnych	163		
9.1.2	Efektywna moc wyjściowa	163		
9.1.3	Ponoszona moc wejściowa	164		
9.1.4	Współczynnik mocy	164		
9.2	Szacowanie zasobów dyspozycyjnych	165		
9	Methodology of economic evaluation of assessed hydrogeothermal aquifer and estimation of its disposable resources (T.Kuźniak, M.Hajto)	163		
9.1	Economic evaluation of hydrogeothermal aquifers	165		
9.1.1	Methodology of economic evaluation of hydrogeothermal aquifers	165		
9.1.2	Effective power output	166		
9.1.3	Equivalent thermal power	166		
9.1.4	Power factor	167		
9.2	Estimation of disposable resources	167		
10	Charakterystyka wykorzystanych materiałów dokumentacyjnych oraz metodyka prac interpretacyjnych (M.Hajto, J.Szewczyk, B.Papiernik)	168		
10.1	Charakterystyka materiału faktograficznego	168		
10.2	Metodyka prac interpretacyjnych	169		
10.3	Analiza wyników interpretacji krzywych geofizyki wiertniczej oraz ilościowa ocena parametrów hydrogeotermalnych	170		
10	Characterization of documentary materials and methodology of interpretation (M.Hajto, J.Szewczyk, B.Papiernik)	173		
10.1	Characterization of documentary materials	173		
10.2	Methodology of data interpretation	174		
10.3	Analysis of interpretation results of well-log geophysics and quantitative evaluation of hydrogeothermal parameters	175		
11	Metodyka analizy podstawowych parametrów hydrogeologicznych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim (A.Szczepański, A.Haładus, M.Hajto)	176		
11.1	Konstrukcja map	176		
11	Methods of analysis of principal hydrogeological parameters of geothermal aquifers in the Polish Lowlands (A.Szczepański, A.Haładus, M.Hajto)	179		
11.1	Construction of maps	180		
12	Wyniki kalkulacji zasobów geotermalnych na Niżu Polskim (M.Hajto)	183		
12.1	Dostępne zasoby geotermalne	183		
12.2	Zasoby statyczne energii geotermalnej	184		
12.2.1	Zbiornik dolnokredowy	185		
12.2.2	Zbiornik górnourajski	185		
12.2.3	Zbiornik środkowourajski	185		
12.2.4	Zbiornik dolnourajski	185		
12.2.5	Zbiornik górnotriasowy	185		
12.2.6	Zbiornik dolnotriasowy	185		
12.3	Zasoby statyczne-wydobywalne energii geotermalnej	186		
12.4	Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej	187		
12.4.1	Zbiornik dolnokredowy	188		
12.4.2	Zbiornik górnourajski	188		
12.4.3	Zbiornik środkowourajski	189		
12.4.4	Zbiornik dolnourajski	189		
12.4.5	Zbiornik górnotriasowy	189		
12.4.6	Zbiornik dolnotriasowy	189		
12	Calculation results of geothermal resources in the Polish Lowlands (M.Hajto)	192		
12.1	Accessible geothermal resources	192		
12.2	Static geothermal energy resources	192		
12.2.1	The Lower Cretaceous aquifer	193		
12.2.2	The Upper Jurassic aquifer	193		
12.2.3	The Middle Jurassic aquifer	193		
12.2.4	The Lower Jurassic aquifer	193		
12.2.5	The Upper Triassic aquifer	193		
12.2.6	The Lower Triassic aquifer	193		
12.3	The static-recoverable geothermal energy resources	194		
12.4	The disposable geothermal energy resources	194		
12.4.1	The Lower Cretaceous aquifer	195		
12.4.2	The Upper Jurassic aquifer	195		
12.4.3	The Middle Jurassic aquifer	195		
12.4.4	The Lower Jurassic aquifer	195		
12.4.5	The Upper Triassic aquifer	195		
12.4.6	The Lower Triassic aquifer	196		
13	Rozkład parametrów termicznych na Niżu Polskim (J.Szewczyk, A.Szczepański, A.Haładus, J.Kania, R.Wagner, J.Pokorski, M.Hajto)	198		
13	Distribution of the main geothermal parameters in the Polish Lowlands (J.Szewczyk, A.Szczepański, A.Haładus, J.Kania, R.Wagner, J.Pokorski, M.Hajto)	198		
14	Zbiornik hydrogeotermalny kredy dolnej	256		
14	The Lower Cretaceous aquifer	265		

15 Zbiornik hydrogeotermalny jury górnej	296
15 The Upper Jurassic aquifer	297
16 Zbiornik hydrogeotermalny jury środkowej	328
16 The Middle Jurassic aquifer	330
17 Zbiornik hydrogeotermalny jury dolnej	360
17 The Lower Jurassic aquifer	362
18 Zbiornik hydrogeotermalny triasu górnego	398
18 The Upper Triassic aquifer	399
19 Zbiornik hydrogeotermalny triasu środkowego	430
19 The Middle Triassic aquifer	432
20 Zbiornik hydrogeotermalny triasu dolnego	446
20 The Lower Triassic aquifer	447
21 Spis map	478
21 List of maps	480
22 Słownik	483
22 Dictionary	483

1 Wstęp (W.Górecki)

XXI wiek to dążenie większości państw świata, a w szczególności krajów Unii Europejskiej do zrównoważonego rozwoju gospodarczego, w którym cele ekonomiczne będą tworzyły wspólną całość z ochroną środowiska naturalnego i ochroną zasobów kopalni. Prognozy rozwoju sektora energii przygotowane przez prestiżowe instytucje Unii Europejskiej i USA, przewidują w bilansach nośników pierwotnych w kolejnych dekadach XXI wieku, wzrost udziału czystych ekologicznie odnawialnych zasobów energii. Istotne dla Polski jest stanowisko Unii Europejskiej, której aktualne kierunki działania zmierzają do ograniczenia emisji gazów cieplarnianych i innych zanieczyszczeń środowiska, spowodowanych przez sektor paliwowo-energetyczny, między innymi poprzez zwiększenie udziału gazu ziemnego w sektorze elektroenergetycznym i odnawialnych zasobów energii w ogólnym bilansie pierwotnych nośników energii.

W rozważaniach nad strukturą bilansu paliwowo-energetycznego w Polsce nie można pominąć niekonwencjonalnych źródeł energii, których aktualny udział w ogólnym bilansie jest jednak znikomy. Zgodnie z „Załoženiami polityki energetycznej Polski do 2020 roku” zasoby energii odnawialnej mogą odegrać istotną rolę w lokalnych bilansach paliw pierwotnych. Dokument przewiduje, że wykorzystanie energii z zasobów odnawialnych będzie stopniowo wzrastało, jednak jej udział w prognozowanym krajowym bilansie w 2020 roku nie przekroczy 12% (scenariusz postępu „plus”). Znacznego zwiększenia udziału odnawialnych zasobów energii w perspektywie 2010 i 2020 roku możemy oczekiwać tylko w przypadku bardziej aktywnej roli państwa, wspomagającego rozwój wykorzystania czystych ekologicznie zasobów energii przez system ulg podatkowych, funduszy gwarantowanych i kredytów preferencyjnych. Niezbędne są nowe regulacje prawne wspierające rozwój czystych ekologicznie źródeł energii.

Odnawialne źródła energii odgrywają ważną rolę w realizacji zrównoważonego rozwoju energetycznego. Przede wszystkim - są one istotnym czynnikiem ekologiczacji energetyki, która dotychczas w Polsce oparta jest głównie na kopalnych surowcach energetycznych (tab. 1.0.1 - Ney, 2004).

Decentralizacja gospodarki energią i wprowadzenie - tam gdzie jest to możliwe z ekonomicznego punktu widzenia - małych i ekologicznie bezpiecznych ciepłowni wykorzystujących odnawialne źródła energii, w tym energię geotermalną, jest celem Polski oraz pozostałych krajów Unii Europejskiej.

Tabela 1.0.1 *Struktura zużycia energii pierwotnej w Polsce i wybranych krajach Unii Europejskiej (udziały w % - Ney, 2004).*

Table 1.0.1 *Structure of primary energy in Poland and selected countries of European Union (percentages after Ney, 2004).*

Kraje	Lata	Struktura energii pierwotnej [%]			
		paliwa stałe	ropa naftowa	gaz	energia wodna i jądrowa
Polska	1960	94.5	4.2	1.2	0.1
	2003	64.3	22.5	12.4	0.8
Francja	1960	61.2	31.1	3.3	4.4
	2003	4.7	36.2	15.2	43.9
Hiszpania	1960	64.8	27.0	-	8.2
	2003	14.6	53.4	15.2	16.8
Niemcy	1960	77.6	20.8	0.6	1.0
	2003	26.2	37.7	23.2	12.9
Wielka Brytania	1960	77.2	22.5	-	0.3
	2003	17.4	34.3	38.8	9.5
Włochy	1960	20.4	52.7	11.9	11.0
	2003	8.4	50.6	35.5	5.5

Opracowano na podstawie BP Statistical Review of World Energy (2004) i dotyczy tylko energii z surowców energetycznych i wody.

After BP Statistical Review of World Energy (2004).

Pozyskiwanie i wykorzystywanie energii odnawialnej jest jedną z dróg realizacji zrównoważonego rozwoju energetyki w Polsce. Energia ze źródeł odnawialnych będzie, według R. Neya (2004), stymulatorem w gminach rozwoju energetyki rozproszonej, często budowanej w kogeneracji z kopalnymi surowcami energii. Rozproszenie źródeł energii odnawialnej w skali kraju jest też istotnym czynnikiem zwiększającym bezpieczeństwo energetyczne.

Jedną z niekonwencjonalnych form energii jest energia zakumulowana w wodach geotermalnych. Polska podobnie jak i inne kraje Europy, posiada naturalne baseny sedimentacyjno-strukturalne, wypełnione wodami geotermalnymi o zróżnicowanych temperaturach od 20°C do 80 - 90°C, a w skrajnych przypadkach do stu kilkudziesięciu stopni. Wody te mogą być wykorzystane do celów grzewczych w budownictwie indywidualnym i komunalnym, do przygotowania ciepłej wody użytkowej, do ogrzewania pomieszczeń gospodarczych, szklarni, upraw w gruncie, a także do celów balneoterapeutycznych i rekreacyjnych. Wykorzystanie czystych ekologicznie zasobów energii geotermalnej jest realne i ekonomicznie uzasadnione na wielu obszarach Nizy Polskiego, w Karpatach i Sudetach.

pozytywne cechy zasobów geotermalnych są powszechnie znane, zalicza się do nich:

- praktyczną nieograniczoność i odnawialność;
- powszechność występowania wód geotermalnych w pobliżu użytkownika;
- niezależność od zmiennych warunków klimatycznych i pogodowych;
- możliwość użytkowania bez powodowania zakłóceń w środowisku naturalnym;
- możliwość wykorzystania zasobów wody i energii geotermalnej w rolnictwie, ogrodnictwie balneoterapii i rekreacji.

Analiza rozkładu zasobów energii geotermalnej w przeliczeniu na powierzchnię kraju wskazuje, że usytuowanie geograficzne Polski nie ma istotnego wpływu na wielkość tego wskaźnika. Porównując zasoby geotermalne trzynastu państw europejskich (tab. 1.0.2), w Polsce mieszczą się one w przedziale wartości średnich i wynoszą ok. $2.9 \cdot 10^{17} \text{ J/km}^2$, podobnie jak w Hiszpanii, Portugalii czy Wielkiej Brytanii. Bardzo dobrymi wskaźnikami charakteryzują się Węgry oraz Włochy, co wynika ze szczególnie korzystnych relacji parametrów geologicznych i termicznych w tych regionach Europy.

Tabela 1.0.2 *Dostępne zasoby energii geotermalnej w wybranych państwach europejskich (wg Górecki, 2006).*

Table 1.0.2 *Geothermal energy resources in selected European countries (after Górecki, 2006).*

Dostępne zasoby Accessible resources	Belgia Belgium	Grecja Greece	Portugalia Portugal	UK UK	Polska Poland	Hiszpania Spain	Francja France	Niemcy Germany	Dania Denmark	Holandia Netherlands	Austria Austria	Węgry Hungary	Włochy Italy
$10^{17} \text{ [J/km}^2\text{]}$	2.2	2.3	2.4	2.4	2.9	2.5	3.3	3.3	3.5	3.8	4.4	32.2	211.5

Zasoby energii geotermalnej w Polsce związane są z wodami podziemnymi różnych pięter stratygraficznych występujących na różnej głębokości, w obrębie jednostek geologicznych na Niżu Polskim, w Sudetach i w Karpatach.

Podstawowe zasoby wód geotermalnych na Niżu Polskim związane są z warstwami wodonośnymi ery mezozoicznej. Wody geotermalne zakumulowane są w formacjach piaszczystych dolnej kredy i dolnej jury (Sokołowski, 1987; Ney, Sokołowski, 1987; Ney, 1985; Górecki i in., 1990; Górecki i in., 1995). Znaczne zasoby energii geotermalnej zakumulowane są w wodach zbiorników: górnourajskiego, środkowourajskiego, górnotriasowego i dolnotriasowego (Górecki i in., 2000).

Prace badawcze przeprowadzone w ostatnich latach przez zespół Zakładu Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej pozwoliły na rozpoznanie potencjału geotermalnego, zgromadzonego w wodonośnych utworach formacji paleozoicznej od kambru do permu.

Identyfikacja warunków geotermalnych skał wieku paleozoicznego stanowi istotne uzupełnienie wiedzy na temat krajowych zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Uzyskane wyniki dają nowe możliwości rozwoju geotermii i dziedzin pokrewnych (balneologia, rekreacja etc.) w rejonach leżących poza obszarami występowania ciepłych wód podziemnych formacji mezozoicznych.

Badania w zakresie geotermii rozwinęły się w latach sześćdziesiątych i dotyczyły podstawowej problematyki związanej z rozkładem pola geotermicznego w obrębie jednostek geologicznych Polski. Synteza tych badań została przedstawiona przez J. Majorowicza i S. Plewę na mapie strumienia ciepłego Europy (Ćermak, 1979) oraz w licznych publikacjach i opracowaniach, których spis i nazwiska autorów przedstawione są w załączonym przeglądzie literatury geotermalnej.

Na szczególną uwagę zasługuje pionierska działalność Państwowego Instytutu Geologicznego, prowadzącego rozpoznania geologiczne i wiertnicze formacji geologicznych, mające na celu rozpoznanie zasobów wód geotermalnych na Niżu Polskim. Wyniki badań zostały przedstawione w publikacjach i opracowaniach, m.in. Bojarski, 1985; Bojarski, Płochniewski, Stachowiak, 1979; Płochniewski, 1976; Płochniewski, 1985; Paczyński, 1976; Paczyński, 1977; Sokołowski, 1985. W miarę pełny spis cytowanych i komentowanych w Atlasie publikacji i ich autorów

przedstawiony jest w bibliografii. Na podkreślenie zasługują publikacje J. Dowgiałły, który analizował perspektywy występowania wód geotermalnych w Polsce (Dowgiałło, 1972) oraz możliwości ich wykorzystania do celów balneologicznych (Dowgiałło, Karski, Potocki, 1969).

Znaczący wkład w rozwój geotermii na Niżu Polskim wniosły zespoły badawcze z Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN z Krakowa i Politechniki Szczecińskiej, co znalazło odzwierciedlenie w licznych publikacjach (m.in. Ney, Sokołowski, 1987; Sokołowski, 1988; Sokołowski, 1997; Sokołowski, 1998; Bujakowski, 1999; Bujakowski, 2004; Ney, 1992; Ney, 1997; Pająk, 2000; Kępińska, Łowczowska, 2002; Kępińska, 2003; Kępińska, 2004; Kępińska, 2005; Meyer, 1994; Sobański, Nowak 1994; Sobański, Kabat, 1996; Sobański, Kabat, Nowak, 2000; Kabat, Sobański, 1998; Nowak, Sobański, 1995; Kozłowski, Malenta, 2004; Nowak, Borsukiewicz-Gozdur, 2004; Meyer, Sobański, 1993).

Pierwsze prace badawcze związane z wykorzystaniem gorących wód podziemnych i energii geotermalnej do celów użytkowych podjęte zostały w latach osiemdziesiątych w Instytucie Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej. W latach 1984 - 1987 w ramach programu badawczo-rozwojowego, finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego, prowadzono badania regionalne nad możliwością wykorzystania liasowych wód geotermalnych na Niżu Polskim oraz trzeciorzędowych i mezozoicznych wód Karpat. Zostały wstępnie rozpoznane i oszacowane zasoby wód geotermalnych w Polsce na podstawie wyników wierceń przemysłu naftowego (Ney, Sokołowski, 1987).

Przełomowym momentem dla zdynamizowania badań nad praktycznymi aspektami wykorzystania wód i energii geotermalnej w Polsce było włączenie w roku 1987 z inicjatywy prof. dr hab. inż. R. Ney'a do Centralnego Programu Badawczo-Rozwojowego (finansowanego przez Urząd Postępu Naukowo-Technicznego i Wdrożeń) 5.2. pn. „Ciepłownictwo i systemy ciepłownicze” (kierowanym przez Dyrektora GBSiPE „Energoprojekt” mgr inż. J. Wójcickiego i pełnomocnika K. Russela), kierunku nr 5 pn. „Wykorzystanie ciepła wód geotermalnych”. Realizatorem programu został Instytut Surowców Energetycznych w Akademii Górniczo-Hutniczej, a koordynatorem badań doc. dr hab. inż. W. Górecki.

Zasadnicze cele badawcze i wdrożeniowe obejmowały między innymi:

- wybór optymalnych stref i złóż z punktu widzenia budowy zakładów geotermalnych;
- opracowanie metod obliczania i oceny zasobów energii cieplnej zawartej w wodach geotermalnych;
- opracowanie technologii zagospodarowania złóż wód geotermalnych, a w szczególności technologii wiercenia, udostępnienia i eksploatacji oraz metod zatłaczania wód wykorzystanych;
- budowy pilotowo-doświadczalnych zakładów geotermalnych w necie podhalańskiej i na Niżu Polskim.

Środki finansowe CPBR 5.2. umożliwiły sformułowanie programu badawczo-wdrożeniowego związanego z wykorzystaniem eocenijskich wód geotermalnych Podhala. Wykonane zostały w ramach programu geotermalne otwory wiertnicze, w tym odwiert Biały Dunajec PAN-1, co stworzyło podstawy budowy Doświadczalnego Zakładu Geotermalnego Bańska-Biały Dunajec (Sokołowski i in., 1987). W ramach środków CPBR 5.2 wykonano kolejne otwory: Poronin PAN-1 i Furmanowa PIG-1. Znaczny wzrost kosztów wierceń w latach 1988 i 1989 spowodował, że przeważającą część nakładów finansowych przeznaczonych na cele badawcze na Niżu

Polskim przeznaczono na realizację wierceń na Podhalu. Decyzją UPNTiW w Warszawie w 1989 roku wyodrębniono wdrożeniowy program badawczy WJP nr 495 p.n. „Doświadczalny Zakład Geotermalny Biały Dunajec” realizowany w Centrum Podstawowych Problemów Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN w Krakowie i koordynowany przez prof. dr hab. inż. Juliana Sokołowskiego.

Realizując w latach 1987 - 1990 w Akademii Górniczo-Hutniczej program badawczy na Niżu Polskim, opracowano zasady oceny zasobów geotermalnych, uwzględniając metodykę i klasyfikację stosowaną w krajach Unii Europejskiej. Opisano warunki hydrogeologiczne, geotermiczne i chemizm wód dla zbiornika dolnokredowego i dolnojurańskiego. Po raz pierwszy w Polsce podjęto badania korozyjności elementów instalacji geotermicznej i wydzielania się osadów w gorących wodach. Istotnym elementem badań była problematyka techniki i technologii wierceń otworów eksploatacyjnych i zatłaczających oraz ocena efektywności ekonomicznej pozyskania energii geotermalnej.

Badania nad wodami i energią geotermalną prowadzone w latach osiemdziesiątych w Akademii Górniczo-Hutniczej, znalazły odzwierciedlenie w licznych publikacjach, opracowaniach i organizowanych konferencjach. Podsumowaniem badań było opublikowanie „Atlasu wód geotermalnych na Niżu Polskim” (Górecki i in., 1990). Działania te, miały na celu przybliżenie możliwości wykorzystania wód i energii geotermalnej społecznościom lokalnym, władzom samorządowym i potencjalnym inwestorom.

W roku 1987 utworzono w Instytucie Surowców Energetycznych AGH Zakład Geotermii z interdyscyplinarnym zespołem specjalistów z zakresu geologii, hydrogeologii, geochemii, sejsmiki, geofizyki wiertniczej, wiertnictwa, ciepłownictwa, aplikacji komputerowych i ocen ekonomicznych. W Zakładzie Geotermii prowadzi się badania podstawowe i wdrożeniowe dotyczące rozpoznania optymalnych stref geotermalnych w basenach sedymentacyjnych Polski, metodyki oceny zasobów, eksploatacji i zatłaczania wód, obliczeń efektywności ekonomicznej i projektowania instalacji geotermalnych. Równocześnie utworzono specjalność Odnawialne Źródła Energii, co umożliwiło m. in. kształcenie specjalistów w zakresie geotermii.

Z inicjatywy Instytutu Surowców Energetycznych AGH i Państwowego Instytutu Geologicznego wykonano w niecce mogileńsko-lódzkiej dwa otwory wiertnicze w miejscowości Uniejów (Uniejów AGH-1 i Uniejów AGH-2). Część projektową, techniczną i technologiczną związaną z wykorzystywaniem ciepła wód geotermalnych w Uniejowie wykonali specjaliści GBSIPE „Energoprojekt” w Warszawie i Instytutu Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej (Górecki, 1989; Górecki i in., 1993; Górecki, Soboń, 1989; Chmielecki, Drabent, 1989; Chrząstowski, Węclawik, Rajchel, 1989; Górecki, Kuźniak, 1989; Bojarski, Sokołowski, 1991). Powyższe prace umożliwiły w następnych latach zbudowanie zakładu geotermalnego w Uniejowie.

W latach 1990 - 1995 w Zakładzie Surowców Energetycznych AGH prowadzono systematyczne badania nad oceną zasobów wód i energii geotermalnej. Realizowano projekt badawczy finansowany przez Komitet Badań Naukowych pt. „Określenie odnawialnych zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim”. Podsumowanie badań opublikowano w 1995 roku w „Atlasie zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim”.

W latach 1999 - 2001 zespół badawczy Zakładu Surowców Energetycznych AGH współuczestniczył w przygotowaniu edycji „Atlasu zasobów geotermalnych Europy” (Hurter, Haenel, 2002).

Z inicjatywy Zakładu Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej oraz Głównego Geologa Kraju w Ministerstwie Środowiska, podjęto w latach 1995 - 2000 prace badawcze,

których celem była analiza możliwości budowy instalacji geotermalnych w blisko 200 miastach Polski Niżowej. Badania miały na celu zdynamizowanie wykorzystania energii geotermalnej w tych miastach, gdzie warunki hydrogeotermalne i lokalny rynek ciepłowniczy gwarantuje wykorzystanie wód i energii w sposób ekonomicznie uzasadniony. Opracowania pt. „*Studium możliwości inwestycyjnych nad wykorzystaniem energii geotermalnej w zbiornikach dolnojurańskim i dolnokredowym w synklinorium mogileńsko-lódzkim na Niżu Polskim*” (Górecki i in., 1996) i „*Modele geotermalne formacji mezozoicznych na obszarze niecki warszawskiej konstruowane z wykorzystaniem systemu Landmark i studium techniczno-ekonomiczne*” (Górecki i in., 1999) dla poszczególnych miast stanowiły ważny dokument dla władz miast i władz samorządowych, ale także dla potencjalnych inwestorów.

Z analizowanych blisko 200 miast dokonano wyboru kilkudziesięciu, dla których opracowano koncepcję zagospodarowania ciepła wód geotermalnych na drodze trój etapowej selekcji. Miasta, które znalazły się w grupie do szczegółowej analizy, spełniały następujące warunki:

- dysponowały dostatecznie dobrymi warunkami hydrogeotermalnymi;
- posiadały odpowiednich odbiorców ciepła i wyraziły zainteresowanie realizacją przedsięwzięć geotermalnych obecnie lub w przyszłości;
- obliczony jednostkowy koszt przesyłania ciepła geotermalnego na poziomie ujęcia był niższy od obowiązującej ceny urzędowej na energię cieplną.

Dla większości miast zaproponowano koncepcję zagospodarowania ciepła geotermalnego na rzecz odbiorców ciepła w sektorze bytowo-komunalnym, ponieważ sektor ten pochłania około 40% krajowego zużycia energii pierwotnej i jest on obiektem szczególnej uwagi władz samorządowych, będących inicjatorami przedsięwzięć w dziedzinie gospodarki cieplnej. Ponadto, wymagane temperatury mediów grzewczych w tym sektorze pozwalają wykorzystywać wody geotermalne w celach ciepłowniczych, a większość miejskich systemów ciepłowniczych w kraju charakteryzuje się znacznym wyeksploatowaniem i niekorzystnym oddziaływaniem na środowisko naturalne. Proponowane koncepcje zagospodarowania ciepła geotermalnego oparto na zasadzie dostosowania instalacji geotermalnych do istniejących konsumentów energii cieplnej oraz aktualnie funkcjonujących systemów ciepłowniczych.

Główne cele strategiczne koncepcji ciepłowni geotermalnych opracowanych dla miast na Niżu Polskim były następujące:

- poprawa stanu środowiska naturalnego w miastach. Likwidacja rozproszonych niewydołanych źródeł ciepła, bądź modyfikacja istniejących systemów zaopatrzenia w ciepło, w celu ograniczenia emisji zanieczyszczeń pyłowych i gazowych;
- stabilizacja i ewentualne obniżenie ponoszonych kosztów produkcji energii cieplnej oraz zwiększenie jakości usług ciepłowniczych. Stymulowanie dalszego rozwoju miast poprzez rozwój jednego z ważniejszych elementów infrastruktury;
- stworzenie warunków dla rozwoju dziedzin słabo rozwiniętych bądź nowych jak np.: ogrodnictwo, balneologia i rekreacja. Zagospodarowanie nadwyżek niskotemperaturowego ciepła geotermalnego prowadzić będzie do wzrostu rentowności przedsięwzięć geotermalnych;

- centralizacja dostaw ciepła w miastach, gdzie jest ona ograniczona bądź nie istnieje, obejmująca głównie budownictwo wielorodzinne, usługi oraz część przemysłu, uporządkowanie gospodarki cieplnej, zwiększenie dostępu do usług ciepłowniczych dla wspólnot miejskich.

Geotermalne projekty inwestycyjne dla wybranych miast obejmowały:

- lokalizację planowanego projektu - w tym charakterystykę miasta, w którym ma być zlokalizowana inwestycja geotermalna (położenie, powierzchnia, liczba mieszkańców, gospodarka, infrastruktura);
- rynek ciepłowniczy - analiza zapotrzebowania na ciepło głównych kategorii odbiorców, opis istniejących producentów ciepła, charakterystykę systemów dystrybucji energii cieplnej, opłaty za energię cieplną;
- główne parametry techniczne projektu - wstępna koncepcja instalacji geotermalnej, zasady jej współdziałania z istniejącymi systemami ciepłowniczymi oraz odbiorcami, ważniejsze parametry eksploatacyjne instalacji, bilans energetyczny proponowanych rozwiązań;
- wstępną analizę efektów ekonomicznych - szacunek nakładów inwestycyjnych i kosztów operacyjnych, obliczenie wskaźników finansowej efektywności systemu geotermalnego.

W efekcie przeprowadzonych analiz wyróżniono na obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej i warszawskiej 17 miast, które posiadają bardzo korzystne warunki geologiczne, hydrogeologiczne oraz odpowiedni rynek odbiorców ciepła dla budowy instalacji geotermalnych.

Na obszarze synklinorium mogileńsko-lódzkiego w 22 projektach przedsięwzięć geotermalnych jednostkowy koszt pozyskania ciepła geotermalnego na poziomie ujęcia (wymiennika geotermalnego) był nie wyższy niż 9 USD/GJ, co uznano za minimalny pułap wymagań, jakie musi spełnić inwestycja geotermalna, aby rokowała nadzieję na funkcjonowanie nie przynoszące strat.

Pozyskiwanie ciepła geotermalnego cechuje się bardzo niską wrażliwością na wzrost cen nośników energii. Ponadto produkcja ciepła geotermalnego nie będzie podlegała rygorystycznym normom w zakresie środowiska aktualnie obowiązującym i tym, które zostaną wprowadzone zgodnie z dyrektywami Unii Europejskiej. Stąd też z biegiem czasu systematycznie będzie rosła konkurencyjność inwestycji geotermalnych w porównaniu do tradycyjnych form produkcji ciepła.

Opłacalność wykorzystania ciepła wód geotermalnych

Na opłacalność wykorzystywania zasobów wód geotermalnych mają wpływ:

- **czynniki zależne od warunków hydrogeotermalnych występujących na danym obszarze:**
 - wydajność eksploatacyjna wód podziemnych (→ moc cieplna ujęcia);
 - temperatura wód geotermalnych (→ moc cieplna ujęcia);
 - głębokość zalegania warstwy wodonośnej (→ koszt wykonania otworów);
 - skład chemiczny wody/mineralizacja (→ koszty eksploatacji).

Najważniejszymi czynnikami hydrogeotermalnymi decydującymi o opłacalności budowy zakładu geotermalnego są temperatura i wydajność. Temperatura eksploatacyjna wody wynika z temperatury złożowej, pomniejszonej o wartość spadku temperatury w czasie wydobywania wody na powierzchnię. Niestety wraz ze wzrostem głębokości rośnie zarówno temperatura złożowa, jak i następuje pogorszenie warunków eksploatacyjnych. Eksploatacyjny spadek temperatury rośnie niekorzystnie wraz ze wzrostem stopnia zasolenia wód i pogorszeniem własności zbiornikowych. Wydajność, z kolei, uzależniona jest w znacznej mierze od potencjału hydrodynamicznego. Szczególnie korzystne są tu warunki artezyjskie zapewniające samoczynny wypływ wód na powierzchnię. Pojawiają się one tam, gdzie powierzchnia potencjometryczna (piezometryczna) swobodnego słupa wody układa się ponad powierzchnią ziemi. Aktywność hydrodynamiczna nie może być jednak kryterium rozstrzygającym. Obok wydajności i temperatury liczy się także stopień mineralizacji wód. Ogólnie wiadomo, iż zasolenie wód w głębinach, rośnie wraz z głębokością występowania horyzontów wodonośnych. Wzrost mineralizacji wód zwiększa ich lepkość przyczyniając się do zmniejszenia wydajności i wpływając na niekorzystny wzrost wartości eksploatacyjnego spadku temperatury. Na tle tak zarysowanego układu wzajemnych zależności pojawia się zasadniczy dylemat geologiczny: czy poszukiwać wód ciepłych na dużych głębokościach w środkowej części basenu sedimentacyjnego, czy też na małych głębokościach w strefach krawędziowych? (Górecki, 2000).

W głęboko pograżonych strefach centralnych basenu czynnikiem korzystnym jest wysoka temperatura złożowa wód. Występują tutaj wody na ogół wysoko zmineralizowane, a skały wodonośne, reprezentowane przez głębsze facje basenu, poddane zmianom diagenetycznym, posiadają gorsze własności zbiornikowe, co ogranicza wydajności i możliwości zatłaczania wody w warstwę chłonną.

Celem eksploatacji geotermalnej jest uzyskanie wód o największej temperaturze złożowej i eksploatacyjnej, maksymalnej wydajności w warunkach artezyjskich i o najniższej mineralizacji.

• czynniki zależne od sposobu obciążenia instalacji ciepła geotermalnego:

- roczny współczynnik obciążenia instalacji - czas wykorzystania pełnej mocy cieplnej ujęcia (→ jednostkowe koszty produkcji ciepła);
- stopień schłodzenia wody geotermalnej (→ moc cieplna ujęcia);
- odległość geotermalnych otworów wiertniczych od odbiorcy ciepła (→ nakłady na rurociąg przesyłowy wody geotermalnej);
- koncentracja zapotrzebowania na ciepło na obszarze jego odbioru (→ nakłady na sieć dystrybucji ciepła).

• czynniki zależne od makrootoczenia - wpływające na pozycję konkurencyjną geotermalnego nośnika energii oraz na dostępność i koszt kapitału przeznaczonego na inwestycje:

- koszty produkcji ciepła metodami konwencjonalnymi/ceny paliw (→ konkurencyjność);
- poziom stóp procentowych kredytów inwestycyjnych (→ koszt obsługi zaciągniętych zobowiązań finansowych);

- proekologiczna polityka państwa (→ dostępność środków finansowych na zasadach preferencyjnych);
- wysokość środków finansowych przeznaczonych na badania naukowe i promocję odnawialnych źródeł energii (→ koordynacja działań zmierzających do szerszego i efektywnego zagospodarowania OZE, propagowanie rzetelnej wiedzy i know-how).

• **ponadto na ekonomiczną zasadność wykorzystania energii geotermalnej rzutu:**

- koszt wierceń na jednostkę pozyskanej energii geotermalnej [zł/kW];
- odległość między miejscem pozyskania wody geotermalnej a użytkownikiem energii geotermalnej [km];
- koncentracja zapotrzebowania na energię geotermalną w obszarze jej odbioru [kW/km²];
- nominalna moc instalacji geotermalnej [kW];
- roczny współczynnik obciążenia systemu odbioru energii geotermalnej.

Znaczenie wymienionych czynników jest konsekwencją struktury nakładów kapitałowych i kosztów eksploatacji systemów wykorzystujących ciepło wód geotermalnych o niskiej entalpii. Instalacje geotermalne charakteryzują się znacznymi nakładami inwestycyjnymi (związanymi głównie z kosztami wierceń) i bardzo niskimi kosztami bieżącej eksploatacji. Przeważająca część nakładów na budowę instalacji jest niezależna od ilości ciepła odbieranego z eksploatowanej wody geotermalnej. W celu zapewnienia niskich jednostkowych kosztów pozyskania ciepła konieczne jest zatem możliwe pełne wykorzystanie (w skali roku) potencjalnych zasobów energii cieplnej. Sprowadza się to do przestrzegania zasady minimalizacji temperatury wody geotermalnej kierowanej do otworu chłonnego oraz maksymalizacji rocznego współczynnika obciążenia, czyli do utrzymywania odbioru ciepła na stałym, możliwie wysokim poziomie w ciągu roku. Oba działania prowadzą do wzrostu rocznej produkcji ciepła, a tym samym do obniżenia jednostkowych kosztów energii cieplnej.

Ponieważ parametry, mające wpływ na osiągnięcie zdolności produkcyjne instalacji związane są głównie z naturalnymi właściwościami zbiornikowymi wód podziemnych, zatem dobre rozpoznanie warunków hydrogeotermalnych i odpowiednia lokalizacja ciepłowni jest pierwszym warunkiem opłacalnej eksploatacji energii geotermalnej. Precyzyjnej analizie na etapie projektowania instalacji, wymagają także przewidywane sposoby zagospodarowania ciepła. Działania zmierzające do wykorzystania ciepła w szerokim zakresie temperatur medium grzewczego oraz maksymalizujące skalę jego zagospodarowania w trakcie roku, służą zwiększeniu przychodów ze sprzedaży ciepła i wydatnie poprawiają efektywność finansową przedsięwzięcia. Działania te często nie wymagają poważniejszych inwestycji.

Błędem przy projektowaniu instalacji geotermalnych jest niedocenie roli wielkości sprzedaży ciepła odbiorcom i bezkrytyczne przenoszenie programu sprzedaży realizowanego przez ciepłownię konwencjonalne. Należy zauważyć, że nakłady inwestycyjne na budowę ciepłowni spalających paliwa kopalne są względnie niskie, a dominującym składnikiem kosztów produkcji ciepła są bieżące koszty zakupu paliw (węgla, gazu, oleju opałowego). Wobec wyraźnie odmiennej struktury kosztów produkcji w tradycyjnych ciepłowniach, wielkość sprzedaży nie ma tak znaczącej roli jak w przypadku instalacji geotermalnych (Kuźniak, 1990).

Ciepłownicze instalacje geotermalne powinny być lokalizowane w miastach o odpowiednio dużym i skoncentrowanym zapotrzebowaniu na ciepło, w których mogą konkurować cenowo z istniejącymi systemami ciepłowniczymi. Czynniki zewnętrzne tworzą ramy funkcjonowania ciepłowni geotermalnych. Koszt kapitału na realizację przedsięwzięć w dziedzinie geotermii, jak również ceny ciepła produkowanego metodami alternatywnymi, w naturalny sposób wymuszają taki minimalny poziom sprzedaży, który przy ustalonych cenach ciepła geotermalnego nie wyższych od dotychczas obowiązujących na rynku ciepłowniczym, powinien zapewnić efekty finansowe oczekiwane przez inwestorów.

Ekonomiczne efekty funkcjonowania planowanych projektów oparte są na licznych założeniach i przewidywaniach, które z samej istoty obciążone są pewną dozą niepewności. Ich precyzyjność maleje wraz z wydłużaniem się horyzontu czasowego realizacji i funkcjonowania przedsięwzięć. Istnieje wiele metod uwzględniania czynnika niepewności w realizacji zamierzeń inwestycyjnych. Zaliczyć do nich można, m. in. analizy wrażliwości, czy analizy ryzyka - oparte na rozkładach prawdopodobieństwa zmiennych wejścia i kryteriów decyzyjnych. Znaczenie analiz wrażliwości polega głównie na wyłanianiu tego rodzaju strategicznych zmiennych (parametrów), których wpływ na decyzje inwestycyjne jest szczególnie istotny (niektóre z tych parametrów wymieniono wyżej). Przeprowadzenie analizy wrażliwości, której wynikiem są przedziałowe prognozy kryteriów decyzyjnych, uzyskane drogą przyjęcia optymistycznych bądź pesymistycznych wartości kluczowych parametrów, wspiera i obiektywizuje proces decyzyjny.

Nakłady kapitałowe na budowę instalacji geotermalnej obejmują koszty dwóch otworów wiertniczych: eksploatacyjnego i do zatłaczania wody wykorzystanej oraz koszty napowierzchniowej instalacji ciepłowniczej. Ponieważ w strukturze kosztów przeważająca ilość środków przeznaczona jest na wiercenia, stąd oczywista tendencja we wszystkich krajach wykorzystujących wody geotermalne, do ich udostępnienia na względnie małej głębokości przy zachowaniu optymalnych parametrów temperatury, wydajności, mineralizacji i składu chemicznego. Jak wynika z badań prowadzonych w Zakładzie Geotermii z punktu widzenia efektywności ekonomicznej zalecanymi, maksymalnymi głębokościami udostępniania wód geotermalnych w warunkach geologicznych na Niżu Polskim są głębokości 2000 - 2500 m, a w wyjątkowych wypadkach 3000 m. W aktualnych cenach koszt wiercenia geotermalnego do głębokości 3000 - 3200 m jest średnio dwukrotnie wyższy, aniżeli wiercenia do głębokości 2000 m.

1.1 Charakterystyka systemów geotermalnych na świecie i w Polsce (W.Górecki)

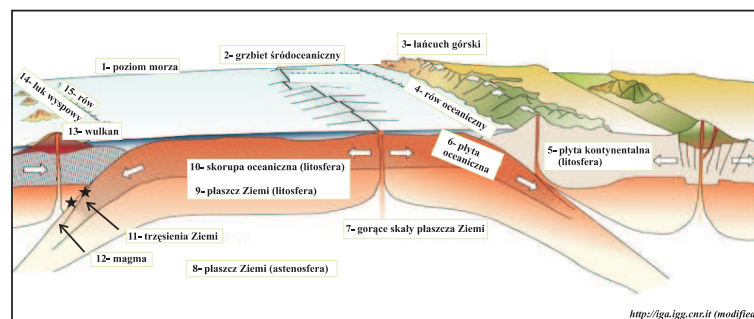
Energia geotermalna jest wewnętrznym ciepłem Ziemi, zakumulowanym w systemach hydrotermalnych lub suchych skałach. Są to ogromne, praktycznie niewyczerpywalne ilości. Szacuje się, że gdybyśmy dysponowali odpowiednimi technologiami do wykorzystania tej energii na wielką skalę do produkcji energii elektrycznej, to byłyby to równoważnik zasobowy 1.3 mln MW_e. Zasoby energii cieplnej pochodzenia geotermalnego teoretycznie możliwe do wykorzystania są natomiast szacowane na około 3.0·10²⁴ J, co przekracza tysiące razy wielkość rocznej konsumpcji energii na świecie.

Równocześnie jednak energia cieplna zakumulowana w wodach i skałach jest rozmieszczona na świecie nierównomiernie, co - biorąc pod uwagę także znaczne głębokości jej występowania - powoduje, że w wielu przypadkach jej eksploatacja przy dzisiejszej technice i technologii jest niemożliwa i ekonomicznie nieopłacalna. Współcześnie korzysta się z tej części ciepła

Ziemi, które zawarte jest głównie w zbiornikach (złożach) wód lub par znajdujących się na głębokościach do 3 - 4 km. Zbiorniki geotermalne złożone są ze skał o wysokiej porowatości lub szczelinowatości oraz przepuszczalności, co sprzyja akumulacji dużych ilości wód i zawartego w nich ciepła. Wody lub pary są „nośnikami”, transportującymi je na powierzchnię.

Złoża par geotermalnych (złoża wysokotemperaturowe, złoża o wysokiej entalpii) występują w obszarach współczesnej lub niedawnej aktywności wulkanicznej lub tektonicznej. Bezpośrednim źródłem ciepła jest magma znajdująca się płytko w skorupie ziemskiej lub wydobywająca się jako lava podczas erupcji wulkanicznych. Temperatury w złożach par przekraczają 150 - 200°C.

Szczególnie sprzyjające warunki do powstania systemów geotermalnych zawierających złoża par - potencjalnie najlepiej nadających się do przemysłowego wykorzystania - istnieją w obrębie krawędziowych stref płyt litosfery: w strefach ryftowych i strefach subdukcji (rys. 1.1.1). Są to miejsca, do których dopływa gorąca materia z głębi płaszcza Ziemi, tworzy się skorupa (oceaniczna lub kontynentalna), działają intensywne procesy tektoniczne, rozwija się wulkanizm. Potencjał geotermalny aktywnych, krawędziowych stref płyt litosfery pozostaje w prostej relacji do wysokich wartości strumienia ciepłego, spowodowanego przez intensywny magmatyzm i wulkanizm.



Rys. 1.1.1 Podstawowa istota tektoniki płytowej. Płyty sztywne litosfery (które zawierają oceaniczne i kontynentalne skorupy oraz górny płaszcz Ziemi), o grubości 70 - 125 km, nałożone są na warstwę stosunkowo słabo wytrzymałą zwaną astenosferą. Elementy płaszcza Ziemi unoszą się wzdłuż granic płyt (krawędzie oceaniczne), a elementy płytowe schodzą do płaszcza Ziemi przykrywając granice płyt (rowy oceaniczne) (Barbier, 1997).

Fig. 1.1.1 The basic concept of plate tectonics. Plates of rigid lithosphere (which include the oceanic or the continental crust, and the upper mantle), 70 - 125 km thick, overlie a layer of relatively low strength called the asthenosphere. Mantle material rises below diverging plate boundaries (oceanic ridges), and plate material descends into the mantle at converging plate boundaries (oceanic trenches) (Barbier, 1997).

1 - sea level, 2 - mid-oceanic ridge, 3 - mountain chain, 4 - oceanic trench, 5 - continental crust (lithosphere), 6 - oceanic crust (lithosphere), 7 - hot mantle rock, 8 - mantle (asthenosphere), 9 - mantle (lithosphere), 10 - oceanic crust (lithosphere), 11 - earthquakes, 12 - magma, 13 - volcano, 14 - island arc, 15 - trench.

Większość perspektywicznych regionów geotermalnych związanych z systemami o wysokich

temperaturach znajduje się z reguły w obrębie stref krawędziowych. W takich właśnie strefach, na głębokościach od kilkuset do kilku tysięcy metrów, znajdują się w skałach zbiornikowych złoża par. Manifestują się one na powierzchni Ziemi w postaci gorących źródeł, gejzerów (rys. 1.1.2) oraz innych zjawisk hydrotermalnych.

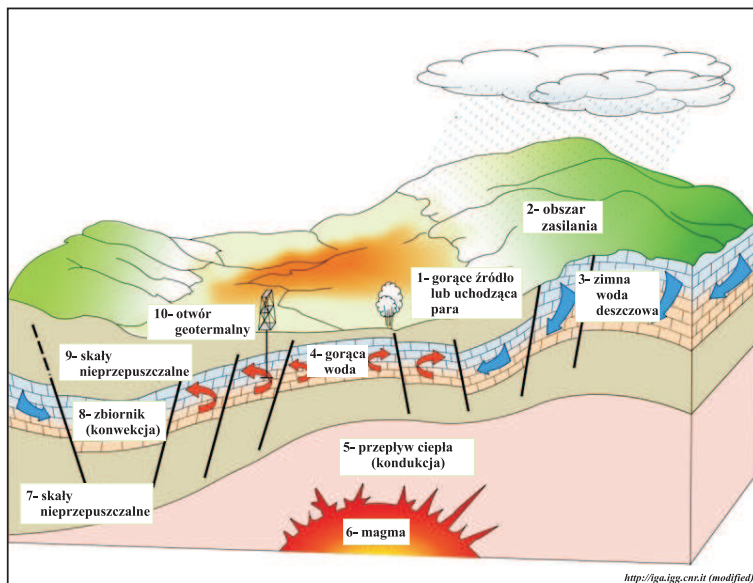
Pary geotermalne wykorzystane są w niektórych krajach do produkcji energii elektrycznej w elektrowniach geotermalnych (rozdz. 1.2.3).

Złoża wód geotermalnych (złoża niskotemperaturowe, złoża o niskiej entalpii) zawierają wody o temperaturach niższych od 150°C. Źródłem ciepła jest głównie naturalny strumień ciepły Ziemi. Systemy niskotemperaturowe ze złożami wód geotermalnych są powszechne i występują na znacznie większych obszarach w porównaniu z systemami wysokotemperaturowymi. I tak np. w USA, jak podaje Lund (2004), spośród 1350 rozpoznanych złóż geotermalnych tylko 5% charakteryzuje się temperaturami powyżej 150°C, a 85% - poniżej 90°C. Złoża wód geotermalnych eksploatowane są głównie w celach tzw. bezpośredniego wykorzystania (rozdz. 1.2.3).

W obszarach, gdzie występują niskotemperaturowe złoża geotermalne z wodą przekraczającą temperatury rzędu 85 - 90°C, możliwa jest także produkcja energii elektrycznej w obiegu cieplnym Rankine'a. Medium robocze w postaci amoniaku, freonu i izobutanu jest odparowywane ciepłem geotermalnym i przechodzi przez turbinę parową połączoną z generatorem (rys. 1.2.3). Zużyta para jest skraplana w kondensatorze i ponownie przepływa do parownika. Według Barbiera (1997) typowa moc turbin w elektrowni geotermalnej bazującej na energii niskotemperaturowej wynosi od 1 do 3 MW_e.

W coraz większym stopniu odzyskuje się ciepło zawarte także w gruncie, wodach gruntowych i płytko położonych partiach górotworu (których temperatury wynoszą kilka - kilkanaście stopni Celsjusza) za pomocą pomp ciepła.

Znaczne ilości ciepła są zawarte również w gorących suchych masywach skalnych, które nie zawierają wód ani par, natomiast same w sobie są rezerwuarami ciepła. Masywy takie związane są ze strefami ryftowymi, strefami subdukcji oraz z niektórymi innymi obszarami w obrębie kontynentów. Możliwe jest pozyskanie z nich energii geotermalnej w celu generacji prądu elektrycznego, a technologia znajduje się obecnie w stadium badań i eksperymentów (rozdz. 1.2.2).



Rys. 1.1.2 Obszar pary geotermalnej wraz z jego elementami: obszar zasilania, nieprzepuszczalny nadkład, zbiornik i źródło ciepła (E. Barbier, 1997).

Fig. 1.1.2 A geothermal steam field with its elements: recharge area, impermeable cover, reservoir and heat source (E. Barbier, 1997).

1 - hot spring or steam vent, 2 - recharge area, 3 - cold rain water, 4 - hot fluids, 5 - heat flow by conduction, 6 - magma, 7 - impermeable rocks, 8 - reservoir (convection), 9 - impermeable rocks, 10 - geothermal well.

1.2 Opis zastosowań wód i energii geotermalnej

1.2.1 Podstawowe sposoby eksploatacji złóż wód i energii geotermalnej (W.Górecki)

Sposób eksploatacji złóż wód i energii geotermalnej zależy przede wszystkim od głębokości ich zalegania. Podstawowym czynnikiem brany pod uwagę jest również zachowanie cech odnawialności złoże, czyli prowadzenie eksploatacji w sposób zrównoważony. Szczegółowy opis sposobów eksploatacji złóż geotermalnych zawiera rozdział 2, natomiast ogólnie można podać, że do zasadniczych sposobów eksploatacji złóż geotermalnych należą:

Eksploatacja głęboko zalegających złóż wód geotermalnych za pomocą otworów wiertniczych. Dotyczy ona złóż wód położonych na głębokościach rzędu 1 - 3 km. Wody są wydobywane z odwiertów przy pomocy pomp, niekiedy wypływ ma charakter artezyjski.

Eksploatacja prowadzona jest w:

- zamkniętym układzie otworów produkcyjnych i chłonnych: schłodzona woda geotermalna po odebraniu części zawartego w niej ciepła (w wymiennikach lub pompach ciepła) jest zatłaczana z powrotem do złoże;
- otwartym układzie otworów: schłodzona woda geotermalna po odebraniu części zawartego w niej ciepła nie jest zatłaczana do złoże, a odprowadzana do odbiornika powierzchniowego lub stosowana do innych celów, np. jako woda pitna (jeśli spełnia odpowiednie normy), czy też woda do napełniania basenów kąpielowych.

Eksploatacja wód geotermalnych wypływających z naturalnych źródeł. Ten sposób funkcjonuje głównie w przypadku stosowania wód dla celów leczniczych i kąpieliskowych.

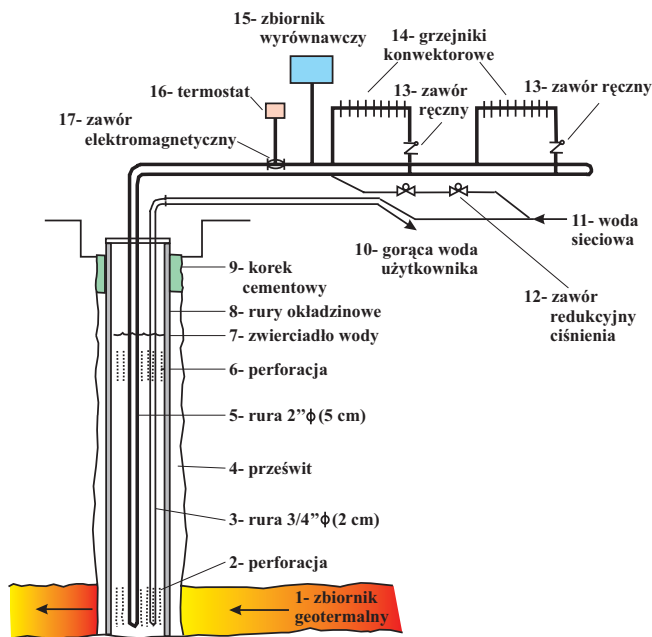
Eksploatacja ciepła geotermicznego z przypowierzchniowych partii skorupy ziemskiej. Ciepło zawarte w gruncie, wodzie i płytko położonych partiach górotworu (kilką m - 100 m) jest odzyskiwane za pomocą pomp ciepła skonfigurowanych z płytkimi otworami, czy też kolektorami pionowymi lub poziomymi odbierającymi ciepło z wymienionych źródeł.

Gorące suche skały (ang. *Hot Dry Rock, HDR*), nowsza nazwa: wspomagane systemy geotermalne (ang. *Enhanced Geothermal Systems, EGS*).

Technologia dotycząca odzysku ciepła z gorących suchych skał jest jeszcze w stadium eksperymentalnym. Dotyczy ona masywów skalnych, które są zwięzłe, niespękane, a przez to „suche”, czyli pozbawione odpowiednich własności zbiornikowych i nie zawierają wód (Abe et al., 1999). Zalegają one na głębokościach 2 - 5 km. W ich obrębie panują stosunkowo wysokie temperatury ($\geq 150^{\circ}\text{C}$). Źródłem ciepła może być występująca na stosunkowo niedużych głębokościach masa nagranych skał magmowych lub niedawno wygasły wulkan.

Koncepcja ta zakłada wykonywanie otworów wiertniczych w obrębie towarzyszących wymienionym masywom anomalii temperaturowych, charakteryzujących się intensywnym transportem ciepła. Eksploatacja takiego systemu polegać będzie na wymuszonym i zamkniętym obiegu wody w naturalnym i przepuszczalnym zbiorniku geologicznym lub w zbiorniku, w którym strefa szczelinowa wytworzona będzie w sposób sztuczny (np. za pomocą szczelinowania hydraulicznego). Woda wprowadzana będzie przez otwór wiertniczy do nagranych skał o wysokim współczynniku przewodności hydraulicznej.

Innym odwiertem wydobywana będzie natomiast na powierzchnię już jako para, wykorzystywana następnie w elektrowni geotermalnej. Zamiast wtłaczania wody, do odzysku ciepła można wykorzystać otworowe wymienniki ciepła (rys. 1.2.1).



Rys. 1.2.1 Otworowy wymiennik ciepła - przykład konstrukcji z Klamath Falls w Oregonie (J. Lund, 2004).

Fig. 1.2.1 Downhole heat exchanger- typical of Klamath Falls, Oregon (J. Lund, 2004).
1 - geothermal aquifer, 2 - perforation, 3 - 3/4" pipe (2 cm), 4 - open space, 5 - 2" pipe (5 cm), 6 - perforation, 7 - water level, 8 - casing, 9 - cement grout, 10 - domestic hot water, 11 - city water, 12 - pressure reducing valve, 13 - manually controlled valve, 14 - convector radiators 15 - surge tank, 16 - thermostat, 17 - solenoid valve.

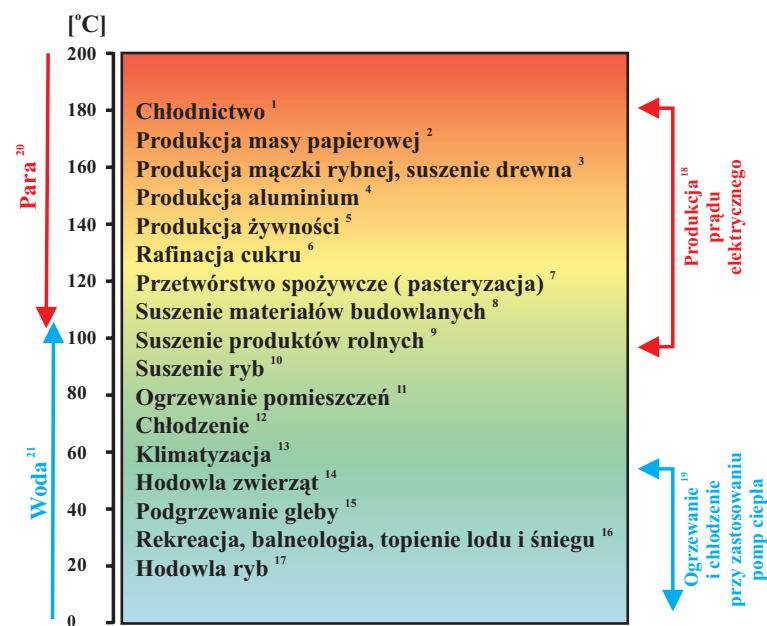
Na podobnych zasadach opiera się amerykański program „PLOWSHARE” zakładający wykorzystanie wybuchu jądrowego do zeszcelinowania i rozdrobnienia gorących, granitowych skał o temperaturze 350°C, zalegających na głębokości rzędu 3000 m. Woda lub kondensat zatlaczane byłyby w strefę gorących i przepuszczalnych skał, a para wydobywana na powierzchnię mogłaby zostać użyta do produkcji prądu elektrycznego.

W Polsce perspektywy wykorzystania ciepła suchych gorących skał (M. Plewa, S. Plewa, 1992) istnieją głównie w obrębie bloku przedsudeckiego, gdzie na wartość pola cieplnego duży wpływ wywiera ciepło radiogeniczne skał oraz możliwy zwiększony dopływ ciepła z górnego płaszcza Ziemi. Inny perspektywiczny obszar do wykorzystania ciepła gorących suchych skał położony jest w północno-zachodniej części platformy paleozoicznej w rejonie Goleniowa, Ośna i Sikierek Wielkich (M. Plewa, S. Plewa, 1992).

1.2.2 Sposoby wykorzystywania energii geotermalnej (W.Górecki)

Sposoby wykorzystania energii zakumulowanej w wodach i parach geotermalnych można podzielić na dwie zasadnicze grupy (rys. 1.2.2):

- wytwarzanie prądu elektrycznego przy wykorzystaniu par geotermalnych (w ostatnich latach rozpoczęto stosowanie do tego celu także wód geotermalnych w tzw. układach binarnych);
- zastosowania bezpośrednie obejmujące szeroki zakres temperatur i różnorodne cele. Najbardziej powszechne jest stosowanie wód i energii geotermalnej w ciepłownictwie, balneoterapii i rekreacji.



Rys. 1.2.2 Podstawowe dziedziny stosowania energii geotermalnej (wg Lindal 1973, zmodyfikowane).

Fig. 1.2.2 Lindal diagram.

1 - refrigeration by ammonia absorption, 2 - digestion in paper pulp, 3 - drying of fish meal, 4 - alumina via Bayer's process, 5 - canning of food, 6 - evaporation in sugar refining, 7 - evaporation, 8 - drying and curing of cement block, 9 - drying of agricultural products, 10 - drying of stock fish, 11 - space heating (building and greenhouses), 12 - cold storage, 13 - air conditioning, 14 - animal husbandry, 15 - soil warming, 16 - swimming pools, de-icing, 17 - fish farming, 18 - conventional electric generation, 19 - space heating with heat pumps, 20 - saturated steam, 21 - hot water.

1.2.3 Stan wykorzystania wód i energii geotermalnej na świecie (W.Górecki, B.Kępińska)

Wykorzystanie bezpośrednie

Zasoby wód i par geotermalnych są znane i w różnym stopniu udokumentowane w ponad 80 krajach (Fridleifsson, 2002). Zgodnie z danymi z 2004 r., w 72 krajach energią geotermalną wykorzystuje się w sposób bezpośredni (Lund et al., 2005), natomiast produkcja prądu elektrycznego ma miejsce w 24 krajach (Bertani, 2005). Odnotowuje się stały wzrost wykorzystania energii geotermalnej na świecie, w czym istotną rolę - oprócz względów ekologicznych i ekonomicznych - odgrywa rozwój i efektywność nowych technologii, m. in. pomp ciepła.

W 2004 r. całkowita moc zainstalowana dla potrzeb bezpośredniego wykorzystania wynosiła 27 825 MW_t, a zużycie ciepła wyniosło 261 418 TJ (72 622 GWh). W porównaniu z sytuacją w 2000 r., liczby te wzrosły odpowiednio o 50% i 40%. Znaczący udział w tym wzroście miały pompy ciepła (Lund et al., 2005). Ich dynamiczny rozwój rozpoczął się w latach 90-tych w Kanadzie, USA, Japonii i kilku krajach europejskich. Otworzyło to nowe perspektywy dla geotermii, z uwagi na fakt, że urządzenia te można instalować niemal wszędzie i są one zwykle bardzo opłacalne ekonomicznie.

Największy udział w skali świata pod względem zainstalowanej mocy i zużycia ciepła w zastosowaniach bezpośrednich ma ogrzewanie pomieszczeń - przy użyciu pomp ciepła oraz ciepła wód i par geotermalnych wydobywanych otworami wiertniczymi, a na następnym miejscu znajdują się kąpieliska i balneoterapia. Pozostałe zastosowania to ogrzewanie szklarni, upraw pod osłonami i podgrzewanie gleby, hodowle wodne (ryb, skorupiaków, żółwi, a nawet aligatorów), suszenie produktów rolnych, zastosowania przemysłowe, topienie śniegu oraz odładzanie jezdni i chodników, chłodzenie, inne zastosowania, m. in. odzysk dwutlenku węgla i soli mineralnych (Lund et al., 2005; tab. 1.2.1).

W pierwszej dziesiątce krajów stosujących energię geotermalną w sposób bezpośredni - biorąc pod uwagę zainstalowaną moc i roczne zużycie ciepła - znajdują się Chiny, Szwecja, USA, Islandia, Turcja, Węgry, Włochy, Nowa Zelandia, Brazylia i Gruzja, przy czym na pierwszą piątkę przypada łącznie 66% zainstalowanej mocy i 60% całkowitego rocznego zużycia ciepła geotermalnego na świecie (Lund et al., 2005).

Tabela 1.2.1 Bezpośrednie wykorzystanie energii geotermalnej na świecie, 2004 r. (wg Lund et al., 2005).

Table 1.2.1 World direct utilization of geothermal energy in 2004 (after Lund et al., 2005).

Rodzaj zastosowania	Zainstalowana moc [MW _t]	%	Zużycie ciepła [TJ/r]	%	Współczynnik wykorzystania
Pompy ciepła ¹⁾	15 723	56.5	86 673	33.2	0.17
Ogrzewanie pomieszczeń ²⁾	4 158	14.9	52 868	20.2	0.40
Ogrzewanie szklarni, upraw pod osłonami, podgrzewanie podłoża	1 348	4.8	19 607	7.5	0.46
Akwakultury	616	2.2	10 969	4.2	0.56
Suszenie produktów rolnych	157	0.6	2 013	0.8	0.41
Zastosowania przemysłowe	489	1.8	11 069	4.2	0.72
Kąpieliska i balneoterapia	4 911	17.7	75 289	28.8	0.49
Topienie śniegu/odładzanie/chłodzenie	338	1.2	1 885	0.7	0.18
Inne	86	0.3	1 045	0.4	0.39
RAZEM	27 825	100	261 418	100	Śr. 0.30

¹⁾ Ogrzewanie pomieszczeń przy zastosowaniu pomp ciepła.

²⁾ Ogrzewanie pomieszczeń ciepłem wód i par wydobywanych otworami wiertniczymi.

¹⁾ Space heating with the application of heat pumps.

²⁾ Space heating with waters and/or vapor produced by wells.

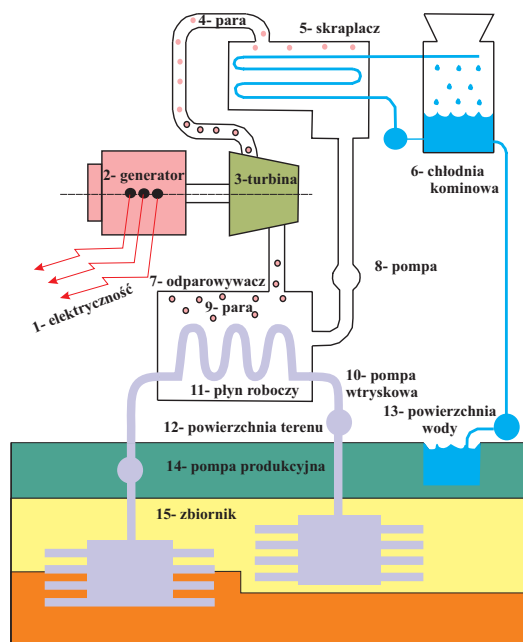
Produkcja prądu elektrycznego

Generacja prądu elektrycznego w elektrowniach geotermicznych odbywa się w 24 krajach. W 2004 r. ich całkowita moc zainstalowana osiągnęła 8 900 MW_e, natomiast produkcja prądu wyniosła 57 000 GWh. Było to odpowiednio 12% i 15% więcej w porównaniu z 2000 r. (Bertani, 2000). Do krajów generujących w elektrowniach geotermicznych powyżej 15% całkowitej ilości energii elektrycznej należą Filipiny (19.1%), Islandia (16.6%), Kenia (19.2%), Kostaryka (15%), Salwador (24%), a także Tybet (30%). Koszt produkcji jest zróżnicowany, najczęściej ok. 4 centy US/1 kWh (Fridleifsson, 2000).

Z wyjątkiem Islandii, w krajach rozwiniętych zużywających duże ilości energii elektrycznej, moc uzyskiwana z elektrowni geotermalnych jest w ogólnym bilansie wartością marginalną. Elektrownie te spełniają rolę lokalnego źródła uzupełniającego.

W odmiennej sytuacji znajdują się kraje rozwijające się z południowej i środkowej Ameryki, Afryki i Azji. Kraje te - z ludnością sięgającą 70% całkowitej populacji światowej - w 2000 r. zużywały 27% energii elektrycznej wyprodukowanej na świecie, z czego na cele komunalno-bytowe zaledwie 15%. Z drugiej strony - w większości tych krajów istnieją możliwości rozpoznania i udokumentowania taniej, wysokotemperaturowej energii geotermalnej. W kilku z nich, m. in. na Filipinach, w Kenii, Kostaryce, Salwadorze, już dzisiaj ten rodzaj energii odgrywa ważną rolę w stosunku do paliw konwencjonalnych, gdyż znaczący procent produkcji energii elektrycznej (15 - 30%) pochodzi z elektrowni geotermalnych.

W ostatnich latach wzrasta zainteresowanie stosowaniem instalacji binarnych, w których do generacji elektryczności można wykorzystywać nie tylko mieszaniny wód i par o temperaturach rzędu 140 - 200°C, ale także wody o znacznie niższych temperaturach (rys. 1.2.3). Instalacje binarne stosujące wody o temperaturach 97 - 110°C pracują od kilku lat w Austrii i Niemczech (rozdz. 1.4). W niektórych krajach trwają badania i prace zmierzające do uruchomienia następnych instalacji binarnych stosujących wody geotermalne (jakkolwiek ich efektywność jest na razie niska).



Rys. 1.2.3 Geotermalny, binarny cykl energetyczny w produkcji energii z gorącej wody (powyżej 85°C). Cykl pracuje z zastosowaniem płynu roboczego o niskiej temperaturze wrzenia (freon, izobutan, amoniak i in.) w obiegu termodynamicznym zwanym Cyklem Organicznym Rankine'a. Płyn geotermalny jest wydobywany ze złoża i zatkaniany do niego z powrotem bez kontaktu z płynem roboczym (E. Barbier, 1997).

Fig. 1.2.3 The binary geothermal power cycle can produce electricity from hot water (above 85°C). The cycle operates with secondary, a low-boiling working fluid (freon, isobutane, ammonia, etc.), in a thermodynamic cycle known as the Organic Rankine Cycle. The geothermal fluid is extracted from the reservoir and injected back into the reservoir without getting into contact with the working fluid (E. Barbier, 1997).

1 - electricity, 2 - generator, 3 - turbine, 4 - vapor, 5 - condenser, 6 - cooling tower, 7 - vaporizer, 8 - fluid pump, 9 - vapor, 10 - injection pump, 11 - working fluid, 12 - land surface, 13 - surface water, 14 - production pump, 15 - reservoir.

1.3 Wody geotermalne w rozwoju cywilizacji (B.Kępińska)

Stosowanie wód, par i energii geotermalnej ma długie, mierzone tysiącami lat tradycje i wpisane jest w historię wielu cywilizacji i narodów (Cataldi et al. [eds], 1999). Znalazły one swe miejsce w mitach, wierzeniach i obrzędach religijnych, w rozwoju balneologii i medycyny,

życia społecznego i gospodarczego, w literaturze, historii, ochronie środowiska naturalnego.

Już w epoce paleolitu człowiek pierwotny odkrył zalety ciepłych źródeł. Stało się to zapewne przypadkowo, a swoista „kolejność” korzystania z nich mogła być następująca: kąpiele i ogrzewanie ciała - gotowanie pożywienia - leczenie ran (Cataldi, 1999). W Japonii ludzie osiedlali się w pobliżu gorących źródeł już 11 000 lat przed Chrystusem, a w Azji kontynentalnej ponad 5 000 lat przed Chr. (Fridleifsson, 2000).

W epoce brązu Etruskowie (12 - 3 w. przed Chr.) rozwinęli wszechstronne wykorzystanie wód i energii geotermalnej. Wiele swych osad zakładali w pobliżu gorących źródeł (Rzymianie przejęli wiele z nich, a łączące je drogi konsularne były wcześniej drogami etruskimi; Cataldi and Chiellini, 1999). Etruskowie ujmowali źródła, budowali baseny i towarzyszące budowle, a nawet pobierali opłaty za korzystanie z nich.

Zwyczaj zakładania osad w pobliżu ciepłych źródeł praktykowany był także w wielu innych rejonach i okresach; w Europie takie były początki m.in. Budapesztu, Sofii, Reykjavíku.

Wody geotermalne były szeroko wykorzystywane ze względu na właściwości lecznicze. Grecki lekarz Hipokrates z Kos („ojciec medycyny”) stosował je do leczenia swych pacjentów. Grecy rozwinęli szkołę przyrodolecznictwa i balneologii, której podstawą były wody geotermalne i zioła. Od nich pochodzi również motto „zdrowie dzięki wodzie”. Przejęte przez Rzymian jest znane jako „spa” (łac. *salus per aqua*). Wody geotermalne były wysoko cenione również w medycynie chińskiej, która wypracowała zasady leczenia nimi: choroby „zimne” (np. reumatyzm) powinny być leczone za pomocą „kuracji ciepłych” (do których często stosowano wody geotermalne), natomiast choroby związane ze stanami gorączkowymi wymagały „kuracji zimnych” i nie można ich było leczyć w gorących źródłach (Wang Ji-Yang, 1995). Swoiste tradycje i sposoby korzystania z wód geotermalnych rozwijane były przez wieki w Japonii, do czego przyczyniło się wiele dynastii cesarskich (Sekioka, 1995). Są one kontynuowane do dzisiaj, a ich symbolem są „onsen” - nie mające swego odpowiednika w innych krajach ośrodki służące specjalnie odnowie biologicznej, duchowej oraz kuracjom bezpośrednio w miejscu występowania źródeł geotermalnych.

Źródła geotermalne były znane narodom zamieszkującym Dolinę Jordanu - Żydom, Palestyńczykom, Arabom, a także panującym tam Rzymianom. Występowały np. w rejonie Tyberiady w pobliżu jeziora Genezaret. Wymieniane w Talmudzie, były wykorzystywane do rytualnych kąpiei przed świętami żydowskimi i do celów leczniczych, nawet w przypadku trądu (Jaffe et al., 1999). W czasach Chrystusa niektóre z nich mogły być miejscem uzdrowień, opisanych w Nowym Testamencie. Kilka źródeł jest nadal aktywnych, stanowiąc podstawę działalności popularnych kurortów.

Wodom geotermalnym zawdzięczają w dużej mierze swój rozwój termy. Zapoczątkowali je Etruskowie, a doprowadzili do perfekcji Rzymianie, korzystając także z wzorów greckich (Cataldi, 1995). W cesarstwie rzymskim były rytuałem, sztuką odpoczynku i życia towarzysko - politycznego. Odegrały znaczącą rolę w ukształtowaniu społeczności miejskich, wiczków handlowych i gospodarczych. Rzymianie upowszechnili je w wielu krajach swego imperium. Za spadkobierczynię rzymskich term uważana jest Turcja, która zwyczaj korzystania z nich reaktywowała lub wprowadziła do krajów swego imperium.

Omawiane zjawiska były przedmiotem kultu, wierzeń i mitów, traktowano je jako dar od bogów, miejsca święte, a nawet azyle podczas walk i wojen. W pobliżu źródeł geotermalnych powstawały „ośrodki religijno - lecznicze”. Istniały one w różnych rejonach i okresach - w obu Amerykach, w Azji, w Europie. Dla przykładu: Pergamon - najważniejsze w świecie hellenistycznym centrum polityczne i kulturalne - został założony w pobliżu źródeł geotermalnych i

posiadał własny zespół świątynno - leczniczy (Asclepieion).

Z gorącymi źródłami i innymi przejawami energii wnętrza Ziemi związane były zwyczaje i wierzenia Inków. Hiszpańscy konkwistadorzy opisali wiele pałaców i świątyń pobudowanych w ich sąsiedztwie, wyposażonych w urządzenia do kąpieli, zaopatrywanych w zimne i gorące wody źródlane za pomocą systemów rur. Znajdowały się one m.in. w rejonie Cuzco - ostatniej stolicy Inków. Luksusowe łaźnie królewskie zobaczyli Hiszpanie w 1531 r. w prowincji Cajamara, po pokonaniu króla Atahualpy (Calderon, 1999).

W starożytności gorące źródła i zjawiska wulkaniczne były wymieniane w literaturze przez wielu poetów, filozofów i uczonych, m.in. Homera, Hipokratesa, Platona, Arystotelesa, Pliniusza Starszego (Fytikas et al., 1999).

Także m. in. w Polsce, ciepłe źródło w Jaszczurówce koło Zakopanego jako motyw ludowych opowieści pojawiło się u Sabały - żyjącego w XIX w. gawędziarza, muzyka i zbójnika tatrzańskiego (Witkiewicz, 1948).

Etimologia nazw wielu miejscowości i obiektów w różnych rejonach świata jest związana ze źródłami i innymi zjawiskami geotermalnymi, np. w językach Indian obu Ameryk, na Islandii (m. in. „*Reykjavik*” - oznacza „zatokę dymów”- dymiących par geotermalnych), w języku Maorysów na Nowej Zelandii, a także narodów europejskich (u Słowian są to wyrazy „*teplíce*” czy też „*cieplíce*”).

Źródła i inne zjawiska geotermalne, w które obfituje rejon Larderello we Włoszech, znane już Etruskom, były od wczesnego średniowiecza przedmiotem badań, które przyczyniły się do rozwoju geotermii jako nauki oraz przemysłu geotermalnego (Cataldi, 1995). W 1904 r. uruchomiono w Larderello pierwszą na świecie elektrownię geotermiczną (Cataldi, Burgasi, 1999a, 1999b). Elektrownie geotermiczne pracujące w tym rejonie należą współcześnie do najbardziej znaczących na świecie pod względem mocy i produkcji energii (Bertani, 2005).

Należy także podać, że po raz pierwszy wody geotermalne zostały wykorzystane do ogrzewania budynków w XIV wieku w Francji, w miejscowości Chaudes - Aignes (Gibert and Jaudin, 1999), natomiast pierwszą sieć geotermalnego centralnego ogrzewania zbudowano w latach trzydziestych XX wieku w Reykjavíku - stolicy Islandii (Fridleifsson, 1995).

Z wodami i zjawiskami geotermalnymi wiążą się początki parków narodowych. Pierwszym z nich był Yellowstone w USA, założony w 1872 r. dla ochrony i prawidłowego udostępnienia turystycznego tych zjawisk. Jest on uznany za Rezerwat Biosfery i stanowisko Światowego Dziedzictwa Geologicznego.

Życie Maorysów - rdzennych mieszkańców Nowej Zelandii - było ściśle związane ze zjawiskami geotermalnymi i wulkanicznymi, w jakie obfituje ta wyspa. Podobnie jak inne zasoby naturalne, były one uważane przez Maorysów za skarby powierzone przez bogów ich opiece i użytkowaniu, które powinny być przekazane następnym pokoleniom. Wody i inne zjawiska geotermalne były integralną częścią życia każdego Maorysa. Obok nich przychodził na świat i mieszkał, przygotowywał posiłki, prowadził życie towarzyskie, w nich zażywał kąpiele i odpoczywał. Wierzenia i reguły zapewniały skuteczną ochronę tych zjawisk przed niewłaściwym traktowaniem i stosowaniem, a zamieszkujące w pobliżu klany były ich „strażnikami” (Severne, 1995). Mówiąc zatem współczesnym językiem - Maorysi rozumieli konieczność ochrony i zachowania zasobów geotermalnych dla przyszłych pokoleń, będąc prekursorami zrównoważonego rozwoju i zachowania dziedzictwa naturalnego.

Islandia - wyspa pod kołem podbiegunowym - została zasiedlona w IX - X w. Przez wieki jej mieszkańcy korzystali z licznych źródeł geotermalnych do kąpieli, prania, gotowania żywności. Zjawiska geotermalne i wulkaniczne były przedmiotem opisów, tłem opowieści i zdarzeń

zawartych w sagach - zapisie dziejów Islandczyków. Ciepłe źródła posłużyły im nawet do obrzędu Chrztu, kiedy około 1000 r. zdecydowali się przyjąć chrześcijaństwo. Na wydobywaniu i handlu siarką rodzimą wytrącającą się z gorących źródeł i par wzbogacili się Duńczycy, posiadający wyłączność na tę działalność od XIII do XVII wieku (Islandia była pod panowaniem Danii od XIII w. aż do 1944 r.). Pod koniec XVIII w. z wody oceanicznej odparowywano sól (stosując w tym procesie naturalne pary); rocznie było to 50 - 90 ton soli do konserwacji ryb i mięsa. Do podobnej metody powrócono w XX w. (Fridleifsson, 1995).

Pomimo chłodnego klimatu (średnia roczna temperatura wynosi 4°C) i konieczności stosowania jako opału dużych ilości torfu, trudno dostępnego drewna czy importowanego węgla, aż do początków XX w. wód geotermalnych nie stosowano do ogrzewania domów. Po raz pierwszy wykorzystano wody geotermalne do ogrzewania budynków w 1908 r. W 1930 r. rozpoczęto budowę sieci geotermalnego centralnego ogrzewania w Reykjavíku. Było to przełomowe wydarzenie, gdyż zalety związane z zastosowaniem tego źródła energii szybko przekonały mieszkańców do coraz to nowych prób jej stosowania. Od tego czasu np. wszystkie obiekty szkolne i wiele farm zbudowano w pobliżu gorących źródeł, gdyż zapewniały tanie i ekologiczne ogrzewanie, a także wypoczynek w basenach. Od połowy lat 30-tych wdrażano różnorodne sposoby korzystania z wód i energii geotermalnej: w balneoterapii i medycynie, przemyśle spożywczym (procesy pasteryzacji i ewaporacji, pieczenie chleba, suszenie ryb), budowlanym (suszenie materiałów budowlanych), w rolnictwie, itd. (Fridleifsson, 1995).

Wspomniany przełom w utylitarnym podejściu do bardzo obfitych zasobów wód i par geotermalnych spowodował, że Islandia stała się krajem, który wykorzystuje je na bardzo dużą skalę i do różnych celów (rozdz. 1.4). Zawdzięcza temu nieskażone środowisko naturalne, a jakość życia i zdrowia jego mieszkańców należy do najwyższych na świecie. Zjawiska geotermalne stanowią podstawę unikalnej międzynarodowej oferty w turystyce i balneoterapii, będących bardzo dochodową gałęzią gospodarki (która niemal dorównuje ważnością rybołówstwu i przetwórstwu ryb). Dzięki dostępności i umiarkowanym cenom geotermalnego ciepła i energii elektrycznej rozwijanych jest wiele czystych ekologicznie i zaawansowanych technologii. Islandia znana jest także z efektywnych i nowoczesnych metod badań i technologii geotermalnych, z których korzysta wiele krajów. Z całą pewnością można stwierdzić, że jest to kraj, który swój dobrobyt zawdzięcza wszechstronnemu i optymalnemu wykorzystaniu wód i energii geotermalnej.

1.4 Rozwój badań i wykorzystania energii geotermalnej w Europie

1.4.1 Warunki geotermalne - podstawowe informacje (B.Kępińska)

Warunki termiczne i geologiczne powodują, że w Europie dominują złoża energii geotermalnej o niskiej entalpii, czyli złoża wód o temperaturach nieprzekraczających 150°C. Są one związane głównie ze skałami osadowymi - wapieniami, dolomitami, piaskowcami, ale również ze skałami magmowymi (krystalicznymi, wulkanicznymi).

Największe złoża wód geotermalnych, które są eksploatowane na kontynencie europejskim, znajdują się w basenie paryskim (Francja), w basenie panońskim (położonym na terenie kilku państw - Węgier, Serbii, Słowacji, Słowenii, Rumunii), w obszarze Niziu Europejskiego (m. in. w Niemczech, Danii, Polsce), w paleogeńskich basenach Karpat wewnętrznych (Polska, Słowacja), a także w alpejskich i starszych strukturach Europy południowej (Włochy, Bułgaria, Rumunia, Grecja, Turcja).

W niektórych obszarach znajdują się złoża przegrzanych wód i par geotermalnych (o wysokiej entalpii) - we Włoszech, w Turcji, Grecji, na kilku wyspach (wyspy greckie, Azory, Wyspy Kanaryjskie), a przede wszystkim na Islandii.

Warunki i potencjał geotermalny kontynentu zostały kompleksowo przedstawione w „Atlasie zasobów geotermalnych Europy” (Hurter, Haenel [eds.], 2002).

1.4.2 Stan wykorzystania energii geotermalnej w Europie (B.Keipińska)

Spośród wszystkich kontynentów, Europa znajduje się na drugim miejscu pod względem bezpośredniego wykorzystania energii geotermalnej: po Azji, a przed Ameryką Północną i Południową, Afryką i Oceanią. Stosowana jest ona w 33 krajach europejskich, na różną skalę i do różnych celów. W 2004 r. całkowita moc zainstalowana dla wykorzystania bezpośredniego wynosiła 13 644 MW_t, a zużycie ciepła 140 398.9 TJ (39 278 GWh) (Lund et al., 2005; tab. 1.4.1), co stanowiło odpowiednio 49% i 53.7% udziału w świecie. Z wyjątkiem Chin i USA, wykorzystanie energii geotermalnej na przemysłową skalę ma miejsce przede wszystkim właśnie w Europie: w pierwszej piątce krajów o największej zainstalowanej mocy i zużyciu ciepła geotermalnego są, obok dwóch wymienionych, Szwecja, Islandia i Turcja (Lund et al., 2005). W czołówce światowej znajduje się także kilka innych państw europejskich. Wzrost wykorzystania energii geotermalnej w Europie w latach 2000 - 2004 związany był przede wszystkim z rozwojem instalowania pomp ciepła.

Generacja prądu elektrycznego przy zastosowaniu par geotermalnych prowadzona jest w sześciu krajach europejskich (tab. 1.4.1): na Islandii, we Włoszech, Turcji, Portugalii (na Azorach) oraz we Francji (na Gwadelupie) i w Rosji (na Kamczatce).

Od 2001 - 2003 r. pracują także trzy instalacje binarne stosujące wody geotermalne o temperaturach 97 - 110°C: w Austrii - w Altheim (od 2001 r.) i w Bad Blumau (od 2003 r.) oraz w Niemczech - w Neustadt-Glewe (od 2003 r.). Mają one niewielką moc: 180 - 500 kW_e, niezbyt wysoką efektywność i pracują w skojarzeniu z instalacjami stosującymi na dużą skalę ciepło geotermalne (centralne ogrzewanie i przygotowanie ciepłej wody użytkowej, kąpieliska, balneoterapia). W niektórych krajach trwają badania i prace zmierzające do uruchomienia następnych instalacji binarnych.

Zgodnie z danymi dotyczącymi 2004 r., całkowita moc zainstalowana wszystkich elektrowni geotermicznych w Europie wynosiła 1125 MW_e, a produkcja 7132.7 GWh, co stanowiło odpowiednio 12.6% i 12.5% udziału w skali świata (Bertani, 2005).

1.4.3 Główne dziedziny wykorzystania wód i energii geotermalnej w Europie (B.Keipińska)

Wody i energia geotermalna są w Europie stosowane przede wszystkim w ciepłownictwie - w systemach centralnego ogrzewania pomieszczeń i przygotowania ciepłej wody użytkowej oraz w instalacjach indywidualnych, w rekreacji i balneoterapii, w rolnictwie (do ogrzewania szklarni, upraw pod osłonami foliowymi i do podgrzewania glebowego), w mniejszym udziale także w hodowlach wodnych - głównie ryb, niekiedy także glonów, w procesach przemysłowych - m. in. do suszenia i pasteryzacji, a niekiedy do topienia śniegu i lodu z chodników i jezdnii, podgrzewania pasów startowych lotnisk. Z wód geotermalnych odzyskuje się dwutlenek węgla, sól jadalną i inne związki chemiczne. Stosuje się je do produkcji kosmetyków, czy też butelkuje jako wody lecznicze i mineralne.

Oprócz ciepła wód geotermalnych wydobywanych z głębokich (1 - 3 km) odwiertów, coraz częściej dostarczane jest ono przez pompy ciepła bazujące na odzysku ciepła płytkich partii skorupy ziemskiej. W niektórych krajach - Szwecji, Austrii, Szwajcarii, Norwegii, Niemczech - zdominowały one ogrzewanie geotermalne, a niekiedy są stosowane także do chłodzenia pomieszczeń, co wydłuża okres ich pracy i zwiększa efektywność ekonomiczną.

Najwięcej energii geotermalnej zużywa się od kilku lat w Szwecji (tab. 1.4.1), dzięki dynamicznemu rozwojowi stosowania pomp ciepła. Kraj ten po 2000 r. wyprzedził pod względem całkowitej ilości wykorzystywanego ciepła geotermalnego Islandię.

Tabela 1.4.1 *Europa - wykorzystanie energii geotermalnej, 2004 r. (zestawiono na podstawie Lund et al., Bertani 2005).*

Table 1.4.1 *Utilization of geothermal energy in Europe in 2004 (after Lund et al., 2005; Bertani, 2005).*

Kraj	Bezpośrednie wykorzystanie			Produkcja prądu elektrycznego	
	Moc zainstalowana [MW _e]	Produkcja Ciepła [TJ/r]	Produkcja Ciepła [GWh/r]	Moc zainstalowana [MW _e]	Całkowita produkcja [GWh/r]
Albania	9.6	8.5	2.4	-	-
Austria	352.0	2 229.9	619.4	1 ¹	3.2
Belgia	63.9	431.2	119.8	-	-
Białoruś	1.0	13.3	3.7	-	-
Bułgaria	109.6	1 671.5	464.3	-	-
Chorwacja	114.0	681.7	189.4	-	-
Czechy	204.5	1 220.0	338.9	-	-
Dania	821.2	4 360.0	1 211.2	-	-
Finlandia	260.0	1 950.0	541.7	-	-
Francja	308.0	5 195.7	1 443.4	15.0	102.0
Grecja	74.8	567.2	157.6	-	-
Hiszpania	22.3	347.2	96.5	-	-
Holandia	253.5	685.0	190.3	-	-
Irlandia	20.0	104.1	28.9	-	-
Islandia	1 791.0	23 813.0	6 615.3	202	1 406.0
Litwa	21.3	458.0	127.2	-	-
Macedonia	62.3	598.6	166.3	-	-
Niemcy	504.6	2 909.8	808.3	2.01 ¹	1.5
Norwegia	450.0	2 314.0	642.8	-	-
Polska	170.9	838.3	232.9	-	-
Portugalia	30.6	385.3	107.0	16	90
Rosja	308.2	6 143.5	1 706.7	79	85
Rumunia	145.1	2 841.0	787.2	-	-
Serbia	88.8	2 375.0	659.8	-	-
Słowacja	187.7	3 034.0	842.8	-	-
Słowenia	48.6	712.5	197.9	-	-
Szwajcaria	581.6	4 229.3	1 174.9	-	-
Szwecja	3 840.0	36 000.0	10 000.8	-	-
Turcja	1 177.0	19 623.1	5 451.3	20.0	105.0
Ukraina	10.9	118.8	33.0	-	-
Węgry	694.2	7 939.8	2 205.7	-	-
Wlk. Brytania	10.2	45.6	12.7	-	-
Włochy	606.6	7 554.0	2 098.5	790	5 340.0
Razem	13 644.0	140 398.9	39 278.0	1 125	7132.7
Świat	27 825.0	261 418.0	72 622.0	8 900	57 000

1 - instalacje binarne stosujące wody geotermalne o temperaturach 97 - 110°C jako płyn roboczy.

1 - binary installations utilizing geothermal waters of temperatures 97 - 110°C as working medium.

Islandia korzysta natomiast w najbardziej wszechstronny i znaczący ilościowo sposób z energii geotermalnej (związanej zarówno z wodami, jak i parami geotermalnymi; Gunnlaugsson, 2004): w ciepłownictwie - zaopatrującym ponad 98% populacji, do ogrzewania szklarni - dzięki czemu kraj położony pod kołem podbiegunowym jest niemal samowystarczalny w zakresie zaopatrzenia w podstawowe warzywa, w kąpieliskach i balneoterapii, w hodowli ryb (łososi, pstrągów), do suszenia glonów, wełny, ziemi okrzemkowej, ryb, w procesach technologicznych przemysłu spożywczego, do odzysku dwutlenku węgla, do odzysku z wody morskiej soli kuchennej (chlorku sodu) używanej do celów spożywczych oraz do konserwacji ryb, produkcji

kosmetyków, itd.

Do innych krajów wykorzystujących na stosunkowo dużą skalę wody geotermalne w ciepłownictwie należą Turcja, Francja i Rosja. W rolnictwie (ogrzewanie szklarni i upraw pod osłonami) - Rosja, Turcja, Węgry, Włochy, Grecja, w rekreacji i balneoterapii - Węgry (kąpieliska i uzdrowiska geotermalne są główną ofertą turystyczną tego kraju), Turcja, Słowacja, Włochy, Austria (ten sposób wykorzystania ma miejsce w wielu innych krajach Europy, także w Polsce). W niektórych krajach ciepło geotermalne stosuje się do suszenia produktów rolnych, drewna, materiałów budowlanych (Serbia, Grecja, Rumunia, Słowenia). Z wód geotermalnych odzyskiwane są sole mineralne, inne związki chemiczne (Bułgaria, Włochy, Polska, Rosja) i dwutlenek węgla (Bułgaria, Polska, Turcja). Wody są butelkowane (Bułgaria, Francja, Węgry), są też podstawą produkcji wysokiej jakości kosmetyków (Francja, Bułgaria, Rumunia, Polska). Ciepłem geotermalnym podgrzewane są pasy startowe kilku lotnisk (Niemcy, Szwajcaria).

W kilku krajach prowadzone są badania dotyczące odzysku ciepła z gorących suchych skał. Znane są one m. in. z podłoża rowu Górnego Renu i platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie zalegają na głębokościach poniżej 3 - 5 km. Międzynarodowy projekt badawczo - eksperymentalny prowadzony jest od kilkunastu lat w miejscowości Soultz - sous - Forêts we Francji, a od niedawna również w Niemczech. Koncentrują się one na możliwości produkcji prądu elektrycznego.

1.5 Wykorzystanie wód oraz energii geotermalnej w Polsce (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, R.Ney)

Polska - podobnie jak i niemal wszystkie kraje europejskie - leży poza strefami współczesnej aktywności wulkanicznej. Strumień ciepły Ziemi na terenie Polski przyjmuje niskie i średnie wartości. Waha się on od 25 - 40 mW/m² w obszarze platformy prekambryjskiej poprzez 50 - 90 mW/m² w obrębie platformy paleozoicznej do 50 - 80 mW/m² w obszarze alpejskiego orogenu Karpat. Powoduje to, że kraj znajduje się w obszarze występowania niskotemperaturowych zasobów i złóż energii geotermalnej - posiadamy naturalne baseny sedymentacyjno-strukturalne wypełnione wodami geotermalnymi o zróżnicowanych temperaturach. Ich udokumentowane temperatury eksploatacyjne wynoszą od 20 do 86°C. Istnieją możliwości rozpoznania dalszych zasobów eksploatacyjnych wód o temperaturach 80 - 90°C, a w niektórych przypadkach przekraczających 100°C.

Z uwagi na fakt, że Polska nie znajduje się w obszarze współczesnej aktywności wulkanicznej czy też intensywnej aktywności tektonicznej, praktycznie nie istnieją warunki do występowania zasobów i złóż par (złóż wysokotemperaturowych), które można by wykorzystywać do produkcji energii elektrycznej.

Całkowicie realne natomiast jest udostępnienie w Polsce zasobów wód geotermalnych o stosunkowo wysokich temperaturach i wydajnościach. Ich eksploatacja i wykorzystanie jest możliwe na dużych obszarach Niżu Polskiego w obrębie większych aglomeracji miejskich oraz w większych ośrodkach gminnych. W obszarach tych istnieją warunki geologiczne pozwalające na udokumentowanie eksploatacyjnych zasobów wód geotermalnych na stosunkowo niewielkich głębokościach, od 1500 do 2200 m.

Rejony o optymalnych warunkach geotermalnych pokrywają się równocześnie w dużym stopniu z obszarami intensywnych upraw rolniczych, a także z rozbudowanymi obszarami miejskimi i wiejskimi. Stwarza to możliwość wszechstronnego (kaskadowego) zagospodarowy-

wania energii geotermalnej w szerokim zakresie temperatur. Oznacza to, że ciepło odzyskane w wymiennikach z wydobytej ze złoża wody geotermalnej wykorzystywane byłoby w miarę spadku temperatury do ogrzewania budynków, szklarni, w hodowli ryb i innych zwierząt, do suszenia produktów rolnych i przemysłowych, do podgrzewania gleby, nawadniania hodowli grzybów, w basenach kąpielowych i do balneoterapii (pracujący w Polsce doświadczalny system kaskadowego zagospodarowania energii geotermalnej opisano w rozdziale 1.6).

Woda geotermalna, po schłodzeniu w wymiennikach ciepła, powinna być zatłaczana z powrotem do złoża poprzez otwór chłonny. Uzyska się w ten sposób zamknięty i czysty ekologicznie układ geotermalny. Proponowany system wielostronnego wykorzystania wód geotermalnych jest systemem optymalnym, który jest możliwy do realizacji w sprzyjających warunkach lokalnych. Z reguły energia wód geotermalnych wykorzystywana jest jednak bardziej jednostronnie i selektywnie - na przykład tylko do celów grzewczych i do uzyskiwania ciepłej wody użytkowej w sektorze komunalno-bytowym, niekiedy w połączeniu z ogrzewaniem szklarni, albo też jedynie do celów leczniczych czy też rekreacyjnych. Zarówno system wszechstronnego, jak i selektywnego wykorzystania wody geotermalnej (eksploatowanej stosunkowo nie głębokimi wierceniami do 1900 - 2200 m, a w niektórych przypadkach do 2500 - 3200 m) powoduje, że koszt pozyskania jednostki ciepła z tych wód, jakkolwiek zróżnicowany, może być w wielu rejonach Polski konkurencyjny w stosunku do kosztów jej pozyskania z tradycyjnych nośników energii.

Polska posiada długie tradycje stosowania wód geotermalnych w lecznictwie, chociaż w tej dziedzinie energia geotermalna jest wykorzystywana na niewielką skalę. Obecnie możliwa jest realizacja kilku projektów związanych z rekreacyjnym i balneoterapeutycznym wykorzystaniem tych wód. Znajdują się one na różnych etapach zaawansowania i dotyczą rejonu Podhala oraz Niziu Polskiego.

W połowie lat osiemdziesiątych XX w. rozpoczęto natomiast prace badawcze i wdrożeniowe nad zagospodarowaniem energii geotermalnej w ciepłownictwie: do ogrzewania pomieszczeń, a na skalę półtechniczną także w rolnictwie i hodowli ryb. Doprowadziły one do uruchomienia do 2006 r. pięciu ciepłowniczych zakładów geotermalnych: na Podhalu, w Pyrzycach, Mszczonowie, Uniejowie i Stargardzie Szczecińskim (rys. 1.5.1), kilku instalacji stosujących wody podziemne o temperaturze poniżej 25°C oraz kilkuset instalacji wykorzystujących ciepło gruntu w pompach ciepła.

Wymienione instalacje geotermalne można zaliczyć do trzech grup (tab. 1.5.1). Grupa I obejmuje instalacje ciepłownicze wykorzystujące wody o temperaturach powyżej 25°C, grupa II - instalacje pracujące w uzdrowiskach do celów balneoterapeutycznych, natomiast instalacje z grupy III obejmują systemy pomp ciepła, które wykorzystują ciepło gruntu i płytkich wód podziemnych o temperaturach poniżej 25°C. Temperatura 25°C została przyjęta jako umowna granica z uwagi na to, że jest to praktycznie maksymalna temperatura dolnego źródła dla efektywnej pracy sprężarkowych pomp ciepła.



Rys. 1.5.1 Lokalizacja funkcjonujących zakładów geotermalnych (z wyłączeniem instalacji wykorzystujących ciepło gruntu) i balneologicznych w Polsce na tle jednostek geotermalnych.

1 - funkcjonujące instalacje geotermalne, 2 - planowane instalacje geotermalne, 3 - uzdrowiska wykorzystujące wody geotermalne.

Fig. 1.5.1 Localization of operating geothermal (without installations utilizing soil heat) and balneological plants versus geothermal units.

1 - on-line geothermal plant, 2 - other planned to construct, 3 - spas using geothermal waters from springs or wells.

Według danych na dzień 1.01.2006 roku zainstalowana moc cieplna wszystkich zakładów geotermalnych, włączając instalacje pomp ciepła, wynosiła w Polsce około 210 MW_t przy rocznej produkcji energii cieplnej na poziomie 1 108 TJ/rok (tab. 1.5.1).

Tabela 1.5.1 Główny parametry energetyczne instalacji geotermalnych, balneologicznych i pomp ciepła w Polsce.

Tabel 1.5.1 Principal parameters of geothermal, balneological and heat-pump installations in Poland.

Lokalizacja instalacji	Wydajność [m ³ /godz]	Temperatura [°C]	Moc zainstalowana Całkowita / z geotermii [MW _t]	Produkcja Energii [TJ/rok]
Grupa I - Zakłady geotermalne				
Podhale	670	86	54.6 / 15.5	264
Pyrzyce	340	61	48.0 / 15.0	130
Mszczonów	60	41	7.4 / 1.1	45
Uniejów	120	68	5.6 / 3.2	19.6
Stargard Szczeciński	300	87	10.0 / 10.0	120
Razem			125.6 / 44.8	578.6
Grupa II - Instalacje geotermalne funkcjonujące w zakładach balneologicznych				
Cieplice	27	36 - 39 ¹	0.3 / 0.3	10.0
Lądek	50	20 - 44	0.76 / 0.76	15.0
Duszniki	20	19 - 21	0.05 / 0.05	0.7
Ciechocinek	200	27 - 29	1.9 / 1.9	2.8
Konstancin	9	29	0.15 / 0.15	0.2
Ustroń	3	28	0.06 / 0.06	0.6
Iwonicz	11	21	0.14 / 0.14	0.6
Razem			3.36 / 3.36	29.9
Grupa III - Pompy ciepła wykorzystujące ciepło wód gruntowych i gruntu (o temp. <25°C)				
Słomniki	53	17	1.8 / 0.35	0.25
Pompy ciepła (kilkaset)		7 - 25	>80 / >53	>500
Razem			>81.8 / >53.35	>500.25
SUMA WSZYSTKICH INSTALACJI			>210.76 / >101.51	>1 108.75

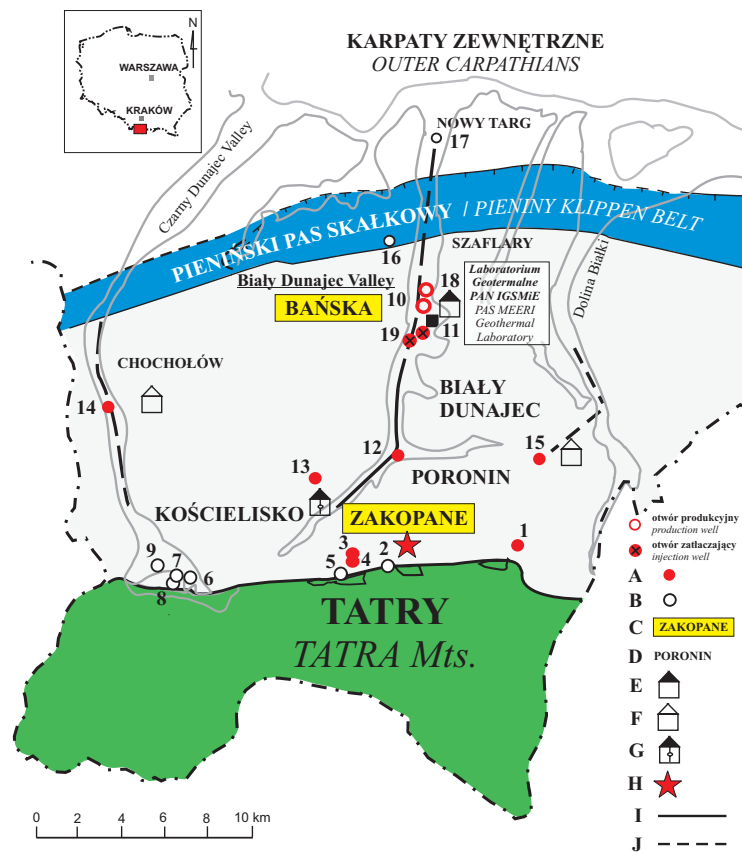
1- Temperatura mieszanych wód z otworów i źródeł (20-62°C)

Sumaryczna moc zainstalowana we wszystkich trzech grupach instalacji przekracza 210 MW_t w tej liczbie blisko połowa mocy (ponad 101 MW_t) zabezpieczana jest z energii geotermalnej, pozostała część mocy (ponad 110 MW_t) pochodzi z gazu, oleju opałowego i energii elektrycznej. Te tradycyjne nośniki energii wykorzystywane są do napędu pomp absorpcyjnych (gaz) i sprężarkowych (energia elektryczna) oraz w źródłach szczytowych jak kotły gazowe i olejowe, a także w agregatach kogeneracyjnych (gaz) wytwarzających energię cieplną i elektryczną.

Dla wielu kolejnych miejscowości wykonywane są prace studialne i przygotowawcze zmierzające do wykorzystania energii geotermalnej. Prowadzone są projekty będące w różnych fazach realizacji. Zainteresowanie wykorzystaniem tej energii ma bardzo szeroki zakres: od ciepłownictwa poprzez rekreację i balneoterapię do produkcji rolniczej, ogrodniczej i hodowli ryb. Do celów badawczych system wielokierunkowego wykorzystania energii geotermalnej funkcjonuje w Laboratorium Geotermalnym IGSMiE PAN w Zakładzie Geotermalnym na Podhalu (rozdz. 1.6).

1.6 Opis funkcjonujących instalacji geotermalnych w Polsce (W.Bujakowski, B.Kępińska, R.Ney, Z.Malenta, T.Kozłowski)

Zakład Geotermalny na Podhalu



Rys. 1.6.1 Schematyczna mapa lokalizacji odwiertów geotermalnych na obszarze Podhalu. a. otwory wiertnicze, w których stwierdzono wody geotermalne; b. pozostałe otwory wiertnicze; c. miejscowości, gdzie działa geotermalna sieć c.o.; d. miejscowości planowane do ogrzewania geotermalnego; e. centralna ciepłownia geotermalna PEC Geotermia Podhalańska S.A.; f. planowane ciepłownie geotermalne; g. gazowo - geotermalna kotłownia szczytowa PEC Geotermia Podhalańska S.A.; h. naturalne ciepłe źródło w Jaszczurówce (aktywne do lat 1960-tych); i. główny ciepłowniczy rurociąg przesyłowy; j. planowane rurociągi przesyłowe. * - wg projektu z początku lat 1990-tych.

Numerы otworów wiertniczych: 1. Zazadnia IG-1, 2. Jaszczurówka-1, 3. Zakopane IG-1, 4. Zakopane-2, 5. Skocznia IG-1, 6. Hruby Regiel IG-2, 7. Staników Żleb S-1, 8. Staników Żleb S-2, 9. Siwa Woda IG-1, 10. Bańska IG-1, 11. Biały Dunajec PAN-1, 12. Poronin PAN-1, 13. Furmanowa PIG-1, 14. Chochołów PIG-1, 15. Bukowina Tatrzańska PIG/PGNIG-1, 16. Maruszyna IG-1, 17. Nowy Targ PIG-1, 18. Bańska PGP-1, 19. Biały Dunajec PGP-2.

Fig. 1.6.1 Sketch map of geothermal wells in the Podhale Trough.

a. geothermal wells; b. other wells; c. locality with geothermal heating system on-line; d. localities planned to be geothermally heated; e. geothermal base load plant, PEC Geotermia Podhalańska S.A.; f. geothermal heating plants planned*; g. gas - geothermal peak load plant, PEC Geotermia Podhalańska S.A.; h. natural warm spring in Jaszczurówka (existing until 1960s); i. main transmission heating pipeline; j. transmission pipelines planned*.
* - acc. to the project from the beginning of 1990s.

Numbers of geothermal wells: 1. Zazadnia IG-1, 2. Jaszczurówka-1, 3. Zakopane IG-1, 4. Zakopane-2, 5. Skocznia IG-1, 6. Hruby Regiel IG-2, 7. Staników Żleb S-1, 8. Staników Żleb S-2, 9. Siwa Woda IG-1, 10. Bańska IG-1, 11. Biały Dunajec PAN-1, 12. Poronin PAN-1, 13. Furmanowa PIG-1, 14. Chochołów PIG-1, 15. Bukowina Tatrzańska PIG/PGNIG-1, 16. Maruszyna IG-1, 17. Nowy Targ PIG-1, 18. Bańska PGP-1, 19. Biały Dunajec PGP-2.

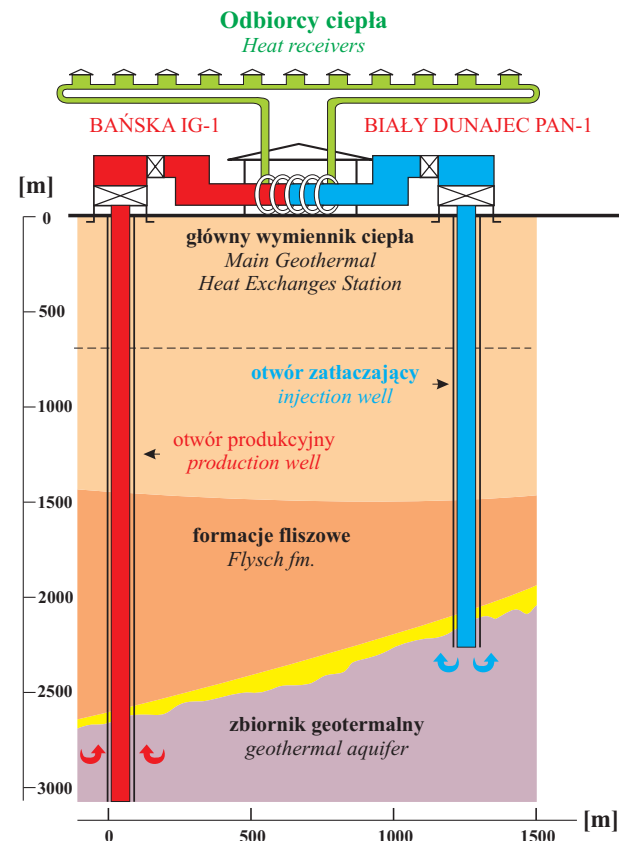
Podhale jest obszarem, gdzie po raz pierwszy w Polsce wody geotermalne zostały zastosowane do celów energetycznych. W początkowym etapie, do 1993 r. instalacja ciepłownicza działała na skalę doświadczalną - pracował jeden odwiert wydobywczy (Bańska IG-1) i jeden odwiert chłonnny (Biały Dunajec PAN-1), a do sieci Doświadczalnego Zakładu Geotermalnego PAN Bańska - Biały Dunajec podłączonych zostało około 200 budynków we wsi Bańska Niżna oraz obiekty kaskadowego wykorzystania energii geotermalnej należące do wymienionego Zakładu. W 1994 r. została założona Geotermia Podhalańska S. A. (obecnie PEC Geotermia Podhalańska S. A.), która prowadzi całość prac związanych z budową i eksploatacją geotermalnej sieci ciepłowniczej. W listopadzie 2001 r. firma ta rozpoczęła dostawę ciepła geotermalnego także do Zakopanego. Włączono wtedy do eksploatacji dwa kolejne odwierty (Bańska PGP-1 - wydobywczy oraz Biały Dunajec PGP-2 - chłonnny).

System ciepłowniczy PEC Geotermia Podhalańska S.A. składa się z trzech głównych obiegów w obrębie, których znajdują się dwa źródła energii.

- układ geotermalny ze źródłem geotermalnym;
- sieć ciepłownicza ze źródłem szczytowym;
- instalacje wewnętrzne odbiorców.

Układ geotermalny

Podstawowym źródłem ciepła dla całego systemu są wody geotermalne występujące w wapieniach i dolomitach triasu środkowego oraz eocenu numulitowego) na głębokości około 2200 - 3100 m. Są one udostępnione do eksploatacji odwiertami wydobywczymi Bańska IG-1 i Bańska PGP-1 oraz odwiertami chłonnymi Biały Dunajec PAN-1 i Biały Dunajec PGP-2. Pracują one w układzie zamkniętym, a schemat funkcjonowania układu w etapie eksperymentalnym przedstawia rysunek 1.6.2.



Rys. 1.6.2 Schemat funkcjonowania doświadczalnej instalacji Bańska IG-1-Biały Dunajec PAN-1.

Fig. 1.6.2 Schematic diagram of experimental geothermal plant based upon Bańska IG-1 and Biały Dunajec PAN-1 wells.

Sumaryczna wydajność odwiertów eksploatacyjnych wynosi 670 m³/godz., temperatura wód na wypływie osiąga 86°C, ciśnienie statyczne na głowicy przekracza 2.7 MPa, ponadto wody mają bardzo niską mineralizację całkowitą na poziomie 3 g/dm³. Wody geotermalne wydobywające się na powierzchnię bez użycia agregatów pompowych otworowych kierowane są na system wymienników płytowych, o mocy 35 MW, gdzie oddają ciepło wodzie sieciowej

obiegu wtórnego. Po przejściu przez wymienniki ochłodzona woda geotermalna transportowana jest rurociągiem tzw. zrzutowym do stacji pomp, które zatłaczają ją odwiertami chłonnymi do horyzontu wodonośnego. Moc źródła geotermalnego wynosi około 15.5 MW_t.

Sieć ciepłownicza

Sieć ciepłownicza bierze swój początek na wymiennikach geotermalnych i w całości wykonana jest w nowoczesnej technologii rur preizolowanych. Straty temperatury na rurociągu centralnym o długości ok. 15 km wynoszą 2 - 3°C. W skład sieci wchodzi oprócz rurociągu, pompownie wody sieciowej oraz trzy przepompownie z układami redukcji ciśnienia, które wymusiła skomplikowana sytuacja ciśnień w układzie związanym z dużymi różnicami położenia npm poszczególnych odcinków sieci. Źródło geotermalne wspomagane jest źródłem szczytowym, na które składają się: dwa kotły gazowe (po 10 MW_t każdy) z ekonomizerami (po 1 MW_t każdy), jeden kocioł gazowo-olejowy (15 MW_t), trzy agregaty kogeneracyjne gazowe (o łącznej mocy 2.1 MW_t i 1.5 MW_{el}). Sumaryczna moc źródła szczytowego wynosi 39.1 MW_t i 1.5 MW_{el}.

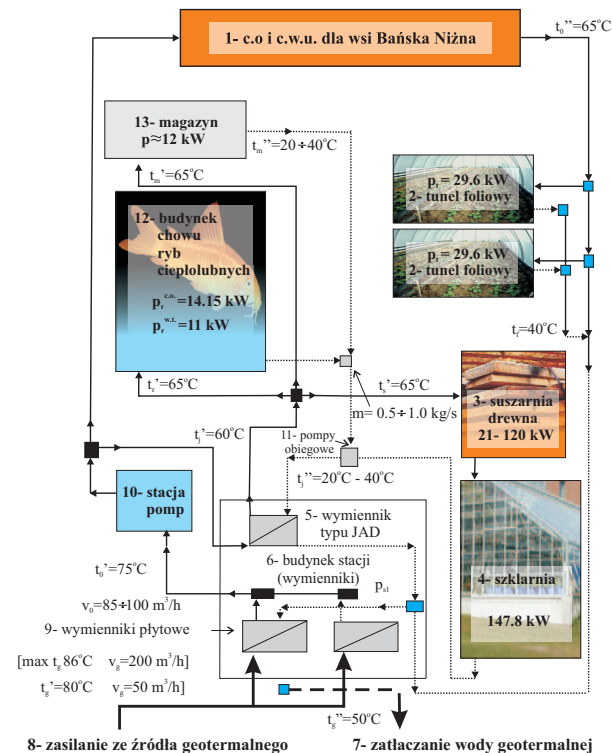
Instalacje wewnętrzne

Sieć ciepłownicza dostarcza wodę sieciową do odbiorców. U każdego odbiorcy jest zainstalowany indywidualny węzeł grzewczy, który jest dostosowany do potrzeb odbiorcy obejmujący centralne ogrzewanie (c.o.) i przygotowanie ciepłej wody użytkowej (c.w.u.). W sieci występują trzy rodzaje indywidualnych węzłów z wymiennikami o mocach: 15 kW c.o./33 kW c.w.u., 25 kW c.o./43 kW c.w.u. i 33 kW c.o./50 kW c.w.u. Węzły wyposażone są w system kontrolno-pomiarowy umożliwiający rozliczanie dostarczanej energii.

W 2004 r. sprzedaż energii osiągnęła około 264 000 GJ. Do geotermalnej sieci ciepłowniczej zostało podłączonych 490 odbiorców indywidualnych (232 w Zakopanem i 258 w Bańskiej, Białym Dunajcu i Poroninie), 146 odbiorców wielokoskalowych (131 w Zakopanem 90% hoteli w Zakopanem oraz 15 w Bańskiej, Białym Dunajcu i Poroninie), oraz 27 osiedlowych kotłowni węglowych i koksowych w Zakopanem. W wyniku zrealizowanych podłączeń w 2003 r. zredukowano emisję CO₂ o 22 148 ton rocznie.

Kaskadowy system wykorzystania energii geotermalnej

Oprócz budowy regionalnej sieci ciepłowniczej, na Podhalu prowadzone są badania i prace wdrożeniowe nad wielokierunkowym zagospodarowaniem energii geotermalnej. Służący tym celom system kaskadowy funkcjonuje w Laboratorium Geotermalnym IGSMiE PAN w Zakładzie Geotermalnym na Podhalu. Kaskadowy odbiór ciepła odbywa się w pięciu stopniach i zbudowany jest na obiegu wtórnym instalacji geotermalnej (rys. 1.6.3)



Rys. 1.6.3 Schemat instalacji kaskadowego wykorzystania ciepła geotermalnego, funkcjonującej w Laboratorium Geotermalnym IGSMiE PAN.

Fig. 1.6.3 Scheme of cascade-type instalation of geothermal heat utilization in Geothermal Laboratory of IGSMiE PAN.

1 - central heating and hot utility water, 2 - plastic tunnel, 3 - timber drying room, 4 - greenhouse, 5 - exchanger (JAD type), 6 - service station building (exchangers), 7 - geothermal water injection, 8 - geothermal source supply, 9 - heat exchanger, 10 - pump station, 11 - circulation pump, 12 - fish farm building.

Pierwszy poziom tego systemu stanowi geotermalna sieć ciepłownicza dostarczająca ciepło i ciepłą wodę użytkową do indywidualnych budynków, bloków mieszkalnych i obiektów użyteczności publicznej. Wykorzystywane są na tym poziomie najwyższe temperatury wody złożowej osiągające wartości 65 - 86°C.

Drugi poziom kaskady stanowi suszarnia drewna, której układ grzewczy zaprojektowany został dla temperatury 60°C. Powszechnie używane suszarnie drewna wykorzystują temperaturę znacznie wyższą, przekraczającą 90°C.

Trzeci poziom odbioru ciepła reprezentuje szklarnia parapetowa, w której prowadzone są uprawy warzyw i roślin ozdobnych. Instalacje grzewcze zaprojektowano na temperaturę rzędu 45°C. Wykorzystanie tej temperatury do upraw szklarniowych wymagało zainstalowania blisko 3-krotnie większej powierzchni grzewczej radiatorów. W rzeczywistych warunkach kubaturowych szklarni wymóg ten mógł być spełniony poprzez zastosowanie upraw roślin na parapetach, pod którymi umieszczono pakiety radiatorów.

Czwarty element kaskady jest obiekt chowu ryb ciepłolubnych z instalacjami dogrzewu wody hodowlanej zaprojektowanymi na temperatury rzędu 35°C. Hodowla ryb ciepłolubnych wymaga posiadania źródła ciepła zabezpieczającego pokrycie potrzeb związanych z przygotowaniem wody technologicznej, której temperatura (optymalna dla rozwoju ryb) powinna mieścić się w przedziale 20 - 33°C. Średni przyrost jednostkowy ryb wynosił od 167% do 210%, natomiast współczynnik pokarmowy mieścił się w zakresie 1.14 do 0.93 (na 1 kg masy ryb zużyto od 1.14 do 0.93 kg paszy). Wyniki te świadczą o bardzo dobrych warunkach bytowych jakie zostały wytworzone dla rozwoju sumy afrykańskiego (Bujakowski, 2000).

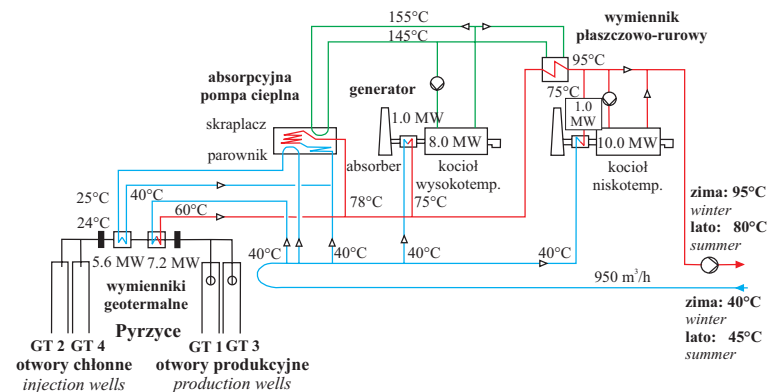
Ostatni - piąty poziom funkcjonującego układu reprezentują tunele foliowe do upraw warzyw w podgrzewanej glebie. Do systemu rur kierowana jest woda ciepłownicza o temperaturze 30 - 40°C. Główny układ grzewczy stanowi ruszt z rur z tworzywa sztucznego zagłębionych w glebie uprawnej na głębokości 30 - 40 cm. Układ pomocniczy tworzy 8 rur umieszczonych ok. 50 cm powyżej poziomu gleby, po dwie wzdłuż ścian i w centralnej osi tuneli foliowych. Tak skonstruowany układ grzewczy umożliwia wydłużenie czasu prowadzenia upraw. W trudnych warunkach klimatycznych Podhala udało się uzyskać praktycznie całoroczną produkcję warzyw (z wyłączeniem okresu niezbędnego dla zabiegów pielęgnacyjnych i regeneracyjnych gleby). Uprawiane warzywa to głównie pomidor, ogórek, papryka, sałata (w różnych odmianach), rzodkiewka (Bujakowski, 2000).

Kolejnym projektowanym elementem kaskadowego systemu odbioru ciepła z wód geotermalnych dla celów rekreacyjnych będzie basen kąpielowy.

Ciepłownia geotermalno-gazowa w Pyrzycach

Pyrzyce są blisko 14-tysięcznym miastem położonym około 40 km na południe od Szczecina. Zakład geotermalny został przekazany do eksploatacji 10 czerwca 1997 r. (Maliszewski, 1997; Sobański i in., 2000). Docelowo ma zastąpić 68 lokalnych kotłowni węglowych. Ciepłownia zaopatruje w centralne ogrzewanie i ciepłą wodę użytkową około 12 000 odbiorców. Geotermalny poziom wodonośny występuje w piaskowcach dolnej jury (liasu) na głębokości 1.5 - 1.7 km. Jest on udoświadczony do eksploatacji za pomocą dwóch otworów wydobywczych i dwóch chłonnych. Odległość między otworami wydobywczymi i chłonnymi wynosi 1.5 km. Maksymalna wydajność z dwóch otworów produkcyjnych osiąga 340 m³/h wody o temperaturze 61°C. Woda geotermalna jest solanką o mineralizacji ogólnej 121 g/dm³. Moc cieplna odzyskiwana z wody geotermalnej wynosi 15.0 MW_t.

Instalacja technologiczna ciepłowni w Pyrzycach zawiera szereg nowoczesnych rozwiązań. Podobnie jak na Podhalu, system składa się z podstawowego geotermalnego źródła ciepła i szczytowego, gazowego źródła. W odróżnieniu natomiast od Podhala, w układzie znajdują się absorpcyjne pompy ciepła zwiększające dodatkowo (poza wymiennikami I i II stopnia) schłodzenie wód geotermalnych (rys. 1.6.4).



Rys. 1.6.4 Schemat technologiczny Ciepłowni geotermalno-gazowej w Pyrzycach.
Fig. 1.6.4 Schematic diagram of geothermal-gas plant in Pyrzyce.

Podstawowe parametry technologiczne ciepłowni i sieci są następujące:

- 2 kotły gazowe niskotemperaturowe - 20.0 [MW_t];
- 2 chłodnice spalin ze skraplaniem pary - 2.2 [MW_t];
- 2 kotły gazowe wysokotemperaturowe (ok. 160°C) - 16.0 [MW_t];
- 2 chłodnice spalin ze skraplaniem pary - 1.8 [MW_t];
- wymiennik bezpośredni - I stopnia - 7.2 [MW_t];
- wymiennik pracujący z APG-II stopnia - 7.6 [MW_t];
- czynnik ogrzewczy: woda - 95/40 [°C];
- strumień masy wody ogrzewczej - 340 [t/h];
- długość sieci ciepłowniczej - 15 [km];
- maksymalne średnice rurociągów magistrali - 450 [mm].

Sumaryczna produkcja energii cieplnej w 2004 roku wyniosła około 130 TJ/rok. Emisja zanieczyszczeń w przypadku CO₂ została zredukowana o blisko 82 tys. ton.

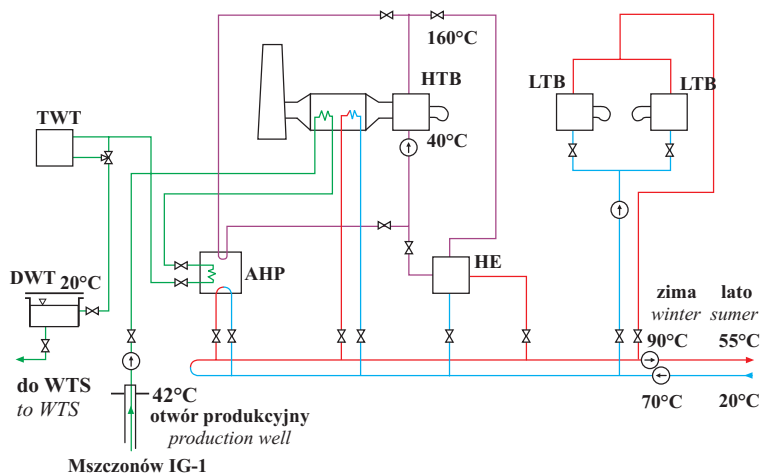
Zakład geotermalny w Mszczonowie

Zakład geotermalny w Mszczonowie uruchomiono w 1999 r. Geotermalny poziom wodonośny znajduje się w piaskowcach dolnej kredy na głębokości 1602 - 1714 m. Mineralizacja ogólna

wody wynosi 0.5 g/dm^3 , zatem jest to woda słodka. Maksymalna wydajność wody wynosi $60 \text{ m}^3/\text{h}$ o temperaturze 41°C .

Wody geotermalne są w stanie ogrzać miasto Mszczonów do momentu, gdy temperatura powietrza nie spadnie poniżej -5°C - w takiej sytuacji woda ciepłownicza jest podgrzewana gazem. Woda geotermalna (po schłodzeniu) jest dodatkowo wykorzystywana jako woda pitna.

System funkcjonuje w podobnym układzie jak w Pyrzycach (rys. 1.6.5). Woda geotermalna wydobywana jest z wykorzystaniem agregatu pompowego umieszczonego w otworze Mszczonów IG-1. Z uwagi na niewielką spoistość piaskowców złożowych, instalacja wydobywcza wyposażona jest w separator cząstek stałych i stanowisko do poboru wydobywanego z wodą złożową materiału piaszczystego. Na głowicy odwiertu zainstalowano typowe dla odwiertów geotermalnych stanowiska aparatury kontrolno-pomiarowej natężenia wypływu, temperatury oraz pomiaru głębokości zwierciadła wód.



Rys. 1.6.5 Schemat technologiczny instalacji zakładu geotermalnego w Mszczonowie.

Fig. 1.6.5 Schematic diagram of geothermal plant in Mszczonów.

Całkowita moc zainstalowana w tym zakładzie wynosi 7.4 MW_t . W tej liczbie mieści się absorpcyjna pompa ciepła o mocy 2.7 MW_t oraz gazowe kotły niskotemperaturowe zabezpieczające potrzeby cieplne odbiorców w okresach spadku temperatury zewnętrznej. Pompa ciepła funkcjonuje w oparciu o wody geotermalne schładzając je do około 25°C . Ocenia się, że moc systemu pochodząca z wód geotermalnych wynosi około 1.1 MW_t . Roczna produkcja energii wyniosła w 2004 roku około 45 TJ.

Ciepłownia geotermalna w Mszczonowie zastąpiła działające do niedawna trzy miejskie kotłownie węglowe, które co roku emitowały do atmosfery 15 ton związków azotu, 60 ton związków siarki, 9700 ton dwutlenku węgla oraz 145 ton pyłów. Po zastosowaniu zasilania geotermalnego i współdziałającego z nim dodatkowego systemu gazowego, emisja pyłów i

związków siarki spadła do zera, emisja związków azotu zmniejszyła się do jednej tony, a dwutlenku węgla wydziela się czterokrotnie mniej.

Zakład Geotermalny w Uniejowie

Zasoby wód geotermalnych w rejonie Uniejowa udokumentowano po raz pierwszy otworem wiertniczym Uniejów IGH-1, wykonanym w 1978 r. na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego. Kolejne dwa otwory Uniejów AGH-1 i Uniejów AGH-2 wykonano w latach 1990 - 1991 w ramach programu realizowanego przez Instytut Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej z Krakowa i Państwowego Instytutu Geologicznego. Temperatura wód geotermalnych na powierzchni terenu wynosi 68°C . Skály złożowe budują piaskowce dolnej kredy położone na głębokości około 1.9 - 2.0 km. Woda charakteryzuje się niską mineralizacją ogólną 5 g/dm^3 . Jest to woda chlorkowo-sodowa, fluorkowa, borowa. Wydobywana pompą głębinową woda z wydajnością od 90 do $120 \text{ m}^3/\text{h}$ kierowana jest do zestawu filtracyjnego i dalej do wymienników ciepła. Po przejściu przez dwa wymienniki centralnego ogrzewania i dwa wymienniki ciepłej wody użytkowej, schłodzona woda zatłaczana jest z powrotem do złoża poprzez dwa otwory chłonne (rys. 1.6.6).

Całkowita moc ciepłowni wynosi 5.6 MW_t , z czego 3.2 MW_t pochodzi z wód geotermalnych. Jeśli temperatura zewnętrzna spada poniżej -5°C , to system wspomagany jest dwoma kotłami olejowymi o łącznej mocy 2.4 MW_t .



Rys. 1.6.6 *Odwiert chłonny Uniejów AGH-2.*
Fig. 1.6.6 *The Uniejów AGH-2 injection well.*

System dystrybucji ciepła to sieć rurociągów z preizolowanych rur stalowych o łącznej długości 10 km, wyposażona w indywidualne urządzenia pomiarowe i zawory. Ciepłownia oraz sieć ciepłna są sterowane i monitorowane przez zintegrowany system komputerowy, ułatwiający pracę i zmniejszający straty energii.

Spółka „Geotermia Uniejów” rozpoczęła dostarczanie ciepła geotermalnego we wrześniu 2001 r. Wykonała dotychczas 180 przyłączy ciepłowniczych, z których 30 wykorzystywanych jest przez odbiorców wielkoskalowych pobierających obecnie 80% produkcji ciepłowni. Wśród nich znajdują się budynki mieszkalne gospodarki komunalnej, spółdzielni mieszkaniowej, szkoła, przedszkole, urzędy, banki oraz firmy. Pozostałe przyłącza doprowadzają ciepło dla odbiorców indywidualnych. Udział ciepła geotermalnego w stosunku do całkowitej produkcji ciepła wynosi średnio 70%.

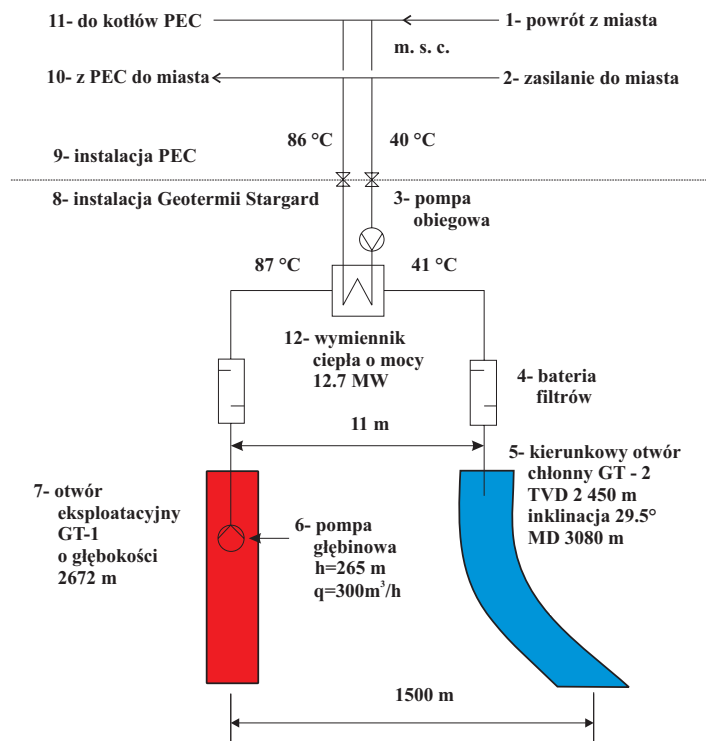
Od lipca 2002 r. prowadzone są badania nad przydatnością wody geotermalnej do celów leczniczych. Uzyskane pozytywne wyniki oddziaływania wody na organizm człowieka przyczynią się do rozwoju balneoterapii na terenie gminy Uniejów i obniżą koszty funkcjonowania zakładu geotermalnego.

Zakład geotermalny w Stargardzie Szczecińskim

Miasto Stargard Szczeciński posiada system ciepłowniczy administrowany przez Przedsiębiorstwo Energetyki Ciepłej (PEC) Sp. z o.o., którego właścicielem w 100% jest Miasto. Scentralizowany system ciepłny, z którego aktualnie korzysta ok. 75% mieszkańców, składa

się z konwencjonalnej ciepłowni węglowej o mocy zainstalowanej 116.3 MW, miejskiej sieci ciepłowniczej o długości 37.0 km oraz 300 wymiennikowych węzłów ciepłych. Średnio w kotłach ciepłowni węglowej PEC spalano 40 tys. ton mialu węglowego. Dnia 31 marca 2005 r. włączona została do systemu ciepłowniczego Stargardu ciepłownia geotermalna. Dzięki temu PEC zużył w 2005 r. o 8 tys. ton mniej węgla. Docelowo będzie zużywał o 35% mniej mialu węglowego, co spowoduje znaczące obniżenie lokalnej emisji zanieczyszczeń.

Ujęcie geotermalne w Stargardzie Szczecińskim jest rozwiązaniem odmiennym od dotychczas zrealizowanych i pracujących w Polsce ciepłowni geotermalnych (Pyrzyce, Podhale, Mszczonów, Uniejów). Ze względu na istniejącą dużą, dobrze funkcjonującą sieć ciepłowniczą oraz wysoką temperaturę wody geotermalnej, ujęcie geotermalne składa się z jednego dubletu otworów geotermalnych tj. jednego otworu eksploatacyjnego GT-1 oraz jednego skośnego (kierunkowego) otworu chłonnego GT-2 (rys. 1.6.7). Odległość pomiędzy otworami dubletu na powierzchni wynosi 11 m. Wydobyta z otworu GT-1 za pomocą pompy głębinowej gorąca woda geotermalna jest kierowana do wymiennika ciepła, gdzie oddaje swoje ciepło powracając z miasta wodzie sieciowej i po schłodzeniu zostaje zatłoczona z powrotem do warstwy wodonośnej poprzez otwór GT-2. Wymiennik ciepła o mocy 12.7 MW stanowi sprzężenie pomiędzy obiegiem wody geotermalnej a systemem ciepłym PEC. Pionowy odwiert GT-1 jest o głębokości 2 672 m, natomiast kierunkowy otwór zatłaczający GT-2 jest o długości w osi 3 080 m. Temperatura wody geotermalnej na głowicy wynosi 87°C. Wydajność złoża waha się od 150 do 200 m³/h w zależności od ciśnienia zatłaczania. Woda geotermalna po oddaniu ciepła wodzie sieciowej zatłaczana jest z powrotem do otworu chłonnego o temperaturze 45 - 55°C.



Rys. 1.6.7 Schemat technologiczny ciepłowni geotermalnej w Stargardzie Szczecińskim (Kozłowski, Malenta, 2004).

Fig. 1.6.7 Technological sketch of geothermal installation in Stargard Szczeciński (Kozłowski, Malenta, 2004).

(1 - back from the city, 2 - power for city, 3 - circulator pump, 4 - filters battery, 5 - direction injection well, 6 - depth pump, 7 - production well GT-1 2677 m deep, 8 - Geotermia Stargard installation, 9 - PEC installation, 10 - from PEC to city, 11 - to PEC boiler, 12 - heat exchanger 12.7 MW).

Instalacja ciepłownicza w Słomnikach

Instalację geotermalną w Słomnikach koło Krakowa uruchomiono w 2002 r. Wykorzystuje ona płytko zalegający (150 - 300 m ppt) horyzont wodonośny w piaskowcach kredy (cenoman).

W rejonie tego miasta charakteryzuje się on samowypływem wód słodkich o wydajności około $50 \text{ m}^3/\text{h}$, o temperaturze 17°C i ciśnieniu około 0.4 MPa . Wody te są wykorzystywane jako dolne źródło pomp ciepła w obiektach szkoły, budynkach indywidualnych oraz, po schłodzeniu, jako wody pitne miejskiego wodociągu. Pompa ciepła o mocy 320 kW_t umieszczona jest w budynku ciepłowni obsługującej osiedle mieszkaniowe. Włączona jest w konwencjonalny system kotłów gazowych i olejowych. Sumaryczna moc całego układu wynosi 1.8 MW_t . Ciepłownia dostarcza energię ciepłą do centralnego ogrzewania bloków mieszkalnych, zespołu szkół oraz budynków użyteczności publicznej. Woda podziemna jest źródłem ciepła dla tej sieci osiedlowej i dla pobliskich domów mieszkalnych, do których jest doprowadzana rurociągiem z rur preizolowanych. Woda w rurach ma temperaturę około 16°C (poziom temperatury złożowej) i stanowi źródło energii dla trzech pomp ciepła zainstalowanych w domach mieszkalnych.

Miasto Słomniki ma typowe rozwiązanie grzewcze - identyczne dla wielu małych osiedli bloków i domów prywatnych. Miasto położone jest na obszarze płytko występujących zbiorników wód, a więc posiada warunki hydrogeotermalne typowe dla znacznych obszarów Polski. Pozytywny wynik realizacji projektu może być szeroko upowszechniony.

1.7 Zastosowanie wód geotermalnych w balneoterapii i rekreacji (L.Rajchel)

Wody o właściwościach leczniczych są szczególnym rodzajem wód podziemnych, które mogą być stosowane w balneoterapii. Wykorzystanie wód uznawanych za lecznicze, w tym także wód geotermalnych, ma długą historię i należy do najstarszych dziedzin praktyki lekarskiej (rozdz. 1.3). Według mitologii greckiej opiekunem wszystkich źródeł wód był mityczny syn Zeusa Herakles - symbol siły i zdrowia. Wielkie znaczenie lecznicze przypisywał wodom Hipokrates (ok. 460 - 377 r. przed Chr.) - „ojciec” medycyny, znakomity lekarz starożytnej Grecji, autor m. in. dzieła „O klimatach, wodach i miejscach” (Kochański, 2002).

Współczesne nazewnictwo dotyczące wód mineralnych i leczniczych jest przyjęte umownie, zarówno w Polsce, jak i poza jej granicami. Bardzo często jest ono niejednoznacznie stosowane. Obowiązująca aktualnie w Polsce podstawowa terminologia przedstawia się następująco (Paczyński, Płochniewski, 1996; Kleczkowski, Rózkowski, 1997):

- **woda mineralna** - to woda naturalna zawierająca od $1 \text{ g}/\text{dm}^3$ rozpuszczonych składników stałych;
- **akratopega** - to woda o mineralizacji od 0.5 do $0.999 \text{ g}/\text{dm}^3$;
- **woda słodka** (zwykła) - to woda o mineralizacji poniżej $0.5 \text{ g}/\text{dm}^3$;
- **woda chlorkowa** - to woda, w której składzie dominuje jon chlorkowy, a jego minimalna zawartość musi wynosić co najmniej 20% mvali jonu;
- **woda siarczanowa** - to woda, w której dominuje jon siarczanowy, a jego minimalna zawartość musi wynosić co najmniej 20% mvali jonu;
- **solanka** - to woda o mineralizacji od $35 \text{ g}/\text{dm}^3$, jej głównymi składnikami są jony Cl^- , Na^+ i Ca^{2+} ;

• **wody lecznicze** - to wody podziemne niezanieczyszczone pod względem chemicznym i mikrobiologicznym, o naturalnej zmienności cech fizycznych i chemicznych. Charakteryzowane są za pomocą tzw. współczynników farmakodynamicznych. Są to minimalne zawartości rozpuszczonych składników chemicznych (tzw. swoistych) albo własności fizyczne wody, które powodują działanie lecznicze począwszy od eksperymentalnie stwierdzonego dolnego progu ich aktywności biologicznej:

- zawartość rozpuszczonych składników mineralnych stałych - nie mniej niż 1000 mg/dm³;
- zawartość jonu żelazawego - nie mniej niż 10 mg/dm³ (wody żelaziste);
- zawartość jonu fluorkowego - nie mniej niż 2 mg/dm³ (wody fluorkowe);
- zawartość jonu jodkowego - nie mniej niż 1 mg/dm³ (wody jodkowe);
- zawartość siarki dwuwartościowej - nie mniej niż 1 mg/dm³ (wody siarczkowe);
- zawartość kwasu metakrzemowego - nie mniej niż 70 mg/dm³ (wody krzemowe);
- zawartość radonu - nie mniej niż 74 Bq (wody radonowe);
- zawartość dwutlenku węgla niezwiązanego - nie mniej niż 250 mg/dm³ (250 - 999 mg/dm³ wody kwasowęglowe, od 1000 mg/dm³ szczawa);
- temperatura wody na wypływie z ujęcia - nie mniej niż 20°C (wody termalne).

Z powyższego wynika, że wody geotermalne mogą oddziaływać leczniczo i terapeutycznie ze względu na kryteria zarówno chemiczne, jak i fizyczne (temperaturę). Te występujące jednocześnie czynniki na ogół wzmacniają wzajemnie swe działanie.

Składniki swoiste (współczynniki farmakodynamiczne) po raz pierwszy zostały ujęte Rozporządzeniem Rady Ministrów z dnia 27 lutego 2006 roku (Dz.U.06.32.220). Nie zaliczono w nim bromu jako składnika, który nadał wodom cechy lecznicze (wody bromowe).

Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 27 lutego 2006 r. (Dz.U. 06.32.220.) wymienia 70 miejscowości w Polsce, które posiadają złoża wód leczniczych.

Balneoterapia (lecznictwo, rehabilitacja, profilaktyka) i rekreacja stosujące wody geotermalne są współcześnie atrakcyjnym i bardzo perspektywicznym sektorem usług w przemyśle turystycznym. Do tych celów wody geotermalne są wykorzystywane w ponad 50 krajach (Lund et al., 2005). W wymienionych dziedzinach wody te mogą pełnić wiele istotnych funkcji, począwszy od ekologicznego ogrzewania obiektów uzdrowiskowych i rekreacyjnych do wykorzystania w basenach i różnorodnych zabiegach. Rozwój turystyki związany z wodami geotermalnymi może sprzyjać proekologicznemu rozwojowi wielu regionów Polski, realizując idee „turystyki zrównoważonej” (Kępińska, Łowczowska, 2002).

Wiele miejscowości z basenami geotermalnymi na Słowacji, Węgrzech, Austrii i w innych krajach odwiedzanym licznym przez Polaków świadczy o istnieniu ogromnego zapotrzebowania na ten rodzaj wypoczynku i rekreacji. Wyjazdy do zagranicznych ośrodków geotermalnych spowodowane są głównie brakiem podobnych obiektów w naszym kraju. Dopiero w ostatnich latach rozpoczęto prace projektowe i inwestycyjne dotyczące budowy kilku nowych geotermalnych ośrodków rekreacyjnych (rejon Niżu Polskiego, Podhale).

Medycyna uzdrowiskowa stosuje metody oparte na wielowiekowych, bardzo licznych doświadczeniach praktycznych, jak również badaniach naukowych. Podstawowym kierunkiem działania zakładów uzdrowiskowych jest leczenie, rehabilitacja, profilaktyka i wychowanie

zdrowotne. Przewiduje się, że medycyna XXI wieku będzie zdominowana przez profilaktykę (Ponikowska, 2002). Można by w niej z powodzeniem wykorzystywać znaczne zasoby niezagospodarowanych wód geotermalnych udokumentowanych m.in. na Niżu Polskim. Jak dotychczas, ilość uzdrowisk w tym obszarze w stosunku do reszty kraju jest znikoma (Ciężkowski, Rajchel, 2004).

Głównym zadaniem lecznictwa uzdrowiskowego jest leczenie chorób przewlekłych stanowiących problem społeczny. Powszechność chorób przewlekłych i kosztów ich leczenia jest powodem wzrostu zainteresowania balneoterapią. W ostatnich latach w wielu krajach Europy i Ameryki obserwuje się renesans stosowania metod leczniczych opartych na czynnikach naturalnych; „leczenie naturą” stało się modne, tańsze i bardziej fizjologiczne, gdyż nie wywołuje skutków ubocznych.

Podstawowymi składnikami decydującymi o przydatności leczniczej wód podziemnych są m. in. chlor oraz siarka w formie jonów siarczanowych i siarkowodoru. Zawierają je także wody geotermalne w obszarze Niżu Polskiego, stąd też bardziej szczegółowo omówiono oddziaływanie na organizm człowieka wód chlorkowych oraz siarczanowo-siarczkowych, aby wskazać na ich duże znaczenie dla balneoterapii - dziedzinie bardzo perspektywicznej dla tego rejonu kraju.

1.7.1 Zastosowanie wód chlorkowych (solanek) w balneoterapii (L.Rajchel)

W obszarze Niżu Polskiego wody geotermalne są często wodami chlorkowymi, solankami, które reprezentują typ hydrogeochemiczny Cl-Na, Cl-Ca, Cl-Mg, jak również SO₄-Na.

Wykorzystanie wód geotermalnych do celów leczniczych sprowadza się praktycznie do kąpiei odbywających się na zalecenie lekarza w uzdrowiskach. Wymagania stawiane wodom (tab. 1.7.1), w zależności od rodzaju kąpiei, dotyczą temperatury i mineralizacji (Paczyński, Płochniewski, 1996; Ponikowska (red.), 1995; Kochański, 2002).

Tabela 1.7.1 Wymagania stawiane wodom stosowanym do kąpiei.

Table 1.7.1 Requirements specified for bathing waters.

Rodzaj kąpiei <i>Bathing purposes</i>	Temperatura wody [°C] <i>Water temperature</i>	Mineralizacja wody [g/dm ³] <i>TDS of water</i>
rekreacyjny <i>recreation</i>	24-30	do 35 <i>below 35</i>
rekreacyjno-leczniczy <i>recreation and therapeutic</i>	28-32	do 40 <i>below 40</i>
leczniczy <i>therapeutic</i>	28-42	do 60 <i>below 60</i>

W odróżnieniu od leczniczych, kąpiele rekreacyjne nie mogą być silnie bodźcowe ze względu na temperaturę (nie może ona być zbyt niska lub zbyt wysoka) oraz ze względu na mineralizację (jako maksymalną wartość przyjmuje się zasolenie oceanu światowego - 35 g/dm³; tab. 1.7.1). Minimalna wydajność wody geotermalnej z ujęcia dostarczana dla jednego basenu rekreacyjnego powinna wynosić od 3 do 5 m³/h (Paczyński, Płochniewski, 1996).

Ograniczeniem związanym z użytkowaniem solanek są trudności z usuwaniem wód słonych pozabiegowych z basenów kąpielowych. Opracowana, wzorcowa i sprawdzona metoda zatła-

czania zużytych wód pozabiegowych do otworów wiertniczych jest stosowana w uzdrowisku Ustroń Śląski.

Przy stosowaniu wód geotermalnych do celów leczniczych i rekreacyjnych, napełniane są wodą baseny kąpielowe lub wanny, przy czym w celach leczniczych (dla osób cierpiących na określone schorzenia) kąpiele odbywają się w uzdrowiskach na zlecenie i pod nadzorem lekarza.

Do najczęściej stosowanych zabiegów, które wykorzystują wody mineralne należą:

- kąpiele lecznicze;
- kuracje pitne (krenoterapia);
- inhalacje;
- irygacje, płukania.

W czasie kąpieli na organizm człowieka działają czynniki chemiczne i fizyczne. Najważniejszymi są składniki chemiczne, które przenikając przez skórę wywierają swoje specyficzne działanie. Najlepiej przenikają substancje rozpuszczone w wodzie i tłuszczach. Przez skórę przenika woda w obie strony, a uzależnione jest to od stopnia mineralizacji wody kąpielowej. Przydatność wód leczniczych w balneologii jest rozpatrywana z punktu widzenia ich działania na organizm człowieka. Stężenie składników wód porównuje się ze stężeniem panującym w krwi czerwonej, lub mówiąc inaczej z ciśnieniem osmotycznym 0.9% roztworu chlorku sodowego (NaCl), czyli płynu fizjologicznego. Wody o stężeniu większym noszą nazwę wód hiperosmotycznych, o stężeniu mniejszym wód - hipoosmotycznych, a równym wód - izoosmotycznych. Niektóre substancje przenikają z organizmu do wody w czasie kąpieli, a są to przeważnie uboczne produkty przemiany materii. Czynniki fizyczne wynikają z immersji wodnej oraz temperatury wody. Całkowite zanurzenie człowieka w zwykłej wodzie o temperaturze izotermalnej (około 37°C) wywołuje szereg zmian typu krążeniowego, hormonalnego, nerkowego i in. Działanie to jest zdecydowanie silniejsze, gdy kąpiel odbywa się w wodzie mineralnej (Ponikowska (red.), 1995).

Do kąpieli leczniczych stosuje się solankę naturalną, a maksymalne jej stężenie może wynosić do 60 g/dm³. W czasie kąpieli chlorek sodu przechodzi do skóry i odkłada się w warstwie rogowej naskórka, a częściowo wchłania się do krwi. Podczas kolejnych kąpieli na skórze tworzy się „płaszcz solny”, który jest odpowiedzialny głównie za działanie osmotyczne i chemiczne wody mineralnej. Działanie soli powoduje rozszerzenie naczyń włosowatych i poprawę ukrwienia skóry. Zabiegi wpływają na wydzielanie hormonów tkankowych takich jak: histamina, acetylocholina, adrenalina, serotonina, bradykina, które wywołują szereg reakcji w organizmie (Ponikowska (red.), 1995). Kąpiele w wodach chlorkowych należą do kąpieli przegrzewających, dzięki czemu uzyskuje się rozluźnienie mięśni, rozszerzenie naczyń obwodowych i obniżenie ciśnienia tętniczego krwi (Ponikowska (red.), 1995). Kąpiele solankowe stosujemy codziennie, lub co drugi dzień; czas trwania wynosi od 15 do 20 min.; seria 14 do 18 zabiegów przy temperaturze wody 36 - 38°C. Kąpiele lecznicze są wskazane w następujących chorobach:

- reumatoidalnym zapaleniu stawów;
- chorobie zwyrodnieniowej stawów;
- w stanach pourazowych kości i stawów;
- chorobach ze zwiększonym napięciem mięśniowym;

- przewlekłych chorobach dróg oddechowych;
- chorobach niedokrwiennych kończyn dolnych;
- nerwicach wegetatywnych.

Krenoterapię, czyli picie wody leczniczej przez określony czas zgodnie z zaleceniami lekarza, stosuje się po to, aby uzyskać miejscowe działanie lecznicze na śluzówkę przewodu pokarmowego lub dróg moczowych, jak również w celu wprowadzenia do organizmu leczniczych składników mineralnych. Wody chlorkowe do kuracji pitnej stosuje się o stężeniu 0.3 do 1.5%. Wody wyżej stężone (hiperosmotyczne) powodują zwiększenie perystaltyki jelit, wzmagają wydzielanie soku żołądkowego i zwiększają jego kwasotę. Wody chlorkowe o niskim stężeniu, ciepłe, działają łagodząco w zapaleniach śluzówki jelit. Wody chlorkowe w kuracji pitnej stosujemy w następujących schorzeniach (Ponikowska (red.), 1995):

- przewlekłe niemyty żołądka z niedokwasotą;
- zaparcia;
- niedoczynność tarczycy;
- skaza moczanowa;
- zatrucia metalami.

Wody chlorkowe, którym towarzyszy jod i brom, działają odkażająco na powierzchnię skóry i błony śluzowe, powodując intensywne wydzielanie śluzu w oskrzelach. Jodki wchłaniane w przewodzie pokarmowym lub drogach oddechowych ulegają metabolizmowi i uzupełniają niedobory jodu w organizmie. Mają zastosowanie w leczeniu chorób tarczycy, nadciśnieniu i miażdżycy. Należy jednak pamiętać o przeciwwskazaniach związanych z wprowadzaniem nadmiaru chlorku sodu w kuracji pitnej (Ponikowska (red.), 1995).

1.7.2 Zastosowanie wód siarczanowo-siarczkowych w balneoterapii (L.Rajchel)

Wody typu siarczanowego należą do wód szczególnie cennych, gdyż nie występują tak powszechnie jak wody chlorkowe. Przeważnie prócz jonu SO₄²⁻ zawierają one jeszcze H₂S. Wody siarczkowe licznie występują w Karpatach, a siarczanowo-siarczkowe na obszarze Zapadliska Przedkarpaciego (Rajchel, 2000). Wody siarczanowe, prawdopodobnie z H₂S, stwierdzono w zbiorniku triasu dolnego, jury dolnej i górnej oraz kredy dolnej na Niżu Polskim. Głównym składnikiem leczniczym tych wód jest siarka. Wody te stosowane są głównie do kąpieli, a mechanizm działania związany jest z bezpośrednią stycznością wody ze skórą. Działanie powierzchniowe ogranicza się wyłącznie do naskórka i ma szczególne znaczenie w chorobach skóry. Związki siarki zatrzymane na powierzchni skóry lub w naskórku działają odkażająco, jak również ulegają przemianom chemicznym przywracając właściwy kwaśny odczyn. W ten sposób skóra odzyskuje swój „fizjologiczny kwaśny płaszcz ochronny”, który zabezpiecza ją przed zakażeniem. W czasie kąpieli związki siarki działają keratolitycznie (rozmiękczają naskórek, rozpuszczają istotę międzykomórkową) i keratoplastycznie (pobudzenie wzrostu naskórka) (Ponikowska (red.), 1995). Wchłonięta przez skórę siarka jest wykorzystywana m. in. do biosyntezy kwasu chondroityno-siarkowego, który wchodzi w skład chrząstek stawowych.

W zapaleniach i zwyrodnieniach stawów dochodzi do dużej utraty siarki przez ustrój. Potwierdziły to badania zawartości siarki w paznokciach, w chrząstkach powierzchni stawowych i chrząstkach międzykręgowych. Klinicznie stwierdzono, iż po kąpieli lub wypiciu wody siarczkowej następuje wzrost zawartości siarki w stawach. W ustroju człowieka siarka, jako składnik białek, stanowi około 0.25% wagi ciała, pełniąc ważną rolę (Orłowski, 1957). Znaczna część siarki ustrojowej związana jest z węglowodanami i tworzy kwas chondroityno-siarkowy (składnik tkanki chrzęstnej) oraz mukoityno-siarkowy (składnik śluzu wydzielanego przez wszystkie błony śluzowe) (Motyka, Rajchel, 2002).

Kąpiele w wodach siarczanowych z H_2S o temperaturze od 34 do 37°C, stosuje się przeważnie 2 - 3 razy w tygodniu przez 10 - 15 minut; seria lecznicza obejmuje 14 - 16 zabiegów. Kąpiele te stosowane są w następujących chorobach (Ponikowska (red.), 1995):

- chorobach zwyrodnieniowych stawów;
- niektórych chorobach neurologicznych;
- reumatoidalnym zapaleniu stawów;
- zwężeniu naczyń kończyn dolnych;
- stanach pooperacyjnych i pourazowych kości i stawów;
- chorobach dermatologicznych.

Wody zawierające siarkę stosuje się również w krenoterapii. Mają one działanie odczulające, odtruwające i pobudzają wydzielanie żółci i soku trzustkowego. Polecane są w chorobach (Ponikowska (red.), 1995):

- dróg oddechowych;
- przewodu pokarmowego;
- zaburzeniach przemiany materii;
- zatruciach metalami.

Hydroterapia wykorzystuje wodę o różnej temperaturze i pod różnym ciśnieniem. W czasie kąpieli wodnych na chorego działają czynniki chemiczne, termiczne, hydrostatyczne i mechaniczne. Działanie termiczne związane jest z temperaturą wody. Ciepłe zabiegi powodują przyspieszenie pracy serca, obniżenie ciśnienia krwi, zwiększają wydzielanie potu i moczu, rozluźniają mięśnie szkieletowe i gładkie. Kąpiele ciepłe działają uspakajająco, nasennie, zmniejszają apetyt. Zabiegi chłodne i zimne powodują zwężenie naczyń skóry, zwiększenie ciśnienia krwi, zmniejszają wydalanie potu i zwiększają wydzielanie moczu, jak również zwiększają napięcie mięśniowe i apetyt. Na układ nerwowy zimne zabiegi działają pobudzająco i poprawiają samopoczucie. Intensywność bodźcowego działania kąpieli zależy również od pory ich stosowania. Rytm biologiczny człowieka przebiega w dwóch fazach; faza przegrzewania występuje w godzinach między 3:00 a 15:00, a faza ochładzania w godzinach popołudniowych i nocnych między 15:00 a 3:00. Zabiegi wodne działają łagodniej, jeżeli stosujemy je zgodnie z rytmem biologicznym. Ich działanie bodźcowe jest intensywniejsze, gdy stosujemy je przeciwnie do rytmu biologicznego (Ponikowska (red.), 1995).

Zabiegi wodolecznicze mają charakter bodźcowy, a odczyn zależy od natężenia czynnika cieplnego, mechanicznego, czasu ich działania, powierzchni pola pobudzonego oraz wrażliwości osobniczej. Zabiegi mogą być ogólne i miejscowe, zimne (8 - 20°C); chłodne (20 - 27°C), letnie (28 - 33°C), ciepłe (34 - 37°C), gorące (38 - 42°C). Odczyn organizmu na temperaturę jest tym większy, im bardziej odbiega ona od tzw. obojętnego punktu cieplnego skóry, który wynosi 33 - 35°C (Ponikowska (red.), 1995).

1.7.3 Możliwości wykorzystania wód geotermalnych formacji paleozoicznej i mezozoicznej na Niżu Polskim w balneologii i rekreacji (L.Rajchel)

Na podstawie przeprowadzonej analizy materiałów i danych z wierceń (baza danych ZSE AGH i PIG) oraz literatury, w tym głównie informacji o mineralizacji i temperaturze wód, niekiedy o zawartości składników swoistych, wskazano strefy, w których możliwe jest wykorzystanie wód geotermalnych dla celów balneologicznych i rekreacyjnych. Kwalifikację wód dla wyżej podanych celów należy traktować jako wstępną ocenę wskazania możliwości ich wykorzystania, jak również w celu zwrócenia uwagi na niewykorzystany potencjał wód geotermalnych występujący na dużym obszarze Polski. Z chwilą podjęcia decyzji o wykorzystaniu wód, należy wykonać szczegółowe badania w zależności od ich przeznaczenia, zgodnie z wymogami (Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 5 listopada 2002 roku Dz.U. 02.183.1530; Rozporządzenie Rady Ministrów Dz.U. 06.32.320 z dnia 27 lutego 2006 roku, Ustawa z dnia 1 września 2005 roku, Dz.U.05.167.1399).

W niniejszym Atlasie do wód kwalifikujących się do wykorzystania w **rekreacji** zaliczono wody o mineralizacji do 70 g/dm³ i temperaturze do około 60°C. Wymogi stawiane wodom przeznaczonym do kąpieli rekreacyjnych, to temperatura od 24 do 30°C, a mineralizacja do 35 g/dm³. Dobór kryterium podyktowany jest koniecznością mieszania wód geotermalnych wysoko zmineralizowanych i o wysokich temperaturach, aby uzyskać pożądane wymagane parametry (Paczyński, Płochniewski, 1996; Ponikowska (red.), 1995).

Do wód, które mogą być wykorzystane w **balneoterapii** wytypowano wody o mineralizacji powyżej 70 g/dm³. Wymogi stawiane wodom do kąpieli leczniczych, to mineralizacja do 60 g/dm³ i temperatura od 28 do 42°C. Dobór kryterium jest podyktowany koniecznością mieszania wód geotermalnych wysoko zmineralizowanych i o wysokich temperaturach, aby uzyskać pożądane wymagane parametry (Paczyński, Płochniewski, 1996; Ponikowska (red.), 1995).

Jednoznaczna ocena możliwości wykorzystania wód geotermalnych Niżu Polskiego do celów rekreacyjnych i leczniczych jest bardzo trudna, ze względu na małą ilość danych.

Propozycja wykorzystania wód podziemnych z Niżu Polskiego została przedstawiona na obszarze jednostek geologicznych (Pożaryski, 1974) w strefach, gdzie wierceniami stwierdzono występowanie wód geotermalnych.

Wody geotermalne formacji paleozoicznej występują w utworach kambru, dewonu, karbonu i permu.

W formacji mezozoicznej stwierdzono wody geotermalne wierceniami na Niżu Polskim w utworach triasu dolnego i górnego, jury dolnej, środkowej i górnej, oraz w utworach kredy dolnej.

Kwalifikację wód występujących na obszarze występowania formacji mezozoicznej do celów leczniczych i rekreacyjnych przyjęto stosując te same kryteria jakie były zastosowane dla formacji paleozoicznej.

1.7.4 Wnioski

Wody geotermalne na Niziu Polskim są bardzo cennym surowcem, który może być wykorzystany w balneoterapii i rekreacji, jak również w przemyśle do produkcji soli leczniczych i soli kosmetycznych. Typ hydrogeochemiczny wód jest głównie Cl-Na, Cl-Ca, Cl-Mg; na analizowanym obszarze stwierdzono również lokalnie występujące cenne wody typu SO₄-Na. We wszystkich zbiornikach występują składniki swoiste w postaci jodu, bromu i żelaza.

Do celów rekreacyjnych kwalifikują się głównie wody zbiornika kredowego oraz jury górnej. Do celów leczniczych mogą być wykorzystane wody zbiornika permskiego. Do celów rekreacyjnych i leczniczych zakwalifikowano wody zbiornika dewońskiego, karbońskiego, triasu dolnego i górnego oraz jury dolnej i środkowej. W analizowanych wodach stwierdzono wysokie zawartości bromu, a niekiedy potasu i magnezu (Bojarski, 1996). Dostępne dane wskazują, że z niektórych wysoko zmineralizowanych solanek geotermalnych można odzyskiwać brom, potas, magnez i jod.

Wody geotermalne Niziu Polskiego (podobnie jak i innych rejonów kraju) stanowią ogromną, jednak dotychczas niewykorzystywaną szansę na rozwój balneoterapii i rekreacji. Są one szansą na proekologiczny i zrównoważony rozwój wielu miejscowości i rejonów.

1 Introduction (W.Górecki)

In the XXth century most of the countries in the world, including the European Union members, tend to implement the sustainable development principles, according to which the economic development is harmonized with the protection of natural environment and mineral resources. Development prognoses of power generation industry prepared by prestigious institutions in Europe and in the United States anticipate the increasing share of ecologically clean, renewable energy sources in the primary energy balance. For Poland the important factor is the membership of European Union, which directories aim to limit the emission of greenhouse gases and other pollutants produced by the power generation industry by e.g., increasing usage of natural gas by power plants and by increasing share of renewable energy sources in the overall primary energy balance.

The structure of fuel energy balance in Poland must consider also the renewable energy resources, which participation in the general state balance is still insignificant. According to „Directories of energy policy in Poland until 2020”, the renewable energy resources can play an important role in the local primary fuels balance. This document prognoses that energy production from renewable sources will gradually increase, however, it will not exceed 12% in 2020 (the „plus” progress scenario). Significant increase of renewable energy utilization in the years 2010 and 2020 can be achieved only with the more active role of the government. The government is able to support the development of ecologically clean energy sources by the system of tax abatements, guaranteed funds and preference credits. Also, the new legislation is necessary in order to support the development of environmentally friendly energy sources.

Decentralization of energy management and implementation - wherever economically viable - of small and ecologically safe heat-generation plants based upon the renewable energy sources (including the geothermal energy) is the goal of Poland and other European Union members.

One of unconventional energy sources is that accumulated in geothermal waters. Similarly to other European countries, Poland has natural sedimentary-structural basins filled with geothermal waters of diversified reservoir temperatures, from 20 to 80 - 90°C, in some cases even over 100°C. These waters can be utilized for heat generation used in houses and industrial buildings, greenhouses, agriculture, for generation of warm water, and for therapeutic, and recreational purposes. Utilization of ecologically clean geothermal energy resources is real and economically justified in vast areas of the Polish Lowlands, the Carpathians and the Sudety Mts.

The positive aspects of geothermal resources are well-known:

- practically unlimited and renewable reserves;
- common occurrence of energy source in the vicinity of the users;
- independence on changing weather and climatic conditions;
- environmentally friendly utilization;
- possible utilization not only for heat generation but also for farming, gardening, therapeutic, recreational and technological purposes.

Distribution analysis of geothermal energy resources in Poland per country area shows that geographical position of Poland does not affect this parameter. Comparison of geothermal resources of 13 European countries (tab. 1.0.2) demonstrates that Polish resources fall into the moderate values range being about $2.9 \cdot 10^{17} \text{ J/km}^2$, which is similar to Spain, Portugal and Great Britain. Higher values were calculated for Hungary and Italy, which results from particularly favourable geological and thermal conditions in these countries.

Geothermal energy resources in Poland are accumulated in underground waters reservoirs in various stratigraphic units and at various depths in the areas of the Polish Lowlands, the Sudety Mts. and the Carpathians. Principal geothermal water resources in the Polish Lowlands are reservoirs in Mesozoic aquifers, particularly in Lower Cretaceous and Lower Jurassic clastics (Sokolowski, 1987; Ney & Sokolowski, 1987; Ney, 1985; Górecki et al., 1990, 1995). Significant geothermal resources are accumulated also in Upper and Middle Jurassic, and in Upper and Lower Triassic aquifers (Górecki et al., 2000).

Research projects carried on in the last years by the working group of the Department of Fossil Fuels, Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection of the AGH-University of Science and Technology in Kraków enabled the recognition of geothermal potential accumulated in Paleozoic (Cambrian to Permian) aquifers.

Identification of geothermal conditions of Paleozoic formations is an important supplement to the knowledge of domestic geothermal energy resources in the Polish Lowlands. These results opened the new opportunities of development of geothermics and related applications (therapeutics, recreation) in the area outside the known Mesozoic geothermal fields.

Geothermal studies were initiated in 1960-ties. Initially, the project dealt with the basic problems of geothermal fields distribution within geological units. This stage of studies was summarized by J. Majorowicz and S. Plewa on the heat-flow map of Europe (Čermak, 1979) and in numerous papers and unpublished reports (for details see enclosed review of geothermal literature).

Of particular importance was the pioneer studies carried on at the State Geological Institute, which run geological exploration and drillings aiming to the assessment of geothermal waters resources in the Polish Lowlands and in the Carpathians. Results were published in publications and reports (e.g. Płochmiewski, 1976, 1985; Paczyński, 1976, 1977; Bojarski et al., 1979; Bojarski, 1985; Sokolowski, 1985). Special attentions should be paid to papers by Dowgiałło, who analyzed the perspectives of geothermal waters occurrence in Poland (Dowgiałło, 1972) and their therapeutic utilization (Dowgiałło et al., 1969).

The first research projects devoted to utilization of warm groundwaters and geothermal energy were undertaken in 1980-ties at the Institute of Fossil Fuels, Faculty of Geology and Exploration (current name: Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection), University of Mining and Metallurgy (current name: AGH-University of Science and Technology) in Kraków. In the years 1984 - 87, in the frame of the R&D programme financed by the Ministry of Science and High Education, the regional studies were run on the possible utilization of Liassic geothermal waters in the Polish Lowlands as well as Tertiary and Mesozoic waters in the Carpathians. These studies led to the preliminary prospection and assessment of geothermal waters resources in Poland based upon data from oil drillings (Ney & Sokolowski, 1987).

The breaking point for studies on utilization of geothermal waters and energy in Poland was the inclusion of geothermal energy studies into the Central R&D Programme in 1987 (on the initiative of Professor R. Ney). In the frame of this programme financed by the State via

so-called „Bureau of Scientific and Technical Progress and Implementations”, the project No. 5.2 „Utilization of Heat from Geothermal Waters” managed by Dr. Wojciech Górecki was run at the mentioned above Institute of Fossil Fuels, as a part of topic No. 5 „Heat Engineering and Heat Systems” (leaders: Mr. J. Wójcicki, Head of the GBSiPE Energoprojekt and Mr. K. Russel).

The main goals of the project were:

- selection of zones and deposits optimal for construction of geothermal plants;
- preparation of calculation and assessment methods of geothermal energy reserves accumulated in geothermal waters;
- preparation of development technologies of geothermal aquifers, particularly drilling techniques, development and production methods as well as injection of used waters;
- construction of pilot and experimental geothermal installation in the Podhale Trough and in the Polish Lowlands.

The bulk financing from the Central R&D Programme No. 5 enabled the undertaking of research and implementation project for utilization of Eocene geothermal waters in the Podhale area. Geothermal wells were drilled (including the Biały Dunajec PAN-1 well), which gave rise to construction of the first, experimental geothermal plant (Sokolowski et al., 1987).

In the years 1987 - 90 the project run at the University of Mining and Metallurgy focused on the development of principles of geothermal resources assessment in the Polish Lowlands taking into account the methods and classification applied in the European Union. The project included description of hydrogeological, geothermal and hydrogeochemical conditions in Lower Cretaceous and Lower Jurassic aquifers. For the first time in Poland the research was initiated on corrosion of geothermal installations and on precipitation of secondary minerals from geothermal waters. Moreover, the important research was run on drilling technology of producing and injection wells, and on economic effectiveness of geothermal energy production.

The results of studies on geothermal waters and energy run in the 1980-ties were published in numerous papers and conference materials. The summary of this research is contained in the „Atlas of geothermal waters in the Polish Lowlands” (Górecki et al., 1990). These publications were directed also to local communities, local authorities and to potential investors.

In 1987 the Department of Geothermics was organized at the mentioned above Institute of Fossil Fuels. The interdisciplinary staff included specialists in geology, hydrogeology, geochemistry, seismics, well-log geophysics, drilling engineering, heat engineering, computer sciences and economics. The department run basic and applied research on exploration for optimal geothermal zones in Polish sedimentary basins, assessment methods of the reserves, production and injection of geothermal waters, economic effectiveness evaluations and designing of geothermal installations. Moreover, the specialization "Renewable energy sources" was included into the Faculty curriculum, which enabled education of specialists in geothermics.

The joint action of the Institute of Fossil Fuels and the State Geological Institute led to completion of two geothermal wells drilled in Uniejów town, in the Mogilno-Lódź Trough (the Uniejów AGH-1 and AGH-2 wells). The geothermal energy utilization design was prepared by the specialists from the GBSiPE Energoprojekt and from the Institute of Fossil Fuels (see Górecki, 1989; Górecki & Soboń, 1989; Górecki & Kuźniak, 1989; Chmielecki & Drabent,

1989; Chrzastowski et al., 1989; Górecki et al., 1993). The results of this project enabled the construction of geothermal plant in Uniejów in the following years.

In the years 1990 - 95 systematic studies were carried on at the re-organized Department of Fossil Fuels, Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection on the assessment of geothermal waters and energy. The project „Determination of renewable geothermal energy resources in the Polish Lowlands” was financed by the State agency: the Committee for Scientific Research. The results were published as an „Atlas of geothermal energy resources in the Polish Lowlands”.

In the years 1995 - 2000 the joint initiative of the Department of Fossil Fuels and the Chief-geologist of Poland led to the research project focused on feasibility analysis of geothermal installations construction in almost 200 towns of the Polish Lowlands. The studies aimed to accelerate the utilization of geothermal energy in the areas where hydrogeothermal conditions and local energy market guaranteed the economic effectiveness of investments. The report „Study on investment opportunities in utilization of geothermal energy in the Polish Lowlands” (Górecki et al., 1996) was an essential material for local authorities and for potential investors.

From almost 200 analyzed towns some tens were selected using the three-step procedure. The selected localities had to meet the following criteria:

- sufficiently favourable hydrogeothermal conditions;
- relevant number of future energy buyers and interest of town authorities in participation in the investment;
- calculated unit cost of geothermal energy lower than state-controlled price of conventional energy unit.

For most of considered localities the space heating of individual and apartment houses was proposed as utilization form of geothermal energy. This form shares about 40% of domestic primary energy consumption and, thus, it is particularly important for local administration, which initiates many investments in heating systems. Moreover, the required temperatures of heating medium enable the utilization of geothermal waters for heating purposes. Additionally, most of municipal heating systems is highly worn out and causes significant environmental pollution. Proposed development concepts of geothermal heat was based upon the adjustment of geothermal installations to the existing heat consumers and currently operating heating systems.

The following strategic concepts for geothermal heating plants were proposed for towns in the Polish Lowlands:

- improvement of the state of natural environment in towns. Closure of outdated, dispersed heat plants or modernization of existing heating systems in order to limit the emission of dust and gases;
- stabilization and possible costs reduction of heat generation and improvement of the quality of heat supply service. Stimulation of town development by upgrading this important part of town infrastructure;

- stimulation of underdeveloped fields of local activity - gardening, therapeutics, recreation. Utilization of excessive, low-temperature geothermal heat will improve the profitability of geothermal plants;
- centralization of heat supply systems in towns. Usually, the centralized heat supply system, if exists, is available for large housing estates, municipal buildings, services and, partly, for the industry. Centralization should improve the organization of heat supply and should extend the availability of heat service for local communities.

Geothermal investment projects for selected towns included:

- localization of the investment - town characterization (area, number of residents, infrastructure, local economy);
- heat market - analysis of heat demand by principal customers, description of existing heat suppliers, characterization of heat distribution systems, heat prices;
- principal technical parameters of designed installation - preliminary concept, cooperation with the existing heat supply systems and customers, main operational parameters, energy balance of proposed installation;
- preliminary economic analysis - estimation of investment expenditures and operating costs, calculation of economic effectiveness parameters of geothermal system.

The analysis resulted in selection of 17 towns in the area of the Mogilno-Lódź and the Szczecin troughs, in which geological structure and hydrogeological conditions are favourable and where the relevant heat consumers market exists.

In the Mogilno-Lódź Trough the unit cost of geothermal heat production at the level of intake (heat exchanger), calculated for 22 designed installations, did not exceed 9 USD/GJ, which was considered as minimum value for geothermal investment at which it would not generate losses.

The working group from the mentioned above Department of Fossil Fuels, AGH-University of Science and Technology participated in preparation of the „Atlas of Geothermal Resources in Europe” (2002) edited by R. Haenel and S. Hurter (Brussels, Luxemburg, J042-CT-0298 EC).

Utilization of geothermal heat reveals very low sensitivity for the rise of energy carriers prices. Moreover, geothermal heat production will not be subjected to very restrictive environmental standards, both compulsory and future, consistent with the EU directories. Hence, the competitiveness of geothermal plants in relation to traditional heat generation systems will improve with the time.

The cost effectiveness of geothermal waters utilization is controlled by several factors summarized below:

- **factors dependent on hydrogeothermal conditions in the site area:**
 - discharge of groundwaters (→ thermal power of an intake);
 - temperature of geothermal waters (→ thermal power of an intake);

- depth to groundwater reservoir (→ costs of drillings);
- chemical composition of groundwaters (TDS) (→ running costs).

The hydrogeothermal factors decisive for effectiveness of geothermal investment are water temperature and discharge. The working temperature of geothermal water is a reservoir temperature minus temperature drop during flow to the surface. Unfortunately, the reservoir temperature increases but the producing conditions deteriorate with the depth. The drop of working temperature increases with the increasing TDS and the decreasing reservoir properties. The discharge is strongly controlled by hydrodynamic potential. Particularly favourable are artesian conditions, which occur where the piezometric surface of free water column is located over the Earth surface. However, hydrodynamic conditions cannot be the decisive criterion. Apart from temperature and discharge, the TDS is another important factor. It is well-known fact that the TDS (i.e., the specific gravity) of groundwaters increases with the reservoir depth. Increasing TDS rises water viscosity, which, in turn, lowers the discharge and increases the working temperature drop.

These relationships result in a geological dilemma: where to find warm waters? At significant depths in the central parts of sedimentary basin or at shallow depths in the marginal zones (Górecki, 2000).

In deeply buried, central parts of a basin the positive factor is high reservoir temperature. However, such waters usually show high TDS and reservoir rocks represented by deep basinal facies are subjected to diagenetic processes, which deteriorates reservoir properties and, consequently, limits the discharge and the injection capacity.

Exploitation of geothermal reservoir aims to produce water of highest possible reservoir and working temperature, and of highest discharge (possibly under artesian conditions) at the lowest TDS.

• **factors dependent on the mode of installation load:**

- annual load coefficient for installation - time of operation under full thermal power (→ unit costs of heat generation);
- cooling degree of geothermal water (→ thermal power of an intake);
- distance from geothermal well to energy consumers (→ costs of water supply pipeline);
- concentration of heat demand in the area (→ costs of heat distribution system).

• **factors dependent on macroeconomics (affecting the competitiveness of geothermal energy source as well as availability and capital costs allocated for an investment:**

- costs of heat generation from conventional sources/fuel prices (→ competitiveness);
- interest rates of investment credits (→ credit service costs);
- the State pro-ecological policy (→ availability of preference credits);
- funds allocated for scientific research and promotion of renewable energy sources (→ coordination of activities aiming to more effective development of renewable energy sources, spreading of knowledge and know-how).

• **moreover, the economy of geothermal energy utilization is controlled by:**

- costs of drilling per unit of utilized geothermal energy [in PLN/kW];
- distance between geothermal well and energy buyer [in km];
- concentration of heat demand in the area [in kW/km²];
- rated power of geothermal installation [in kW];
- annual load coefficient of geothermal energy distribution.

The importance of these controlling factors results from the structure of capital expenditures and running costs of low-enthalpy geothermal installations. Geothermal installations are characterized by high investment expenditures (cause mainly by the costs of drillings) and very low running costs. Dominant part of investment expenditures is independent on the amount of heat produced from geothermal waters. In order to secure low unit production costs of heat the full annual production from potential thermal energy reservoir should be ensured. It is achieved by minimizing the temperature of waters pumped into the injection well and by maximizing the annual load coefficient of installation (which means high and constant heat supply during whole year). Both lead to increase of annual heat production, which lowers the unit costs of thermal energy production.

As parameters affecting the production capacity of geothermal installations are controlled mainly by natural reservoir properties, the proper recognition of hydrogeothermal conditions and localization of power plant are principal conditions of successful production of geothermal energy. Also the utilization modes of produced heat require thorough analysis during designing process. All operations leading to the utilization of a wide temperature range of working medium and maximizing its utilization all over the year rise the profits and significantly improve the effectiveness of the plant. Moreover, such operations commonly do not require large investments.

Common error made during the designing process of geothermal installations is an understatement of heat volume sold to the customers and uncritical extension of marketing strategy applied by conventional heat-and-power plants. It must be considered that investment expenditures for plants burning the conventional fossil fuels are relatively low and the dominating factor in heat generation costs is the current price of fuel (coal, gas, oil). As the structure of production costs in conventional power plants is apparently different, the amount of sold heat does not play so critical role as in the case of geothermal plants.

The geothermal heat installations should be localized in towns of relatively high and consolidated heat demand i.e., where such installation can compete with the existing heat-generation systems in terms of heat prices. External factors provide the frames for operation of geothermal heat plants. Capital costs of geothermal investments along with prices of heat produced from unconventional energy sources force the minimum sale level which, under prices of geothermal heat not higher than those of conventionally-generated heat, should ensure the economic effects expected by the investors.

Economic effects of designed installations are based upon numerous assumptions and prognoses, which obviously bear a significant uncertainties. Accuracy of these assumptions and prognoses decreases with the time of construction and operation of a plant. Several methods enable to include the uncertainties factor into the investment planning, e.g. sensitivity or risk analyses based upon the probability distributions of input variables and decision criteria. The

importance of sensitivity analysis is contained in selection of strategic variables (parameters), which particularly influence the investment decisions (some of such parameters were mentioned above). The sensitivity analysis which results in the interval predictions of decision criteria obtained from optimistic or pessimistic values of key parameters supports and rises the objectivity of decision-making process.

Resources of geothermal waters and energy are hosted in groundwaters of various stratigraphic units located at various depths in the Polish Lowlands, the Sudety Mts., the Carpathian Foredeep and in the Carpathians. Proper evaluation of these resources plays a key role in determination of perspectives and scale of geothermal energy utilization in Poland. In the already published „Geothermal Atlas of Mesozoic Formations in the Polish Lowlands” and „Geothermal Atlas of Paleozoic Formations in the Polish Lowlands” the following categorization systems of geothermal waters and energy was applied (Górecki et al., 1990, 1993, 1994, 1995) (for definitions see Chapter 9):

- available geothermal energy resources;
- free resources of geothermal waters and energy;
- free recoverable resources of geothermal waters and energy;
- disposable resources of geothermal waters and energy;
- recoverable resources of geothermal waters and energy.

Both the available and the free resources are only of cognitive importance. Of practical value are exclusively the disposable and, particularly, the recoverable resources.

Therefore, the geothermal resources of Poland cited in hundreds of publications, expert opinions and reports, which, according to these authors, correspond to several tens of billions (or even over 100 billions) of TCE are only the theoretical amounts of heat accumulated in groundwaters and do not correspond to amounts, which can be practically utilized for commercial purposes, i.e. controlled by cost-effectiveness criterion, even if financial support from State agencies is considered.

Evaluation of recoverable reserves and possibility of construction of geothermal plant must take into account the following controlling factors:

- energy extracted from geothermal waters can be utilized at the exploitation sites. Hence, the geothermal resources will be limited to the areas of towns, villages, industrial zones, farmlands and recreation centers;
- due to high capital intensity of geothermal investments, the local heat market must be very attractive for investors;
- construction of geothermal plants is naturally limited to the areas where geothermal waters of optimal parameters occur.

1.1 Characterization of geothermal systems in the world and in Poland (W.Górecki)

Geothermal energy is an internal heat of the Earth accumulated in hydrothermal systems or in dry rocks within the Earth crust, in the amounts which constitute the energy resources. Geothermal reservoirs comprise highly porous and permeable rocks, which facilitates the

accumulation of vast volumes of water and energy. Thermal energy accumulated in hydrothermal systems or in hot, dry rocks is available in enormous, practically unexhausted reserves. It is estimated that, if relevant technologies are available of geothermal energy utilization for electricity generation, this thermal energy would be the reserves equivalent of 1.3 million MW. Theoretically usable geothermal energy resources are estimated as $3.0 \cdot 10^{24}$ J, which exceeds several thousands times world annual energy consumption. Simultaneously, distribution of this energy in the world is uneven and the resources are located at considerable depths, which makes the exploitation of huge energy reserves uneconomic at current technological level.

Particularly favourable conditions for the formation of high-temperature geothermal systems, i.e. these potentially most suitable for industrial utilization occur within the crustal plates, in rifts and in subduction zones (fig. 1.1.1). Rifts are sites where hot magma ascends from the mantle. In subduction zones the crust is generated along with intensive tectonic movements and volcanism. Geothermal potential of active plate boundaries is directly related to anomalous heat flow caused by intensive magmatism and volcanism. Most of perspective geothermal fields related to high-temperature systems occurs within the plate marginal zones. In such zones reserves of water/steam of temperatures over 150°C occur at the depths from several hundreds to several thousands of meters. Their manifestations at the surface are hot springs and geysers (fig. 1.1.2).

Reservoirs accumulating relevant steam reserves are utilized in many countries for power generation in geothermal plants. In developed countries, where electricity consumption is high, the role of geothermal power plants is marginal in the overall energy balance. Such plants play only a local, supplementary role in energy supply.

Different situation is in the developing countries, in South and Central Americas, in Africa and Asia. These countries settled by nearly 70% of world population consumed only 27% of total electricity generated in the world in 2000, from which only 15% was used by communities. On the other hand, most of these countries have potential for exploration and assessment of cheap, high-temperature geothermal energy resources. In some countries - Nicaragua, El Salvador, Costa Rica, Kenya and Philippines - geothermal energy already plays significant role in power generation, in relation to conventional fuels. Geothermal energy is also intensively utilized in Iceland where two systems were developed: high- and low-temperature (Gunnlangsson, 2005). In the areas of high-temperature systems steam temperatures reach 200°C and more at depths below 1,000 meters whereas steam of temperature below 150°C occurs at average depth of 1,000 meters. This energy is utilized for heat generation. Higher-temperature waters contain dissolved solids and gases, which precludes their direct utilization for heat generation (Gunnlangsson, 2005). Recently, about 90% of residents and 87% of houses are supplied by geothermal heat distribution system.

Low-temperature systems are more common and cover much larger areas in comparison to high-temperature ones. In the USA from 1 350 explored geothermal systems 5% show temperatures over 150°C and 85% reveals temperatures below 85°C (Lund, 2004). In the areas of low-temperature systems accumulating hot waters of temperatures over 85°C electricity generation is possible using the Rankin's method. The working medium (ammonia, freon and isobutane) is vaporized using the geothermal heat and is transferred to steam turbine connected to power generator (fig. 1.2.3). Used steam is condensed in condensers and directed back to boiler. According to Barbier (1997), typical capacity of geothermal plants based upon low-temperature systems is between 1 and 3 MW_e. Typical features of these plants are: reliability, availability and high load factor (up to 90%).

In both the rift and the subduction zones where hot magmatic and volcanic rocks occur utilization of geothermal energy from hot, dry rocks is possible. Such installation includes two wells drilled in the area of thermal anomaly with intensive heat convection. The heat source located at shallow depths can be a volume of hot, igneous rocks or just an extinct volcano. Exploitation of such systems uses forced, closed circulation of water in a natural, permeable reservoir or in artificially (e.g. hydraulically) fractured aquifer. Water is injected into the hot rocks of high hydraulic conductivity. Second, shallower well produces steam supplied then to the power plant.

Similar principles were applied in the Plowshare system developed in the USA. The nuclear explosion was used for fracturing and crushing of hot granite (350°C) at 3 000 meters depth. Water or condensate are injected into the hot, fractured rocks where steam is produced and used for power generation.

In Poland perspectives of discovery of hot, dry rocks (M. Plewa & S. Plewa, 1990) occur in the Fore-sudetic Block where thermal field is highly controlled by radiogenic heat of rocks and where increased heat flow from upper mantle is possible. Other perspective area for hot, dry rocks is the Paleozoic platform located in the Northwestern Poland (Goleniów, Ośna, Siekierki Wielkie) (M. Plewa & S. Plewa, 1990).

1.2 Description of geothermal waters and energy applications

1.2.1 Exploitation methods of geothermal waters and energy (W.Górecki)

Exploitation of geothermal waters and energy depends first of all on the depth of occurrence. Other factors are: preservation of renewability features and sustainable production.

Geothermal reservoirs are exploited with the following methods:

Exploitation of deep geothermal waters by the wells. These reservoirs occur at the depths about 1 - 3 kilometers. Waters are produced with pumps, or, occasionally, artesian flows occur. Production is carried on with:

- closed system of production and injection wells: cooled geothermal water is injected back to the reservoir through the well after partial heat recovery in heat exchangers or heat pumps;
- open system of production wells: cooled water after partial heat recovery is not injected back into the reservoir but is transferred to a surface reservoir or utilized in another way, e.g. as potable water (if it meets relevant quality standards) or as filling of swimming pools.

Exploitation of geothermal waters from natural springs. This method is occasionally applied for waters utilized as therapeutic and pool waters.

Exploitation of geothermal heat from near-surface parts of Earth crust. Heat is accumulated in ground, water and shallow parts of rock formations (from several to 100 meters depth) and recovered with heat pumps combined with shallow wells or with vertical or horizontal heat exchangers.

Enhanced geothermal systems (former name: hot dry rocks). This technology allows to recover heat from hot formations of compact rocks devoid of reservoir properties and waters (Abe et al., 1999). Usually, such rocks occur deeper than 3 - 5 kilometers and reveal relatively high temperatures (over 150°C) due to the depth and to high heat generation by radioactive elements contained in some minerals. Such massifs can be artificially fractured and water can be injected into the fractures through wells. After heating to about 100°C (and more) such water can be pumped out to the surface and utilized. Instead of injected water the well-bottom heat exchanger can be applied. This is still in a development stage.

1.2.2 Utilization methods of geothermal energy (W.Górecki)

Energy accumulated in geothermal waters and steam can be utilized in many ways. Two main groups were distinguished (fig. 1.2.2):

- power generation for which geothermal steam is applied (in last years also geothermal waters have been utilized for this purpose);
- direct applications, which include wide range of temperatures and installations.

1.2.3 Utilization of geothermal waters and energy in the world - the state of the art (W.Górecki, B.Keپیńska)

Direct utilization

Geothermal waters and steam resources were discovered and to various extent assessed in more than 80 countries in the world (Fridleifsson, 2002). Data for 2004 reveal that geothermal energy is directly utilized in 72 countries (Lund et al., 2005) whereas power is generated in 24 countries (Bertani, 2005). Utilization of geothermal energy in the world steadily increases, which is facilitated, among other factors, by development of new, more effective technologies, e.g. heat pumps.

In 2004 the total installed power for direct applications reached 27 825 MW_t and heat consumption amounted 261 418 TJ (72 622 GWh), which means an increase in comparison to 2000 by 50% and 40%, respectively. Important technological factor was the usage of heat pumps (Lund et al., 2005), which commenced a dynamic progress of geothermics in 1990-ties in Canada, USA, Japan and some European countries. These have opened the new perspectives for geothermics as heat pumps can be installed almost everywhere and usually these are economically very efficient.

The most common direct utilization method of geothermal energy is space heating with the application of heat pumps as well as hot water or steam exploited by the wells. It is followed by waterparks and therapeutic applications. The remaining usage methods are: heating of greenhouses, soils, fish, crabs, shrimp, turtle and even alligator farms, food drying, industrial technologies, snow melting, deicing of roadways and sidewalks, refrigeration and recovery of carbon dioxide and dissolved solids (Lund et al., 2005) (tab. 1.2.1).

The top ten countries (considering installed power and annual heat consumption) where geothermal energy is directly utilized comprise: China, Sweden, USA, Iceland, Turkey, Hungary, Italy, New Zealand, Brasil and Georgia. The top five countries share 66% of installed power and 60% of total annual geothermal heat consumption in the world (Lund et al., 2005).

Power generation

Geothermal power plants operate in 24 countries. In 2004 total installed power reached 8 900 MW_e whereas electricity production reached 57 000 GWh, which is 12% and 15% more, respectively, in comparison with 2000 (Bertani, 2000). In some other countries geothermal plants supply over 15% of total domestic electricity production: Philippines (19.1%), Iceland (16.6%), Kenya (19.2%), Costa Rica (15%), El Salvador (24%), and Tibet (30%). Diversified production costs oscillate around 4 US cents/1 kWh (Fridleifsson, 2000).

In the last years a growing interest is observed in binary installations, in which power is generated not only by water/steam mixture of temperatures around 140 - 200°C but also by waters of much lower temperatures (97 - 110°C). The latter installations have been in operation since several years in Austria and Germany (see Chapter 1.4). In some countries research projects are currently on line, aiming to the completion of binary installations utilizing geothermal waters, although their effectiveness is rather low.

1.3 Geothermal waters in the history of civilization (B. Kepińska)

Geothermal waters, vapor and energy have thousands-years-long history of utilization (Cataldi et al., 1999). One can find these features in myths, legends, religious ceremonies as well as in balneology and medicine, social and cultural life, literature, history and environment protection.

As early as in the Paleolith the ancient humans discovered the advantages of warm springs. The discovery might have been made rather accidentally, and the succession of utilization methods might have include: baths and body warming followed by food cooking and medical treatment (Cataldi, 1999). In Japan people have been settling the vicinity of hot springs 11 000 years BC, and in continental Asia this took place about 5 000 years BC (Fridleifsson, 2000).

In the Bronze Epoch (12 - 3 years BC) the Etruscans developed universal applications of warm geothermal waters and energy. They constructed many of settlements close to hot springs. This method was then took over by Romans and ancient consular roads were formerly the Etruscan ones, see Cataldi & Chiellini, 1999). Etruscans constructed spring intakes, pools and accompanying buildings, and even collected fees from the customers.

Location of human settlements in the vicinity of hot springs took place in many areas in the world and in many periods of human history. These were the beginnings of cities like Budapest, Sofia and Reykjavik.

Geothermal waters were widely used due to their therapeutic properties. Greek physician Hippocrates of Kos (called „the father of medicine”) applied them for medical treatment. Ancient Greeks developed the school of physiotherapy and balneology based upon geothermal waters and herbs. They are also the authors of popular maxim „health from water”. Romans took over this motto, which is currently known as „spa” (*salus per aquam* in Latin). Geothermal waters were highly appreciated by Chinese medicine, which developed principles of medical treatment: so-called „cold” diseases (e.g. rheumatism) should be healed with „warm” cures (commonly geothermal waters) whereas the diseases connected with high temperature require the „cold” cures and, thus, could not be treated with warm water (Wang Ji Yang, 1995). Specific traditions and usage of geothermal waters have been developed through centuries in Japan, with the support from the Emperor’s family (Sekioka, 1995). These are continued

recently and their symbol is so-called „onsen” - special center, unknown from other countries, in which physical and mental regeneration was practiced along with medical treatment at the site of geothermal springs.

Geothermal springs were known to ancient nations, which settled the Jordan River Valley: Jews, Palestinians, Arabs and Romans. Springs occurred e.g. in Tyberias, in the vicinity of Genezareth Lake and were mentioned in the Talmud, and applied for ritual baths practiced before Jewish holy days as well as for medical treatment (even in the case of leprosy, Jaffe et al., 1999). During Christ epoch some such springs might have been the sites of miracles described in the New Testament. Some of these springs are still active and play basic role in development of popular spa.

Geothermal waters were basis for localization of hot baths initiated by Etruscans and much improved by Romans with some contribution from Greeks (Cataldi, 1995). In Roman Empire hot baths were a rite, an art of relax and an important element of social and political life. Baths played an important role in the formation of urban societies as well as in development of trade connections and economic relationships. Ancient Romans disseminated the idea of hot baths in many part of the empire. Successors of Roman baths were Turks who restored or implemented this tradition in various parts of their empire.

Geothermal springs were the objects of cults, myths and faith, were regarded as god’s bounties, holy sites and even asylums during the wars. In the vicinity of hot springs the religious and therapeutic centers were organized. Such centers were discovered in many parts of the world and in various periods in Americas, in Asia and in Europe. For example Pergamon - one of the most important political and cultural centers in the Hellenistic world - was founded in the vicinity of geothermal springs and has its own templar and medical complex.

Hot springs and other manifestations of Earth’s interior energy influenced the Inca customs and religion. Spanish conquistadors described many palaces and temples built in the vicinity of such manifestations and equipped with bath facilities supplied with waters from cold and hot springs transported with pipelines. The examples is Cuzco area - the last Inca Empire capital. Luxury royal baths were found by Spaniards in 1531 in Cajamuna province after victory over the King Atahualpa (Calderon, 1999).

Since the Ancient epoch hot springs and volcanic features have been mentioned in the literature by poets, philosophers and scientists: Homer, Hippocrates, Plato, Aristotle, Pliny the Older (Fytikas et al., 1999).

Also in Poland the warm spring in Jaszczurówka near Zakopane was mentioned in folk tales told by Sabala - a XIX-century story-teller, musician and robber from the Tatra Mts.

The etymology of names of many places and objects in the world originates from hot springs and other geothermal features, and is preserved in national languages of Indians in both Americas, in Iceland (e.g., „Reykjavik” means „the bay of the smokes”, i.e. „smoking” steam from springs), in Maori languages from New Zealand and in European languages (e.g. words „teplice” or „cieplice” in Slavonic languages).

Geothermal springs and other features common in Larderello area in Italy, well-known to Etruscans, have been studied since Early Medieval times. These studies contributed to the development of geothermics as a branch of science and as a branch of energy-engineering industry (Cataldi, 1995). In 1904 the first geothermal power plant was opened in Larderello (Cataldi & Burgasi, 1999a, 1999b). Recently, geothermal power plants operating in this area belong to most powerful and productive installations in the world (Bertani, 2005).

It must be noticed the geothermal waters were utilized for the first time for space heating

in Chaudes-Aigues village (France), in XIVth century (Gibert & Jaudin, 1999). The first geothermal central heating system was constructed in 1930-ties in Reykjavik (capital of Iceland) (Fridleifsson, 1995).

Geothermal waters and features are closely related to the beginning of national parks. The first national park was established in 1872 in Yellowstone (USA) for protection and touristic development of these features. The park is recently a Biosphere Reserve and was included into the World Geological Heritage List.

The life of Maori - aboriginal people of New Zealand - was closely connected to geothermal and volcanic features common in the islands. Similarly to other natural resources, geothermal features were regarded by Maori as treasure entrusted to them by gods. This treasure should be transferred to future generations. Geothermal waters and other features were essential parts of Maori life. They were born and lived close to them, they cooked the meals close to them, they practiced social life, took baths and relaxed close to the springs. Maori beliefs and rites ensured efficient protection of the features against improper treatment and applications. Tribal clans living in the vicinity of thermal fields and springs were their custodians (Severne, 1995). Using the recent language, Maori understood the necessity of protection and preservation of geothermal resources for future generations and, thus, they were the predecessors of sustainable development and preservation of natural heritage.

Iceland - an island close to the Polar Circle - has been settled in IXth-Xth centuries. For ages Icelanders have been taking advantage of numerous geothermal springs used for bathing, laundering and cooking. Geothermal and volcanic features were the subjects of descriptions, backgrounds of tales and events described in the sagas - the narrative history of Icelanders. Warm springs were even the scene of baptism ceremony when the Icelanders were Christianized about year 1000. Exploitation and trade of native sulphur precipitated from hot springs and fumaroles were the source of wealth of Danes who have been granted the exclusive rights to that activities between XIIIth and XVIIth centuries (Iceland had been under Danish power from XIIIth century until 1944). At the end of the XVIIIth century rock salt was evaporated from ocean water with the geothermal steam. Annual production of 50 - 90 tonnes was used for meat and fish conservation. This technology was applied again in the XXth century (Fridleifsson, 1995).

Despite cold climate (mean annual temperature is 4°C) and mass usage of peat as a fuel (timber was hardly available and coal had to be imported), geothermal waters have not been utilized for space heating before the beginning of the XXth century. First such installation was built in 1908. In 1930 the construction of central space heating system has been initiated in Reykjavik. That was a break in heating technology, as advantages gained from this system convinced the residents to wider application of the new technology. Since that time all schools and many farms have been constructed close to hot springs, which ensured cheap and ecologically friendly heating as well as relax in swimming pools. Since the half of 1930-ties various utilization technologies of geothermal waters and energy have been tested and implemented in balneotherapy and medicine, in food industry (pasteurization, evaporation, baking, fish drying), in construction (drying of building materials), in agriculture, etc. (Fridleifsson, 1995).

The break in utilization of enormous resources of geothermal waters and steam made Iceland a leading country in large-scale and diversified application of such technologies (see Chapter 1.4). This results in unpolluted environment and high life and health quality of residents, which belong to the highest in the world. Geothermal features are the basis for unique offer

presented by tourism industry and balneotherapy, both being very profitable branches of national economy (almost as important as fishing and fish processing). Due to accessibility and moderate prices of geothermal heat and electricity many advanced, ecologically clean technologies could be developed. Iceland is well-known of efficient and modern, geothermal scientific research and technologies, which are distributed among other countries. It can be concluded that Iceland is a country which prosperity is based upon versatile and optimal utilization of geothermal energy.

1.4 Development of scientific research and utilization of geothermal waters and energy in Europe

1.4.1 Geothermal conditions - basic information (B.Keřińska)

Largest reservoirs of geothermal waters exploited in Europe occur in the Paris Basin (France), in the Pannonian Basin (shared by Hungary, Serbia, Slovakia, Slovenia and Romania), in the European Lowlands (e.g. in Germany, Denmark and Poland), in Paleogene basins of the Inner Carpathians (Poland, Slovakia) as well as in Alpine and older structures in Southern Europe (Bulgaria, Romania, Greece, Turkey).

In some areas of overheated waters and steam (high enthalpy accumulations) occur, as in Italy, Turkey, Greece, Greek Islands, Azores, Canary Islands, and, first of all, in Iceland.

Geothermal conditions and potential were comprehensively presented in the „Atlas of geothermal resources in Europe” (Hurter & Haenel [eds.], 2002).

1.4.2 Utilization of geothermal energy in Europe - the state of the art (B.Keřińska)

Among all continents Europe takes second place in direct utilization of geothermal energy, after Asia and before Northern and Southern Americas, Africa and Oceania. Geothermal energy is utilized in 33 European countries, although on various scales and for various purposes. In 2004 total installed power for direct utilization amounted 13 644 MW_t and heat consumption was 140 398.9 TJ (39 278 GWh) (Lund et al., 2005; tab. 1.4.1), which constitutes 49% and 53.7% of world utilization and consumption, respectively. Apart from China and USA, the industrial-scale geothermal energy utilization is run mostly in Europe: Sweden, Iceland and Turkey are among the top five countries of largest installed power and highest consumption of geothermal heat. These countries share 66% of world installed power and 60% of world geothermal heat consumption (Lund et al., 2005). Several other European countries occupy high positions in the world. Increasing utilization of geothermal energy in Europe in the years 2000 - 2004 was related mostly to growing number of installed heat pumps.

Electricity generation with the use of geothermal steam is currently run in five European countries (tab. 1.4.1): Iceland, Italy, Turkey, Portugal (Azores), France (Guadeloupe) and in Russia (Kamchatka).

Since 2001 - 2003 three binary power installations have been in operation, in which geothermal waters of temperature 97 - 110°C are used: in Austria (Altheim, since 2001 and Bad Blumau since 2003) and in Germany (Neustadt-Glewe, since 2003). These stations are low in power (180 - 500 kW_e), are not very efficient and are combined with other geothermal installations (space heating, warm water supply, pools and balneotherapy). In some other countries

research and development studies have been undertaken aiming to construction of next binary installations.

According to data for 2004, total installed power of all geothermal power plants in Europe is 1 125 MW_e and electricity generation is 7 132.7 GWh, which constitutes 12.6% and 12.5% of world power and generation, respectively.

1.4.3 Principal applications of geothermal waters and energy in Europe (B.Keřińska)

In Europe geothermal waters and energy are utilized mainly in heat engineering, i.e. in central, space heating systems, warm water supply, heating of individual houses, recreation, therapy, agriculture (heating of greenhouses and soils) and, to less extend, in fish farming (sometimes algae farming), in industrial technologies (food drying and pasteurization), in snow melting and deicing of sidewalks and roadways, and heating of runways in airports. Geothermal waters are sources of carbon dioxide, table salt and other chemicals. Moreover, geothermal waters are applied in production of cosmetics and bottled as mineral and therapeutic waters.

Apart from geothermal waters exploited from deep wells (1 - 3 kilometers) common become installations based upon heat pumps, which recover heat from shallow parts of the Earth's crust. In some countries (Sweden, Austria, Norway, Germany) such installations dominated the heating technologies and are occasionally applied for space cooling, which extends their load coefficient and rises economic efficiency.

Sweden is the leader in consumption of geothermal energy (tab. 1.4.1) due to dynamic development of heat pumps. After 2000 Sweden outclassed Iceland in the amount of utilized geothermal heat.

Iceland is the country where geothermal energy utilization is most versatile and quantitatively significant:

- geothermal heat is distributed to over 98% of residents;
- greenhouse heating makes the country located close to the Polar Circle almost self-sufficient in production of basic vegetables;
- swimming pools and balneotherapy;
- fish farming (salmons and trouts);
- drying of algae, wool, diatomites, fish;
- food industry technologies;
- recovery of carbon dioxide;
- evaporation of sodium chloride from ocean waters, used then as table salt, conservation agent;
- production of cosmetics.

Other countries which utilize large amounts of geothermal waters in heat engineering are: Turkey, France and Russia. In agricultural applications (greenhouse heating) leaders are: Russia, Turkey, Hungary, Italy and Greece, in recreation and balneotherapy most advanced

are: Hungary (where water parks and spa based upon geothermal waters are the main touristic offers of the country), Turkey, Slovakia, Italy, Austria and other European countries including Poland. Geothermal heat is applied for drying of food and building materials, and for timber seasoning in Serbia, Greece, Romania and Slovenia. Recovery of dissolved solids is run in Bulgaria, Italy, Poland and Russia, and carbon dioxide is extracted in Bulgaria, Poland and Turkey. Geothermal waters are bottled and marketed in Bulgaria, France and Hungary and high-quality cosmetics are produced in France, Bulgaria, Romania and Poland. Geothermal energy is applied to heating of runways in several airports in Germany and Switzerland.

In several countries research projects are on the way focused on the recovery of thermal energy from hot dry rocks. Such rocks occur e.g. in the basement of the Upper Rhine Graben and east-European Platform at the depth below 3 - 5 kilometers. An international research and experimental project has been run since a dozen of years in Soultz-sous-Forêts in France and, recently, in Germany. Both are aimed to power generation from this source.

1.5 Utilization of geothermal waters and energy in Poland (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Keřińska, R.Ney)

The R&D projects run in Poland since the half of 1980-ties led to the opening of five geothermal plants: in Podhale, in Pyrzyce, Mszczonów, Uniejów and Stargard Szczeciński. Moreover, several installations operate based upon groundwaters of temperatures below 25°C and several hundreds of installations are in use based upon heat pumps and ground thermal energy. Geothermal energy is practically not used for recreation although climatic and hydro-geothermal conditions in Poland are similar to those in adjacent Slovakia where water centers and therapeutic pools became an important branch of national economy. Recently, projects are at various stages of design in Poland (Podhale and Central Poland), which will utilize geothermal waters for recreation.

Installations mentioned above were classified into three groups (Tab. 1.5.1). Group I includes plants utilizing waters of temperatures reaching several tens of Celsius degrees. Group II comprises balneotherapeutic installations and group III contains heat pumps systems, for which working media are groundwaters and ground of temperatures below 25°C. The 25°C threshold was assumed as conventional value because this is practically the maximum temperature of lower source for effectively working compressor heat pumps.

According to data for January 1st, 2006, the installed thermal power of all geothermal plants in Poland (including heat pumps) amounted about 210 MW_t and the annual heat generation was a the level of 1 108 TJ/year (tab. 1.5.1).

Total installed power in the three groups of installations exceeds 210 MW_t. Almost half of that figure (over 101 MW_t) is supplied by geothermal energy whereas the remaining about 110 MW_t originates from gas, oil and electricity. These traditional energy carriers are applied to drive absorption pumps (gas), compressor pumps (electricity) and peak load sources (gas and oil boilers) as well as heat/power cogenerators (gas).

Despite the described geothermal installations several other projects are at various stages of development. In many localities studies and preliminary works are executed, which aim to utilize geothermal energy. Wide spectrum of applications is considered: from space heating through balneotherapy and recreation to agriculture, gardening and fish farming.

1.6 Description of geothermal installations operating in Poland (W.Bujakowski, B.Kejpińska, R.Ney, Z.Malenta, T.Kozłowski)

Recently, there are five geothermal plants operating in Poland, which use geothermal waters for heating purposes, i.e. central space heating systems and warm water supply. These are: Bańska-Biały Dunajec geothermal plant in the Podhale Trough and Pyrzyce, Mszczonów, Uniejów and Stargard Szczeciński geothermal plants in the Polish Lowlands.

The geothermal plant in Bańska-Biały Dunajec (Podhale Trough)

The space heating system managed by the PEC Geotermia Podhalańska Joint Stock Co. includes three main cycles with two main energy sources:

- geothermal system with geothermal energy source;
- space heating system with peak load energy source;
- customers installations.

Geothermal system

The principal energy source is the groundwater horizon hosted in Triassic and Eocene (so-called „Nummulitic Eocene”) carbonates at depth interval 2 200 - 3 100 meters b.s. The horizon is exploited with two production wells: Bańska IG-1 and Bańska PGP-1 whereas two other wells: Biały Dunajec PAN-1 and Biały Dunajec PGP-2 are the injection ones (fig. 1.6.2).

Total discharge from production wells is 670 m³/h at water temperature up to 86°C, static wellhead artesian pressure over 2.7 MPa and low TDS (about 2.5 g/dm³). Geothermal water is directed to plate heat exchangers of 35 MW_t power where heat is transferred to secondary water circulation system. After heat exchange cooled water is transferred with disposal pipe to pumping station and injected back to the aquifer through injection wells. The power of this geothermal energy source is about 15.5 MW_t.

Customers installations

Heat is delivered to customers with the pipeline system. Each customer has an individual heating unit adapted to his load, which includes space heating (sh) and warm water supply (wws). Three types of units of various parameters are in use: 15 kW sh/33 kW wws, 25 kW sh/43 kW wws and 33 kW sh/50 kW wws. Each unit has its own control system, which enables the payment settlements for supplied energy.

In 2004 the energy sale reached 264 000 GJ. Currently, the geothermal heating system includes 490 individual customers (232 in Zakopane and 258 in Bańska, Biały Dunajec and Poronin villages), 146 heavy buyers (131 in Zakopane, including 90% of hotels and 15 in Bańska, Biały Dunajec and Poronin) as well as 27 local coal- and coke-burned boilers in housing estates. Expansion of the system in 2003 allowed to reduce annual carbon dioxide emission in the area by 22 148 tonnes.

Cascaded system of geothermal energy distribution

Such system is currently operating at the Geothermal Laboratory of the MEERI PAS in Geothermal Plant in Podhale. It enables the studies on multidirectional development of geothermal energy. Cascaded heat supply includes five stages of heat distribution based upon secondary circulation loop (fig. 1.6.3).

The first stage is the geothermal space heating system, which supplies heat and warm water to multi-storey buildings, individual houses and public service buildings. Water of highest temperatures is utilized (85 - 65°C).

The second stage is a timber drying room, which heating system uses water of temperature 60°C. Commonly, the recently operating timber seasoning installations use water of much higher temperatures (over 90°C).

The third stage is the parapet greenhouse suitable for gardening of vegetables and decorative plants. Designed working temperature is about 45°C, which requires installations of 3 times larger heating surface of radiators. In a traditional greenhouse plant has to be grown on parapets beneath which the sets of radiators are installed.

The fourth stage is the fish farm where stenothermal species are bred. Geothermal heat is used for re-heating water to temperatures about 35°C. Breeding of stenothermal fish species requires the stable heat source, which would ensure optimum working temperatures of water in tanks. i.e. between 20 and 33°C. Average annual fish growth varied from 167 to 210% and feeding coefficient was from 1.14 to 0.93 (i.e. from 1.14 to 0.93 kilograms of feed were used for 1 kilogram of fish body mass). These results indicate very good living conditions, perfect for African catfish (Bujakowski, 2000).

The last, fifth stage includes with heated soiled tunnels, suitable for vegetables growing. Water of temperature 30 - 40°C is directed to pipe system. The main heat radiator is a grid of plastic tubes embedded within soil at 30 - 40 centimeters depth. Supplementary system of eight tubes is mounted about 50 centimeters above soil surface. Two tubes are located along house walls and others along its axis. Such heating system enables significant extension of plant growing season. Under hard climatic conditions of Podhale region all-year vegetables growing is possible (tomatoes, cucumbers, paprika, various lettuces, radish), excluding maintenance and soil regeneration (Bujakowski, 2000). Next stage of designed cascade system will be the swimming pool.

The geothermal-gas plant in Pyrzyce

Pyrzyce is a small town (some 14 000 residents) in northwestern Poland, located 40 kilometers south from Szczecin. Geothermal plant was opened in February, 1996 and the heat supply system was ready on June 10th, 1997 (Maliszewski, 1997; Sobański et al., 2000). The plant replaced 68 local boilers.

Geothermal installation includes several modern solutions. Similarly to the Podhale plant, this system comprises both the geothermal and the peak-load energy sources but here the absorption heat pumps were applied together with primary and secondary heat exchangers in order to enhance heat removal (fig. 1.6.4).

The geothermal water intake works at the following parameters:

- reservoir - Liassic sandstones;

- depth to reservoir top - 1 489 [m];
- thickness of groundwater horizon - 147 [m];
- reservoir temperature - 64 [°C];
- TDS - 121 [g/dm³];
- number of production wells - 2;
- number of injection wells - 2;
- discharge - 340 [m³/h];
- thermal power of geothermal installation - 15.0 [MW_t];
- distance between production and injection wells - 1.5 [km].

Basic parameters of power plant and heat distribution system are as follows:

- 2 low-temperature, gas-burned boilers - 20.0 [MW];
- 2 flue-gas coolers with steam condensers - 2.2 [MW];
- 2 gas-burned boilers (working temp. about 160°C) - 16.0 [MW];
- 2 flue-gas coolers with steam condensers - 1.8 [MW];
- primary heat exchanger - 7.2 [MW];
- secondary heat exchanger combined with the APG - 7.6 [MW];
- working medium: water - 95/40 [°C];
- hot water flow rate - 340 [t/h];
- length of pipeline system - 15 [km];
- maximum pipe diameter - 450 [mm].

Total thermal energy production in 2004 amounted about 130 000 GJ/year and carbon dioxide emission was reduced by about 82 000 t.

The geothermal plant in Mszczonów

The geothermal water intake (the Mszczonów IG-1 well) reveals the following parameters:

- reservoir - Lower Cretaceous sandstones;
- depth to reservoir top/bottom - 1 602/1 714 [m];
- thickness of groundwater horizon - 112 [m];
- reservoir temperature - 41 [°C];

- discharge - 60 [m³/h];
- TDS - 0.5 [g/dm³] (fresh water).

Geothermal plant is capable to supply sufficient energy to the district heating system until air temperature is over -5°C. At lower temperatures water must be additionally heated with the gas boiler. Moreover, geothermal water is utilized as potable water.

The systems is similar to that operating in Pyrzyce (fig. 1.6.5). Thermal water is produced from the Mszczonów IG-1 well supplied with deep well pump. Due to low cohesiveness of Lower Cretaceous reservoir sandstones the installation has been equipped with solid particle separators and sand-fraction removal station. The well-head was equipped with standard control unit for measuring discharge, well-head temperature and depth to water piezometric surface.

Total installed power of the plant reaches 7.4 MW_t, which includes: absorption heat pump (2.7 MW_t) and supplementary, low-temperature, gas-burned boilers working at low air temperatures. Heat pump cools geothermal waters to about 25°C. Estimated power from geothermal reservoir is about 1.1 MW_t and the annual energy production in 2004 was about 45 000 GJ.

Geothermal plant in Mszczonów replaced three municipal, coal-burned boilers, which were releasing annually 15 t of nitrogen compounds, 60 t of sulphur compounds, 9 700 t of carbon dioxide and 145 t of fly ash. The plant improved the living conditions in the town by reduction of fly ash and sulphur compounds emission to zero, nitrogen compounds emission to 1 t/year and carbon dioxide emission by four times.

The geothermal plant in Uniejów

Geothermal resources in the Uniejów area were assessed for the first time in 1978 with the Uniejów IG-1 well drilled by the State Geological Institute. Next two wells: Uniejów AGH-1 and AGH-2 were completed in 1990 - 91 as a part of joint project run by the Institute of Fossil Fuels, Faculty of Exploration Geology, University of Mining and Metallurgy in Kraków and the State Geological Institute. Well-head temperature of geothermal water is 68°C. Reservoir rocks are Lower Cretaceous sandstones occurring at 2 000 meters depth. Discharge is 68 m³/h at the artesian pressure 2.6 bars. Water is low in TDS (8 g/dm³) and reveals chloride-sodium/fluorine/boron composition.

Total power of the plant reaches 5.6 MW in which 3.2 MW is generated from geothermal waters. If air temperature drops below -5°C the heating system is supported by oil-burned boilers of total power 2.4 MW. Water produced with deep well pump at the rate 90 - 120 m³/h is piped to filtration unit and then to the two central heat exchangers and two warm water heat exchangers. Cooled water is pumped back to the reservoir through injection wells.

Heat distribution system comprises pipeline network of cumulative length 10 kilometers constructed with pre-insulated pipes and equipped with controlling devices and valves. Heat-generation plant and distribution systems are controlled and monitored by integrated computer system, which facilitates the control and diminishes energy losses.

The Uniejów Geothermal Co. has completed 180 connections from which 30 are heavy buyers who share 80% of total heat consumption. These are apartment buildings, school, nursery, offices, banks and private companies. The remaining connections supply heat to individual customers. The heating system started in September, 2001. Geothermal energy constitutes

about 70% of total generated heat. Since July, 2002 studies have been run on utilization of geothermal water for therapeutic purposes. If positive results are obtained a healing center will be developed in the Uniejów commune, which should reduce the running costs of geothermal plant.

The geothermal plant in Stargard Szczeciński

In early 2005 geothermal installation was opened in Stargard Szczeciński town. First drilling started in September, 2001 and was completed in April, 2002 at the depth of 2 670 meters where geothermal reservoir was discovered and assessed in Lower Jurassic formation. Recently, two geothermal wells are in operation: vertical, production GT-1 well and directional, injection GT-2 well (drilled at 39° deviation), both spaced by 11 meters. Geothermal water is pumped to the surface at the rate of 300 m³/h and at wellhead temperature 87°C.

The designed, full annual heat production will be 300 000 GJ. Primary heat exchangers power is about 10 MW_t. Heat is transferred with 200-meters-long pipeline to the P.E.C. Ltd. - a heat-generation company owned by local municipalities, which supplies heat to the customers using its own pipeline system.

Exploitation of geothermal heating system will allow to save about 15 - 17 thousands tons of fine coal per year, which will significantly reduce environmental pollution in the area.

Geothermal installation in Słomniki

In 2002 geothermal installation has started operation in Słomniki near Kraków. Installation is supplied by shallow artesian groundwater horizon located at depths 150 - 300 m b.s. Fresh water of temperature 17°C flows at pressure about 0.4 MPa and at the rate of about 50 m³/h. Groundwater is transferred to heat pumps from which energy is supplied by pre-isolated pipeline to school, to apartment and municipal buildings, and to individual buyers. Cooled water is utilized by municipal potable water supply system. Heat pump (320 kW_t) is located in a station, which supplies energy to the housing estate. Other heat pumps are installed in three houses. Total power of the system is 1.8 MW_t.

Geothermal installation in Słomniki is typical of small housing estates comprising apartment buildings and individual houses. Also hydrogeological conditions of shallow groundwater reservoir are typical of vast areas in Poland. If succeeded, this installation can be the model solution for many small towns in the country.

1.7 Usability prospects of geothermal brines from Paleozoic and Mesozoic formations in the Polish Lowlands for balneotherapy and recreation purposes (L.Rajchel)

Geothermal water resources connected with Paleozoic and Mesozoic formations in the Polish Lowlands basin are not only the source of heat but also represent valuable brines that may be used for example for production of medicinal and cosmetic salts. For such a purpose the brines of Cl-Na, Cl-Ca and Cl-Mg type are most suitable. Locally in the area of Polish Lowlands there occur also valuable brines of SO₄-Na type. The brines from practically all the aquifers of the Polish Lowlands basin contain specific elements of iodine, bromine and iron.

Geothermal waters from Cretaceous and Upper Jurassic aquifers are most suitable for recreation i.e. swimming and bathing whereas waters from Lower Permian formations maybe used in balneotherapy.

The waters from Devonian, Carboniferous, Lower & Upper Triassic, Lower & Middle Jurassic reservoirs may be utilized both for recreation, bathing and balneotherapy. Those brines characterize of high content of bromine, sometimes also potassium and magnesium (Bojarski, 1996). Hydrogeological data acquired hitherto show that the reserves of high-salinity brines in the Polish Lowlands basin are sufficient to start industrial production of bromine, potassium, magnesium and iodine.

Balneotherapy as well as water recreation using subsurface geothermal brines creates promising and attractive line of tourist business. Tourism may profit by multifunctional and ecological (reducing air-pollution) use of deep geothermal waters including heating the hotels, guest and rest houses, swimming pools and entire health and water resorts. Therefore, exploration and utilization of geothermal waters from deep wells promotes the development of regionally balanced tourism.

Searching for subsurface geothermal brines in Poland has been neglected for a long time. However, the idea of their utilization has been developed from 19th century and there are 37 quite popular and traditional spas in Sudetic and Carpathian mountains as well as along Pomorze-Kujawy segment of Mid-Polish High (striking NW-SE) where mineral and geothermal waters from wells and springs are used. Still, those water sources in Poland seem to be insufficient so that great many Polish tourists prefer to visit geothermal spas in Slovakia, Hungary, Czech and Austria. This proves for a great demand for balneotherapy and water recreation of that type in our country.

Poland has at disposal large resources of geothermal waters usable for balneologic and recreation purposes specifically in the area of the Polish Lowlands, Sudetes Mts., Carpathian Mts. and Carpathian Foredeep.

The Polish Lowlands area of North European Paleozoic Platform embracing northwestern and central Poland as well as East-European Precambrian Platform („Old Platform”) extending east of Teisseyre-Tornquist deep fault zone were analysed in order to apprise the prospects of utilization of Paleozoic and Mesozoic geothermal waters for balneology and recreation (Paczyński & Płochniewski, 1996).

Reasoning from scientific literature and the results of hitherto hydrogeological and petroleum geology research as based on well data (Fossil Fuels Dept., AGH University of Science and Technology, Cracow & Polish Geological Institute PIG, Warsaw Database) the evaluation of prosperous geothermal water zones usable for balneotherapy and recreation purposes has been carried on. Specifically the evaluation presented here comes from such hydrogeological data as salinity, temperature and chemical composition (also specific components) of subsurface brines. This is primary selection and classification of hydrogeothermal zones useful for the above purposes to turn attention for the prospects of deep brines utilization and to realize the size their unexplored potential reserves that occur over considerable area of the Polish Lowlands.

Once positive promise for subsurface geothermal brines exploration and utilization is decided then more detailed feasibility study and analytical project has to be completed according to appropriate decrees of Polish Ministry of Health (2.11.2002), Ministry Council (27.02.2006) and the due Law (1.09.2005).

In the Atlas presented here the subsurface waters of salinity not exceeding 70 g/dm³ and

temperature less than about 60°C are classified as usable for recreation purposes. Swimming and bathing needs waters of salinity not more than 35 g/dm³ and temperature from 24°C to 30°C. Therefore, deep subsurface brines usually of higher salinity and temperature have to be mixed with fresh surface waters to meet the above requirements (Paczyński & Płochniewski, 1996; Ponikowska, 1995).

The description of hydrogeothermal zones presented here usable for balneotherapy and recreation purposes considers also their geological and geographical location and physiographic characteristic of well sites. The hydrogeological well sites with indications on nearby rivers, lakes forests etc. are usually mentioned from north to south and from west to east. The distances in kilometers are mostly given by road.

Exploration of subsurface reservoirs of geothermal brines not only for heating but also for balneotherapy and recreation creates great opportunity for environmentally friendly and balanced development of touristic regions in the Polish Lowlands.

Literatura (References):

1. **Abe H., Duchane D., Parker R.H., Kuriyagawa M., 1999** - Present status and remaining problems of HDR/HDR system design. *Geothermics* 28. Elsevier.
2. **Barbier E., 1997** - Nature and technology of geothermal energy: A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, Vol. 1 Elsevier Science Ltd.
3. **Bertani R., 2000** - Enel geothermal database - Proceedings World Geothermal Congress 2000, Japan.
4. **Bertani R., 2005** - World geothermal generation 2001-2005: State of the art. Proceedings of the World Geothermal Congress, Turkey, 2005. Paper No. 0008 (CD).
5. **Bojarski L., Płochniewski Z., Stachowiak J., 1979** - Wody termalne NE części monokliny przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny* nr 11.
6. **Bojarski L., 1985** - Wody termalne jury dolnej na Niżu Polskim. W: Stan rozpoznania wód termalnych. *Mat.Sympozjum*. Kraków, 24-25.10.1985 r.
7. **Bojarski L., Sokołowski A., 1991** - Dokumentacja zasobów wód geothermalnych w kategorii C i D z utworów kredy dolnej w rejonie Uniejowa. *Arch. PIG*.
8. **Bojarski L., 1996** - Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim 1:1 000 000, PIG Warszawa.
9. **Bujakowski W., 1997** - Stan prac przy Zakładzie Geothermalnym w Mszczonowie. W: Rola energii geothermalnej w zintegrowanym rozwoju województwa skierniewickiego. Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
10. **Bujakowski W., 1999** - Geothermal Projects in Poland. *Technika Poszukiwań Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia*, nr 4-5.
11. **Bujakowski W., 2000** - Pilotowy projekt wykorzystania ciepła geothermalnego do upraw warzyw i chowu ryb w Laboratorium Geothermalnym IGSMiE PAN na Podhalu. *Czasopismo Techniczne* Nr 58-63.
12. **Bujakowski W., 2004** - Przegląd wybranych zakładów i projektów geothermalnych w Polsce. *Materiały Międzynarodowych Dni Geothermalnych „Polska 2004”*. Wyd. IGSMiE PAN.Kraków.
13. **Calderon G.R., 1999** - Andean cultures and geothermal phenomena in historical chronicles. In: *Stories from a heated Earth. Our geothermal heritage*. GRC, IGA, Sacramento, California.
14. **Cataldi, R., 1995** - Geothermal energy in the mediterranean area before the middle ages. *Proceedings of the World Geothermal Congress 1995*. Italy.
15. **Cataldi, R., 1999** - The Year Zero in geothermics. [in] *Stories from a heated Earth. Our geothermal heritage*. GRC, IGA. Sacramento. California.
16. **Cataldi R., Burgasi P.D., 1999a** - From the mystery of Atlantis to the first integrated uses of geothermal energy. [w] *Stories from a heated Earth. Our geothermal heritage*. GRC, IGA. Sacramento. California.
17. **Cataldi R., Burgasi P.D., 1999b** - Decline of the bathing and other uses of natural heat in the Mediterranean Area. From the birth of Rome to the end of the 1st Millennium. [w] *Stories from a heated Earth. Our geothermal heritage*. GRC, IGA. Sacramento. California.
18. **Cataldi R., Chiellini P., 1999** - Geothermal energy in the Mediterranean before the Middle ages, a review. [in] *Stories from a heated Earth. Our geothermal heritage*. GRC, IGA. Sacramento. California.
19. **Cataldi R., Hodgson S., Lund J. [eds.], 1999** - *Stories from a heated Earth. Our geothermal heritage*. GRC, IGA. Sacramento. California.
20. **Chmielecki A., Drabent J., 1989** - Szacunkowe określenie zapotrzebowania ciepła dla miasta Uniejowa oraz wskazanie miejsc usytuowania wymiennikowni optymalnych pod względem cieplowniczym.
21. **Chrzastowski J., Węclawik S., Rajchel L., 1989** - Prognozy wykorzystania wód termalnych dla celów balneologicznych i cieplowniczych w rejonie Uniejowa. *Arch. ZSE AGH*.
22. **Čermak V., 1979** - Heat Flow Map of Europe. In: *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer Verlag.
23. **Dowgiało J., Karski A., Potocki I., 1969** - *Geologia surowców balneologicznych*. Wyd.Geol. Warszawa.
24. **Dowgiało J., 1972** - Występowanie i perspektywy dalszego występowania wód geothermalnych w Polsce. *Balneol.pol.*, t.17.

-
25. **Fridleifsson I.B., 1995** - Historical aspects of geothermal utilization in Iceland. Proceedings of the World Geothermal Congress 1995. Italy.
 26. **Fridleifsson I.B., 2000** - Geothermal energy for the benefit of the people worldwide. Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Japan.
 27. **Fridleifsson I. B., 2002** - Geothermal energy - present status, future prospects and place among the renewables. Plenary papers of the 9th International Energy Conference and Exhibition. Cracow, Poland. May, 19 - 24, 2002. Cracow.
 28. **Fytikas M., Leonidopoulou G.M., Cataldi R., 1999** - Geothermal energy in ancient Greece: from mythology to late antiquity (3rd century A.D.). [in] Stories from a heated Earth. Our geothermal heritage. GRC, IGA. Sacramento. California.
 29. **Gibert J. P., Jaudin F., 1999** - Using geothermal waters in France: the district heating system of Chaudes - Aigues from the Middle Ages. [in] Stories from a heated Earth. Our geothermal heritage. GRC, IGA. Sacramento. California.
 30. **Górecki W., 1989** - Perspektywy i możliwości wykorzystania wód geotermalnych w Polsce. ZN AGH, nr 1293, geologia z. 44.
 31. **Górecki W., Kuźniak T., 1989** - Koncepcja wykorzystania dolnokredowych wód geotermalnych w rejonie miasta Uniejowa. Spr. CBPR 5.2 kier. nr 5 Kraków, czerwiec 1989 r.
 32. **Górecki W., Soboń J., 1989** - Projekt instalacji do zatłaczania wód geotermalnych w zakładzie geotermalnym na obszarze subbasenu szczecińsko-lódzkiego. Spr. CPBR 5.2. kier. nr 5 Kraków, czerwiec 1989 r.
 33. **Górecki W. (red.), 1990** - Projekt wykorzystania dolnokredowych wód geotermalnych w synklinorium mogileńsko-lódzkim ze szczególnym uwzględnieniem Uniejowa. Konferencja Możliwości wykorzystania wód geotermalnych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem synklinorium Mogileńsko-Lódzkiego. Wydawnictwo AGH, Kraków: 312.
 34. **Górecki W. (red.), 1990** - Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Objąsnienia tekstowe. ISE AGH, Kraków: 369.
 35. **Górecki W. i in., 1993** - Metodyka oceny zasobów energii wód geotermalnych w Polsce. Ekspertyza 12/93 MOŚZNiL. Arch. ZSE AGH.
 36. **Górecki W. (red.), 1995** - Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. ZSE AGH, Towarzystwo Geosynoptyków „GEOS”, Kraków.
 37. **Górecki W., 1996** - Studium możliwości inwestycyjnych nad wykorzystaniem energii geotermalnej w zbiornikach dolnojurańskim i dolnokredowym w synklinorium mogileńsko-lódzkim na Niżu Polskim. Arch. ZSE AGH, Kraków.
 38. **Górecki W., 1999** - Modele geotermalne formacji mezozoicznej na obszarze niecki warszawskiej konstruowane z wykorzystaniem systemu Landmark i studium techniczno-ekonomiczne. Zakład Surowców Energetycznych - Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków.
 39. **Górecki W. i in., 2000** - Analiza geologiczna i ocena zasobów wód i energii geotermalnej w formacjach jury środkowej i górnej oraz triasu na Niżu Polskim. Projekt KBN. Arch. Zakładu Surowców Energetycznych, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków.
 40. **Gunnaugsson E., 2004** - Ogrzewanie geotermalne w Rejkjawi, Islandia. Materiały Międzynarodowych Dni Geotermalnych „Polska 2004”. Wyd. IGSMiE PAN.Kraków.
 41. **Hurter S., Haenel R. [eds.], 2002** - Atlas of geothermal resources in Europe. Office for the Official Publications of the European Communities, Luxemburg.
 42. **Jaffe F. C., Dvorjecki E., Levitet D., Massarwieh R., Swarieh A., 1999** - Geothermal energy utilization in the Jordan Valley between Lake Kinneret and the Dead Sea: A view from Antiquity. [in] Stories from a heated Earth. Our geothermal heritage. GRC, IGA. Sacramento. California.
 43. **Kabat M., Sobański R., 1998** - Sposoby zagospodarowania wód geotermalnych w ogrzewnictwie scentralizowanym. C.O.W. nr 10, październik 1998; nr 11, listopad 1998.
 44. **Kępińska B., Łowczowska A., 2002** - Wody geotermalne w lecznictwie, rekreacji i turystyce. Wyd. IGSMiE PAN.
 45. **Kępińska B., 2003** - Current geothermal activities and prospects in Poland an overview. Geothermics 32.
 46. **Kępińska B., 2004** - Podchalański system geotermalnych i projekt ciepłowniczy - przegląd problematyki. Materiały międzynarodowej konferencji „Międzynarodowe dni geotermalne Polska 2004”, 13 - 17 września, 2004, Kraków - Skopje.
 47. **Kępińska B., 2005** - Światowy Kongres Geotermalny Turcja 2005. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia. PAN IGSMiE nr 6.
 48. **Kleczkowski A., Różkowski A., 1997** - Słownik hydrogeologiczny. Wydawnictwo TRIO, Warszawa: 328.
 49. **Kochański J. W., 2002** - Balneologia i hydroterapia. Wydawnictwo AWF we Wrocławiu: 250.
 50. **Kozłowski T., Malenta Z., 2004** - Ciepłownia geotermalna w Stargardzie. Mat. do Atlasu zasobów geotermalnych. Formacja mezozoiczna. Maszynopis. Arch. ZSE AGH.
 51. **Kuźniak T., 1990** - Odbiór i wykorzystania ciepła z wód geotermalnych o niskiej entalpii. W: Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Kraków.
 52. **Lindal B., 1973** - Industrial and other applications of geothermal energy, except power production and district heating.[in]: Geothermal energy, Earth Sciences (ed. by H.C.H. Amstead). Vol. 12, UNESCO.
 53. **Lund J.W., 2004** - Bezpośrednie zastosowanie ciepła geotermalnego. Materiały Międzynarodowych Dni Geotermalnych „Polska 2004”. Wyd. IGSMiE PAN.Kraków.

-
54. **Lund J., Freeston D. H., Boyd T., 2005** - World - wide direct uses of geothermal energy 2005. Proceedings of the World Geothermal Congress, Turkey, 2005. Paper No. 0007 (CD).
55. **Maliszewski N., 1997** - Wstępne wyniki zatłaczania schłodzonej solanki do górotworu w Ciepłowni Geotermalnej w Pyrzycach. W: Rola energii geotermalnej w zintegrowanym rozwoju województwa skierniewickiego. Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
56. **Meyer Z., Sobański R., 1993** - Pierwszy w Polsce ciepłowniczy zakład geotermalny w Pyrzycach. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia, nr 5 - 6.
57. **Meyer Z., 1994** - Utilization of geothermal energy in Poland giving as an example the city heating system in Pyrzyce based on geothermal plant. Konf. Zakopane.
58. **Motyka J., Rajchel L., 2002** - Wody mineralne i akratopegii. (W): Ney R. (red.) Modelowe studium kompleksowego wykorzystania i ochrony surowców balneologicznych Krakowa i okolicy. Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
59. **Ney R., Sokołowski J., 1987** - Wody geotermalne Polski i możliwości ich wykorzystania, Nauka Polska. Nr 6.
60. **Ney R., 1992** - Wyniki badań nad możliwościami wykorzystania energii geotermalnej w Polsce. Nauka Polska nr 4, p.37-49.
61. **Ney R., 1997** - Zasoby energii geotermalnej w Polsce i możliwe kierunki jej wykorzystania. Seminarium naukowe. Wyd. IGSMiE PAN. Kraków - Zakopane.
62. **Ney R., 2004** - Rola energii odnawialnej w zrównoważonym rozwoju energetyki. Materiały Międzynarodowych Dni Geotermalnych „Polska 2004”. Wyd. IGSMiE PAN. Kraków.
63. **Nowak W., Sobański R., 1995** - Sposoby wykorzystania energii geotermalnej. II Konf. pt. „Energia odnawialna w ochronie środowiska”. Szczecin, 1995.
64. **Nowak W., Borsukiewicz-Gozdur A., 2004** - Binary Geothermal Power Plant with Absorption Coller, XIV Internationale Tagung Forschung, Didaktik und Praxis im modern Maschinenbau, Stralsund, Germany.
65. **Orłowski Z., 1957** - Balneologia ogólna. PZWL, Warszawa.
66. **Paczyński B., 1976** - Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce. Wyd.Geol. Warszawa.
67. **Paczyński B., 1977** - Regionalizacja ogólna wód podziemnych Polski. Kwart.Geol. t.21, nr 4. Wyd.Geol. Warszawa.
68. **Paczyński B., Płochniewski Z., 1996** - Wody mineralne i lecznicze Polski. PiG, Warszawa:108.
69. **Pająk L., 2000** - Usage of existing deep bore-holes as heat exchangers. Proceedings of the World Geothermal Congress 2000 Kyushu - Tohou, Japan.
70. **Plewa M., Plewa S., 1992** - Petrofizyka. Wy. Geolo. Warszawa.
71. **Płochniewski Z., 1985** - Występowanie i możliwości wykorzystania wód geotermalnych w niecce mogileńsko-lódzkiej. W: Stan rozpoznania wód termalnych. Mat.Symposium. Kraków, 24-25.10.1985 r.
72. **Ponikowska I. (red.), 1995** - Medycyna uzdrowiskowa w zarysie. WATEXTS, Warszawa: 256.
73. **Ponikowska I., (2002)** - Kompendium Balneologii. Wydawnictwo Adam Marszałek: 225.
74. **Pożaryski W., 1974** - Budowa geologiczna Polski. T. 4., Tektonika cz. 1, Niż Polski: 24-34.
75. **Rajchel L., (2000)** - Źródła wód siarczkowych w Karpatach polskich. Geologia t.26, z.3.
76. **Sekioka M., 1995** - Geothermal energy in history, the case of Japan. Proceedings of the World Geothermal Congress 1995. Italy.
77. **Severne C.M., 1995** - Traditonal use of geothermal resources by New Zeland Maori. Proceedings of the World Geothermal Congress 1995. Italy.
78. **Sobański R., Nowak W., 1994** - Ciepłownie geotermalne. II Konf. pt. "Racjonalizacja użytkowania energii i środowiska". Szczyrk, 1994.
79. **Sobański R., Kabat M., 1996** - System geotermalny w Pyrzycach. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia. z.3-4.
80. **Sobański R., 2000** - Jak pozyskać ciepło z głębi Ziemi. Wyd. Centralny Ośrodek Informacji Budownictwa. Warszawa.
81. **Sokołowska J., 1991** - Wstępna ocena ekonomiczna projektowanych zakładów geotermalnych. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia. nr 1-2.
82. **Sokołowski J., 1987** - Możliwości wykorzystania wód geotermalnych dla uzupełnienia bilansu energetycznego Polski. Mat.Konf. Wołomin.
83. **Sokołowski J., Tomaszewski A., 1987** - Atlas geosynoptyki naftowej Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
84. **Sokołowski J., 1988** - Warunki występowania wód geotermalnych w Polsce i program ich wykorzystania na Podhalu. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia. z. 1-2.
85. **Sokołowski J., 1997** - Metodyka oceny zasobów geotermalnych i warunki ich występowania w Polsce. Mat. Polskie Szkoły Geotermalnej, III Kurs. Wyd. PGA i CPPGSMiE PAN, Kraków - Straszecin.
86. **Sokołowski J., 1998** - Ocena możliwości wykorzystania energii geotermalnej dla ochrony środowiska przyrodniczego w województwie olsztyńskim. TPGGiG nr 3, Kraków.
87. **Sokołowski J. et al., 1992** - Geosynoptical Atlas of Poland. Kraków-Warszawa.

-
88. **Wang Ji - Yang, 1995** - Historical aspects of geothermal use in China. Proceedings of the World Geothermal Congress 1995. Italy.
 89. **Witkiewicz S., 1948** - Na przełęczy. Spółdz. Wyd. „Książka”. Warszawa.
 90. **Rozporządzenie Ministra Zdrowia** w sprawie wymagań, jakim powinna odpowiadać woda w kąpieliskach (Dz.U.02.183.1530 z dnia 5 listopada 2002 roku).
 91. **Rozporządzenie Rady Ministrów** w sprawie złóż wód podziemnych zaliczonych do solanek, wód leczniczych i termalnych oraz złóż innych kopalin leczniczych, a także zaliczenia kopalin pospolitych z określonych złóż lub jednostek geologicznych do kopalin podstawowych (Dz.U. 06.32.320 z dnia 27 lutego 2006 roku).
 92. **Ustawa** o lecznictwie uzdrowiskowym, uzdrowiskach i obszarach ochrony uzdrowiskowej oraz o gminach uzdrowiskowych (Dz.U.05.167.1399 z dnia 1 września 2005 roku).

2 Techniczne i technologiczne uwarunkowania eksploatacji, przesyłu i zatłaczania wód geotermalnych oraz odbioru ciepła

2.1 Systemy wydobywczo-zatłaczające wód geotermalnych (J.Soboń)

Systemy wydobywczo-zatłaczające w większości przypadków są jedynym racjonalnym rozwiązaniem przy eksploatacji wód geotermalnych i wód podziemnych o temperaturze powyżej 20°C z głębokich i płytkich poziomów zbiornikowych. Prowadzenie procesu wydobycia i zatłaczania w obrębie jednego poziomu zbiornikowego lub w obrębie poziomów posiadających kontakt hydrodynamiczny tworzy „obieg zamknięty”, który zapewnia odnawialność zasobów wód podziemnych i podtrzymanie ciśnienia złożowego, przy równoczesnym spełnieniu wymogów ochrony środowiska.

Systemy wydobywczo-zatłaczające można sklasyfikować na podstawie kryterium sposobu wydobycia i kryterium ilości zastosowanych w systemie otworów wiertniczych lub studni.

Ze względu na sposób wydobycia można wydzielić:

1. Systemy z wydobyciem samoczynnym,
2. Systemy z wydobyciem wymuszonym,
3. Systemy z wydobyciem samoczynnym-wymuszonym.

Wydobycie samoczynne, inaczej zwane „samowypływem”, występuje w strefach ciśnień artezyjskich, tj. w strefach gdzie statyczny poziom wody z otworu znajduje się powyżej powierzchni terenu. Wysokość słupa wody nad powierzchnią terenu decyduje o wielkości nade ciśnienia. W przypadku dostatecznie wysokich wartości tego ciśnienia nie zachodzi konieczność stosowania urządzeń wydobywczych.

Wydobycie wymuszone jest stosowane w strefach ciśnień subartezyjskich, tj. gdy poziom wody w odwiercie znajduje się poniżej powierzchni terenu, lub gdy występujące ciśnienie artezyjskie nie pozwala na przepływ wody przez napowierzchniową instalację geotermalną. Wydobycie wymuszone realizowane jest za pomocą urządzeń wydobywczych, do których zalicza się różnego typu pompy, strumienice (pompy strumieniowe) i gazodźwigi. Dla celów wydobycia wód geotermalnych stosowane zazwyczaj są agregaty pompowe z silnikiem zespolonym wraz z pompą i zapuszczonym do otworu, lub z silnikiem znajdującym się na powierzchni terenu i połączonym wałem napędowym z pompą umieszczoną wewnątrz otworu.

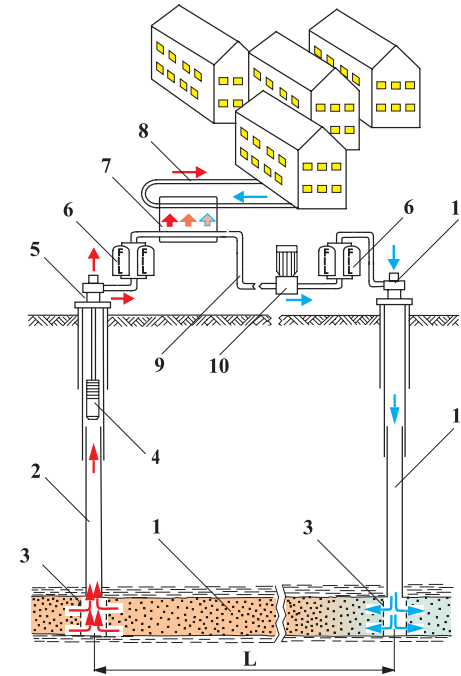
Wydobycie samoczynne-wymuszone jest to samowypływ wody z otworu wiertniczego, uzyskany przy zastosowaniu urządzenia wydobywczego w fazie rozruchu. Wypływ samoczynny wód geotermalnych można uzyskać w wyniku „efektu termodźwigu”, tj. zwiększenia się wysokości słupa wody w otworze po wypełnieniu go wodą geotermalną o temperaturze złożowej. Efekt termodźwigu wspomaga proces wydobycia samoczynnego i wymuszonego czego wynikiem jest wzrost ciśnienia dynamicznego w otworze.

Ze względu na ilość zastosowanych w systemie wydobywczo-zatłaczającym otworów wiertniczych lub studni można wydzielić:

1. Systemy jednootworowe - składające się z jednego otworu wiertniczego,

2. Systemy dwuotworowe - składające się z dwóch otworów wiertniczych. Można tu wyróżnić dwuotworowy system wydobywczo-zatłaczający tzw. „dublet geotermalny”, w skład którego wchodzi jeden otwór wydobywczy i jeden otwór zatłaczający,

3. Systemy wielootworowe - składające się z więcej niż dwóch otworów wiertniczych - zaliczyć tu można m. in. system trójotworowy tzw. „tryplet geotermalny”, składający się zazwyczaj z jednego otworu wydobywczego i dwóch otworów zatłaczających.



Rys. 2.1.1 Dwuotworowy system wydobywczo-zatłaczający, tzw. dublet geotermalny.

1 - geotermalny poziom zbiornikowy, 2 - otwór wydobywczy, 3 - poszerzenie otworu, 4 - pompa głębinowa, 5 - głowica otworu wydobywczego, 6 - filtry, 7 - wymiennik ciepła, 8 - rurociąg wody sieciowej, 9 - rurociąg wody geotermalnej, 10 - pompa zatłaczająca, 11 - głowica otworu zatłaczającego, 12 - otwór zatłaczający.

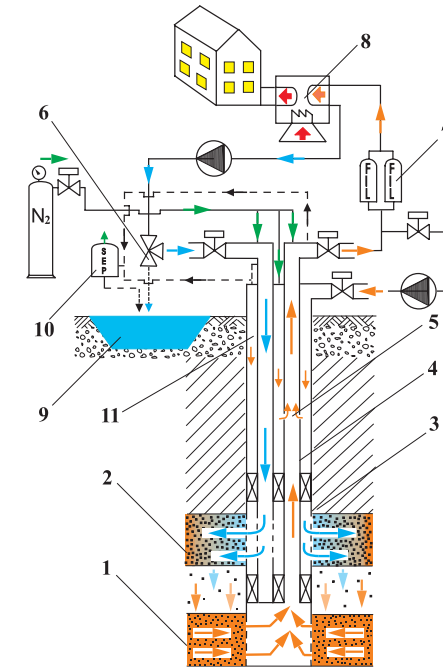
Fig. 2.1.1 Two-well production-injection system, so called geothermal doublet.

1 - geothermal reservoir horizon, 2 - production well, 3 - enlargement of the wellbore, 4 - downhole pump, 5 - production well head, 6 - filters, 7 - heat exchanger, 8 - municipal water piping, 9 - geothermal water piping, 10 - injection pump, 11 - injection well head, 12 - injection well.

Najczęściej stosowanym geotermalnym systemem wydobycia i odprowadzania wód geotermalnych jest dwuotworowy system wydobywczo-zatłaczający (rys. 2.1.1), tj. „dublet geoter-

malny⁷. Otwory wiertnicze wchodzące w skład wyżej wymienionego systemu mogą być pionowe lub kierunkowe, w szczególnych przypadkach można rozważyć celowość stosowania otworów poziomych. Istotną zaletą takiego układu jest możliwość uzyskania znacznych wydajności eksploatacyjnych nawet do ponad 100 m³/h (Górecki, Soboń, 1989) w przypadku korzystnych warunków geologiczno-złożowych i przy zastosowaniu odpowiednich rozwiązań konstrukcyjnych otworów wydobywczych i zatłaczających. Z uwagi na potencjalne możliwości pozyskania znacznych ilości ciepła oraz biorąc pod uwagę koszty wykonania otworów wiertniczych rozwiązanie takie jest zazwyczaj najbardziej opłacalne dla ciepłowni geotermalnych z punktu widzenia oceny ekonomicznej (Kuźniak, Soboń, 1991).

W wielu przypadkach wykonanie dubletu geotermalnego jest ekonomicznie nieuzasadnione z uwagi na brak odpowiedniego zapotrzebowania na ciepło lub ze względu na parametry eksploatacyjne (temperatura wód, wydajność), dlatego opracowano (Soboń, 1984, 1990, 2001) jednootworowe systemy wydobycia i zatłaczania wód geotermalnych. W przypadku jednootworowego systemu wydobywczo-zatłaczającego dla artezyjskich poziomów zbiornikowych proces dwukierunkowego przepływu wód przez otwór wiertniczy nie stanowi większych problemów technicznych. W przypadku poziomów subartezyjskich w otworze wiertniczym zachodzi konieczność zastosowania urządzenia wydobywczego. Dla otworów wiertniczych, w których głębokość zwierciadła wody i średnica otworu wyklucza możliwość zastosowania pompy głębinowej, rozwiązaniem może być zastosowanie urządzenia strumieniowego dla uzyskania wypływu wody z otworu. Jednootworowy system wydobywczo-zatłaczający z pompą strumieniową może posiadać w otworze układ rur równoległych (rys. 2.1.2) lub układ rur współśrodkowo ułożonych.



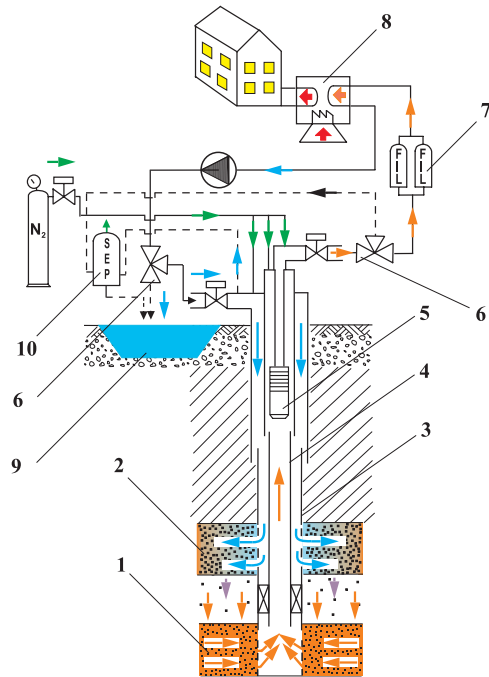
Rys. 2.1.2 Jednootworowy system wydobywczo-zatłaczający z pompą strumieniową i równoległym układem rur w otworze.

1 - strefa przyływu, 2 - strefa zatłaczania, 3 - rury okładzinowe, 4 - kolumna rur wydobywczych, 5 - pompa strumieniowa, 6 - zawór trójdrożny, 7 - filtry, 8 - pompa ciepła, 9 - osadnik, 10 - separator, 11 - kolumna rur zatłaczających.

Fig. 2.1.2 Single-well production-injection system with a jet pump and parallel arrangement of pipes in the wellbore.

1 - inflow zone, 2 - injection zone, 3 - casing string, 4 - production tubing, 5 - jet pump, 6 - three-way valve, 7 - filters, 8 - heat pump, 9 - settling tank, 10 - separator, 11 - injection tubing.

W przypadku odpowiedniej średnicy otworu i położenia zwierciadła wody można zastosować układ np. z pompą głębinową zainstalowaną w zapuszczonej kolumnie wydobywczej o zmiennej średnicy (rys. 2.1.3).



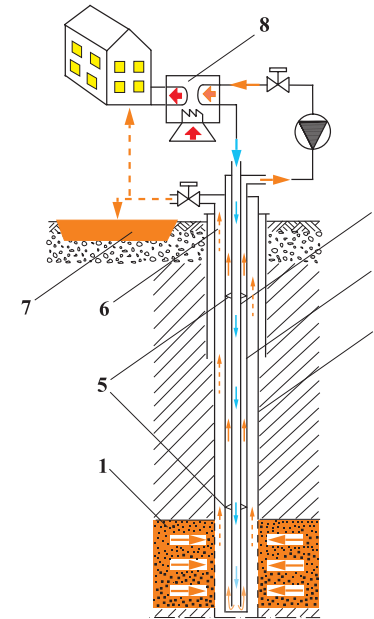
Rys. 2.1.3 Jednotworowy system wydobywco-zatłaczający z pompą głębinową.

1 - strefa przyływu, 2 - strefa zatłaczania, 3 - rury okładzinowe, 4 - kolumna rur wydobywczych, 5 - pompa głębinowa, 6 - zawór trójdrożny, 7 - filtry, 8 - pompa ciepła, 9 - osadnik, 10 - separator.

Fig. 2.1.3 Single-well production-injection system with a downhole pump.

1 - inflow zone, 2 - injection zone, 3 - casing string, 4 - production tubing, 5 - downhole pump, 6 - three-way valve, 7 - filters, 8 - heat pump, 9 - settling tank, 10 - separator.

Zazwyczaj przy wykorzystaniu systemów wydobywco-zatłaczających do poziomów zbiornikowych o ciśnieniu subarteryjnym zachodzi potrzeba zastosowania układu redukcji podciśnienia (rys. 2.1.2, 2.1.3) powstającego podczas przerw w przepływie wody. W wyniku powstałego podciśnienia mogą zachodzić procesy wytrącania drobin osadu, który następnie transportowany przez przepływającą wodę intensyfikuje proces kolmatacji w strefie interwału zatłaczania wód.



Rys. 2.1.4 Jednotworowy system eksploatacji ciepła geotermalnego z otworowym wymiennikiem ciepła (Soboń, 1984).

1 - poziom geotermalny, 2 - rury okładzinowe, 3 - kolumna rur wydobywczych, 4 - kolumna rur tłoczonych, 5 - centralizatory, 6 - woda geotermalna - wydobyte cyklicznie, 7 - baseny rekreacyjno-balneologiczne, 8 - pompa ciepła.

Fig. 2.1.4 Single-well system of geothermal heat exploitation with downhole heat exchanger (after Sobon, 1984).

1 - geothermal horizon, 2 - casing string, 3 - production tubing, 4 - injection tubing, 5 - centralizers, 6 - thermal water, cyclic production, 7 - swimming and balneological pools, 8 - heat pump.

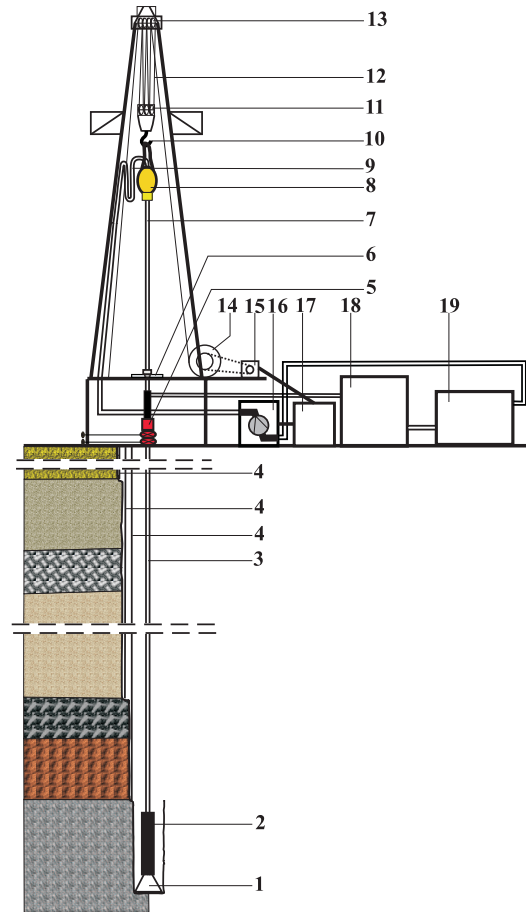
Innym rozwiązaniem konstrukcyjnym systemu jednotworowego (Soboń, 1984) jest zapuszczenie odpowiedniego układu współśrodkowo ułożonych kolumn rur, tworzących wewnątrz otworu zamknięty układ wymiennika ciepła (rys. 2.1.4).

Zastosowanie ww. jednotworowych systemów wydobywco-zatłaczających w uzasadnionych przypadkach stwarza możliwość pozyskania wód geotermalnych z niewykorzystywanych otworów wiertniczych, które spełniają kryteria techniczne i geologiczno-złożowe dla ich eksploatacji.

2.2 Technika i technologia wykonywania otworów geotermalnych

2.2.1 Technika wiercenia otworów (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)

Efektywne poszukiwania i eksploatacja wód geotermalnych są możliwe dzięki nowoczesnej technice i technologii wiertniczej. Obecnie do wiercenia otworów geotermalnych najczęściej stosowana jest metoda obrotowa z prawym obiegiem płuczki. Schemat urządzenia i otworu wiertniczego przedstawiono na rys. 2.2.1.



Rys. 2.2.1 Schemat urządzenia wiertniczego i otworu.

1 - świder, 2 - obciążniki, 3 - rury płuczkowe, 4 - kolumny rur okładzinowych, 5 - prewenter, 6 - stół wiertniczy, 7 - graniatka, 8 - głowica płuczkowa, 9 - wąż płuczkowy, 10 - hak, 11 - wielokrążek ruchomy, 12 - lina, 13 - wielokrążek stały, 14 - wyciąg wiertniczy, 15 - przekładnie, 16 - pompa płuczkowa, 17 - silniki napędowe, 18 - system oczyszczania płuczki, 19 - zbiorniki płuczkowe.

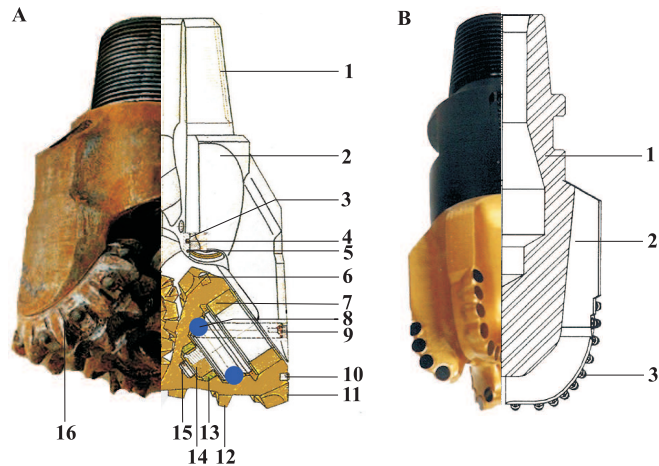
Fig. 2.2.1 A scheme of a rig and a well.

1 - bit, 2 - collars, 3 - mud pipes, 4 - casing, 5 - BOP, 6 - table, 7 - kelly, 8 - discharge head, 9 - mud hose, 10 - hook, 11 - traveling block, 12 - cable, 13 - stable block, 14 - hoist, 15 - gears, 16 - mud pump, 17 - propulsion motors, 18 - mud cleaning system, 19 - pill tanks.

W procesie wiercenia otworu obracający się po dnie otworu świder, na który jest wywierany nacisk osiowy niszczy strukturę skały. Zwiercone cząstki skały są usuwane z dna otworu na powierzchnię płuczka wiertniczą, którą ze zbiorników ssących pompami tłoczy się przez rurociąg tłoczny, stojak, wąż, głowicę płuczkową, graniatkę, rury płuczkowe, obciążniki i świder na dno otworu. W dalszej kolejności płuczka ze zwiercinami przepływa przestrzenią pierścieniową otworu na powierzchnię, gdzie jest kierowana na system oczyszczania w celu oddzielenia urobku od płuczki. Oczyszczona płuczka wpływa do zbiorników, z których ponownie zasysana jest przez pompy płuczkowe i zatłaczana do otworu.

Do obrotowego wiercenia otworów mogą być stosowane różne rodzaje świdrow. Ze względu na budowę i zasadę działania ogólnie dzieli się je na: gryzowe, diamentowe i skrawające. Ze względu na zalety najczęściej używane są świdry gryzowe (rys. 2.2.2 A). Nadają się one do wiercenia w skałach o różnej twardości.

Nowoczesne rozwiązania konstrukcyjne wdrożone w świdrach diamentowych (rys. 2.2.2 B) powodują, że znajdują one coraz to szersze zastosowanie w praktyce. Oprócz pierwotnie stosowanych narzędzi wiertniczych wykonywanych z naturalnych diamentów produkuje się świdry z polikrystalicznych diamentów (PDC), termicznie trwałych diamentów (PCD) i hybrydowe (naturalne diamenty i sztuczne).



Rys. 2.2.2 Świdry.

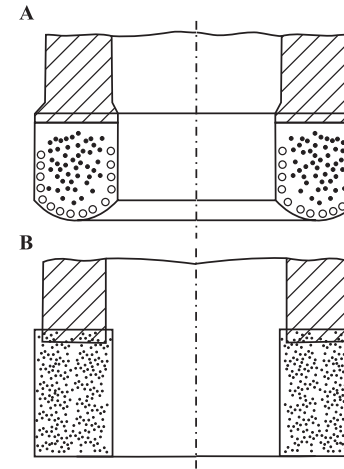
A) gryzowy, 1 - czop gwintowy, 2 - segment, 3 - pierścień uszczelniający, 4 - dysza, 5 - pierścień osadcy, 6 - słupki zbrojenia wierzchołkowego, 7 - łożysko wałeczkowe, 8 - łożysko kulkowe, 9 - kolek zamykający kulki, 10 - słupki zbrojenia czołowego, 11 - napoina czołowa, 12 - ząb, 13 - tulejka łożyska ślizgowego, 14 - czopek ślizgowy, 15 - korek oporowy, 16 - gryz; B) diamentowy, 1 - korpus, 2 - matryca, 3 - polikrystaliczne diamenty.

Fig. 2.2.2 Bits.

A) clogged bit, 1 - threaded pin, 2 - segment, 3 - sealing ring, 4 - nozzle, 5 - donut, 6 - gage surface with tungsten carbide tooth hardfacing, 7 - roller bearing, 8 - ball bearing, 9 - ball locker pin, 10 - gage row with tungsten carbide insert, 11 - leading flank hardfacing, 12 - tooth, 13 - journal bearing sleeve, 14 - journal pin, 15 - buffer, 16 - cog; B) diamond, 1 - body, 2 - matrix, 3 - polycrystalline diamonds.

Narzędziami stosowanymi do zwiercania skał w wiertnictwie rdzeniowym są koronki wiertnicze. W przekroju poziomym przez otwór wiertniczy koronki zwiercają w skałę pierścieni - w odróżnieniu od świdrów zwiercających koło. Nie zwiercona wewnątrz pierścienia skała, zwana rdzeniem wiertniczym, po zakończeniu marszu zostaje wyciągnięta na powierzchnię i jest źródłem wielu bardzo istotnych informacji o własnościach skał zalegających na badanej głębokości w skorupie ziemskiej. W praktyce wiertniczej zazwyczaj stosuje się koronki diamentowe, wykonane jako ziarniste lub impregnowane (rys. 2.2.3), rzadziej koronki skrawające.

W zależności od rodzaju zwiercanych skał dobiera się odpowiednią konstrukcję rdzeniówki, która wraz z urywaniem rdzenia umożliwia wyciągnięcie próbki skał na powierzchnię.



Rys. 2.2.3 Koronki diamentowe.

A) ziarnista, B) impregnowana.

Fig. 2.2.3 Diamond bits. A) natural diamond, B) impregnated diamond.

Nowoczesna technika pozwala sterować kierunkiem wiercenia otworu i dzięki temu można wykonywać otwory o różnych trajektoriach. Wyróżnia się otwory pionowe, kierunkowe oraz z końcowym odcinkiem poziomym, te ostatnie zasługują na szczególną uwagę. Ponadto, z jednego ustawienia wiertnicy można wykonywać otwory pojedyncze lub wielodenne.

2.2.2 Technologia wiercenia otworów (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)

Do podstawowych parametrów technologii wiercenia otworów zalicza się nacisk osiowy i prędkość obrotową oraz strumień objętości płuczki. To one w istotny sposób wpływają na techniczno-ekonomiczne wskaźniki wiercenia otworu. Ogólnie można stwierdzić, że wraz ze wzrostem wyżej wymienionych parametrów otwór jest wiercony z większą prędkością w skałach makroskopowo jednorodnych. W praktyce, po analizie profilu geologicznego przed ustaleniem parametrów technologii wiercenia, dobiera się typ świdra oraz obciążniki w kolumnie przewodu wiertniczego, które służą do wywierania nacisku osiowego. Przy wierceniu otworów geotermalnych ważnym czynnikiem są parametry technologiczne płuczki wiertniczej, ze względu na zadania jakie ma do spełnienia, przy równoczesnym istotnym wpływie temperatury na stan techniczny otworu.

2.2.3 Konstrukcje otworów (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)

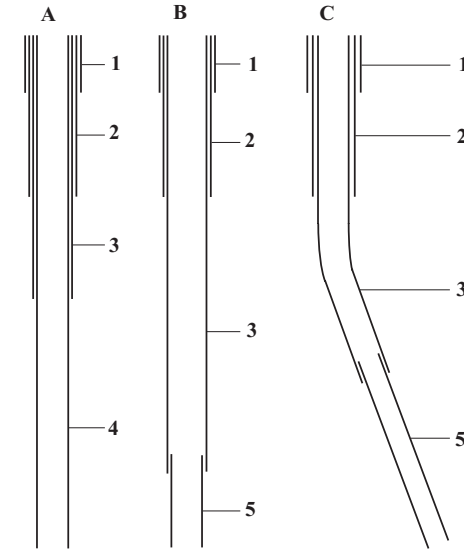
Dla osiągnięcia celu wiercenia konieczne jest właściwe zaprojektowanie konstrukcji otworu. Ze względów technicznych i ekonomicznych przy doborze schematu orurowania otworu należy przestrzegać:

- racjonalnych prześwitów pomiędzy ścianą otworu a zewnętrzną ścianą rur okładzinowych oraz pomiędzy poszczególnymi wewnętrznymi średnicami kolumn rur okładzinowych a świdrami zapuszczanymi do otworu przez te kolumny rur;
- długości wyjścia kolumny rur, tzn. odległości pomiędzy głębokościami zapuszczania sąsiednich kolumn rur. Określenie długości wyjścia kolumny rur okładzinowych i ich średnic wymaga informacji dotyczących:
 - profilu litologicznego i warunków hydrogeologicznych, parametrów przewiercanych skał, a w szczególności tendencje do „płynięcia”, tworzenia się kawern i obwałów;
 - ciśnienia górotworu, płynu złożowego i szczelinowania;
 - występowania stref ucieczek płuczki wiertniczej i innych komplikacji wiertniczych.

Projektowanie konstrukcji otworu jest realizowane w dwóch zasadniczych etapach:

- ustalenie schematu orurowania tj. średnic świdrów i rur okładzinowych oraz głębokości ich zapuszczania;
- sprawdzenie wytrzymałości poszczególnych kolumn rur okładzinowych.

W praktyce wiertniczej wyróżnia się pięć rodzajów kolumn rur okładzinowych: wstępną, przewodnikową, techniczną, eksploatacyjną i traconą (rys. 2.2.4). Każda z nich ma do spełnienia wielorakie zadania.



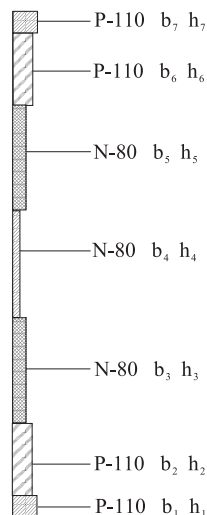
Rys. 2.2.4 Schematy orurowania otworów geotermalnych.

A i B - otwory pionowe, C - otwór kierunkowy, 1 - kolumna wstępna, 2 - kolumna przewodnikowa, 3 - kolumna techniczna, 4 - kolumna eksploatacyjna, 5 - kolumna eksploatacyjna-tracona.

Fig. 2.2.4 Schemes of casing in geothermal wells.

A and B - vertical wells, C - directional well, 1 - conductor column, 2 - surface column, 3 - intermediate column, 4 - production column, 5 - liner-production column.

W zależności od sytuacji technologicznej w otworze na kolumny rur okładzinowych mogą działać następujące obciążenia: rozciągające, ściskające, zgniatające, zginające i rozrywające. W wyniku uwzględnienia tych obciążeń otrzymuje się konstrukcję kolumny podając gatunek stali, grubość ścianki i długość sekcji (rys. 2.2.5). Dla właściwego osiągnięcia zadań stawianych kolumnom rur okładzinowych wyposaża się je w but rur, zawór zwrotny, skrobaki, centralizatory, czasami w muflę cementacyjną.



Rys. 2.2.5 Schemat wytrzymałościowy kolumny rur okładzinowych.

b - grubość ścianki, *h* - długość sekcji, P-110, N-80 - gatunki stali.

Fig. 2.2.5 A scheme of casing strength.

b - thickness of the wall, *h* - length of the section, P-110, N-80 - types of steel.

Po zapuszczeniu danej kolumny rur okładzinowych, zazwyczaj uszczelnia się je zaczynem cementowym. Najczęściej wykonuje się cementowanie jednostopniowe z dwoma klockami polegające na tłoczeniu zaczynu uszczelniającego do przestrzeni pierścieniowej otworu przez but cementacyjny. Przy niskich ciśnieniach złożowych i przy długich kolumnach rur okładzinowych stosuje się cementowanie dwustopniowe, przy czym pierwsza porcja zaczynu cementowego wtłaczana jest do przestrzeni pierścieniowej otworu przez but cementacyjny, a druga przez mufę dwustopniowego cementowania umieszczoną wcześniej w zaprojektowanym odcinku kolumny rur.

2.2.4 Konstrukcje otworów wydobywczych i zatłaczających w strefie udostępnianych geotermalnych horyzontów zbiornikowych (J.Soboń)

Proces projektowania i wykonania konstrukcji otworu w strefie udostępnianych geotermalnych horyzontów zbiornikowych ma decydujące znaczenie dla przebiegu całego procesu eksploatacji wód geotermalnych. Analiza czynników mających wpływ na rodzaj stosowanych konstrukcji oraz właściwy dobór tych konstrukcji minimalizują awaryjność zastosowanych rozwiązań.

Konstrukcje i wyposażenie geotermalnych otworów wydobywczych i zatłaczających w interwałach udostępnianych horyzontów zbiornikowych warunkują następujące czynniki:

- przewidywany wydatek przyплиwu wody do otworu i wydatek zatłaczania schłodzonych wód;
- głębokość położenia horyzontu zbiornikowego;
- stopień zwięzłości skał zbiornikowych;
- przepuszczalność, szczelinowatość i uziarnienie skał horyzontu zbiornikowego;
- projektowana końcowa średnica otworu;
- prognozowany czas użytkowania otworu;
- sposób zabudowania horyzontu geotermalnego rurami okładzinowymi - zwłaszcza przy przywracaniu otworów do użytkowania dla celów geotermalnych.

Można wyróżnić cztery podstawowe typy konstrukcji stosowanych do udostępniania geotermalnych horyzontów, zbiornikowych:

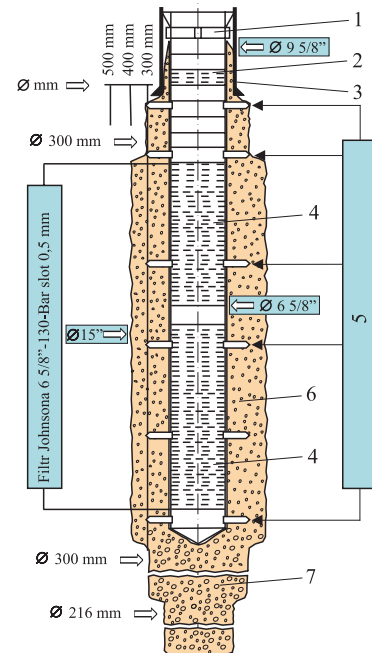
- konstrukcja bezfiltrowa typu „open hole” - otwarta warstwa wodonośna;
- konstrukcja filtrowa wykonana poprzez zapuszczenie filtra do otworu;
- konstrukcja filtrowa z poszerzeniem otworu i filtrem z obsypką żwirową;
- konstrukcja filtrowa wykonana poprzez perforację rur okładzinowych w celu otwarcia zamkniętej warstwy wodonośnej - „cased-hole”.

Konstrukcje typu „open-hole” stosowane są do skał zwięzłych, zazwyczaj typu szczelinowego, charakteryzujących się stabilnością ścian otworu. W przypadku „open-hole” ostatnia zapuszczona kolumna rur okładzinowych kończy się powyżej stropu poziomu zbiornikowego, tak że pozostaje on otwarty - nie zarurowany. Takie rozwiązanie charakteryzuje się potencjalnie dobrymi własnościami hydrodynamicznymi i niskimi kosztami wykonania. W tego typu rozwiązaniu konstrukcyjnym można zastosować poszerzenie otworu w interwale poziomu zbiornikowego, a zatem uzyskać zwiększenie wydatku wydobycia oraz zatłaczania.

W przypadku braku stabilności ścian otworu wiertniczego, tj. zazwyczaj w przypadku kolektorów typu porowego np. horyzonty piaskowcowe, konieczne jest zastosowanie konstrukcji filtrowych wykonanych poprzez umieszczenie filtra w interwale horyzontu zbiornikowego. Można tu wyróżnić rozwiązanie polegające na postawieniu ostatniej kolumny rur okładzinowych w stropie poziomu zbiornikowego, a następnie na przewierceniu wytypowanego interwału zbiornikowego. W takim przypadku pod ostatnią kolumną rur okładzinowych, w nieorurowanej części otworu, w interwale poziomu zbiornikowego zostaje umieszczona kolumna filtrowa wykonana z perforowanego lub tłoczonego odcinka rury - opcjonalnie z różnego typu opłotem. Rozwiązanie takie limituje zewnętrzną powierzchnię filtracji średnicą zapuszczonej kolumny filtrowej. Zewnętrzna średnica filtra może mieć zatem wartość maksymalną $\Phi 6 \frac{5}{8}''$ lub $7''$ dla ostatniej kolumny rur okładzinowych $\Phi 9 \frac{5}{8}''$.

Optymalnym rozwiązaniem pod względem hydrodynamicznym dla kolektorów typu porowego, charakteryzujących się dostateczną stabilnością ścian otworu jest przewiercenie poziomu zbiornikowego, a następnie wykonanie poszerzenia opcjonalnie do $\Phi 15''$. W kolejnym etapie zapuszczana jest specjalnej konstrukcji kolumna filtrowa i wykonywana jest obsypka żwirowa

dobrana do frakcji uziarnienia kolektora zbiornikowego. Dzięki takiemu rozwiązaniu średnica cylindrycznej powierzchni filtracji równa jest średnicy otworu (rys. 2.2.6). Konstrukcja tego typu zapewnia optymalne warunki hydrodynamiczne kontaktu skał zbiornikowych z otworem wiertniczym, co jest szczególnie istotne w przypadku otworów zatłaczających, gdzie wymagane jest uzyskanie małych oporów tłoczenia wody do horyzontów zbiornikowych.



Rys. 2.2.6 Konstrukcja otworu geotermalnego z poszerzeniem w strefie udostępnionego horyzontu zbiornikowego.

1 - wieszak i łącznik dielektryczny, 2 - sito bezpieczeństwa, 3 - rury okładzinowe 9 5/8'', 4 - część czynna filtra 6 5/8'', 5 - centralizatory, 6 - obsypka żwirowa, np. 0,8-1,5 mm, 7 - obsypka żwirowa, np. 1-3 mm.

Fig. 2.2.6 Geothermal well design with enlargement within the reservoir horizon (J. Soboń).

1 - hanger and dielectric joint, 2 - safety screen, 3 - 9 5/8" casing string, 4 - active part of the 6 5/8" filter, 5 - centralizers, 6 - gravel packing, e.g. 0.8-1.5 mm, 7 - gravel packing, e.g. 1-3 mm.

Udostępnienie do eksploatacji zamkniętych poziomów zbiornikowych - „cased hole”, gdzie interwały głębokościowe poziomu zbiornikowego zostały orurowane, a następnie zacementowane, wymaga wykonania otworów perforacyjnych. Otwory wykonane w „blokady” pomiędzy poziomem zbiornikowym a otworem wiertniczym zapewniają kontakt hydrodynamiczny

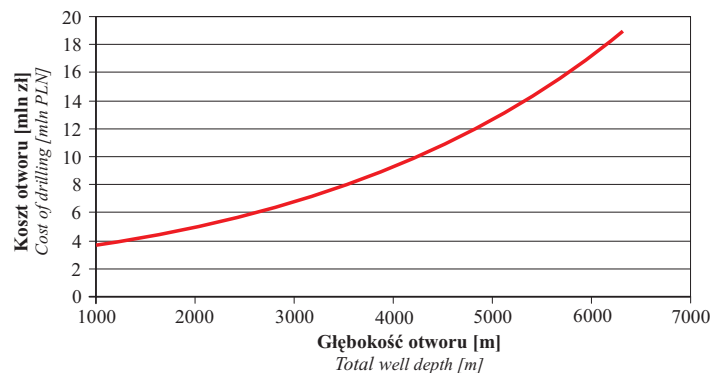
przestrzeni otworu wiertniczego z kolektorem zbiornikowym. Konstrukcja tak wykonanego filtra obarczona jest niską sprawnością hydrodynamiczną wynikającą ze stosunkowo małej powierzchni kontaktu otworów perforacyjnych ze skałą zbiornikową, jak również wynika z uszkodzenia strefy przyodwiertowej zaczynem cementowym i płuczką wiertniczą. Zmniejszenie efektu uszkodzenia strefy przyodwiertowej można uzyskać przez zastosowanie odpowiednich zabiegów uaktywniających. Z uwagi na niską sprawność hydrodynamiczną tego typu konstrukcji, należy liczyć się ze znacznymi oporami przepływu, a zatem niewielkimi wydatkami eksploatacyjnymi zarówno przy wydobyciu jak i tłoczeniu wód do kolektora zbiornikowego. Wykonanie konstrukcji filtrowej poprzez perforacje rur okładzinowych i pierścienia kamienia cementowego może być w niektórych przypadkach jedynym rozwiązaniem przy adaptacji dla celów geotermalnych niewykorzystywanych otworów wiertniczych.

2.2.5 Koszty geotermalnych otworów wiertniczych na Niżu Polskim (M.Capik)

Wykonanie geotermalnego otworu wiertniczego obejmuje realizację szeregu czynności, które można ująć w następujące cykle:

1. Prace przygotowawcze: budowa dróg, uzbrojenie terenu, transport i montaż urządzenia wiertniczego,
2. Wiercenie otworu, operacje zapuszczania i wyciągania przewodu wiertniczego rurowanie i cementowanie rur okładzinowych,
3. Pomiary w otworze, w tym badania geofizyczne, próbne pompowanie wody,
4. Przygotowanie odwiertu do eksploatacji - montaż głowic eksploatacyjnych, zapuszczanie filtra i pompy,
5. Demontaż urządzenia wiertniczego i urządzeń pomocniczych oraz rekultywacja terenu.

Wielkość kosztów wykonania otworów geotermalnych zależy od przyjętej koncepcji eksploatacji złoża geotermalnego. Istotne będzie, czy jest to otwór pojedynczy, czy dublet geotermalny, w którym jeden lub obydwa otwory są otworami kierunkowymi. Na kształtowanie się wielkości kosztów decydujący wpływ ma głębokość udostępniania wód geotermalnych. Wraz ze wzrostem głębokości konieczne jest stosowanie droższych urządzeń wiertniczych o dużej zdolności udźwigu i zwiększonej mocy do napędu poszczególnych zespołów. Czas wiercenia głębokiego otworu zwiększa się również ze względu na większe zużywanie się świrdrów w skałach twardych i konieczności ich wymiany, co zwielaokrotnia operacje dźwigowe przewodu wiertniczego. W głębszych otworach konieczne jest użycie rur okładzinowych produkowanych ze stali stopowych o dużej wytrzymałości i użycie specjalnych gatunków cementów. Również w głębszych otworach zwiększa się prawdopodobieństwo komplikacji i awarii wiertniczych związanych z utratą stabilności ścian otworu w wyniku zmian ciśnienia i wzrostu temperatur, co wymaga dodatkowego użycia specjalnych płuczek i systemów ich oczyszczania. Rysunek 2.2.7 ilustruje zależność uśrednionych kosztów wykonania geotermalnych otworów wiertniczych na Niżu Polskim od ich głębokości. Wynika z niego, że koszt otworu do głębokości rzędu 3000 - 3200m może być dwukrotnie większy od kosztów otworu do głębokości 2000 m.



Rys. 2.2.7 Usredniony i orientacyjny wykres zależności kosztów geotermalnego otworu wiertniczego od jego głębokości na obszarze Niżu Polskiego.

Fig. 2.2.7 Averaged and approximate diagram of the dependence of geothermal well costs on its depth in the Polish Lowlands.

2.3 Opróbowania poziomów geotermalnych i pompy wgłębne

2.3.1 Opróbowanie poziomów geotermalnych (A.Gonet, M. Capik, T.Śliwa)

Opróbowania geotermalnych poziomów wodonośnych wykonuje się w celu uzyskania informacji o złożu niezbędnych do ich eksploatacji. Umożliwia ono:

- dokładne potwierdzenie występowania poziomu wodonośnego;
- określenie stopnia uszkodzenia strefy przyotworowej podczas wiercenia;
- pobranie próby wody złożowej w warunkach, jakie panują w złożu;
- określenie wartości ciśnienia złożowego, a tym samym energii złożowej;
- podjęcie decyzji o dalszym postępowaniu z badaną warstwą wodonośną.

Dzięki opróbowaniu uzyskuje się charakterystykę złożową w trakcie wykonywania otworu. Daje ono także możliwość pomiaru poszczególnych warstw wodonośnych występujących w profilu otworu.

Opróbowania warstw perspektywicznych przeprowadza się za pomocą rurowego próbnika złoża (RPZ). Składa się on z wielu elementów, a najważniejsze to uszczelniacze, zawory i przyrządy pomiarowo-rejestrujące. Zestaw RPZ zapuszczany jest do otworu wiertniczego przy użyciu kolumny rur płuczkowych lub rur wydobywczych.

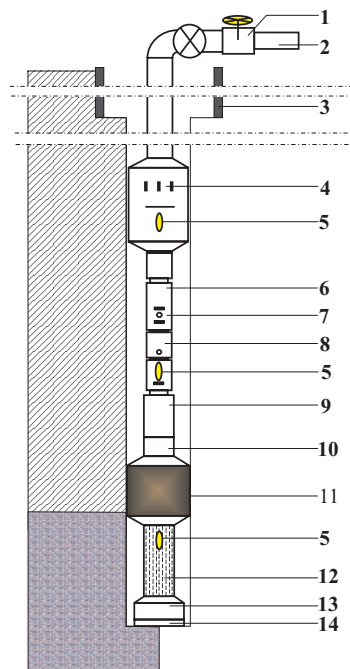
RPZ umożliwia uszczelnienie strefy perspektywicznej tak, aby nie oddziaływało na nią ciśnienie hydrostatyczne płuczki wiertniczej w otworze. Do tego celu stosuje się specjalne uszczelniacze, które zapinać można w zarurowanym odcinku otworu (w kolumnie rur okładzinowych) lub w odcinku niezarurowanym (w otworze bosym).

Wykonanie opróbowania RPZ wymaga wytworzenia depresji, tj. różnicy ciśnień między złożem a kolumną próbnikową. Ma to na celu uzyskanie przyływu płynu z warstwy wodonośnej do próbnika. Podczas trwania opróbowania wykonywany jest ciągły pomiar parametrów złożowych (ciśnienia i temperatury). Umożliwia to, po wykonaniu analizy, uzyskanie informacji o parametrach badanego medium i warstwy.

Największą depresję uzyskuje się, gdy zestaw próbnika złoża zapuszczony jest na pustej kolumnie rur. Wartość depresji jest wtedy prawie równa ciśnieniu złożowemu. Wartości takie stosuje się rzadko ze względu na to, iż niekorzystnie wpływa ona na przyotworową strefę skał zbiornikowych. Może być także przyczyną uszkodzenia zestawu próbnikowego i wadliwego opróbowania.

Dla utrzymania założonej wartości depresji stosuje się najczęściej przybitkę w kolumnie rur zestawu próbnikowego. Jako przybitkę wykorzystać można wodę lub płuczkę wiertniczą. Można także zastosować w zestawie próbnikowym specjalną zwięźkę, która ma za zadanie dławić przepływ płynu złożowego wywołany różnicą ciśnień. Typowy zestaw próbnika złoża przedstawiono na rys. 2.3.1.

Proces opróbowania obejmuje cykl przyływu wody z warstwy do otworu oraz cykl odbudowy ciśnienia złożowego. W okresie przyływu, który rozpoczyna się po otwarciu zaworu dennego w próbniku, dokonywana jest rejestracja wzrostu ciśnienia w kolumnie próbnikowej. Wzrost ciśnienia wywołany jest przyływem wody i wzrostem wysokości słupa cieczy nad manometrem, który umieszczony jest powyżej zwięźki wgłębnej zestawu próbnikowego. Czasowy wykres zmian ciśnienia zwany jest krzywą przyływu. Czas przyływu zaplanowany jest w projekcie opróbowania na podstawie dostępnych danych geologicznych i wcześniejszych doświadczeń. Podczas przyływu jest on korygowany na podstawie obserwacji strumienia powietrza wypływającego na powierzchni wypieranego przez wodę wpływającą do kolumny próbnikowej. Następnie zawór próbnika zamyka się, co powoduje wzrost ciśnienia dennego. Manometr umieszczony w zamkniętej strefie próbnika rejestruje czasowy przebieg wzrostu tego ciśnienia, zwany krzywą odbudowy ciśnienia.



Rys. 2.3.1 Rurowy próbnik złoża.

1 - zawór dławiący, 2 - rurociąg powierzchniowy, 3 - kolumna rur okładzinowych, 4 - zawór cyrkulacyjny, 5 - ciśnieniomierz, 6 - zawór okresowy, 7 - autoklaw, 8 - zawór główny, 9 - nożyce hydrauliczne, 10 - łącznik bezpieczeństwa, 11 - uszczelniacz, 12 - filtr, 13 - obciążniki, 14 - but rur.

Fig. 2.3.1 Drill Stem Tester.

1 - choking valve, 2 - surface pipeline, 3 - casing, 4 - circulation valve, 5 - pressure meter, 6 - periodical valve, 7 - autoclave, 8 - central valve, 9 - hydraulic cutter, 10 - saver sub, 11 - packers, 12 - filter, 13 - collars, 14 - shoe.

Krzywe zmian ciśnienia dennego uzyskane podczas opróbowania umożliwiają określenie strumienia objętości wody przyływającej do kolumny próbnikowej, parametrów złożowych i produkcyjnych badanego interwału oraz warunków hydrodynamicznych. Technologia opróbowania obejmuje regulację zaworami wgłębnymi, ustalenie wysokości słupa przybitki, regulację czasu opróbowania, a także realizowanie jedno lub wielocyklowego opróbowania badanej warstwy.

Opróbowanie umożliwia uzyskanie danych złożowych niezbędnych do podejmowania decyzji dotyczących celowości i/lub sposobu eksploatacji odwiertu, tj. wydobywania wody lub jej zatłaczania. Możliwe jest między innymi określenie konieczności stosowania pompy głębinowej do eksploatacji wody z odwiertu oraz wymaganych parametrów takiej pompy. Tym samym

można zweryfikować planowaną konstrukcję otworu, o ile opróbowanie odbywa się podczas jego wykonywania.

2.3.2 Pompy głębinowe do pozyskiwania wód geotermalnych (A.Gonet, M. Capik, T.Śliwa)

Pompy głębinowe w otworach geotermalnych stosuje się w celu:

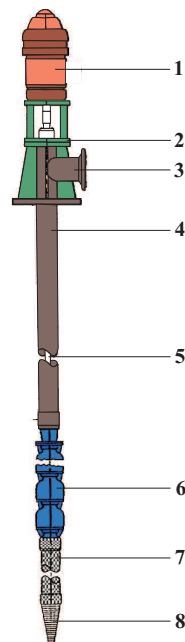
- wydobywania subartezyjskich wód geotermalnych, których zwierciadło znajduje się poniżej poziomu terenu;
- zwiększenia strumienia eksploatowanej wody;
- utrzymania odpowiednio wysokiej wartości ciśnienia wody, jeśli jest taka potrzeba.

Do eksploatacji wód geotermalnych dla celów grzewczych stosuje się pompy głębinowe dwójakiego rodzaju. Są to pompy napędzane za pośrednictwem wału silnikiem znajdującym się na powierzchni ziemi oraz pompy z silnikiem zainstalowanym wraz z pompą w odwiertcie. Dobór rodzaju pompy pod kątem technicznym zależy od:

- głębokości jej zapuszczenia;
- średnicy odwiertu;
- temperatury wody;
- trajektorii osi odwiertu.

Pompy z silnikiem w odwiertcie można montować na większych głębokościach, także wtedy, gdy odwiert nie jest prostoliniowy. W pompach z silnikiem na powierzchni nie ma problemu z jego chłodzeniem. Dzięki temu nie ma ograniczeń odnośnie temperatury pompowanej wody geotermalnej.

Dobór pompy do otworu geotermalnego po uwzględnieniu powyższych aspektów odbywa się w oparciu o koszty zakupu, montażu i eksploatacji. W praktyce do eksploatacji wód geotermalnych najczęściej stosuje się pompy z silnikiem na powierzchni. Typowy zestaw pompowy w odwiertcie przedstawiono na rys. 2.3.2.



Rys. 2.3.2 Pompa głębinowa.

1 - silnik napędowy, 2 - głowica, 3 - rurociąg, 4 - kolumna rur wydobywczych, 5 - wał napędowy, 6 - pompa, 7 - rura ssąca, filtr, 8 - kosz.

Fig. 2.3.2 Lineshaft downhole pump.

1 - motor, 2 - discharge head, 3 - pipe, 4 - production column assembly, 5 - lineshaft, 6 - pump, 7 - suction pipe, filter, 8 - strainer.

2.4 Infrastruktura napowierzchniowa geotermalnych systemów ciepłowniczych (T.Kuźniak)

Scentralizowany system ciepłowniczy, tak konwencjonalny jak i geotermalny składa się z 4 podstawowych elementów:

1. **Centralnego źródła ciepła** - zasilającego w energię cieplną system ciepłowniczy (*wytwarzanie ciepła*),
2. **Sieci ciepłowniczych** - łączących centralne źródło ciepła z węzłami cieplnymi (*transport ciepła*),

3. **Węzłów cieplnych** - pośredniczących w przekazaniu energii cieplnej z wody sieciowej do instalacji wewnętrznych odbiorców (*rozdziat ciepła*),

4. **Instalacji wewnętrznych odbiorców** (*wykorzystanie ciepła*).

Powyższy system tworzy technologiczną całość, dla której czynnikiem łączącym jest nośnik ciepła (uzdatniona woda sieciowa), przepływający przez wszystkie wyżej wymienione elementy. Zasadniczą cechą odróżniającą geotermalny system ciepłowniczy od systemów tradycyjnych jest sposób pozyskania większej części energii cieplnej i związane z tym urządzenia, zainstalowane w napowierzchniowej części ciepłowni, wchodzące w skład obiegu wody geotermalnej (wymienniki ciepła, rurociąg łączący otwór produkcyjny i chłonny, pompy przesyłowe i zatłaczające, filtry, etc.).

Zróżdłami ciepła w ciepłowniach geotermalnych mogą być:

- **wymienniki ciepła**, pomiędzy wodą geotermalną a grzewczą wodą sieciową;
- **pompy ciepła**, pośredniczące w wymianie ciepła pomiędzy wodą geotermalną a sieciową, bądź intensyfikujące tą wymianę;
- **konwencjonalne kotły**, zazwyczaj gazowe lub olejowe.

Wymienniki ciepła, a także instalowane w niektórych ciepłowniach geotermalnych pompy ciepła, są źródłami ciepła zaspokajającymi podstawowe obciążenie cieplne odbiorców, podczas gdy kotły pokrywają ich obciążenie szczytowe. Poniżej przedstawiono krótką charakterystykę niektórych, ważniejszych elementów napowierzchniowej infrastruktury geotermalnych systemów ciepłowniczych.

2.4.1 Przesył wody geotermalnej oraz sieć przesyłu dystrybucji ciepła (T.Kuźniak)

Przesył wody geotermalnej na odcinku od otworu produkcyjnego do wymienników ciepła, ze względu na konieczność ograniczenia strat ciepła, odbywa się rurociągiem izolowanym. Rozwiązania w zakresie metod prowadzenia rurociągu przesyłowego oraz jego izolacji są analogiczne do opisanych niżej, odnoszących się do sieci ciepłowniczych. Na odcinku od wymienników ciepła do otworu chłonnego, rurociąg transportujący wodę geotermalną w celu jej zatłoczenia, może nie być izolowany (o ile jest prowadzony pod ziemią). Silne właściwości korozyjne wody geotermalnej wymagają budowy rurociągu przesyłowego z tworzyw sztucznych zbrojonych włóknami szklanymi (np. z żywic epoksydowych lub poliestrowych) bądź z odpowiednich gatunków stali. Przepływ wody geotermalnej pomiędzy głowicami otworów oraz jej zatłaczanie do macierzystej warstwy wodonośnej wymuszają pompy wirowe zainstalowane na rurociągu przesyłowym. Przed wymiennikami ciepła, a także za pompami zatłaczającymi woda podlega filtrowaniu. Zadaniem filtrów jest ochrona porowatej warstwy chłonnej przed kolmatacją, wywołaną osadzeniem się drobnych cząstek stałych, niesionych wraz z eksploatowaną wodą geotermalną, w tym także wytrąceń i innych wtórnych zanieczyszczeń powstałych w rurociągu przesyłowym (wymagana skuteczność filtrów wynosi ok. 1 - 5 μm).

Najczęściej stosowanym systemem prowadzenia sieci ciepłowniczych jest system dwuprzewodowy. Opuszczająca źródło ciepła woda sieciowa, rurociągiem zasilającym kierowana jest do węzłów cieplnych (najczęściej wymiennikowych), skąd po oddaniu ciepła powraca rurociągiem powrotnym do źródła. Powyższy system stosowany jest do dostarczania energii cieplnej

na potrzeby sektora bytowo-komunalnego w zakresie centralnego ogrzewania, przygotowania ciepłej wody użytkowej i wentylacji.

Dostawy ciepła na potrzeby zakładów przemysłowych, czasem wymagają stosowania systemu trójprzewodowego. Dotyczy to sytuacji kiedy potrzeby technologiczne w ciągu roku wymagają stałego poziomu mocy cieplnej, dostarczanej nośnikiem o wysokich parametrach, a jednocześnie niezbędne jest ciepło o niższych i zmiennych parametrach do zasilania instalacji centralnego ogrzewania i wentylacji. Na system taki składają się wówczas dwa rurociągi zasilające oraz jeden wspólny powrotny.

Sieci ciepłownicze prowadzone są nad ziemią lub pod ziemią (w kanałach lub bezpośrednio w gruncie). Sieci prowadzone nadziemnie, a także podziemne - w kanałach, izolowane są zazwyczaj wełną mineralną lub szklaną. Izolacja rurociągów ciepłowniczych właściwie spełnia zadania ochrony przed stratami ciepła oraz korozją zewnętrzną wówczas, gdy nie ulega ona zawilgoceniu. Należy także mieć na uwadze, że straty cieplne sieci podziemnych są o około 25% niższe od strat rurociągów nadziemnych o analogicznej grubości izolacji. Stąd obecnie najczęściej stosowanym rozwiązaniem są sieci preizolowane (bezkanałowe - układane bezpośrednio w gruncie), tj. konstrukcje typu rura w rurze z izolacją cieplną z poliuretanu w rurze osłonowej z polietylenu.

Z uwagi na niewysokie osiągnięte temperatury krajowych wód geotermalnych wskazana jest praca sieci ciepłowniczych przy obniżonych temperaturach obliczeniowych wody zasilającej i powrotnej (np. 120/50°C w miejsce stosowanych do niedawna 150/80°C), przy czym im większa jest różnica pomiędzy temperaturami zasilania i powrotu, tym tańsza staje się sieć cieplna. Stąd podłączenie do sieci niskotemperaturowych systemów grzewczych odbiorców jest szczególnie korzystne. Dodatkową korzyścią wynikającą z obniżenia temperatur pracy sieci ciepłowniczych są niższe straty ciepła w trakcie jego dystrybucji.

2.4.2 Systemy grzewcze odbiorców i wymienniki ciepła (T.Kuźniak)

Grzejniki przekazują ogrzewanym pomieszczeniom ciepło w drodze promieniowania i konwekcji, choć zazwyczaj jeden z tych sposobów dominuje. Przykładowo, konwektory większość ciepła oddają poprzez konwekcję, natomiast ogrzewanie podłogowe przekazuje otoczeniu większość ciepła przez promieniowanie. Z kolei grzejniki płytowe i członowe oddają ciepło poprzez konwekcję i promieniowanie (po ok. 50%).

Popularne w budownictwie mieszkaniowym czy obiektach użyteczności publicznej *grzejniki członowe* zbudowane są z jednakowych elementów zwanych członami lub ogniwami. W zależności od zastosowanego materiału wyróżnić można grzejniki członowe: żelwne, aluminiowe bądź stalowe. W obiektach przemysłowych i magazynowych często stosowane są *grzejniki stalowe rurowe* z rur gładkich lub ożebrowanych (tzw. rury Faviera).

Grzejniki stalowe płytowe (jedno-, dwu- lub trzy płytowe) wytwarzane są z blachy stalowej wytłaczanej i zgrzewanej w sposób tworzący kanały przepływu wody grzejnej. Płyty mogą posiadać dodatkowo ożebrowanie konwekcyjne, zwiększające powierzchnię wymiany ciepła (grzejniki płytowo-konwektorowe). Mogą być stosowane w instalacjach o niskich temperaturach wody grzewczej (np. 70/55°C czy 55/45°C). Grzejniki stalowe płytowe nie powinny być montowane w pomieszczeniach, w których wilgotność powietrza przekracza 60% (np. baseny, pralnie, łazienki), ze względu na przyspieszoną korozję od zewnątrz.

Grzejniki konwektorowe (konwektory) stanowią obudowane wymienniki ciepła, składające się najczęściej z rurek miedzianych, na których znajdują się odpowiednio ukształtowane że-

berka aluminiowe. Stalowa obudowa wymiennika zapewnia właściwą cyrkulację powietrza. Konwektory są zalecane w pomieszczeniach z dużymi powierzchniami okien (np. sklepy czy restauracje). Nie powinny być instalowane w miejscach narażonych na ich zabrudzenie. Mogą być montowane w otwartych kanałach podposadzkowych.

Systemy ogrzewania płaszczynowego (podłogowe, ściennie, sufitowe) są zasilane wodą grzewczą o niskich temperaturach (ok. 30 - 50°C). W najbardziej popularnym ogrzewaniu podłogowym, elementem grzejnym są rury, którymi płynie ciepła woda równomiernie ogrzewająca podłogę. Najczęściej stosuje się rury z tworzyw sztucznych lub z miedzi, które układa się na izolacji i zalewa jastrychem. Zaletami takiego ogrzewania jest m. in. niewidoczna instalacja i bardzo korzystny rozkład temperatury w pomieszczeniu. Ogrzewanie podłogowe ma zastosowanie w większości obiektów, w tym w budownictwie mieszkaniowym, halach przemysłowych, obiektach handlowych, basenach, kościołach, itd.

Obniżenie temperatur pracy wewnętrznych instalacji grzewczych odbiorców, nie zawsze wymaga stosowania w systemach niskotemperaturowych, lecz możliwe jest także w ramach wykorzystania istniejącej infrastruktury. Typowe systemy grzewcze w budownictwie mieszkaniowym wielorodzinnym, posiadają nominalne temperatury pracy na zasilaniu i powrocie odpowiednio 90/70°C. Dość powszechne przewymiarowanie powierzchni grzejników w praktyce pozwala pokrywać potrzeby grzewcze przy niższych temperaturach zasilania od projektowych. Z kolei szerokie zastosowanie termostatycznych zaworów przygrzejnikowych, zmniejszających przepływ wody grzewczej przez grzejnik, pozwala na obniżenie temperatur powrotu. Tam gdzie powierzchnie istniejących grzejników są prawidłowo dobrane, bądź gdzie wykorzystanie nadwyżek powierzchni grzewczych jest niewystarczające - dodatkowe obniżenie temperatur zasilania wymaga uprzedniego ograniczenia strat ciepła budynków, drogą ich termomodernizacji (poprawa izolacyjności przegród budowlanych, likwidacja mostków termicznych, uszczelnienie miejsc, w których występuje nadmierna infiltracja powietrza).

W geotermalnych systemach ciepłowniczych korzystne jest, aby odbiorcy ciepła byli wyposażeni w grzejniki pracujące przy zróżnicowanych temperaturach roboczych wody grzewczej. Szeregowe łączenie odbiorców ciepła, posiadających grzejniki wysokotemperaturowe (np. członowe 85/70°C), z odbiorcami wyposażonym w grzejniki pracujące przy niższych temperaturach wody (np. płytowe 70/55°C), a dalej odpowiednio posiadających ogrzewanie płaszczynowe (np. podłogowe 45/30°C), umożliwia silniejsze schłodzenie wody krążącej w sieci ciepłowniczej, a tym samym bardziej efektywne wykorzystanie ciepła geotermalnego.

Mineralizacja oraz korozyjne oddziaływanie wody geotermalnej na rurociągi, armaturę, itp. zazwyczaj uniemożliwiają jej bezpośrednie wykorzystanie w celach grzewczych. Stąd konieczność zastosowania wymiennika ciepła, pośredniczącego między obiegiem wody geotermalnej a obiegiem uzdatnionej wody sieciowej. Agresywność wód geotermalnych oraz ich temperatura powoduje szybką korozję większości gatunków stali, w tym także stopowych. Dlatego też, wymienniki ciepła pracujące w takim środowisku, konstruowane są przede wszystkim z tytanu oraz jego stopów (np. z tantalem i niobem) lub ze specjalnych stopów metali o dużej zawartości niklu, chromu i molibdenu.

Z uwagi na właściwości wód geotermalnych, istotnym problemem jest także wytrącanie się osadów na wewnętrznej powierzchni wymienników, co zmniejsza ich przewodność cieplną i pogarsza ogólną sprawność wymiany ciepła. W związku z powyższym, konstrukcjom wymienników stosowanym w instalacjach geotermalnych, stawia się wymóg łatwego i szybkiego ich demontażu oraz wygodnego dostępu do powierzchni wymiany ciepła celem jej okresowego czyszczenia mechanicznego lub chemicznego.

Innym stawianym wymaganiem jest maksymalizacja temperatury wody sieciowej opuszczającej wymiennik, tj. aby w trakcie przepływu przez wymiennik zdołała się ona ogrzać do temperatury zbliżonej do tej jaką posiada woda geotermalna. Realizacja tego zadania możliwa jest w konstrukcjach wymienników przeciwprądowych. Równie ważne jest zapewnienie jak najniższej temperatury wody sieciowej trafiającej do wymiennika - zwiększa to ilość odbieranego w wodzie geotermalnej ciepła.

Optymalną wymianę ciepła warunkują także odpowiednie relacje natężenia przepływu wody sieciowej i geotermalnej. Wprawdzie obniżenie natężenia przepływu wody sieciowej poniżej przepływu wody geotermalnej sprzyja osiągnięciu wyższych temperatur za wymiennikiem, jednakże w sytuacji takiej niemożliwy jest pełny odbiór ciepła zawartego w wodzie geotermalnej. Stąd przyjmuje się, że przepływ wody sieciowej powinien być nieco większy od przepływu wody geotermalnej.

Opisane wyżej wymogi stawiane konstrukcjom wymienników ciepła najlepiej spełniają wymienniki płytowe. Podstawowymi zaletami tych wymienników są m. in.:

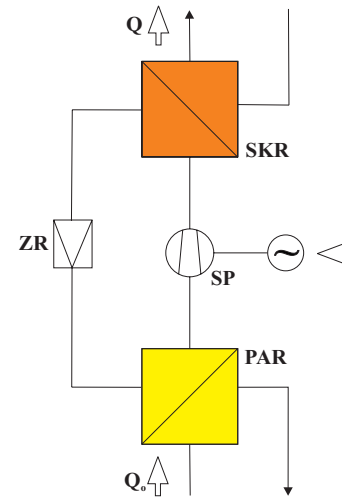
- uzyskiwane bardzo wysokie współczynniki przenikania ciepła;
- najmniejsze zużycie kosztownych materiałów na jednostkę wymienianego ciepła;
- prosta, zwarta i hermetyczna budowa oraz dogodny dostęp do wnętrza wymiennika;
- elastyczność konstrukcji, umożliwiająca łatwą zmianę powierzchni wymiany ciepła.

Należy zaznaczyć, że opory przepływu przez wymienniki płytowe i wiążące się z tym straty ciśnienia są znacznie wyższe od strat występujących w innych konstrukcjach wymienników ciepła. Pomimo tego, opłacalność ich wykorzystywania jest bezsporna - są one szeroko stosowane w większości ciepłowni geotermalnych w kraju i na świecie, eksploatujących niskotemperaturowe wody podziemne.

2.4.3 Pompy ciepła (T.Kuźniak)

Najczęściej stosowany typ pompy ciepła - sprężarkowa pompa ciepła - to urządzenie umożliwiające podniesienie, przy pomocy dostarczonej energii mechanicznej, ciepła niskotemperaturowego na poziom wyższych temperatur, użytecznych dla celów grzewczych. Sprężarkowa pompa ciepła pobiera będące do dyspozycji ciepło Q_o ze źródła o niskiej temperaturze (z tzw. „źródła dolnego”, którym może być niskotemperaturowa woda geotermalna) i dzięki doprowadzeniu energii mechanicznej L , oddaje ciepło $Q = Q_o + L$ do źródła o wyższej temperaturze (do tzw. „źródła górnego”, którym może być grzewcza woda krążąca w sieci ciepłowniczej). Wyżej wymienione pompy ciepła mogą być napędzane silnikami elektrycznymi bądź spalinywymi z odzyskiem ciepła odpadowego.

Ciepło (Q_o) z układu dolnego źródła przekazywane jest za pośrednictwem zabudowanego w pompie wymiennika ciepła zwanego parownikiem. W parowniku czynnik roboczy (np. freon), krążący w układzie wewnętrznym pompy ciepła, pod wpływem dostarczonego ciepła wrze i zamienia się w gaz. Sprężarka zasysa parę z parownika i spręża ją (L) do wysokiego ciśnienia, przy czym temperatura pary wzrasta. Następnie w drugim wymienniku ciepła - zwanym skraplaczem - para ulega skropleniu, oddając ciepło (Q) do górnego źródła. Ciecz znajdująca się pod wysokim ciśnieniem zostaje rozprężona w zaworze rozprężnym i przepływa do parownika gdzie cały proces rozpoczyna się na nowo.



Rys. 2.4.1 Zasada działania sprężarkowej pompy ciepła o napędzie elektrycznym.

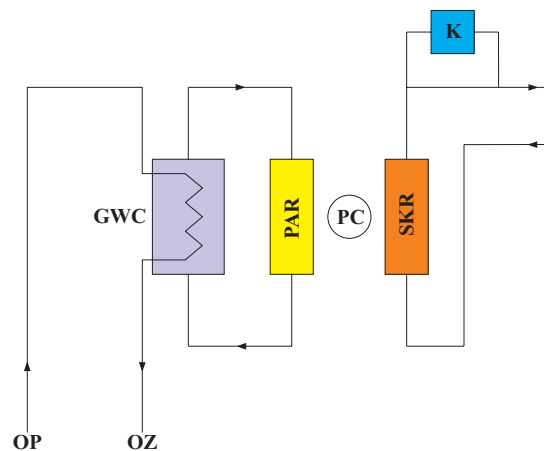
SKR - skraplacz, PAR - parownik, SP - sprężarka, ZR - zawór rozprężny.

Fig. 2.4.1 Principle of operation of a compressor heat pump with electric drive.

SKR - condenser, PAR - evaporator, SP - compressor, ZR - expansion valve.

Podstawowe układy pracy pomp ciepła w instalacjach geotermalnych zależne są od usytuowania tych urządzeń względem głównych wymienników ciepła (geotermalnych), a także od bezpośredniego, bądź pośredniego włączenia parownika pompy ciepła w obieg wody geotermalnej. I tak wyróżnić można następujące ważniejsze scenariusze pracy pomp ciepła:

1. Pompa ciepła pośrednicząca w całości wymiany ciepła pomiędzy obiegiem wody geotermalnej, a obiegiem grzewczej wody sieciowej - układ stosowany przy odbiorze ciepła z wód geotermalnych o niskich temperaturach (20 - 40°C),



Rys. 2.4.2 Układ odbioru ciepła geotermalnego wyłącznie poprzez pompę ciepła.

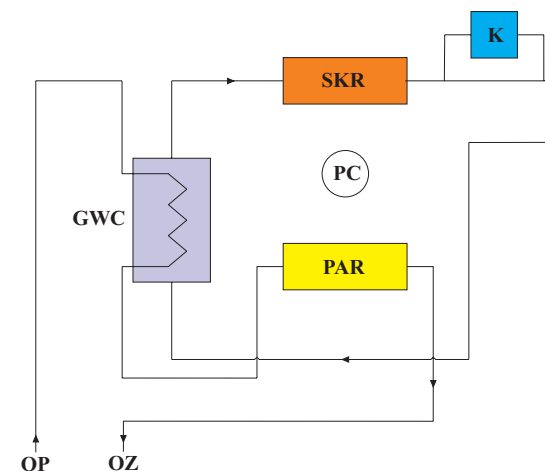
OP - otwór produkcyjny, OZ - otwór zatłaczający, GWC - główny wymiennik ciepła, PC - pompa ciepła, PAR - parownik, SKR - skraplacz, K - kocioł.

Fig. 2.4.2 System of geothermal heat reception through heat pump only.

OE - production well, OZ - injection well, GWC - main heat exchanger, PC - heat pump, PAR - evaporator, SKR - condenser, K - boiler.

2. Pompa ciepła, wspomagająca pracę wymiennika ciepła z: (a) bezpośrednim bądź (b) pośrednim połączeniem parownika z obiegiem wody geotermalnej - układy stosowane w celu intensyfikacji odbioru ciepła geotermalnego.

ad. (a) - układ może być zastosowany, gdy temperatura wody geotermalnej na głowicy otworu produkcyjnego jest wyższa od temperatury powrotnej wody sieciowej.

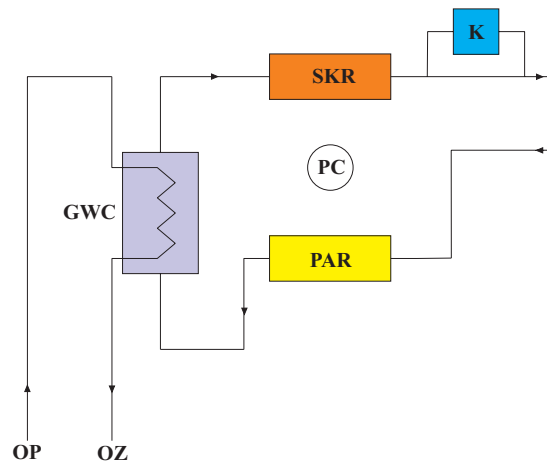


Rys. 2.4.3 Układ odbioru ciepła geotermalnego z pompą ciepła wspomagającą pracę wymiennika oraz bezpośrednim połączeniem parownika z obiegiem wody geotermalnej.

OP - otwór produkcyjny, OZ - otwór zatłaczający, GWC - główny wymiennik ciepła, PC - pompa ciepła, PAR - parownik, SKR - skraplacz, K - kocioł.

Fig. 2.4.3 System of geothermal heat reception with heat pump assisted heat exchanger and with direct connection of the evaporator with geothermal water circuit. OE - production well, OZ - injection well, GWC - main heat exchanger, PC - heat pump, PAR - evaporator, SKR - condenser, K - boiler.

ad. (b) - układ z parownikiem usytuowanym na powrocie wody sieciowej stosowany jest, gdy woda geotermalna jest szczególnie agresywna (niższy koszt parownika).



Rys. 2.4.4 Układ odbioru ciepła geotermalnego z pompą ciepła wspomagającą pracę wymiennika oraz pośrednim połączeniem parownika z obiegiem wody geotermalnej.

OP - otwór produkcyjny, OZ - otwór zatłaczający, GWC - główny wymiennik ciepła, PC - pompa ciepła, PAR - parownik, SKR - skraplacz, K - kocioł.

Fig. 2.4.4 System of geothermal heat reception with heat pump assisted heat exchanger and with indirect connection of the evaporator with geothermal water circuit.

OE - production well, OZ - injection well, GWC - main heat exchanger, PC - heat pump, PAR - evaporator, SKR - condenser, K - boiler.

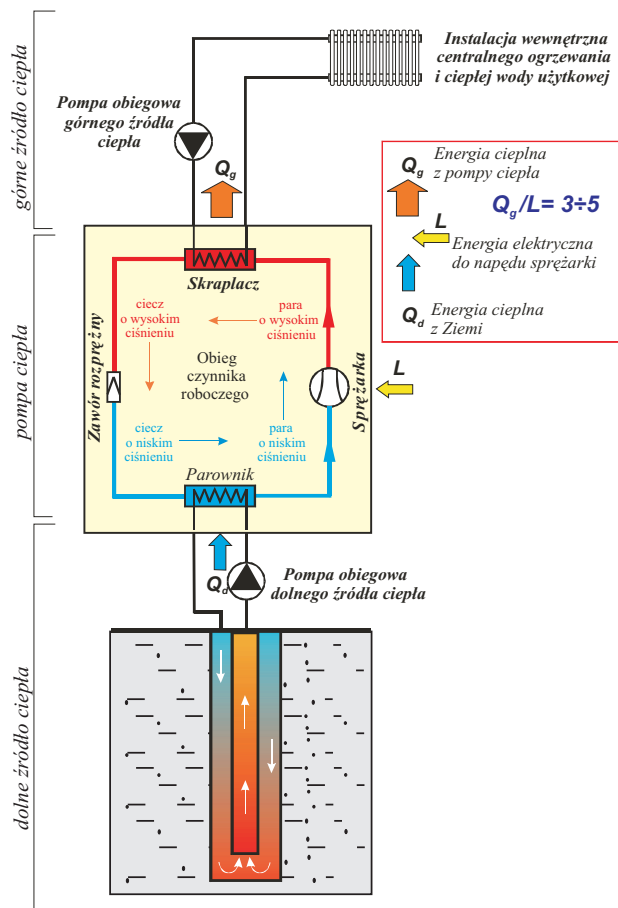
Efektywność energetyczna pomp ciepła zależy przede wszystkim od różnicy temperatur pomiędzy dolnym i górnym źródłem ciepła i jest ona tym wyższa, im mniejsza jest ta różnica. Na opłacalność stosowania pomp ciepła dominujący wpływ ma wyżej wymieniona efektywność energetyczna, cena zakupu oraz stopień wykorzystania zdolności produkcyjnych tych urządzeń w trakcie roku. Ponieważ pompy ciepła są urządzeniami kosztownymi, doświadczenia wskazują, że powinny one pracować pełną mocą nie krócej niż ok. 4000 godzin w roku, aby wysokie nakłady kapitałowe związane z ich zakupem i zainstalowaniem zostały zrekomensowane przez oszczędności, jakie powstają w wyniku ich funkcjonowania.

2.4.4 Niskotemperaturowe układy grzewcze z pompami ciepła - płytka geotermia (J.Kotyza)

Dla skutecznego wykorzystania energii geotermalnej należy szukać rozwiązań umożliwiających zagospodarowanie wody o niższych temperaturach z zakresu 10 - 30°C. Takie możliwości daje realizacja niskotemperaturowych układów grzewczych wykorzystujących pompy ciepła. Zalety tych urządzeń już dawno zostały dostrzeżone np. w USA, Szwecji i Szwajcarii, a w ostatnich latach coraz częściej doceniane są w naszym kraju, gdzie niskotemperaturowe wody geotermalne zasilają w ciepło odbiorców (Mszczonów, Pyrzyce, Słomniki; rozdz. 1.6).

Pompa ciepła zamienia energię cieplną pobraną ze środowiska naturalnego (gruntu, wody powierzchniowej lub podziemnej) na energię użyteczną służącą do ogrzewania. Wykorzystuje niskotemperaturową energię słoneczną i geotermalną zakumulowaną w gruncie i wodach podziemnych (dolne źródło ciepła), a następnie przekazuje energię cieplną o wyższej temperaturze, podniesionej do około 60°C do instalacji centralnego ogrzewania i ciepłej wody użytkowej (górnego źródła ciepła).

Zasada działania sprężarkowej pompy ciepła polega na wykorzystaniu właściwości czynnika roboczego - specjalnego płynu, którym wypełniona jest instalacja wewnętrzna pompy. Płyn przepływając przez parownik pobiera ciepło z gruntu lub wody (dolne źródła ciepła) i paruje zamieniając się w gaz. Ogrzany gaz zostaje sprężony sprężarką napędzaną elektrycznie, podnosząc znacznie jego temperaturę. Przegrzana para ochładza się, a następnie skrapla w skraplaczu. Właśnie wtedy następuje oddanie ciepła wodzie, która wypełnia grzejniki (górnego źródła ciepła). Następnie ochłodzony płyn przepływając przez zawór rozprężny, gdzie następuje redukcja wysokiego ciśnienia, wraca do parownika i cały proces rozpoczyna się ponownie.



Rys. 2.4.5 Zasada działania pompy ciepła.
Fig. 2.4.5 Principle of operation of a heat pump.

W ten sposób ciepło Ziemi odbierane za pomocą rurek poziomo ułożonych w gruncie, odwiertów lub z eksploatowanej wody geotermalnej po przetransformowaniu w pompie ciepła jest przekazywane do instalacji grzewczej. Dzięki temu, że pompa ciepła czerpie rozproszoną, darmową energię zawartą w ziemi jej sprawność jest bardzo duża. Nie jest to jednak *perpetuum mobile* i wymaga zewnętrznej energii napędowej. Gdy jednak porówna się ilość energii

napędowej do ilości uzyskanej użytecznej energii cieplnej stosunek ten jest bardzo korzystny. Stosując pompę ciepła płacimy jedynie za 25% energii zużytej do napędu sprężarki, a 75% energii otrzymujemy za darmo ze środowiska, czyli w zamian za 1 kWh energii elektrycznej otrzymujemy ok. 4 kWh energii cieplnej.

Układy z pompą ciepła mogą współpracować z tradycyjnym układem grzejnikowym (z uzyskanymi temp. ok. 50°C), a także np. z ogrzewaniem typu podłogowego (35°C). Należy zaznaczyć jednak, że wzrost temperatury uzyskiwanej z pompy ciepła powoduje spadek jej sprawności.

Koszty inwestycyjne w przypadku pomp ciepła są większe niż dla innych źródeł. Na przykład dla domu jednorodzinnego o powierzchni 200 m² kształtują się na poziomie 35 - 40 tys. złotych. Różnica kosztów inwestycyjnych jest rekompensowana niskimi kosztami eksploatacyjnymi, a zwrot nakładów może nastąpić przy korzystnych warunkach po 5-ciu latach.

Bardzo ważną zaletą jest fakt, że **pompa ciepła jest przyjazna dla środowiska** - nie emituje szkodliwych substancji, do ogrzewania nie wykorzystuje procesu spalania. Ponadto:

- nie wymaga instalacji komina, wykonania przyłącza gazowego, czy też doprowadzenia i składowania paliwa, jest wygodna i czysta w obsłudze;
- zmiany cen paliw energetycznych będą wpływały na koszt jej eksploatacji tylko w niewielkim stopniu;
- jej sprawność nie zmniejszy się w miarę upływu lat.

Pompa ciepła może znaleźć różnorodne zastosowania, takie jak:

- ogrzewanie budynków jedno i wielorodzinnych;
- ogrzewanie budynków komunalnych (szkoły, szpitale itp.);
- ogrzewanie obiektów sakralnych;
- wykorzystywanie ciepła odpadowego z procesów technologicznych;
- zastosowanie w ogrodnictwie, warzywnictwie i rekreacji;
- zastosowanie do efektywnego chłodzenia pomieszczeń.

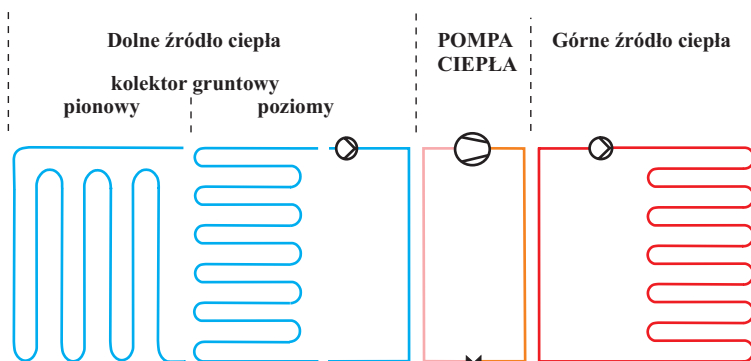
Dzięki możliwości różnorodnej konfiguracji poszczególnych typoszeregów, pompy ciepła znajdują zastosowanie zarówno w małych instalacjach centralnego ogrzewania i przygotowania ciepłej wody użytkowej dla budynków jednorodzinnych, jak również w instalacjach grzewczych o dużym zapotrzebowaniu na ciepło dla budynków takich jak szkoły, budynki wielorodzinne, obiekty sakralne, budynki przemysłowe itp.

System oparty na pompie ciepła dla optymalnego rozwiązania wymaga odpowiedniego wykonania dolnego źródła ciepła, czyli sposobu pozyskania niskotemperaturowej energii cieplnej. Sposób realizacji dolnego źródła ciepła determinuje efektywność energetyczną systemu grzewczego.

Powszechnie stosuje się następujące rozwiązania dolnego źródła ciepła:

- układ zamknięty, realizowany w postaci:

- kolektora **gruntowego poziomego**, są to rury polietylenowe, wewnątrz których krąży płyn niezamarzający (wodny roztwór glikolu) transportujący ciepło. Polietylenowy płaszcz wyklucza możliwość powstania korozji. Kolektor ten układa się w gruncie poniżej strefy przemarzania. Powierzchnia ułożenia kolektora jest ok. 1.2 do 2 razy większa od powierzchni ogrzewanego budynku;
- kolektora **gruntowego pionowego**, który wykonany jest jako wymiennik w kształcie litery U z polipropylenowych rur wypełnionych niezamarzającym płynem. Umieszcza się go w pionowych odwiertach o głębokości od 15 do 100 m. Średnia odległość między odwiertami wynosi około 7 m (rys. 2.4.6).

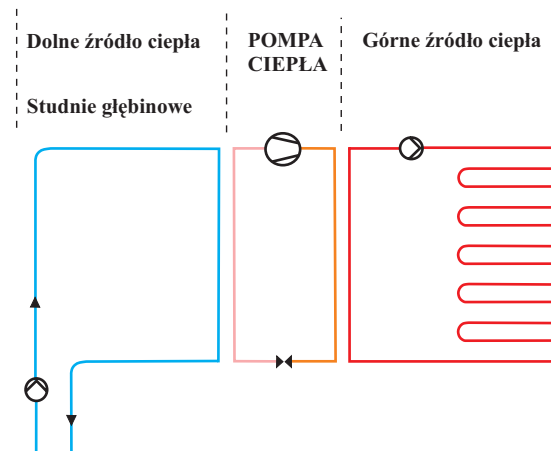


Rys. 2.4.6 Kolektor gruntowy pionowy.

Fig. 2.4.6 Scheme of exploitation of a vertical ground-source heat collector.

- układ otwarty, realizowany w postaci:

- studni **głębinowych**, pozwalających na pozyskiwanie ciepła z wód podziemnych. Stała temperatura wód predysponuje to źródło do wykorzystania ze względu na wysoką roczną zdolność grzewczą. Woda po schłodzeniu o 4°C w pompie ciepła zostaje odprowadzona do drugiej studni chłonnej, oddalonej o około 15 m (rys. 2.4.7).



Rys. 2.4.7 Studnia głębinowa.

Fig. 2.4.7 Scheme of exploitation of a deep well.

2.5 Załaczanie wód geotermalnych w piaskowcowych i węglanowych skałach zbiornikowych do otworu chłonnego (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)

Eksploatacja wód geotermalnych oraz ich załaczanie po odebraniu części zawartego w nich ciepła jest praktyką stosowaną w świecie od lat siedemdziesiątych ubiegłego wieku. „Zużyte” wody geotermalne załaczane są zarówno do kolektorów porowatych, jak i szczelinowych. Załaczanie jest stosowane dla ochrony zasobów wód podziemnych, podtrzymania ciśnienia złożowego, a także m. in. z uwagi na ekologiczne problemy zrztu dużych ilości zasolonych wód (Bodvarson, Stefansson, 1988; Soboń, 1990). Teoretyczne podstawy dotyczące efektów podtrzymania ciśnienia znaleźć można w pracach m. in. Lippmana et al., (1977), Bodvarsona et al., (1985).

2.5.1 Skały zbiornikowe i ich cechy kolektorskie (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)

W przypadku osadowych skał zbiornikowych (z jakimi mamy do czynienia także na Niżu Polskim) wody geotermalne nagromadzone są w dwóch zasadniczych typach skał: piaskach i piaskowcach oraz skałach węglanowych: wapieniach i dolomitach. Ilość nagromadzonej wody i jej wydajność zależy od parametrów skał zbiornikowych: porowatości (%) i przepuszczalności (miliDarcy - mD). W obydwu typach skał występuje porowatość pierwotna i wtórna. Ta pierwsza powstaje na etapie powstawania osadów, a porowatość wtórna to efekt procesów postdiagenetycznych: rozpuszczania, rekrytalizacji i dolomityzacji oraz procesów tektonicznych. Powstają wówczas w skale zbiornikowej pęknięcia, szczeliny i kawerny. Skały węglanowe

charakteryzują się znacznie większą porowatością wtórną w stosunku do piaskowców. Szczeliny i kawerny wraz z innymi formami porowatości pierwotnej i wtórnej w tych skałach tworzą skomplikowany schemat przestrzeni porowej (Levorsen, 1972). Obecność szczelin w skałe zbiornikowej zmienia często jej przepuszczalność z kilku mD do kilku Darcy. Ma to pierwszorzędne znaczenie dla potencjalnej wydajności warstwy wodonośnej i możliwości zatlaczania wód. W klasyfikacji przyjętej przez przemysł naftowy porowatość skały zbiornikowej uważa się za bardzo dobrą, jeżeli osiąga wielkość od 20 do 25%, a przepuszczalność od 100 do 1000 mD.

W utworach formacji paleozoicznej i mezozoicznej na Niżu Polskim można wyróżnić dwa typy kolektorów zbiornikowych: typu porowego i typu szczelinowego. Zjawiska fizyczne związane z zatlaczaniem płynu do ośrodka porowego i szczelinowego można podzielić na zjawiska hydrodynamiczne (represja ciśnienia i efekty szczelinowania) oraz termodynamiczne związane ze zmianami temperatury i składu chemicznego płynu, przy czym oba zjawiska mogą na siebie wpływać. Jak wykazują wieloletnie doświadczenia przemysłowe w Polsce i na świecie zatlaczanie schłodzonych wód do kolektorów węglanowych (szczelinowych) zazwyczaj nie napotyka większych trudności. W przypadku kolektorów typu porowego i porowo - szczelinowego do czynników bezpośrednio wpływających na proces zatlaczania zalicza się m. in. (Soboń, 1990):

- porowatość i przepuszczalność ośrodka skalnego;
- zawartość fazy stałej w zatlaczanej wodzie;
- mineralizację i skład chemiczny zatlaczanej wody;
- zawartość gazów w zatlaczanej wodzie;
- wykształcenie litologiczne i zawartość minerałów ilastych w skałach zbiornikowych.

Pierwsze testy zatlaczania wód geotermalnych na Niżu Polski przeprowadzono w piaskowcowych utworach jury dolnej w 1989 r., przy współdziałaniu PIG i ZSE-AGH, natomiast pierwszą próbę wydobycia i zatlaczania przeprowadzono w otworach Uniejów AGH-1 i Uniejów AGH-2 (Bojarski, Sokołowski, 1991; Soboń, 1994). Możliwość zatlaczania wód geotermalnych potwierdziły badania Maliszewskiego (2004) prowadzone w Zakładzie Geotermalnym w Pырzycach, z których wynika, że spadek temperatury zewnętrznej powoduje maksymalne wykorzystanie systemu geotermalnego. Wzrasta przepływ wody przez system, obniża się temperatura wody zatlaczanej, zmienia się jej gęstość i maleje ciśnienie zatlaczania. W praktyce możliwość zatlaczania maksymalnej ilości wody geotermalnej otworem chłonnym do warstwy wodonośnej, przy minimalnym udziale energii, decyduje w dużym stopniu o efektywności produkcji ciepła geotermalnego. Jeżeli przewiduje się eksploatację otworom wydobywczym dużej ilości wody geotermalnej (rzędu sto lub więcej m³/h), to szczególnie w przypadku piaskowcowych skał zbiornikowych może okazać się niezbędne wykonanie kolejnego zatlaczającego otworu wiertniczego, zatem wzrost wydobycia zwiększa koszty inwestycyjne.

Eksploatacja wody geotermalnej zależy od własności zbiornikowych skały zbiornikowej (warstwy wodonośnej): porowatości i przepuszczalności. Stąd też warunkiem niezbędnym jest utrzymanie przez długi okres funkcjonowania zakładu geotermalnego parametrów węglanowych lub piaskowcowych skał zbiornikowych na niezmiennym poziomie. Kolektory porowe ze względu na swoją strukturę stanowią kolektor o niższej przepuszczalności. Według

danych niemieckich i francuskich, minimalną przepuszczalność ośrodka porowego i szczelinowego przydatną do procesu zatlaczania wód geotermalnych przyjmuje się odpowiednio jako 500 mD lub 100 mD.

Zmniejszenie przepuszczalności w warstwie wodonośnej w otworze chłonnym jest związane z oddziaływaniem fazy stałej. Według Wrighta i Chillingariana (1989) za cząstki stałe „zawieszane” uważa się zazwyczaj cząstki wytrącone, w odróżnieniu od rzeczywistego roztworu wody zatlaczanej. Zwykle wymienia się następujące typy „zawieszonych” cząstek: zdyspergowana ropa naftowa, il, muł, piasek, produkty depozycji, produkty korozji (siarczek żelaza, wodorotlenek żelaza), bakterie, produkty oddziaływania bakteriynowego, związki chemiczne wprowadzone w procesie technologicznym. Istnieją dwa mechanizmy związane z tworzeniem się nierozpuszczalnego materiału i jego deponowaniem (Wright, Chillingarian, 1989):

- reakcja wody zatlaczanej z wodą złożową, która powoduje wytrącenia osadów (Collins, 1975);
- reakcja opóźniona wody zatlaczanej, wynikiem której jest również tworzenie się cząstek stałych po wtłoczeniu wody do złoża.

Kanały porowe w złożu są kręte i posiadają nieregularny kształt. Cząstki i cząsteczki ze złoża (fragmenty minerałów, kryształy, ily itp.) mogą być luźno scementowane ze ściankami kanałów porowych. Każda zmiana, która zaburza scementowanie ośrodka porowego może wywołać również ruch cząstek w kanale (w kierunku od otworu do zewnętrznych granic złoża), aż do napotkania jakiejś przeszkody (np. zwężenia kanału porowego).

2.5.2 Zjawiska hydrodynamiczne występujące przy zatlaczaniu wody geotermalnej do ośrodków porowych i szczelinowych (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)

Podczas zatlaczania wody geotermalnej do złoża w otworze konieczne jest wytworzenie represji w stosunku do ciśnienia złożowego. Wielkość tej represji zależy od przewodności hydraulicznej warstwy oraz stanu strefy przyodwiertowej (*skin-efekt*) oraz od lepkości zatlaczanej wody.

Charakterystykę zatlaczania wody geotermalnej do złoża opisuje następujące równanie (Nagy, 2006):

$$\Delta p = \frac{\mu}{2\pi kh} \cdot \left(\ln \left(\frac{r}{r_w} \right) + s \right) \cdot q + D \cdot \frac{\pi}{2\pi kh} \cdot q^2$$

gdzie:

- Δp - represja [Pa];
- μ - lepkość wody [Pa·s];
- k - przepuszczalność efektywna [m²];
- h - miąższość warstwy [m];
- r - promień zasięgu [m];
- r_w - promień otworu [m];

- s - skin-efekt;
- D - wsp. turbulencji [s/m^3];
- q - wydajność [m^3/s].

2.5.3 Czynniki wpływające na pogorszenie własności skał zbiornikowych (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)

Pogorszenie porowatości i przepuszczalności warstwy wodonośnej w otworach wiertniczych następuje już podczas ich wiercenia, co związane jest z technologią wiercenia. Filtrat z płuczki i zaczyn cementowy przenikają w pory i szczeliny skały zbiornikowej. Inne przyczyny redukcji parametrów zbiornikowych są związane z pęcznieniem minerałów ilastych, w szczególności montmorillonitu i illitu. Piaskowce są bardzo wrażliwe na działanie filtratu z płuczki z wodą słodką, która powoduje hydratację i pęcznienie minerałów ilastych.

W trakcie procesu eksploatacji może wystąpić dodatkowy spadek (na skutek szczelinowania) lub dodatkowy przyrost ciśnienia zatłaczania. Ten ostatni może być spowodowany przez jedną lub więcej przyczyn (Wright, Chilingarian, 1989; Collins, 1975):

- pęcznieniem minerałów ilastych i odklejaniem od ścian przestrzeni porowych;
- ruchem cząstek ze złoża spowodowanym rozpuszczaniem się spoiwa cementującego skałę. Cząstki takie zamykają kanały porowe redukując przepuszczalność;
- obecnością „zawieszonych” cząstek stałych w wodzie, które zatykając pory również redukują przepuszczalność, prowadząc do całkowitej lub częściowej utraty chłonności.

Zjawiska pęcznienia i przemieszczania cząstek ilastych wynikają głównie z zachwiania równowagi jonowej w przestrzeniach porowych. Wydobyte i schłodzone wody geotermalnej w instalacjach odbioru ciepła powoduje naruszenie tej równowagi. Zatłoczenie schłodzonej wody wpływa na równowagę jonową w przestrzeniach porowych nasyconych wodą złożową, co w konsekwencji uruchamia zjawiska na minerałach ilastych.

Pęcznienie minerałów ilastych wynika z wchłaniania do wnętrza sieci krystalicznej cząstek wody. W wyniku tego efektu cząstki minerałów ilastych znacznie powiększają swoją objętość i następnie zatykają kanały porowe. Przy wtłaczaniu wody zmineralizowanej do warstwy wodonośnej przy zmianie stężenia kationów następuje naruszenie stanu równowagi, siły przychepności cząstek ich zmniejszają się, następuje oddzielenie się minerałów ilastych i wypełnienie kanalików porowych i szczelin.

W przypadku przemieszczania, cząstki minerałów ilastych są odrywane (uwalniane) od szkieletu skalnego i rozpraszane w płynie złożowym wypełniającym przestrzeń porową. Cząstki te są unoszone wraz z filtrującym płynem (wodą) aż do momentu zatrzymania w przewężeniach kanałów porowych powodując redukcję przepuszczalności.

W zmineralizowanych wodach geotermalnych z zawartością wapnia i dwutlenku węgla mogą zachodzić procesy wytrącania węglanu wapnia (Soboń, 1990). Podczas wypływu wody z warstwy wodonośnej na powierzchnię i jej przepływu przez instalację powierzchniową spadek ciśnienia i/lub temperatur poniżej punktu nasycenia gazami, w tym dwutlenku węgla, powoduje naruszenie równowagi, rozkład wodorotlenku wapnia i wytrącanie $CaCO_3$. Problemy te dotyczą często również otworów zatłaczających solankę. Niezbędne jest odpowiednie

przygotowanie wody geotermalnej do zatłaczania, metodą adsorpcji dwutlenku węgla przeciwdziałającej wytrącaniu węglanu wapnia lub przez kontrolowany proces strącania i filtracji (Soboń, 1988). W przeciwnym przypadku może nastąpić kolmatacja filtra i skały zbiornikowej w odwiercie, co może doprowadzić z upływem czasu do utraty chłonności warstwy wodonośnej (Juraszek et al., 1988).

Pochodzenie i przyczyny wytrącania fazy stałej z eksploatowanych wód geotermalnych są m. in. następujące (Seibt, 1991; Seibt, 2003):

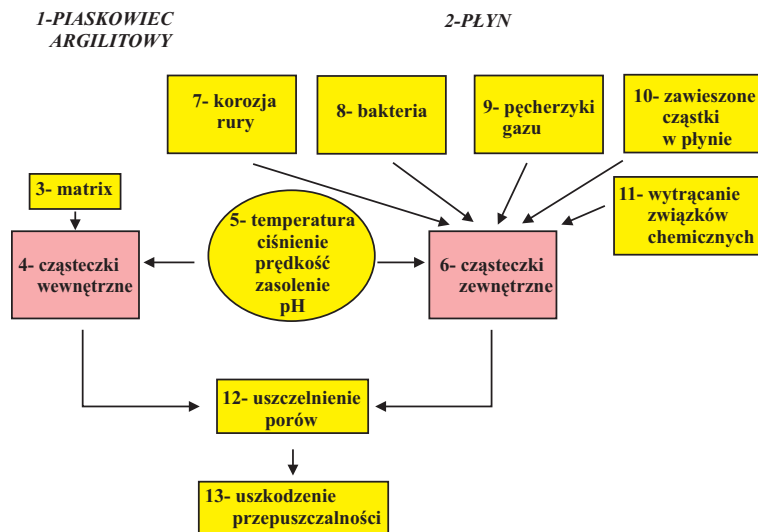
- uwalnianie się cząstek w wyniku erozji na skutek zbyt dużych przepływów przy zatłaczaniu wody geotermalnej;
- chemiczna nietolerancja zatłaczanych i schłodzonych wód z wodami geotermalnymi warstwy chłonnej;
- wprowadzenie produktów utleniania i korozji z obiegu wody geotermalnej;
- oddziaływanie bakterii i techniczne niedoskonałości instalacji.

Wright i Chilingarian (1989) za najważniejsze powody wytrącania się cząstek stałych przyjmują:

- piaszczenie otworu produkcyjnego;
- przedawkowanie środków chemicznych;
- niezgodność składu chemicznego wody zatłaczanej i złożowej;
- dopływ powietrza do układu zamkniętego, które powoduje wytrącanie się wodorotlenku żelaza i zwiększenie liczby bakterii aerobowych;
- dopływ wody niezgodnej chemicznie z innej formacji (np. lias/kreda);
- flokulacja cząstek za systemem filtrów;
- przebiecie przez filtry.

Do możliwych problemów wywołanych obecnością wytrąconych cząstek stałych zalicza się (Wright, Chilingarian, 1989):

- wytrącone cząstki mogą być materiałem, który będzie osadzać się wewnątrz rur systemu chłonnego;
- cząstki wytrącone mogą zatykać kanały porowe i zmniejszać przepuszczalność (rys. 2.5.1);
- na skutek opóźnionej reakcji po zdeponowaniu mogą stworzyć dodatkowy nieprzepuszczalny filtr w złożu.



Rys. 2.5.1 Obniżenie przepuszczalności spowodowane przez wytrącone cząstki stałe (Komisja Europejska, 1997; P. Ungemach, 2006).

Fig. 2.5.1 Permeability impairment induced by particles (European Commission, 1997; P. Ungemach, 2006).

1 - argillaceous sandstone, 2 - fluid, 3 - matrix, 4 - internal particles, 5 - temperature/pressure/flow rate/TDS/pH, 6 - external particles, 7 - corrosion of tubing, 8 - bacteria, 9 - gas bubbles, 10 - suspended particles in fluid, 11 - precipitation of chemicals, 12 - pore space plugging, 13 - permeability damage.

Jednym z najważniejszych problemów jest korozja elementów metalowych, wglębnych i napowierzchniowych, towarzysząca obiegowi wody geotermalnej. Do czynników wyzwalających lub przyspieszających korozję należą wg Seibta (2003): kwaśne środowisko, zawartość elektrolitów (uwolnione jony, przede wszystkim chlorki), agresywne gazy (dwutlenek węgla, w niektórych przypadkach siarkowodor i wprowadzony wtórnie tlen) oraz wysokie temperatury.

Jednym z najważniejszych potencjalnych zagrożeń dla prawidłowego funkcjonowania systemu geotermalnego jest przedostawanie się tlenu do naziemnego systemu przepływu wody geotermalnej i do otworów wiertniczych. Dostęp tlenu do wody geotermalnej skutkuje zmianą potencjału oksydacyjno-redukcyjnego i wytrącaniem żelaza, co powoduje trwałe zmniejszenie przepuszczalności w warstwie wodonośnej odwiertu produkcyjnego i chłonnego. Stąd też, w celu lepszej oceny potencjalnych zagrożeń występujących na skutek przedostawania się tlenu w obieg wody geotermalnej, konieczne jest monitorowanie tlenu podczas eksploatacji systemu geotermalnego oraz podczas rozruchu instalacji po okresach przestoju (Seibt, 2003). W celu eliminacji tlenu, w elementach napowierzchniowych i wglębnych instalacji geotermalnej utrzymywane jest nadciśnienie, a w trakcie przestojów części naziemne i odwierty ponad zwierciadłem statycznym wody napelnia się azotem.

W trakcie długofalowej eksploatacji systemu geotermalnego następuje m. in. wytrącanie produktów korozji, wtórnych substancji mineralnych, do których m. in. należą kalcyt i/lub aragonit, piryt i inne siarczki żelaza (Browne, 1984). Zjawisko to występuje często w wodach geotermalnych związanych z węglanowymi skałami zbiornikowymi, m. in. w Basenie Paryskim (Laplaigne et al., 2000; Ungemach, 2001), a na niewielką skalę także w niecce podhalańskiej (Chowaniec i in., 1999; Kępińska, 2001).

Oddziaływanie mikrobiologiczne w wodzie geotermalnej może doprowadzić do zmian chemicznych i prowadzi do tworzenia się fazy stałej. W przypadku indukowanego bakteryjnie procesu powstawania siarkowodoru dochodzi do zmiany wartości pH, wzmożonej korozji i wytrącania siarczków (Seibt, 2003). W celu przeciwdziałania zjawisku zmniejszania przepuszczalności w wyniku procesu kolmatacji produktami korozji i wytrąconą fazą stałą w strefie przyodwiertowej obejmującej skały zbiornikowe (warstwy wodonośne) w otworze produkcyjnym i chłonnym, stosuje się zabiegi stymulacji i zabiegi rekonstrukcji odwiertów geotermalnych.

2.5.4 Podstawowe metody stymulacji skał zbiornikowych (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)

Do podstawowych metod stymulacji i rekonstrukcji odwiertów i złóż geotermalnych należą (Malate, 2003; Bujakowski, Kępińska, 2004):

- **mechaniczne usuwanie (zwiercanie) osadów** do których należą produkty korozji (głównie siarczki żelaza), wtórnej mineralizacji (aragonit, kalcyt, krzemionka, gips, anhydryt, i in.), cząstek ilastych (głównie z płuczek wiertniczej), fragmentów skał zbiornikowych osadzających się na wewnętrznych powierzchniach orurowania. W niektórych przypadkach metoda ta jest nieskuteczna, gdyż daje krótkotrwałe efekty (nawet zaledwie kilkumiesięczne), jeśli natężenie wymienionych zjawisk jest duże;
- **dotatkowa perforacja orurowania** w celu udostępnienia do eksploatacji wcześniej zamkniętego fragmentu złoża (jeśli wiadomo lub można z dużym prawdopodobieństwem prognozować, że posiada on odpowiednie parametry) w celu zwiększenia (lub przywrócenia) produktywności otworu (często połączonej z pewnym wzrostem temperatury/entalpii wydobywanego płynu geotermalnego) lub jego chłonności;
- **naprawa orurowania odwiertów** - uszkodzeń i nieszczelności, jakie mogą pojawić się wskutek przyczyn natury mechanicznej lub chemicznej (korozji) lub też uszkodzeń i wad zacementowania rur. Stosowane jest frezowanie uszkodzonych rur i ich wymiana na nowe, docementowywanie, uszczelnianie, wprowadzanie dodatkowych litych (nieperforowanych) rur (łat) lub nawet ich nowej kolumny, aby usunąć nieszczelności rur okładzinowych. Ten ostatni sposób powoduje jednak zmniejszenie średnicy odwiertu, stąd też należy brać pod uwagę zmniejszenie natężenia przepływu w odwiercie i zwiększone nakłady na napęd pomp (wydobywczych lub zatlaczających) wskutek wzrostu oporów przepływu;
- **likwidacja (zwykle poprzez cementowanie) niektórych stref udostępnionych wcześniej do eksploatacji**, którymi dopływa do odwiertu płyn geotermalny pogarszający wynikową jakość parametrów wydobywanego płynu. Jest to sytuacja spotykana m. in. w przypadku odwiertów produkujących parę, kiedy w trakcie eksploatacji pojawia się w odwiercie strefa, z której dopływa para o niższej entalpii/temperaturze (lub nawet

zaczyna dopływać woda). Sytuacje takie pojawiają się niekiedy także w przypadku odwiertów eksploatujących wody geotermalne, kiedy uruchamia się dopływ o niższej temperaturze lub niekorzystnym składzie chemicznym, lub też celowa jest eliminacja przepływu wewnątrzotworowego pomiędzy strefami zasilającymi;

- **pogłębianie odwiertu** w celu udostępnienia dłuższego interwału skał zbiornikowych, a tym samym - zwiększenia dopływu płynu geotermalnego (produktywności odwiertu) lub zwiększenia chłonności. Z ekonomicznego punktu widzenia, jest to metoda tańsza niż wiercenie nowego otworu;
- **szczelinowanie hydrauliczne** w celu zwiększenia przepuszczalności skał zbiornikowych o pierwotnie niewystarczającej przepuszczalności lub też pogorszonej wskutek znacznego uszkodzenia, którego nie można usunąć poprzez kwasowanie matrycy skalnej. Szczeliny powstałe wskutek szczelinowania hydraulicznego mają tendencje do zaciskania, stąd też stosuje się jedną z dwóch metod do utrzymywania szczelin i ich przewodności: podsadzanie z zastosowaniem piasku lub wytrawianie ich kwasem;
- **stosowanie gazodźwigu** z użyciem powietrza lub innego gazu (głównie azotu) - metoda ułatwia m.in. uruchomienie dopływu z odwiertów (zwłaszcza jeszcze „niewygrzanych”) oraz obniża ciśnienie w otworze. Z uwagi na korozyjne właściwości powietrza względem metalowego orurowania i innych elementów wyposażenia, metodę należy stosować w odpowiedni sposób, m.in. z zastosowaniem inhibitorów korozji, itp.;
- **stosowanie inhibitorów chemicznych**, modyfikacja pH eksploatowanych płynów geotermalnych w celu istotnego ograniczenia lub eliminacji zjawisk wytrącania minerałów wtórnych oraz procesów korozji w odwiercie i strefie przyodwiertowej, oraz w instalacjach powierzchniowych, przez które przepływają płyny geotermalne (m.in. wymienniki ciepła, rurociągi przesyłowe). Celowi temu służy także stosowanie, oprócz rur stalowych, rur i linerów z niepodatnymi na korozję wykładzinami wewnętrznymi i rur z włókna szklanego. Chociaż ciągle droższe niż tradycyjne, rury takie zapewniają długoletnie utrzymanie parametrów złożowych i eksploatacyjnych, a tym samym - bezawaryjną pracę systemu geotermalnego;
- **kwasowanie** - głównym celem tej metody jest zwiększenie produktywności lub chłonności. Osiągane to jest poprzez tzw. kwasowanie matrycy skalnej - usunięcie uszkodzeń formacji zbiornikowej (filtratu z płuczki wiertniczej, osadów mineralnych), a przez to zwiększenie przepuszczalności strefy przyodwiertowej oraz przez tzw. szczelinowanie kwasem - zwiększenie efektywnego promienia odwiertu poprzez wytworzenie wskutek wytrawiania kwasem nowych przewodzących szczelin sięgających od strefy przyodwiertowej wgłąb skały zbiornikowej. Metoda kwasowania stosowana jest w dwóch podstawowych odmianach - jako „tradycyjna” i jako „miękkie kwasowanie”.

W skałach węglanowych i piaskowcach o spoiwie węglanowym najczęściej stosowanymi zabiegami stymulacji są zabiegi kwasowania. Zabiegi takie mają i będą miały zastosowanie także w przypadku odwiertów i skał zbiornikowych wód geotermalnych Niżu Polskiego. Pod pojęciem zabiegów kwasowania złóż można wyróżnić trzy zasadnicze rodzaje prac wykonywanych w odwiercie:

- **płukanie otworu cieczą kwasującą** - jego celem jest usunięcie uszkodzenia strefy przyodwiertowej spowodowanej wykonywanymi pracami w odwiercie;
- **kwasowanie matrycy skalnej** - zabieg wykonuje się w skałach piaskowcowych i węglanowych. Jego celem jest poprawienie przepuszczalności złoża w wyniku reakcji cieczy kwasującej ze skałą złożową. Zabieg wykonuje się wtłaczając ciecz kwasującą do skały zbiornikowej, przy ciśnieniu mniejszym od ciśnienia szczelinowania. Usuwa się w ten sposób osady wtórne nagromadzone w szczelinach oraz udrażnia szczeliny poprzez ich rozpuszczanie;
- **kwasowanie w skałe węglanowej** - ciecz wtłacza się do skały zbiornikowej pod ciśnieniem wyższym od ciśnienia szczelinowania. Tworzy się szczeliny, których powierzchnie reagują z cieczą kwasującą. Powstaje wysoko przepuszczalna strefa, co umożliwia wzrost wydajności wody geotermalnej. Zabieg ten przeprowadza się w warstwach o małych wartościach przepuszczalności (z reguły poniżej 10 mD), uzyskując w efekcie istotny wzrost wartości tego parametru.

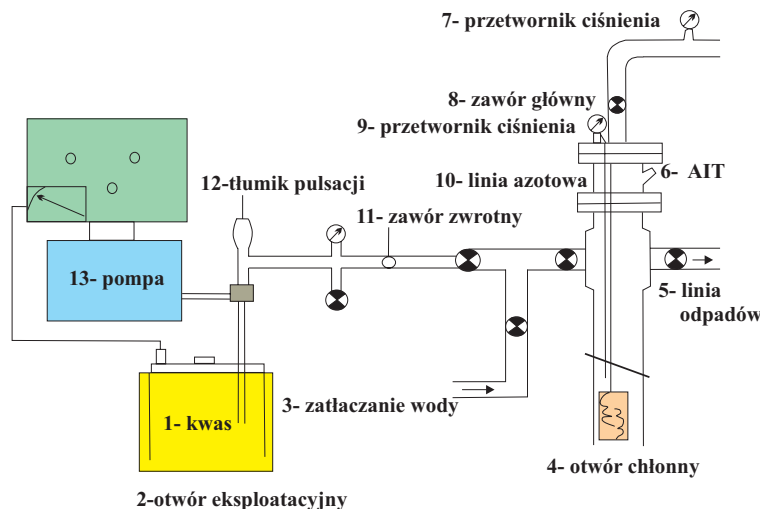
Według Street'a i Tomsona (1988) celem przeciwdziałania depozycji osadów stosuje się jeden z trzech sposobów:

- **zatłaczanie inhibitorów** o niewielkim stężeniu na głowicy odwiertu;
- **zatłaczanie inhibitorów** o niewielkim stężeniu na spód odwiertu poprzez dodatkową kolumnę rur o małej średnicy;
- **wtłaczanie inhibitorów** do warstwy produkcyjnej w taki sposób, aby umożliwić jego wolne rozpuszczanie w eksploatowanej wodzie.

Pierwszy sposób zapobiega osadzeniu się kalcytu w instalacji powierzchniowej, ale nie chroni przed depozycją w rurach okładzinowych lub wydobywczych. Opcja druga jest natomiast rozwiązaniem poprawnym, ale kosztownym. Ostatnie rozwiązanie umożliwia ochronę strefy przyodwiertowej rur wydobywczych oraz instalacji powierzchniowej.

Wymienione technologie chemicznej obróbki strefy przyodwiertowej stosowane są w eksploatacji złóż węglowodorów i są zabiegami względnie kosztownymi.

Metodą znacznie tańszą, nie wymagającą stosowania urządzenia wiertniczego, a dającą długotrwałe i dobre efekty jest tzw. „miękkie kwasowanie - kwasowanie o niskim stężeniu” (ang. *soft acidizing*; Ungemach, Ventre, 1996; Ungemach, 2001; Ungemach, 2003). Jest to metoda szczególnie przydatna do odwiertów i geotermalnych warstw wodonośnych ze względu na wysoką i długotrwałą efektywność, poprawę wydajności i chłonności. Zatłaczanie kwasu podczas „kwassowania o niskim stężeniu” wykonuje się przy użyciu przewodu giętkiego (ang. *coiled tubing*). Czas trwania zabiegu wynika ze stężenia kwasu, które musi być każdorazowo dobierane. Czas oddziaływania kwasu wynosi kilkadziesiąt godzin. Długi czas oddziaływania kwasu pozwala na rozpuszczenie osadów nagromadzonych w rurach, które powodują zwiększenie oporów tarcia i zmniejszenie prędkości przepływu. Planując zabieg dobiera się kwas i inhibitory korozji biorąc pod uwagę proces wytrącania substancji mineralnych. Rys. 2.5.2 przedstawia schemat zestawu do miękkiego kwasowania.



Rys. 2.5.2 Schemat zestawu do miękkiego kwasowania (Ungemach, 1996).

Fig. 2.5.2 A sketch of installation used for soft acidizing (Ungemach, 1996).

1 - acid, 2 - producing well, 3 - water injection, 4 - injection well, 5 - waste line, 6 - AIT, 7 - pressure transducer, 8 - main valve, 9 - pressure converter, 10 - nitrogen line, 11 - back pressure valve, 12 - pulsation muffler, 13 - pump.

Technologia „kwasowania o niskim stężeniu” mająca na celu oczyszczenie odwiertów i stymulację strefy przyodwiertowej w warstwach wodonośnych została zastosowana m. in. we Francji w Basenie Paryskim oraz w odwiertach w Neustadt-Glewe w Niemczech. Zarówno we Francji, jak i w Niemczech uzyskano długookresową, istotną poprawę wydajności i chłonności warstw w utworach węglanowych i piaskowcowych, zawierających złoża wód geotermalnych.

2.6 Przykłady stymulacji odwiertów i złóż geotermalnych przy zastosowaniu metody „miękkiego kwasowania” (W.Bujakowski, B.Kępińska)

Węglanowe skały zbiornikowe - Basen Paryski i Basen Akwitański (Francja)

W Basenie Paryskim występują mezozoiczne skały węglanowe i okrucowe, zawierające poziomy wód geotermalnych. Dla celów użytkowych eksploatowane są z reguły wapień środkowej jury (doggeru). Eksploatacja wód geotermalnych do celów ciepłowniczych (centralne ogrzewanie, ciepła woda użytkowa) prowadzona jest w systemach dwu-, a w kilku przypadkach trzyotworowych z zatłaczaniem wykorzystanych wód do warstwy wodonośnej.

W latach 1980 - 1986 w Basenie Paryskim i Basenie Akwitańskim, a także w innych regionach Francji działały 74 zakłady geotermalne. Po kilku latach funkcjonowania pojawiały się w nich problemy związane z wytrącaniem związków chemicznych i minerałów wtórnych,

przede wszystkim wskutek rozwoju korozji metalowych części wyposażenia odwiertu oraz powierzchniowych instalacji przesyłowych i urządzeń.

Zjawiska korozji pod wpływem wód geotermalnych wynikają z ich chemizmu. Są to bowiem solanki o temperaturze 60 - 80°C i pH około 6, zawierające rozpuszczone w wodzie CO₂ i H₂S. Cechują się także aktywnością mikrobiologiczną. W takim środowisku następuje korozja, wytrącanie i osadzanie wtórnych substancji mineralnych w rurach oraz uszkodzenie strefy przyodwiertowej. Doprowadziło to w efekcie do redukcji przepuszczalności warstw wodonośnych, pojawiły się problemy z zatłaczaniem wód geotermalnych. W wyniku programów badawczych i wdrożeniowych opracowano metody ograniczające i zapobiegające dalszemu rozwojowi procesów korozyjnych i wytrącaniu wtórnych substancji mineralnych. Odwierty geotermalne, w pierwszej kolejności odwierty zatłaczające, zostały wyposażone w specjalne zestawy do ciągłego wtłaczania chemicznych inhibitorów korozji oraz do kwasowania o niskim stężeniu. Metoda ta nie wymaga użycia urządzeń wiertniczych i ogranicza koszty. Zasadniczym elementem wyposażenia były giętkie przewody iniekcyjne ze stali i tworzyw termoplastycznych, o średnicy poniżej 2 cali, wyposażone w hydrauliczne i elektryczne sterowanie. Umocowane one były na głowicach odwiertów, podłączone do pomp dozujących oraz zaworów i wprowadzane na dna odwiertów.

Przykładowo - zabiegi przeprowadzone w trzech odwiertach chłonnych zlokalizowanych w Basenie Paryskim miały na celu rozpuszczenie osadów na ściankach rur okładzinowych i wyeliminowanie uszkodzeń strefy przyodwiertowej, co pozwoliło na zwiększenie przepuszczalności i chłonności warstw wodonośnych. Za pomocą przewodu wprowadzono do odwiertów inhibitory antykorozyjne, do kwasu dodano aminy alifatyczne i kombinowane inhibitory hamujące wytrącanie osadów i wzrost kryształków. Podczas kwasowań o niskim stężeniu zatłaczano kwas solny o stężeniu 15% i wydatku zatłaczania 200 l/h przy wydajności tłoczenia wód geotermalnych od 60 do 240 m³/h. Stężenie kwasu na wlocie do odwiertu wahało się od 0.125% do 0.06%. Czas kwasowania wynosił od 63 do 68 godzin. Uzyskano dzięki niemu bardzo pozytywne rezultaty. Kilkakrotnie zmniejszyło się natężenie korozji i odzyskano w przeważającej liczbie odwiertów pierwotną wydajność i chłonność warstw wodonośnych. Na podstawie obserwacji prowadzonych przez kilka lat oszacowano, że powtarzanie zabiegów kwasowania o niskim stężeniu w przypadku odwiertów eksploatacyjnych co 4 - 7 lat, a w otworach zatłaczających co 3 - 5 lat, zapobiega pogarszaniu wartości przepuszczalności warstw produkcyjnych i chłonnych, co umożliwia zachowanie stabilnej wydajności i wysokich współczynników chłonności (Ungemach, Ventre, 1996; Ungemach, 2001).

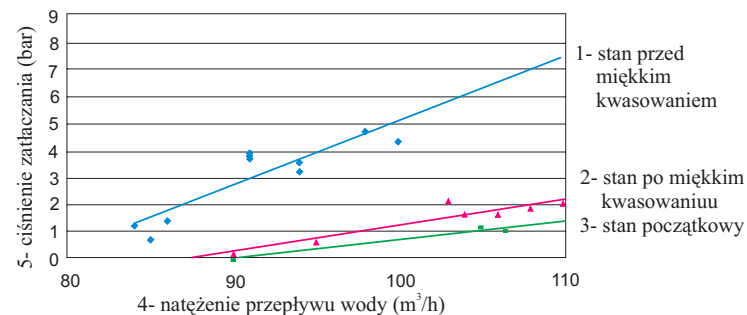
Długotrwała iniekcja kwasu o niskim stężeniu pozwala na usunięcie uszkodzeń w chłonnych otworach geotermalnych niezależnie od mechanizmów ich powstawania. Zabiegi te przywracają nominalną wydajność i chłonność. Zwrot kosztów zabiegów kwasowania zależy od oszczędności w zużyciu energii elektrycznej spowodowanej mniejszym ciśnieniem tłoczenia i zwykle następuje w okresie 1 - 2 lat.

Piaskowcowe skały zbiornikowe - Neustadt-Glewe (Niemcy)

Technologia kwasowania warstwy chłonnej kwasem o niskim stężeniu została z powodzeniem zastosowana także dla zbiornikowych piaskowców wieku triasowego (kajper - ret) w zakładzie geotermalnym w Neustadt-Glewe (Niemcy). Po bezawaryjnym sześcioletnim okresie funkcjonowania instalacji ciśnienie zatłaczania zaczęło rosnąć. Badania wykazały, że przyczyną są gromadzące się na filtrze w odwiercie osady aragonitu i wodorotlenków żelaza. Przeprowadzo-

no zabieg kwasowania, trwający 2 dni. Do zatłaczanej wody geotermalnej o objętości 1600 m³ dodano około 4 m³ kwasu solnego. W rezultacie obniżono ciśnienie zatłaczania (rys. 2.6.1), a indeks chłonności wzrósł niemal do stanu pierwotnego (Menzel et al., 2000).

Opisane techniki i technologie stymulacji skał zbiornikowych mogą być z powodzeniem stosowane w istniejących i przyszłych zakładach geotermalnych, szczególnie w przypadku odwiertów chłonnych dla wód geotermalnych wydobywanych z utworów węglanowych i piaskowcowych na Niżu Polskim.



Rys. 2.6.1 Ciepłowniczy system geotermalny w Neustadt-Glewe (Niemcy)- znaczący spadek ciśnienia zatłaczania wody geotermalnej uzyskany w rezultacie stymulacji odwiertu chłonnego i strefy złożowej przy zastosowaniu miękkiego kwasowania (Menzel et al., 2000).

Fig. 2.6.1 The Neustadt-Glewe (Germany) geothermal space heating system- significant lowering of geothermal water injection pressure resulted from stimulation of injection well and reservoir zone by soft acidizing (Menzel et al., 2000).

1 - state before soft acidizing, 2 - state after soft acidizing, 3 - initial state, 4 - water flowrate (m³/h), 5 - injection pressure (bar).

Podsumowanie

Istotne problemy związane z projektowaniem zatłaczania wód geotermalnych do kolektorów piaskowcowych i węglanowych można odnieść do następujących zagadnień:

1. Przewidywany zakres wydajności eksploatacyjnych i ograniczenia złożowe związane z charakterem kolektora (węglanowy lub piaskowcowy),
2. Zmienność pionowa i pozioma współczynnika przepuszczalności udostępnianych warstw eksploatacyjnych i chłonnych,
3. Przewidywana głębokość horyzontów złoża wód geotermalnych,
4. Zakres ciśnień złożowych oraz projektowane represje i depresje ciśnień w otworach,
5. Zakres temperatur wód wydobywanych i zatłaczanych,

6. Mineralizacja ogólna i charakterystyka chemiczna wód, w tym określenie potencjału korozyjnego i depozycyjnego (kolmatacyjnego),

7. Warunki techniczne i lokalizacyjne związane z zagospodarowaniem powierzchniowym (otwory kierunkowe i pionowe).

Zagadnienia te powinny być sprecyzowane i przeanalizowane na etapie projektowania i przed fazą wykonania otworu, mogą one być następnie modyfikowane w trakcie wykonywania prac otworowych w miarę uzyskiwania nowych, bieżących informacji geologicznych i technicznych.

2 Technical and technological condition of exploitation, transmission and injection of geothermal waters and heat perception

2.1 Production-injection systems of geothermal waters (J.Soboń)

In most cases the production-injection system is the only reasonable exploitation technology of deep geothermal waters reservoirs. Production from and injection into the same reservoir or into reservoirs remaining in hydraulic contact creates the closed system, which ensures the recharge of groundwater reserves, improves the reservoir pressure stability and reduces environmental pollution.

The production-injection systems can be categorized basing upon the exploitation method and the number of wells.

Considering the exploitation method, three systems can be distinguished:

1. Artesian systems,
2. Artificial-lift systems,
3. Hybrid self-producing.

The artesian, self-producing systems are used in the artesian basins where piezometric groundwater level rises above the Earth's surface. The height of water column over the Earth's surface determines the piezometric head. If value of this pressure is high enough, no groundwater pumping is required from the producing well.

The artificial-lift systems are applied in sub-artesian basins where piezometric groundwater level is located beneath the Earth's surface or where the artesian pressure is too low to drive water circulation through the geothermal installation. Artificial lift is attained by various types of pumps (including jet pumps and airlifts). For geothermal waters exploitation submersible pumps with close-coupled motors are usually applied or models driven with motor located at the surface.

The hybrid, self-producing/artificial lift systems use artesian flow supported by pump during the start-up. The self-production can be obtained with the „thermal lift effect” when height of water column in the well increases after filling of case tubes with water under reservoir temperature. The thermal lift effect supports the production by increasing the dynamic pressure in the well.

Considering the number of production and injection wells, the following systems can be distinguished:

1. Single-well systems using only one well,
2. Double-well systems using two wells. So-called „geothermal dublet” includes one producing well and one injection well,
3. Multi-well systems using more than two wells, e.g. three-well systems (so called „geothermal triplet”) which usually includes one producing and two injection wells.

The most common exploitation system is so-called „geothermal dublet” - the double-well system (fig. 2.1.1). Wells can be vertical or directional but, under special conditions, horizontal wells can be applied, as well. The advantage of dublet system is high discharge, which may reach several hundreds of cubic meters per hour under favourable geological and reservoir conditions, and at proper well construction (Górecki & Soboń, 1989). Taking into account potentially high heat production from this system and costs of drillings, such solution is most economic for geothermal plants (Kuzniak & Soboń, 1991).

However, in many cases geothermal dublet is economically groundless due to insufficient heat demand or unfavourable reservoir parameters (water temperature, discharge). Hence, the single-well systems were designed (Soboń, 1984, 1990, 2001). For artesian basins the single-well systems with two-way water circulation does not cause serious technical problems. For sub-artesian basins the artificial lift must be applied for water production. If groundwater table depth and/or well diameter preclude the use of submersible pump the jet pumps can be used. The single-well, production-injection system with jet pump can be constructed using parallel (fig. 2.1.2) or concentric tubes columns.

If well diameter and depth to groundwater table are sufficient the submersible pump can be installed in a tube column of varying diameter (fig. 2.1.3).

Usually, if production-injection systems are used in sub-artesian reservoirs the underpressure reduction must be applied (fig. 2.1.2, 2.1.3), which appears during break in water flow. The resulting underpressure may cause settlement of particles which are transported by water and which intensify the colmatation in the injection zone.

An alternative solution is the single-well with concentric tubes which form an in-well, closed heat-exchange system (fig. 2.1.4, Soboń, 1984).

The application of single-well production-injection systems opens the new perspectives of geothermal waters abstraction through unused petroleum wells, which meet the relevant technical and reservoir criteria for such exploitation.

2.2 Technique and technology of drilling geothermal wells

2.2.1 Drilling technique (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)

Efficient prospecting and exploitation of thermal waters are possible owing to the modern drilling techniques and technologies. Nowadays the rotary method with a right mud circulation is most frequently applied for geothermal purposes. A scheme of the rig and the well are presented in Fig. 2.2.1.

The axial weight on bit rotating on the well's bottom causes that the rock is destroyed by the bit. The cuttings are removed from the bottom and transported to the surface with mud. The drilling mud is pumped to the bottom of the well from the tanks through the pumping pipeline, riser, hose, discharge head, kelly, mud pipes, collar and bit. Next the mud and the cuttings go to the angular space and then to the surface, where they are directed to the mud cleaning system. There the cuttings are separated from the mud. Cleaned mud goes to the tanks, from which it is re-introduced through pumps to the well.

Various types of bits can be used for drilling wells. They can be generally classified according to their construction and principle to cogged bits, diamond bits and shear bits. Owing to their advantages, cogged bits are used most frequently (fig. 2.2.2 A). They are fit for drilling rocks of different hardness. Hence, five main categories of bits are distinguished in Poland.

The cone bits differ among themselves with teeth, bearings and mud system. The new designs of diamond bits (fig. 2.2.2 B) cause that this type of bits is more and more frequently applicable. Apart from the originally used drilling tools made of natural diamonds, there are bits with polycrystalline diamonds (PDC), thermally durable diamonds (PCD) and natural-artificial hybrids.

Core drilling makes use of drill bits. Opposite to bits, which drill out a circle in the rock in a well's horizontal plane, these bits drill out a ring. The undrilled rock in the ring forms a core, which is drug out to the surface after the trip. The core is a source of precious information about the properties of rocks deposited deep under the surface. In the drilling practice, natural or impregnated (fig. 2.2.3) diamond bits are usually used. Shear bits are less popular. In the coring operation, the drill core gets to the core barrel, which may have a variety of forms.

Depending on the type of drilled rocks, the suitable core barrel design is selected, so that the rock samples can be hoisted to the surface.

New techniques enable controlling the direction of the well, therefore it is possible to perform wells of various trajectories. The wells can be divided into vertical, directional and particularly - wells with a horizontal end section. In one rig setting both single and multilateral (multibottom) wells can be drilled.

2.2.2 Technique of drilling wells (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)

Among the basic parameters of well drilling technology are axial stress, rotational speed and mud rate. They significantly influence the technical-economic indexes of drilling. Generally, with the increase of the above-mentioned parameters the well is drilled faster in macroscopically homogeneous rocks. In practice, after the analysis of a geological profile the bit and the collars disposed on the casing (for imposing axial stress) are selected prior to establishing the drilling technology parameters. When drilling geothermal wells technological parameters of drilling mud have to be accounted for owing to the task it is going to perform. The influence of temperature on the technical state of the well also has to be taken into account.

2.2.3 Technique of drilling wells (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)

Effective drilling requires proper designing the well construction. For technological and economic reasons, the following aspects should be accounted when casing the well:

- proper clearings between the wall of the well and the external side of the casing, and between internal diameters of casing and the bits driven to the well through these pipes;
- length of outlet for casing, i.e. distance between the depths of tripping the neighboring casing. Determining the length of the outlet for casing and its diameter requires information about:
 - lithological profile and hydrogeological conditions, parameters of the drilled rocks, especially the tendency of „flowing”, forming caverns and slides;
 - rock mass, formation fluid and fracturing pressure;
 - lost circulation zones and other drilling complications.

Designing the well is realized in two main stages:

- selecting type of casing, i.e. selection of bits and casing diameters and also depth of tripping;
- checking the strength of individual casing columns.

Five types of the casing can be distinguished in the drilling practice: preliminary, guiding, protection, production and liner (fig. 2.2.4). Each of them plays a number of functions.

Depending on the technological situation in the well, the following loads can act on the casing: tensile, compressive, crushing, bending and disrupting. Having taken them into account, a construction of the column assembly is obtained with the type of steel, thickness of the wall and length of the section (fig. 2.2.5). To provide a good performance of the casing, they are equipped in a casing shoe, reverse valve, scrapers, centralizers and sometimes a cement collar.

After driving a given casing, it is usually sealed with cement. Most frequently the cementing operation is performed in one stage with two blocks. The cement is pumped to the angular space through a cement shoe. At lower formation pressures and long casing, a two-stage procedure is applied. The first part of the cement is introduced to the angular space through a cement shoe, whereas the remaining one part of cement goes through the two-stage cementing collar in the designed section of the casing.

2.2.4 Design of production and injection wells completed in the zone of geothermal reservoir horizons (J.Soboń)

The process of designing and construction of a well completed in the zone of geothermal reservoir horizons is of crucial importance for the course of the whole exploitation of geothermal waters. Analysis of factors influencing the design applied and proper selection of the design type can minimize the failure frequency.

The „open-hole” type is applied for compact, usually fractured rocks, which cause stability of walls. In the „open hole” type, the last casing string ends above the top of the reservoir horizon and the reservoir itself remains uncased. Such the solution is characterized by potentially good hydrodynamic properties and low costs of realization. For this type of well design, enlargement of the wellbore within the reservoir interval can be done, thus the production and injection rates can be increased.

When the wellbore walls are unstable, i.e. usually in case of porous reservoirs as sandstones, it is necessary to apply a filter in the reservoir horizon interval. Here a solution can be distinguished, in which the last casing string is run down to the top of the reservoir horizon and then the appointed reservoir interval is drilled through. The maximum outside diameter of the filter can be 6 5/8” or 7” for the last casing string 9 5/8”.

From the hydrodynamic point of view, an optimum solution for porous reservoirs that are characterized by sufficient stability of the borehole walls is to drill through the reservoir horizon and then to make enlargement, up to ϕ 15” as an option. Subsequently, a special filter is run down and gravel packing is made, with the gravel selected in accordance to the grain diameter of the reservoir.

Completion of the „cased hole” type, where the reservoir interval was cased and cemented, requires making perforation holes. The holes made through the "blockade" between the reservoir horizon and the wellbore secure the hydrodynamic contact of the wellbore with the reservoir. Such the design has low hydrodynamic efficiency due to relatively small surface area of contacts of the perforation holes with the reservoir rock, and due to formation damage

by cement slurry and drilling mud. However, such completion, with perforation of the casing string and the cement ring can sometimes be the only solution when adapting shut-in wells.

2.2.5 Costs of geothermal wells drilled in the Polish Lowlands (M.Capik)

Development of a geothermal well includes a number of operations, which can be classified into the following cycles:

1. Preparation of spud area: construction of infrastructure, transport and assembling of drilling rig,
2. Drilling operations: lowering and removal of drill string, casing and cementing,
3. Drill-stem tests: well-logging, test pumping,
4. Completion: assembling of production wellhead, lowering of screen and submersible pump,
5. Disassembling of rig, land remediation.

The costs of well development depend on the accepted production concept of geothermal reservoir, particularly on decision if single or double well (doublet) system will be used, in which one or both wells are directional.

Fig. 2.2.7 illustrates the relationship between the averaged costs of drillings in the Polish Lowlands and the well depth. It is evident that costs of well drilled down to about 3,000-3,200 meters depth can be twice the costs of drilling down to 1,000 meters depth.

2.3 Sampling of geothermal beds and downhole pumps

2.3.1 Sampling of geothermal beds (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)

Sampling of aquifers is done to gather information about the deposit for the sake of future exploitation. It enables:

- accurate confirmation of the aquifer's existence;
- determination of the degree in which the near-well surface has been damaged in the course of drilling;
- collecting samples of formation water in the formation conditions;
- determination of formation pressure, and so the energy of deposit;
- taking decisions on the future of the aquifer.

Owing to sampling, a characteristic of the formation is obtained in the course of drilling. Besides, the specific water-bearing beds appearing in the well's profile can be measured.

Perspective beds are sampled with a drill stem tester (DST). It is composed of a number of elements, e.g. packers, valves and gauges. The DST kit is driven to the well with mud pipes of lineshaft.

With DST it is possible to seal a perspective zone in such a way that hydrostatic pressure of drilling mud in the well does not interfere. For this purpose special packers are used. They can be disposed on the casing in a cased hole or in an open hole.

Drill stem testing requires a depression, i.e. difference of pressures between the deposit and the DST column assembly. This should induce flow from the water-bearing bed to the tester. In the course of testing, measurements of formation parameters (pressure and temperature) are made concurrently. On this basis information about the tested medium and bed are obtained.

The biggest depression is obtained when the DST kit is driven to an empty pipe. Then the value of depression is close to the formation pressure value. Such values are rarely used because of the negative influence on the near-to-well zone of reservoir rocks. This may result in damaging the DST and error in tests.

To maintain the assumed depression value, a spacer in the DST column assembly is applied. It can be water or drilling mud. A special contraction can be also used. It chokes the flow of the formation fluid induced by a difference of pressures. A typical DST is presented in Fig. 2.3.1.

The sampling process encompasses a cycle of water flux from the formation to the well and a cycle of rebuild of formation pressure. At the stage of influx after opening a bottom valve in the tester, the increase of pressure in the DST is measured. The increase of pressure is caused by water flux and increase of the fluid column assembly above the manometer, which had been disposed above the downhole contraction of the DST. A periodical plot of pressure changes is also called a flow curve. The time of flow is corrected on the basis of observations of a stream of air on the surface, pushed by water passing through the DST column assembly. Then the DST valve is closed, which results in an increase of the bottom pressure. The manometer disposed in the closed zone of the tester registers an increase of pressure in time.

The plots representing changes of bottom pressure in the course of testing create bases for determining the flow rate of water flowing to the DST column assembly, formation and production parameters of the analyzed interval, and hydrodynamic conditions. The testing technology encompasses regulation of downhole valves, setting the height of the spacer, regulation of the time of testing, and also following one- or multi-cycle mode of testing a given layer.

Testing may provide formation data needed for taking decisions on the purposefulness and/or way in which a given well will be exploited, i.e. water production or injection.

It is also possible to determine whether or not it is necessary to use a downhole pump for water production; if so, what parameters of such pumps are required. The planned design of the well can be verified, provided the test is made in the course of drilling.

2.3.2 Downhole pumps for geothermal waters (A.Gonet, M.Capik, T.Śliwa)

Downhole pumps in geothermal wells are used for:

- producing sub-artesian thermal water, with water table under the terrain surface;
- increasing the stream of produced water;
- producing high values of water pressure, if necessary.

Two types of downhole pumps are used for the production of thermal waters. These are pumps driven with a sleeve of a motor disposed on the surface and a pump with a motor installed underground. The selection of pump depends on:

- depth of tripping;

- diameter of well ;
- temperature of water;
- trajectory of the well axis.

Pumps with a motor in the well can be installed at greater depths, even if the well is curvilinear. There are no cooling problems in the surface version of the pump, and hence no limitations regarding the temperature of the pumped geothermal water.

The pump for a geothermal well is selected on the basis of the above aspects, and also the cost of the item, its installment and exploitation. Pumps with surface motors are most frequently used in the geothermal practice. A typical pump set in a well is presented in Fig. 2.3.2.

2.4 Surface infrastructure of geothermal heat supply systems (T.Kuźniak)

The central heating system, despite conventional or geothermal, includes four basic components:

1. **Central heat source** - which supplies energy to the system (*heat generation*),
2. **Heat transfer system** - which connects the heat source and the heat distribution centers (*heat transfer*),
3. **Heat distribution centers** - intermediaries, which distribute thermal energy from supply system to the end-users (*heat distribution*),
4. **End-user installations** - (*heat utilization*).

In such an integrated technological system treated water, which is the heat carrier, flows through all the facilities. The basic difference in relation to conventional systems is the heat recovery technology and related devices installed at the surface (heat exchangers, main pipelines connecting production and injection wells, feeding and injection pumps, filters, etc.).

Heat sources for geothermal plants are:

- **heat exchangers** between geothermal water and secondary medium;
- **heat pumps** which ensure and/or intensify heat transfer from geothermal water to secondary medium;
- **conventional boilers**, usually gas- or fuel oil-fired.

Heat exchangers and heat pumps installed in some plants cover the baseload whereas boilers supply the peak load. Below, brief characterization is presented of selected, most important components of surface infrastructure of geothermal heating systems.

2.4.1 Transport of geothermal waters (T.Kuźniak)

Geothermal water is directed from production wells to heat exchangers through insulated pipelines in order to reduce the heat loss. Methods of pipelines laying and insulation are the same as for the other heat supply systems. Pipelines connecting heat exchangers and injection wells, if buried, do not require insulation. Highly corrosive properties of geothermal waters force the usage of plastics (e.g. epoxide or polyester resins) reinforced with glass fibers or steel of relevant grade. Geothermal water transfer between wellheads and its injection into the reservoir is driven by impeller pumps. Before entering the heat exchangers and after leaving the injection pumps water is filtered (mesh 1 - 5 μm) in order to protect the reservoir from colmatation caused by settling of fine particles transported with the flowing water as well as precipitates and other, secondary impurities derived from the pipeline.

The most common heat distribution system includes two pipelines. Hot water produced from the reservoir is directed through the production pipe to the heat exchangers. After heat recovery, water returns back to the reservoir through the injection pipe and the injection well. Such system is commonly applied for thermal energy supply to central, district heating systems, for domestic hot water production and for ventilation.

Heat supply systems for industrial purposes sometimes include three pipelines if supplied technologies require all-year, stable thermal power provided by high-temperature water and, simultaneously, water of lower and variable parameters is utilized for central district heating and ventilation. Thus, two production and one injection pipelines are used.

Heat distribution systems can be laid above ground or buried (in passages or directly in the ground). Pipelines laid aboveground and in underground passages are usually wrapped with mineral or glass wool. Such insulation, if dry, sufficiently protects the pipe against heat loss and outer corrosion. It must be emphasized that heat losses of buried pipelines are 25% lower than above ground ones at the same thickness of coating layer. Hence, the most common solutions recently applied are pre-insulated pipes laid directly to the ground, i.e. pipe-in-pipe constructions consisting of pipe coated with polyurethane resin enclosed within polyethylene pipe.

Considering rather low-temperature geothermal systems encountered in Poland, it is recommended that heat supply systems should work at lower calculation temperatures of feeding and waste waters (e.g. 120/50°C instead of recently applied 150/80°C). Moreover, large temperature gap between the feeding and the waste waters reduces the operating costs of the system, which makes the connection of low-temperature district heating networks to the system particularly beneficial. Additional advantage of lower temperature system is the lower heat loss during the distribution.

2.4.2 End-user heating systems and heat exchangers (T.Kuźniak)

The heaters transfer heat by radiation and/or convection, although one of heat transfer modes usually dominates. For example, unit heaters supply heat mostly by convection whereas floor heaters - by radiation. Panel heaters and radiators supply heat by both the convection and the radiation (appr. 50% each).

Radiators commonly used for space heating in houses, offices etc. are composed of identical elements made of cast iron, aluminium or steel. In industrial buildings or warehouses tube radiators are typically used (smooth or gilled) (so called *Favier tubes*).

Steel panel heaters (with one, two or three panels) are produced from steel, drawn and welded in order to produce channels for water circulation. Panels can be ribbed, which increases the heat-exchange surface (convector panel heaters). Such devices are used in low-temperature heating systems (e.g. 70/55°C or 55/45°C) but should not be installed if air humidity exceeds 60% (e.g. swimming pools, laundries, bathrooms) due to fast corrosion of outer surfaces.

Convector heaters are heat exchangers composed of cased copper tubes with attached aluminium gills and mounted in a steel case, which ensures proper air circulation. Convectors are recommended for buildings with large windows (restaurants, shops) and can be installed also in open floor channels (where should be protected against dirt).

Surface heating systems (floor, wall, ceiling) are driven with low-temperature waters (30 - 50°C). The most popular floor heating system includes underfloor tubes in which hot water circulates. Most common are plastic or copper tubes laid onto an insulation layer and covered with jointless floor. Advantages of such system are e.g. covered installation and very favourable temperature distribution in the heated space. Floor heating is used in houses, industrial buildings, shops and supermarkets, swimming pools, churches, etc.

Reduction of working temperatures of end-user installations may be attained by usage of low-temperature systems but can be also achieved with the existing infrastructure. Typical heating system used for apartment heating works at 90/70°C feeding/return temperatures. Very common overdimensioning of heaters surface allows to cover heat demand at feeding temperatures lower than designed. Furthermore, wide usage of built-in thermostats allows to reduce return temperatures by decreasing flow rate through a heater. If the working surface of heaters is properly calculated or if disposal of excessive heaters surface is insufficient - additional reduction of feeding temperatures requires the improvement of thermal insulation of buildings (thermomodernization) by insulation of partitions, rebuilding of heat leaks and sealing the excessive air infiltration.

In geothermal heating systems it is desirable if end-users heaters work at diversified working temperatures. Series connection of customers using high-temperature devices (radiators working at 85/70°C) with those equipped with medium-temperature panel heaters (70/55°C), followed by users of floor heaters (45 - 30°C) enables higher heat extraction from supplied waters and more efficient utilization of geothermal heat.

The TDS and the corrosive properties of geothermal waters preclude their direct utilization for heating. Thus, heat exchangers are necessary, which transfer thermal energy from geothermal water cycle into the secondary, treated water cycle. Aggressiveness of geothermal waters and their temperature cause fast corrosion of most steel grades including alloy steels. Hence, heat exchangers working in such environment are mostly built of titanium and its alloys (with niobium and tantalum) or of special, high-nickel, high-chromium and high-molybdenum alloys.

Due to properties of geothermal waters, the important problem is the scaling caused by precipitation of various compounds at the internal surface of heat exchangers. Therefore, special construction of heat exchangers used in geothermal installations is required, which enables quick and easy de- and re-assembling, and access to heat exchange surfaces for mechanical and/or chemical cleaning.

Other important requirement is the maximization of temperature to which water from secondary system is heated before it leaves the exchanger. As this temperature should approach that of geothermal water, the counter-flow exchangers are used. Another important requirement is the lowest possible temperature of input water to secondary system, which increases

the amount of heat recovered from geothermal water.

The optimum heat exchange conditions depend also on circulation rates of geothermal and secondary waters. Although flow rate of secondary waters lower than that of geothermal water facilitates temperature maximization at the output, it precludes the full recovery of heat. Thus, it is recommended to keep flow rate of secondary water somewhat lower than that of geothermal one.

The described requirements are best met by plate exchangers. Their advantages are:

- very high heat transfer coefficients;
- lowest consumption of expensive materials per heat unit;
- simple, compact and air-tight construction, enabling easy access to the inside;
- flexible construction enabling easy replacement of exchange walls.

It must be noticed that flow resistance of plate exchangers and related pressure losses are much higher in comparison with other types, however, their efficiency is unquestionable and the plate exchangers are widely used in most low-temperature geothermal installations in Poland and in the world.

2.4.3 Heat pumps (T.Kuźniak)

The most common type - compressor heat pump - is a device which enables to rise temperature of working medium to that suitable for heating purposes with the supply of mechanical energy. The pump draws heat Q_o from a cold reservoir (e.g. low-temperature geothermal water) and delivers it (Q) to a hot reservoir (e.g. secondary water form heating system) due to supply of mechanical energy L ($Q = Q_o + L$). Heat pumps can be driven with electric or diesel engines with the recovery of waste heat.

The heat from cold reservoir (Q_o) is delivered to the vaporizer in which the working medium (e.g. freon) circulating in the internal loop boils and vaporizes. The compressor draws the vapor and compresses it (L) to high pressure. During compression the temperature of vapor rises. In the condenser vapor changes phase back to liquid and delivering heat (Q) to the hot reservoir. Liquid, which is under high pressure, is then decompressed in an expansion valve and transferred back to vaporizer where the process repeats.

Basic heat pump systems used in geothermal installations are classified depending on position of the device in relation to main heat reservoirs and on direct or indirect participation of vaporizer in circulation of geothermal water:

1. Heat pump which entirely transfers heat from geothermal water reservoir to secondary water in heating system - applied for heat recovery from low-temperature (20 - 40°C) geothermal waters,
2. Heat pump which supports the operation of heat exchanger with: a) direct or b) indirect connection of vaporizer to geothermal water circulation system - applied for intensification of geothermal heat transfer.

ad. (a) - mode can be used if wellhead temperature of geothermal water in the production well is higher than that of injection well whereas.

ad. (b) - mode with vaporizer mounted to the return flow of secondary water is used when geothermal water is particularly aggressive (lower cost of vaporizer).

Energetic effectiveness of heat pumps depends first of all on temperature difference between cold and hot reservoirs, and is highest when the difference is lowest. Economic effectiveness of heat pumps is controlled by energetic effectiveness and by load of installation during the year. As heat pumps are expensive, the practical experience shows that such devices should deliver maximum power for at least 4 000 hours per year if high capital expenditures resulting from high price and installations costs are being compensated by savings brought by the usage of installation.

2.4.4 Low-temperature heating systems with heat pumps (J.Kotyza)

Efficient exploitation of geothermal energy requires the development of low-temperature groundwaters (10 - 30°C). Opportunities are provided by low-temperature heating systems equipped with heat pumps. The advantages of heat pumps have been noticed long ago in the USA, in Sweden and Switzerland. In the last years these systems have been appreciated also in Poland.

Heat pump draws thermal energy from natural environment (ground, surface or groundwater) and delivers it to the heating system. Practically, the heat pump utilizes heat accumulated in the ground or groundwaters (working as cold reservoir), rising temperature of working medium even to 60°C and delivers heat to the hot reservoir (central heating system, domestic hot water production).

The compressor heat pump takes advantage of the properties of working medium - a special liquid which fills the internal loop of the device. The liquid flows through the vaporizer, draws heat from the ground or water (cold reservoir) and changes phase to vapor. Heated vapor is compressed in the electric compressor and its temperature significantly rises. Superheated vapor cools and condensates in the condenser delivering heat to secondary system water (hot reservoir). Cooled medium flows through expansion valve back to vaporizer and the working cycle starts again.

The Earth's heat is recovered by the system of horizontal pipes laid underground, by the wells or by geothermal installations and is transferred through the heat pump to the heating system. As the heat pump utilizes the energy dispersed within the Earth its efficiency is very high. Although the system is not a perpetuum mobile and requires energy supply to drive the compressor, the cost of supplied energy shares only 25% whereas the remaining 75% of energy are recovered from the Earth. Simply saying, for 1 kWh of spent electric energy the system delivers 4 kWh of thermal energy.

Heat pumps can be applied in both the radiator and the floor heating systems. However, the increase of temperature in the system causes the decrease of pump efficiency.

Investment expenditures of heat pumps systems are higher than in other systems. For example, for residential house of usable area 200 m² these costs are about 35 000 - 40 000 PLN. However, these costs are reimbursed by low running costs of installation and, under favourable conditions, the investment expenditures can be returned after 5 years of operation.

An important factor is that **the heat pump is environmentally friendly** as it do not release pollutants originating from fuel burning. Other advantages are:

- installations like chimneys, gas connections as well as fuel supplies and storages are eliminated;

- the device works clean and its maintenance is easy;
- fuel price fluctuations do not affect significantly the running costs;
- efficiency will not decrease with the operation time.

Heat pumps can be widely applied for:

- space heating of individual houses and apartment buildings;
- space heating of public buildings (schools, hospitals, etc.);
- space heating of sacral objects;
- production of domestic hot water;
- utilization of waste heat from industrial technologies;
- heating systems for gardening and recreation;
- effective cooling of buildings.

As various configurations of heating systems are possible, heat pumps can be applied in both the small, central space heating and domestic hot water production for individual houses and the large, district heating systems for public, sacral and industrial buildings, and apartment houses.

Optimization of heating system based upon the heat pump requires the proper construction of cold reservoir installation which draws low-temperature energy as it determines the energetic effectiveness of the whole system. The following cold reservoir solutions are applied:

- closed loop system, which includes:
 - **horizontal heat collector** consisting of polyethylene pipes laid down below the frost line, through which the antifreeze mixture (water/glycol) circulates. Polyethylene coating prevents the corrosion. The area of collector is 1.2 to 2 times larger than the usable area of the house;
 - **vertical heat collector** which is the U-shaped heat exchanger made of polyethylene pipes filled with antifreeze mixture and mounted in vertical wells 15 - 100 m deep. Average distance between wells is about 7 m.
- open loop system, which includes well exploiting the geothermal waters. Constant water temperature ensures the high annual heating capacity. After cooling to 4°C in heat pump the waste water is transferred to injection well drilled about 15 m from the production one.

2.5 Injection of geothermal waters back into sandstone and carbonate reservoir (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kejpińska, S.Nagy, J.Soboń)

Production of geothermal waters and their subsequent injection back to the reservoir after partial recovery of heat is a common method. It has been applied in geothermics since 1970-ties. The „used” geothermal waters are returned to porous and fractured reservoirs. The purpose of injection is: (i) protection of groundwater resources, (ii) stabilization of reservoir

pressure, (iii) environmental impact of high-saline waters released to surface flows (Bodvarson & Stefansson, 1988; Soboń, 1990). Theoretical principles of pressure support effects are contained in e.g. Lippmann et al. (1977) and Bodvarson et al. (1985).

2.5.1 Reservoir rocks and their properties (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kepińska, S.Nagy, J.Soboń)

In both the Paleozoic and Mesozoic formations of the Polish Lowlands two types of reservoirs can be distinguished: porous and fractured. In the porous and porous-fractured reservoirs the injection process is directly affected by the following factors:

- porosity and permeability of reservoir rock;
- content of solids in the injected water;
- TDS and chemical composition of injected water;
- gas content in the injected water;
- lithology and clay minerals content in the reservoir rock.

The first injection tests in the Polish Lowlands were carried on in 1989 as joint project of the State Geological Institute, Warsaw and the Department of Fossil Fuels of the University of Mining and Metallurgy (recently: AGH-University of Science and Technology) in Kraków. The first production-injection test was run in the Uniejów AGH-1 and AGH-2 wells (Bojarski & Sokołowski, 1991; Soboń, 1994).

Practically, the injection of maximum volume of geothermal water into the reservoir at the minimum energy consumption is a decisive factor for efficient geothermal heat production. If high production rates are planned (about 100 m³/h or more), particularly from sandstone reservoir, the drilling of second injection well can be necessary, which will significantly rise the investment costs.

Production of geothermal water depends on the reservoir properties of rock formation: porosity and permeability. Thus, the crucial factor is the stabilization of the properties of sandstone and/or carbonate reservoirs during the full life-time of geothermal plant. Due to their structure, the porous reservoirs show lower permeabilities. According to German and Dutch sources, the minimum permeability of porous and fractured reservoirs useful for injection of geothermal waters is 500 and 100 mD, respectively.

Reduction of reservoir permeability in the injection well results from the presence of solids. According to Wright & Chillingarian (1989), the „dispersed” particles are: dispersed oil, clay, silt, sand, precipitates, corrosion products (iron sulphide, iron hydroxides), bacteria and their products, and chemicals introduced during technological operations. Two formation mechanisms of insoluble substances were distinguished (Wright & Chillingarian 1989):

- reaction between injected and reservoir waters leading to precipitation of solids (Collins, 1975);
- retarded reaction of injected waters, which also results in the formation of solid particles after injection to reservoir.

Pore spaces in the reservoir rocks show complicated, irregular shapes. Solid particles (pieces of minerals, single crystals, clay particles) can be poorly cemented (attached to pore walls). Any process which disturbs the cement may release these particles and cause their migration from the well towards the peripheries of the reservoir until any obstacle appears (e.g. the narrowing of pore space).

2.5.3 Factors deteriorating the reservoir properties of rocks (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kepińska, S.Nagy, J.Soboń)

Deterioration of both the porosity and permeability of groundwater reservoir begins as early as during the drilling operations. Mud filtrate and/or cement slurry migrate into the pore spaces whereas clay minerals (particularly montmorillonite and illite) expand. Sandstone reservoirs are very sensitive to reaction between the mud filtrate and the fresh water, the latter causing hydration and swelling of clay minerals.

During geothermal reservoir exploitation a decrease (due to reservoir fracturing) or an increase of injection pressure may appear. The latter process may originate from (Collins, 1975; Wright & Chillingarian, 1989):

- swelling of clay mineral particles and their separation from pore walls;
- migration of solid particles caused by partial dissolution of cements. Such particles close the pore spaces and lower the permeability;
- presence of particles dispersed in water, which plug the pore spaces and reduce permeability leading to partial or complete loss of injection capability of a reservoir.

During the injection of high-saline waters into the reservoir the changes in cations concentrations may affect the equilibrium, which may affect the adhesive forces of clay particles, their separation from pore walls and filling of pore and fracture spaces.

Clay particles can be separated (released) from the rock fabric and dispersed in the reservoir fluids. Such particles can migrate with the fluid (water) until the narrowings in pore canals plug this migration, which will result in permeability reduction.

In saline geothermal waters containing Ca and CO₂ the precipitation of calcium carbonate may occur (Soboń, 1990). During the outflow of waters from the wellhead and their transfer through the surface installations both the pressure and the temperature drop below the saturation threshold of gases (including carbon dioxide). Such drop affects the equilibrium and results in decomposition of calcium hydroxide with simultaneous precipitation of calcium carbonate. Similar problems influence the wells injecting the brine. Geothermal waters must be treated before injection by absorption of carbon dioxide (preventing the precipitation of calcium carbonate) or by controlled precipitation and filtration (Soboń, 1988). Otherwise, both the screen and the surrounding reservoir rock can be subjected to colmatation and subsequent loss of injection capability (Juraszek et al., 1988).

The following reasons of solids precipitation from geothermal waters were distinguished (Seibt, 1991, 2003):

- release of particles due to erosion caused by too high flow rates of injected waters;
- chemical incompatibility of cool, injected waters and reservoir waters;

- introduction of oxidation and corrosion products into the geothermal water circulation system;
- action of bacteria and technical failures of geothermal installation.

One of crucial problems of geothermal installations, both buried and surficial, is the corrosion of metals. The factors causing or facilitating the corrosion are (Seibt, 2003): acid regime, contents of electrolytes (free ions, mostly chlorides), aggressive gases (carbon dioxide, occasionally hydrogen sulphide and introduced oxygen) and high temperature.

One of the most important hazards affecting the proper operation of geothermal installation is the introduction of oxygen into the surface part of fluid transfer system. Addition of oxygen to geothermal waters results in the change in redox potential and precipitation of iron compounds. This, in turn, persistently reduces the permeability of reservoir around the production and injection wells. In order to prevent the potential hazard, concentrations of oxygen in geothermal waters must be monitored during the operation of an installations and during its restart after shutdown (Seibt, 2003). In order to eliminate the introduction of oxygen the overpressure is applied in both the underground and surficial parts of installation whereas during the shutdowns the surficial parts as well as a space in the well above the static groundwater table are filled with nitrogen.

During long-lasting production of geothermal waters from reservoir the precipitation of corrosion products and secondary minerals occurs, e.g. calcite and/or aragonite, pyrite and other iron sulphides (Brown, 1984). This process is common in geothermal waters produced from carbonate reservoirs, e.g. in the Paris Basin (see Laplaigne et al., 2000; Ungermach, 2001) and, at smaller scale, in the Podhale Trough (Chowaniec et al., 1999; Kępińska, 2001).

Microbiological processes active in geothermal waters may result in chemical changes leading to the precipitation of solids. During the bacterial generation of hydrogen sulphide the pH decrease, intensive corrosion and precipitation of sulphides appear. In order to prevent the permeability damage caused by colmatation with corrosion products and precipitates of the reservoir rock surrounding the production and injection wells, stimulation and reconstruction techniques are applied.

2.5.4 Factors deteriorating the reservoir properties of rocks (W.Bujakowski, W.Górecki, B.Kępińska, S.Nagy, J.Soboń)

The principle stimulation and reconstruction methods of geothermal reservoirs and wells are (Malate, 2003; Bujakowski & Kępińska, 2004):

- **mechanical removal of precipitates:** corrosion products (mostly iron sulphides), secondary minerals (aragonite, calcite, silica, gypsum, anhydrite, etc.), clay minerals (mostly mud-derived), fragments of reservoir rocks settled onto the outer surface of casing tubes. If the intensity of corrosion or secondary precipitation is high this method is inefficient due to short-term effects (only a few months);
- **additional perforation of casing tubes** in order to access the previously closed parts of reservoir (if it was assessed or if it is highly probable that this part has relevant reservoir parameters) in order to increase (or restore) the production from the well (commonly connected with some increase in temperature/enthalpy of produced geothermal fluid) or its injection capability;

- **casing repair** - elimination of damages and leakages which may originate from mechanical failures or chemical processes (corrosion) or from damages and failures during the cementing. Several methods are applied: milling or replacement of damaged tubes, recementing, packing, installation of additional, unperforated tubes („patches”) or even replacement of the whole casing. However, the latter procedure results in diminishing of well diameter and flow rate, which, in turn, causes the rising costs of energy consumed by production and injection pumps (due to increasing flow resistance);

- **closure of some parts of reservoir** previously developed (usually by cementing) from which the fluid of inadequate parameters is produced. Such problems are encountered e.g. in wells producing geothermal steam if the zones have been developed from which low enthalpy/temperature steam or even waters flow to the well. Moreover, closures are necessary in water-producing wells if low-temperature waters or waters of unfavorable chemical composition begin to flow into the well or if in-well circulation between horizons must be eliminated;

- **well deepening** in order to develop the thicker interval of reservoir rocks and to increase the production or injection capability. From economic point of view this method is less expensive than drilling of a new well;

- **hydraulic fracturing** in order to increase the permeability of initially low-permeable reservoir or to repair the damaged permeability which cannot be improved by matrix acidizing techniques. Fractures produced by hydraulic fracturing tend to close, hence, two methods are applied to keep the space transmissive: filling with sand or acidization;

- **airlift** - using air or other gas (mainly nitrogen) enables the start-up of production from just completed wells and lowers the pressure in a well. Due to corrosive properties of air in contact with metal casing, special techniques are required (e.g. corrosion inhibitors);

- **chemical inhibitors** - modification of pH of produced geothermal fluids significantly reduces or eliminates precipitation of secondary minerals and/or corrosion processes in the well and in surrounding reservoir rock as well as in surface facilities (pipelines, heat exchangers, etc.). The same effect is achieved by the usage of tubes and liners with corrosion-proof linings or glass-fiber pipes. Such pipes, although more expensive than „classic” steel ones, ensure long-lasting stabilization of reservoir and production parameters and failure-free operation of geothermal system;

- **acidization** - this methods enables the increase of production or injection rates. Acidization of rock matrix repairs the damaged permeability of reservoir rock by removal of mud filtrates or secondary minerals. Thus, permeability of rock formation adjacent to the wellbore increases. Other method is the acid fracturing, i.e. the expansion of the effective well diameter by dissolution of new fractures extending from the wellbore to the rock. Two acidization methods are applied: „traditional” and „soft”.

According to Street & Tomson (1988), three methods are in use for prevention of sediment deposition:

- injection of low-concentration inhibitors at the wellhead;

- injection of low-concentration inhibitors to the well bottom through an additional, low-diameter tubing;
- injection of inhibitors to reservoir rocks in order to enable its slow dissolution in produced water.

The first method eliminates the precipitation of calcite in the surface installation but does not secure the casing or the producing string. The second option is more effective but expensive. The last solution enables the protection of rock formation surrounding the well and the surface installations.

These chemical technologies are commonly applied in the exploitation of oil wells and are relatively expensive.

The more cost-efficient method, which does not require the use of drill rig and which provides long-lasting, positive effects is so-called „soft acidization”, i.e. acidization at low concentration (Ungemach & Ventre, 1996; Ungemach, 2001, 2003). This method is particularly recommended for geothermal wells and reservoirs due to significant and long-lasting increase of production and injection rates. Acid solution is injected through a coiled tubing. The duration of the process depends on acid concentration which must be selected individually for particular operation but usually it lasts several tens of hours. Long reaction time enables the dissolution of solids precipitated in tubes, i.e. reduction of friction forces and increase of flow rates. During the planning of the operation the acid and the corrosion inhibitors are selected depending on precipitated secondary minerals. Fig. 2.5.2 illustrates the scheme of installation for soft acidization.

The „medium-concentration acidization” aimed to cleaning of wellbore and surrounding reservoir was applied e.g. in France (Paris basin) and in Germany (wells in Neustadt-Glewe). In both cases the long-lasting improvement of production and injection rates was obtained in carbonate and sandstone geothermal reservoirs.

2.6 Examples of geothermal well and reservoir stimulation with the „soft acidization” method (W.Bujakowski, B.Keřińska)

Carbonate reservoir of the Paris and the Aquitanian basins (France)

In the Paris Basin geothermal waters are accumulated in Mesozoic carbonates and clastics. Commercial production is obtained from Middle Jurassic (Doggerian) limestones. Exploitation of geothermal waters for heating purposes (district heating, domestic hot water supply) is run with doublets and triplets, with the injection of used waters back into the reservoir.

In the years 1980 - 86 in the Paris and Aquitanian basins as well as in other regions of France total number of 74 geothermal plants have been in operation. After several years of production the problems have appeared with precipitation of solids and secondary minerals, resulting mostly from corrosion of metal parts of wells equipment as well as surface installations.

Corrosion caused by geothermal waters is an effect of chemical composition. Waters in the French basins are brines of temperatures 60 - 80°C, pH about 6 and dissolved CO₂ and H₂S. Moreover, biological activity occurs. Such waters cause corrosion, precipitation and deposition of secondary minerals in tubes, and in the surrounding reservoir rocks. As a result, the reduction of permeability and consequent problems with injection of waters into the reservoir have appeared.

Geothermal wells, particularly the injection ones, were equipped with special installations for continuous injection of chemical corrosion inhibitors and to soft acidization. This method does not require the usage of rigs and is cost-effective. The crucial element of installation are coiled injection tubes made of steel and thermoplastics, of diameters below 2 inches, equipped with hydraulic and electric steering systems. Tubes were mounted to wellheads, connected to metering pumps and valves, and lowered down the hole.

The tubes enabled the injection of corrosion inhibitors, i.e. the acid was added with aliphatic amines and combined inhibitors which hamper crystals precipitation and growth. The hydrochloric acid concentration was 15% and injection rate was 200 l/h at production rate from 60 to 200 m³/h. Acid concentration at the wellhead was 0.125 to 0.06%. The operation have lasted 63 to 68 hours. The results of treatment were very positive. Corrosion rate was reduced by several times. In most of acidized well the initial production and injection rates were restored. Observations made during several years led to the conclusion that soft acidization should be repeated each 4 - 7 years in production wells and each 3 - 5 years in injections wells in order to prevent decrease in permeability of reservoirs and ensure the stability of production rates, and high absorbability coefficients (Ungemach & Ventre, 1996; Ungemach, 2001).

Long-lasting injection of low-concentration acid allows to remove the damages of injection wells despite their origin mechanisms. Such stimulation restores the rated production and injection. Return of expenses depends on savings in energy costs resulting from lower injection pressure and is usually obtained after 1 - 2 years.

Sandstone reservoir - Neustadt-Glewe (Germany)

The soft acidization technology was successfully applied for Triassic (Keuper-Roethian) reservoir rocks exploited in Neustadt-Glewe installation in Germany. After six years of failure-free operation the injection pressure increase was reported. Studies revealed that the screen is plugged by precipitated aragonite and iron hydroxides. During the acidization process the volume of 1,600 m³ of geothermal waters were added with 4 m³ of hydrochloric acid during 2 days. As a result, the injection pressure was reduced (fig. 2.6.1) and the absorbability index rise to almost the initial value (Menzel et al., 2000).

Literatura (References):

1. Bodvarson G.S., Stefansson V., 1988 - Reinjection into geothermal reservoirs. [in: Geothermal Reservoir Engineering, p. 103-120, Ed. E. Okandan], Kluwer Academic Publishers.
2. Bodvarson G.S., Pruess K., O'Sullivan M.J., 1985 - Injection and energy recovery in fractured geothermal reservoirs, SPEJ, vol. 25, no. 2, p. 303-312.
3. Bojarski L., Sokołowski A., 1991 - Dokumentacja zasobów wód termalnych w kategorii C i D z utworów kredy dolnej rejonu Uniejowa. PIG.
4. Browne P.R.L., 1984 - Hydrothermal alteration in active geothermal fields. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 6.
5. Bujakowski W., Keřińska B., 2004 - Przegląd metod stymulacji złóż geotermalnych. Tech. Poszuk. Geol., Geosynoptyka i Geotermia nr 5-6.

-
6. **Chowaniec J., Kępińska B., Mazurek J., Pawlikowski M., Poprawa D., 1999** - Badania mineralogiczno-petrograficzne skał zbiornikowych wód termalnych otworu Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-I. *Przegl.Geol.*, vol.47, nr12.
 7. **Collins A.G., 1975** - Geochemistry of oilfield waters, *Developments in Petroleum Science*, Elsevier.
 8. **Górecki W., Soboń J., 1989** - Projekt instalacji do zatłaczania wykorzystanych wód geotermalnych w zakładzie geotermalnym na obszarze subbasenu szczecińsko-lódzkiego. *Spraw. CPBR 5.2. Kier.5*. Kraków, czerwiec 1989.
 9. **Juraszek J., Štepankova K., Sokola K., Škollova Z., Palkrabkova Z., Kundratova A., Velfl J., 1988** - Wytrącanie się osadów i korozja podczas eksploatacji wód geotermalnych w Słowacji. *Tech. Poszuk. Geol., Geosynoptyka i Geotermia* nr 3-4/88.
 10. **Kępińska B., 2001** - Warunki hydrotermalne i termiczne podhalańskiego systemu geotermalnego w rejonie otworu Biały Dunajec PAN-1. *Studia, Rozprawy, Monografie*. Nr 93. Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
 11. **Kuźniak T., Soboń J., 1991** - Wyznaczanie optymalnych parametrów eksploatacyjnej wody geotermalnej oraz charakterystyk instalacji geotermalnej z punktu widzenia ekonomicznego wykorzystania w celach ciepłowniczych. *Spraw. Badań Statutowych ISE WGiOŚ*. AGH, Kraków.
 12. **Laplaigne P., Jaudin F., Desplan A., Demange J., 2000** - The French geothermal experience review and perspectives. *Proceeding of the World Geothermal Congress Japan*.
 13. **Levorsen A. I., 1972** - Geologia ropy naftowej i gazu ziemnego. *Wyd. Geologiczne*.
 14. **Lippmann M.J., Tsang C.F., Whitherspoon P.A., 1977** - Analysis of the response of geothermal reservoirs under injection and production procedures, *SPE 6537*.
 15. **Malate R. C. M., 2003** - Well intervention techniques. *Proceedings of the International Geothermal Course Reykjavik, Iceland, September 2003*.
 16. **Maliszewski N., 2004** - Zatłaczanie wykorzystanych wód termalnych. *Tech. Poszuk. Geol., Geosynoptyka i Geotermia* nr 1-2/04.
 17. **Menzel H., Seibt P., Kellner T., 2000** - Five years of experience in the operation of the Neustadt-Glewe geothermal project. *Proceeding of the World Geothermal Congress Japan*.
 18. **Nagy S., 2006** - Prognozowanie wpływu warunków termodynamicznych zatłaczania na opory przepływu w odwiertach geotermalnych i w strefie złożowej, *Wiertnictwo-Nafta-Gaz*, 23/2 (w przygotowaniu).
 19. **Seibt P., 1991** - Abbauüberwachung von Geothermiespeichern. In: W.Bußmann, F.Kabus & P.Seibt: *Geothermie/Wärme aus der Erde? Technologie - Konzepte - Projekte*. 1.Aufl., Karlsruhe: Verlag C.F.Müller.
 20. **Seibt P., 2003** - Doświadczenia zebrane w procesie zatłaczania schłodzonych wód geotermalnych do piaskowcowych formacji wodonośnych. „Systemy energetyczne wykorzystujące czyste, odnawialne źródła energii”. Kraków, IGSMiE PAN.
 21. **Soboń J., 1984** - Opracowanie projektu zagospodarowania wody termalnej w rejonie Zakopanego. *Praca magisterska*. AGH Kraków .
 22. **Soboń J., 1990** - Wybrane problemy wiercenia otworów geotermalnych. Warunki geologiczne wydobywania oraz koncepcje systemów eksploatacyjno-zatłaczających złóż geotermalnych. *Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego*. Red. Górecki W., Kraków.
 23. **Soboń J., 1990** - Zasady optymalnej eksploatacji i utylizacji wykorzystanych wód geotermalnych w układzie jedno- i dwuotworowym. *Mat. Konf. pt.: Możliwości wykorzystania wód geotermalnych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem synklinorium Mogilensko-Lódzkiego*. Ślesin k. Konina, 26-27 październik 1990.
 24. **Soboń J., 1994** - Wybrane problemy wiercenia otworów geotermalnych. Warunki geologiczne wydobywania i koncepcje systemów eksploatacyjno-zatłaczających złóż geotermalnych. *Sprawozdanie z programu badań własnych 1992-1993*. Kraków, AGH.
 25. **Soboń J., 2001** - Koncepcje jednootworowych systemów eksploatacyjno-zatłaczających dla hydrotermalnych poziomów zbiornikowych. *Mat. Konf. pt.: Nauki o Ziemi w badaniach podstawowych, złożowych i ochronie środowiska na progu XXI wieku*. Kraków, 28 i 29 czerwca 2001.
 26. **Tomson S.T. and Street T.S., 1988** - Scale Inhibition During Coproduction of Natural Gas. In: *Proceedings, SPE Gas Technical Symposium, Dallas, TX, Paper No. SPE 17721*, June 13-15.
 27. **Ungemach P., Ventre A.V., 1996** - Soft acidizing. A cost effective stimulation technique of damaged geothermal wells. *Proceeding of the 23rd Hungarian Petroleum Conference Tihany, Hungary*. Sep. 25-28.
 28. **Ungemach P., 2001** - Insight into geothermal reservoir management. *Text-book of the European Summer School on Geothermal Energy Applications*. Oradea, Romania.
 29. **Ungemach P., 2003** - Reinjection of cooled geothermal brines into sandstone reservoirs. *Proceeding of European Geothermal Conference Szeged*.
 30. **Ungemach P., 2004** - Gospodarowanie węglowym złożem geotermalnym we Francji. *Międzynarodowe Dni Geotermalne; Materiały konf. Kraków - Skopje 2004*.
 31. **Wright C.C., Chillingarian G.V., 1989** - Water quality for subsurface injection, [in *Surface operation for petroleum production, II*, Eds. Chillingarian, Roberson, Kummar, *Developments in Petroleum Science*, Elsevier].

3 Problemy związane z korozją materiałów konstrukcyjnych i wytrącaniem osadów w wodach geotermalnych

3.1 Korozja materiałów konstrukcyjnych w wodach geotermalnych

3.1.1 Wprowadzenie (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)

Jednym z poważnych problemów towarzyszących eksploatacji złóż geotermalnych jest korozja instalacji obiegu wody geotermalnej. Agresywność korozyjna tej wody zależy od jej składu chemicznego oraz parametrów eksploatacyjnych, takich jak szybkość przepływu, temperatura i ciśnienie. Korozja instalacji geotermalnych jest także bardzo istotnym elementem rzutującym na koszt pozyskiwania energii z wód geotermalnych. Dotychczasowe badania i obserwacje prowadzone w pracujących w Polsce ciepłowniach geotermalnych wykazały, że główną przyczyną korozji stopów żelaza oraz stopów miedzi (Banaś i in., 2002) jest obecność rozpuszczonego dwutlenku węgla CO_2 i siarkowodoru H_2S . Obecność tych gazów powoduje silną korozję węglowych stali konstrukcyjnych nawet w wodach geotermalnych o niskiej mineralizacji (Casper, Pinchback 1980; Banaś i in., 1990, 1991, 2002, 2003, 2004, 2005).

W instalacji geotermalnej korozji ulegają metalowe elementy konstrukcji: rury okładzinowe i wydobywcze odwiertów produkcyjnych i chłonnych, elementy głowic tych odwiertów, wymienniki ciepła, rurociągi przesyłowe, armatura - zasuwki i zawory, pompy oraz inne części wyposażenia.

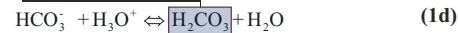
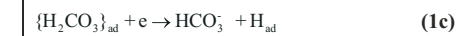
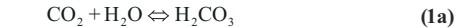
Analiza parametrów fizykochemicznych wody pod kątem jej agresywności korozyjnej oraz możliwości wytrącania osadów jest ważnym zagadnieniem począwszy od etapu projektowania instalacji geotermalnych. Dobór odpornych na korozję materiałów przeznaczonych na rury, armaturę oraz wymienniki ciepła jest niezwykle ważny dla prawidłowego i ekonomicznego funkcjonowania całego systemu geotermalnego. Bardzo istotne jest również monitorowanie korozji w pracujących zakładach geotermalnych. Umożliwia ono bowiem przewidywanie czasu bezawaryjnej eksploatacji oraz planowanie ewentualnych remontów.

3.1.2 Agresywność korozyjna wód geotermalnych (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)

Agresywność korozyjna wody w stosunku do materiałów nie ulegających pasywacji (takich jak m. in. stal węglowa, stal niskostopowa, stopy miedzi) zależy głównie od koncentracji utleniacza na powierzchni metalu. Utleniaczem może być rozpuszczony tlen, H_2S oraz CO_2 . W wodach geotermalnych ilość rozpuszczonego tlenu jest niewielka, stąd też przyczyną jej agresywności korozyjnej jest przeważnie obecność pozostałych dwóch wymienionych gazów.

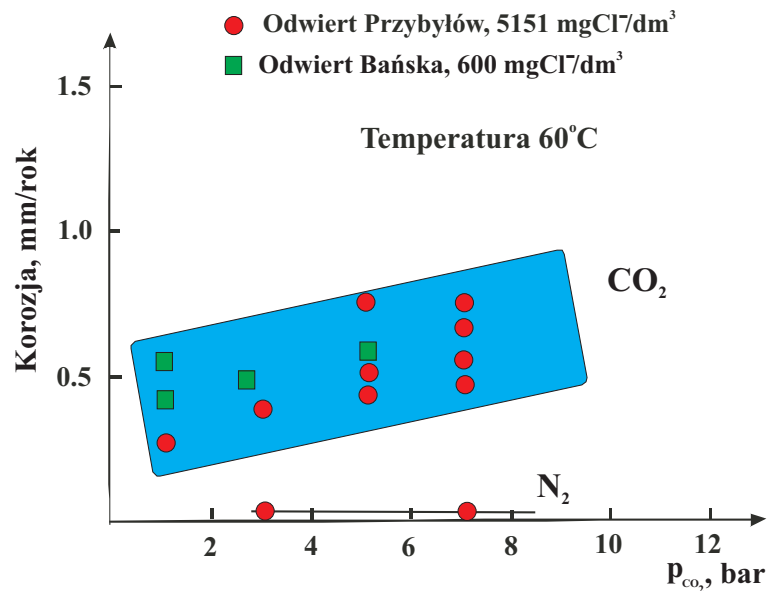
Wpływ dwutlenku węgla CO_2

Katalityczny wpływ CO_2 na korozję metali w stanie aktywnym (brak pasywacji) można opisać reakcją katodową (Więckowski, Ghali 1983; Wang Fangyou, 1999):



Powstałe w wyniku rozpuszczenia CO_2 niezdysocjowane cząsteczki słabego kwasu węglowego redukują się bezpośrednio na powierzchni metalu (reakcja 1c) z jednoczesnym odtworzeniem cząsteczki kwasu w reakcji (1d). Proces redukcji przebiega zatem autokatalitycznie, a katalizatorem jest molekula H_2CO_3 . Autokatalityczny przebieg redukcji H_2CO_3 tłumaczy, dlaczego szybkość korozji stali konstrukcyjnej w wodnych roztworach nasyconych CO_2 , przebiegająca z depolaryzacją wodorową, jest większa niż to wynika ze stałej dysocjacji kwasu węglowego.

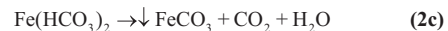
Wpływ CO_2 na korozję stali węglowych i stopowych w wodach geotermalnych ujętych w niektórych otworach na Niżu Polskim oraz w wodzie wydobywanej z odwiertu Bańska PGP-1 na Podhalu, był badany na początku lat dziewięćdziesiątych XX w. (Banaś i in., 1990, 1991). Stwierdzono, że szybkość korozji stali węglowej zależy silnie liniowo od ciśnienia parcjalego CO_2 , natomiast w niewielkim stopniu zależy ona od koncentracji anionów (głównie Cl^-), co świadczy o katodowej kontroli procesu (rys. 3.1.1).



Rys. 3.1.1 Wpływ ciśnienia parcjalnego dwutlenku węgla na korozję stali węglowej ST2S w wodzie geotermalnej o temperaturze 60°C. Dane dla Nizy Polskiego (odwiert Przybyłów) i Podhala (odwiert Bańska PGP-1).

Fig 3.1.1 The influence of the carbon dioxide pressure on the ST2S carbon steel corrosion in geothermal water .

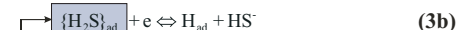
Korozja stali węglowej oraz stali niskostopowych w nasyconych dwutlenkiem węgla wodach o podwyższonych temperaturach prowadzi do wytrącenia węglanu żelaza (FeCO_3) na powierzchni metalu (López et al., 2003 oraz literatura tam cytowana).



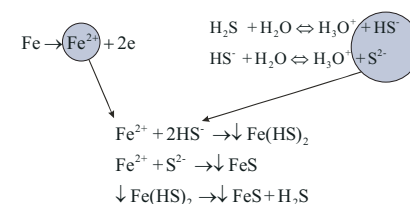
Powstały w wyniku korozji osad syderytu jest trudno rozpuszczalny w wodzie (López et al., 2003) i może ograniczyć szybkość korozji stali.

Wpływ siarkowodoru H_2S

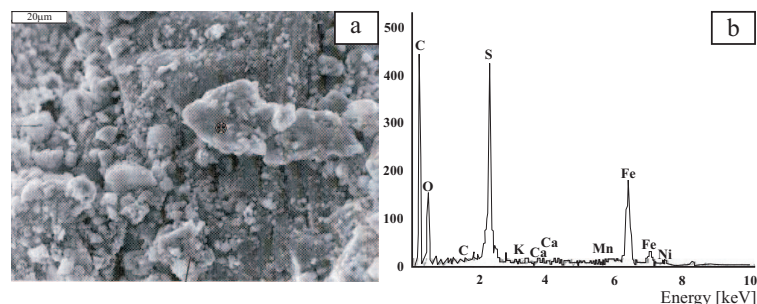
Rozpuszczone w wodzie niezdysonowane cząsteczki siarkowodoru biorą udział w autokatalitycznej reakcji katodowej podobnie jak cząsteczki kwasu węglowego.



Jako depolaryzator katodowy stymulują one tym samym proces korozji stali. Korozja metali w roztworach zawierających H_2S prowadzi do pokrycia powierzchni metalu warstwą siarczków zgodnie ze schematem:



Adsorpcja siarkowodoru na powierzchni rur stalowych jest tak silna, że rury i armatura w krótkim czasie pokrywają się czarną warstwą siarczków, nawet przy przepływie wody zawierającej śladowe ilości tego gazu (Banaś i in., 2002). Siarczki żelaza, głównie mackinawit, powstają w wyniku reakcji w fazie stałej, niezależnie od stopnia przesylenia granicy faz metal/woda siarczkiem żelaza (Brown et al., 2003). Rys. 3.1.2 przedstawia obraz skaningowy i analizę rentgenowską produktów korozji stali węglowej z jakiej wykonane są rury, przez które przepływa woda geotermalna w systemie eksploatacyjnym PEC Geotermia Podhalańska S.A. (woda zawiera około 57 ppb H_2S).



Rys. 3.1.2 Obraz skaningowy (a) oraz mikroanaliza rentgenowska (b) produktów korozji na powierzchni stali ST37 eksponowanej w wodzie geotermalnej w systemie eksploatacyjnym PEC Geotermia Podhalańska S.A. Miejsce analizy zaznaczono krzyżykiem na rys. a.
Fig. 3.1.2 SEM image (a) and X-ray microanalysis (b) of the corrosion products on the surface of ST37 steel exposed in geothermal water of Geotermia Podhalańska. The localization of analysis is marked with a cross in fig. a.

Warstwa produktów korozji na stali ST37 składa się z pirytu FeS_2 , makinanitu $\text{FeSO}_{0.9}$ i syderytu FeCO_3 . Tworzenie się warstewki siarczków osłabia własności ochronne warstewki węglanowej, stąd też warstwa produktów korozji nie stanowi bariery ochronnej (Brown et al., 2003).

Teoretycznie obecność siarkowodoru w wodach geotermalnych może stymulować pękanie wodorowe. Dotychczasowe obserwacje nie potwierdziły jednak występowania tego zjawiska w polskich instalacjach geotermalnych.

Korozja mikrobiologiczna

Obecność związków węgla (CO_2 , węglowodorów) oraz siarczanów w wodach geotermalnych, przy równoczesnym braku rozpuszczonego tlenu, jest czynnikiem sprzyjającym rozwojowi bakterii redukujących siarczany (ang. *sulphate reducing bacteria*, SRB). Bakterie SRB produkują na powierzchni metalu agresywny siarkowodor i tym samym sprzyjają korozji. Wytworzony biofilm wiąże siarczki żelaza z powierzchnią metalu tworząc lokalne katody ułatwiające redukcję siarkowodoru (Keresztes et al., 1998).

W polskich warunkach, obecność SRB stwierdzono w systemie obiegu wody geotermalnej PEC Geotermia Podhalańska S.A. - są to termofilne bakterie SRB należące do rodzaju *Desulfotomaculum* (np. *Desulfotomaculum geothermicum*). Dotychczas nie prowadzono natomiast badań na obecność tych bakterii w wodach geotermalnych Nizy Polskiego.

Wpływ jonów chlorkowych

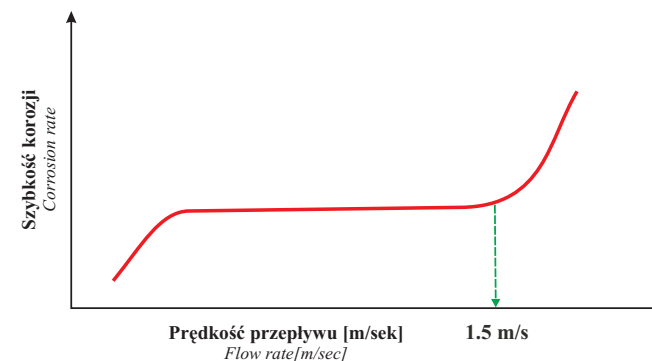
Aniony chlorkowe Cl^- mają destruktywny wpływ na stabilność warstewki pasywnej na powierzchni stali. Stopy pasywne, w tym stale chromowe i chromowo-niklowe, mogą w obecności

jonów Cl^- ulegać korozji lokalnej - wżerowej, szczelinowej, naprężeniowej. Zjawiskom tym sprzyjają wyższe temperatury, czyli m.in. takie, jakie cechują wody geotermalne.

Węglowe stale konstrukcyjne nie tworzą tlenkowych warstw pasywnych w beztlenowych systemach $\text{H}_2\text{O} - \text{Cl}^- - \text{CO}_2$. W zależności od pH powierzchnia stali pokrywa się trudno rozpuszczalnymi osadami - produktami reakcji wytrącania rozpuszczalnych form Fe^{2+} i Fe^{3+} (osady: Fe_3O_4 , FeOOH , FeCO_3). Koncentracja anionów Cl^- ma w takich warunkach wpływ na solwatację kationów Fe^{2+} i Fe^{3+} . Duże stężenie silnie adsorbujących się chlorków może zatem utrudniać wytrącanie węglanów czy też tlenków w warunkach szybkiego przepływu i sprzyjać korozji równomiernej. Przypadek taki może dotyczyć również Nizy Polskiego, gdyż wody geotermalne tego obszaru mają często charakter solanek o wysokiej mineralizacji ogólnej i dużej zawartości jonów chlorkowych.

Wpływ szybkości przepływu wody geotermalnej

Szybkość przepływu wody geotermalnej ma istotny wpływ na korozję stali węglowej i stali niskostopowych. Wraz ze wzrostem szybkości przepływu rośnie bowiem transport depolaryzatora katodowego CO_2 i H_2S do powierzchni metalu. Rośnie również szybkość roztwarzania produktów korozji. Przy bardzo dużych przepływach następuje erozyjne usuwanie warstwy produktów korozji, co powoduje gwałtowny wzrost szybkości roztwarzania powierzchni metalu. Rys. 3.1.3 przedstawia schematycznie zależność szybkości korozji stali od prędkości przepływu wody w warunkach tworzenia się warstewki ochronnej produktów korozji (węglanów, siarczków). Graniczna szybkość przepływu, powyżej której szybkość rozpuszczania w wodzie gwałtownie rośnie, wynosi około 0.15 m/s.

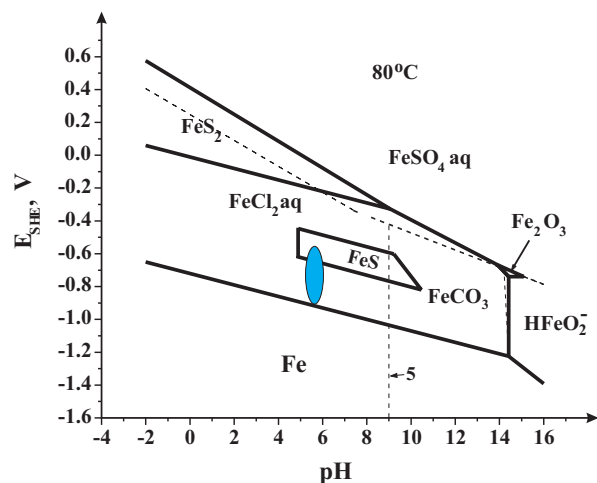


Rys. 3.1.3 Wpływ szybkości przepływu wody na korozję stali pokrytej ochronną warstewką produktów korozji (schemat).

Fig. 3.1.3 The influence of the flow rate on the corrosion of steel covered by the protective film of corrosion product (scheme).

Ocena zagrożenia korozyjnego: diagramy potencjał - pH (diagramy Pourbaix)

Zagrożenie korozyjne oraz skład produktów korozji można przewidzieć poprzez analizę termodynamicznych diagramów równowagowych potencjał elektrochemiczny E - pH (diagramów Pourbaix) dla danego układu metal - woda o zadanym składzie chemicznym (Pourbaix, 1966; Ashworth, Boden, 1970). Rysunek 3.1.4 przedstawia diagram Pourbaix systemu Fe - H₂O - Cl⁻ - HS⁻ - HCO₃⁻ dla wody o składzie odpowiadającym wodzie geotermalnej ujętej w otworze Przybyłów na Niżu Polskim.



Rys. 3.1.4 Diagram - potencjał elektrochemiczny E - pH dla systemu Fe - H₂O - Cl⁻ - HS⁻ - HCO₃⁻ w temperaturze 80°C (woda o składzie odpowiadającym wodzie geotermalnej ujętej w otworze Przybyłów na Niżu Polskim). -1.2M /dm³ Cl⁻, 0.007M HCO₃⁻, 0.0002M HS⁻.

Aktywności produktów rozpuszczalnych przyjęto za równe 10⁻⁶ M/dm³, natomiast produktów stałych za równą jedności.

Fig. 3.1.4 Diagram pH - potential for the system Fe - H₂O - Cl⁻ - HS⁻ - HCO₃⁻ at 80°C -1.2M /dm³ Cl⁻, 0.007M HCO₃⁻, 0.0002M HS⁻ activities of soluble products declared as equal 10⁻⁶ M/dm³, and of solid products equal one.

Diagram przedstawia obszary termodynamicznej stabilności głównych produktów korozji żelaza: rozpuszczalnych (FeCl₂, FeSO₄, HFeO₂⁻ - linie przerywane) oraz stałych (FeCO₃, FeS, FeS₂, Fe₂O₃ - linie ciągłe) w zależności od pH. Należy podkreślić, że produkty korozji: FeS oraz FeCO₃ ulegają chemicznemu rozpuszczeniu zgodnie z reakcjami:



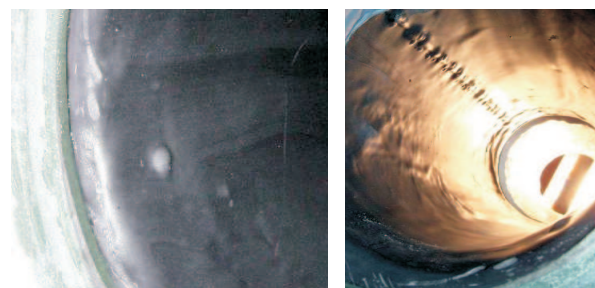
Pionowa, przerywana linia (5), przy pH≈8, odpowiada równowadze (5) dla wody z odwiertu Przybyłów, przy założeniu koncentracji żelaza 10⁻⁶ mol/dm³.

Z pomiarów w układach H₂O - CO₂ - H₂S wynika, że już dodatek niewielkich zawartości chromu Cr w granicach 1 do 2% znacznie obniża szybkość korozji stali. Dopiero jednak przy zawartości 5% wagowych tego metalu korozja stali spada do wartości 0.05 mm/rok - wartości akceptowalnej dla systemów wodnych (Ueda, Ikeda, 1996; Banaś i in., 2002).

3.1.3 Sposoby ochrony przed korozją w systemach eksploatujących wody geotermalne (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)

Powłoki organiczne

Tworzywa epoksydowe są materiałami powłokowymi zapewniającymi wysoką odporność chemiczną i możliwymi do zastosowania w podwyższonych temperaturach (do 85°C), jakimi cechują się wody geotermalne w kilku pracujących w Polsce instalacjach ciepłowniczych (i jakie są spodziewane w przypadku Niżu Polskiego). W warunkach krajowych, bardziej szczegółowe badania w tym zakresie przeprowadzono dotychczas jedynie dla Podhala. Dotyczyły one odporności korozyjnej stali konstrukcyjnej i żeliwa sferoidalnego pokrytych wybranymi powłokami epoksydowymi oraz powłokami kompozytowymi na bazie żywic epoksydowych. Z badań wynika jednak, że powłoki epoksydowe nie sprawdziły się w czasie eksploatacji w wodzie geotermalnej o temperaturze osiągniętej 70°C i wysokim ciśnieniu rzędu 20 bar. W takich warunkach ciśnieniowych następuje tzw. korozja podpowłokowa, która powoduje powstawanie pęcherzy wodoru, co pokazano na rysunku 3.1.5 a i b. Wyniki uzyskane dla warunków podhalańskich nie powinny jednak przesądzać przydatności powłok organicznych w warunkach Niżu Polskiego (jak i innych rejonów kraju), gdzie wody geotermalne posiadają inny skład chemiczny, inny też może być skład jakościowy i ilościowy gazów, a także inne parametry eksploatacyjne, w tym zwłaszcza ciśnienia. Dla tych wód każdorazowo należałoby przeprowadzać indywidualne badania, testy i obserwacje.



Rys. 3.1.5 a - Przykład pęcherza utworzonego na powierzchni powłoki kompozytowej 1. System PEC Geotermia Podhalańska S.A., b - Szereg pęcherzy utworzonych wzdłuż spawu rury na powierzchni powłoki kompozytowej 2. System PEC Geotermia Podhalańska S.A.
Fig. 3.1.5 a - An example of a bubble formed on the surface of coating 1. Fig. 3.1.5 b - A number of bubbles formed along the weld (coating 2).

Ochrona inhibitorowa

W wielu krajach ochrona inhibitorowa jest częstym sposobem ochrony przed korozją instalacji geotermalnych, zarówno elementów naziemnych, jak i otworów eksploatacyjnych. W wielu przypadkach zastosowanie inhibitorów zapobiega zarówno korozji, jak i wytrącaniu osadów (m. in. węglanu wapnia, krzemionki, siarczków). Większość efektywnych inhibitorów stosowanych w systemach wodnych należy do inhibitorów adsorpcyjnych. Są to wielkocząsteczkowe substancje organiczne posiadające grupy funkcyjne, które zawierają azot (aminy) lub fosfor (fosforany, estry kwasu fosforowego, fosfonaty). Również wiele substancji nieorganicznych (sole cynku, molibdeniany, fosforany, azotyny, krzemiany) wykazuje działanie inhibitujące. W systemach geotermalnych stosowane są na ogół te same inhibitory, co w przemyśle wydobywania gazu i ropy naftowej, gdzie przyczyną korozji rurociągów i otworów wydobywczych jest wodna składowa fazy ciekłej zawierająca CO_2 i H_2S . Również technologia dozowania inhibitorów w instalacjach geotermalnych może w dużej mierze opierać się na doświadczeniach zdobytych podczas eksploatacji urządzeń wydobywczych w przemyśle naftowym.

Należy zauważyć, że stosowanie inhibitorów organicznych nie jest obojętne dla środowiska. Wprowadza się bowiem do złoża substancje aktywne chemicznie. Ponadto - stosowanie inhibitorów w odwiertach o wysokich ciśnieniach i temperaturach może być mało efektywne, ponieważ inhibitory organiczne są skuteczne do temperatury 150°C .

W polskich instalacjach geotermalnych nie stosowano dotąd ochrony inhibitorowej, zatem nie posiadamy w tym zakresie własnych metod, obserwacji i wyników.

Stosowanie stali odpornych na korozję

Stosowanie stali odpornych na korozję w wodach geotermalnych jest powszechną w wielu krajach metodą, pozwalającą na prawidłowe i ekonomiczne funkcjonowanie systemu geotermalnego w dłuższej perspektywie czasowej. Problematyka ta została szerzej omówiona w rozdziale 3.2.

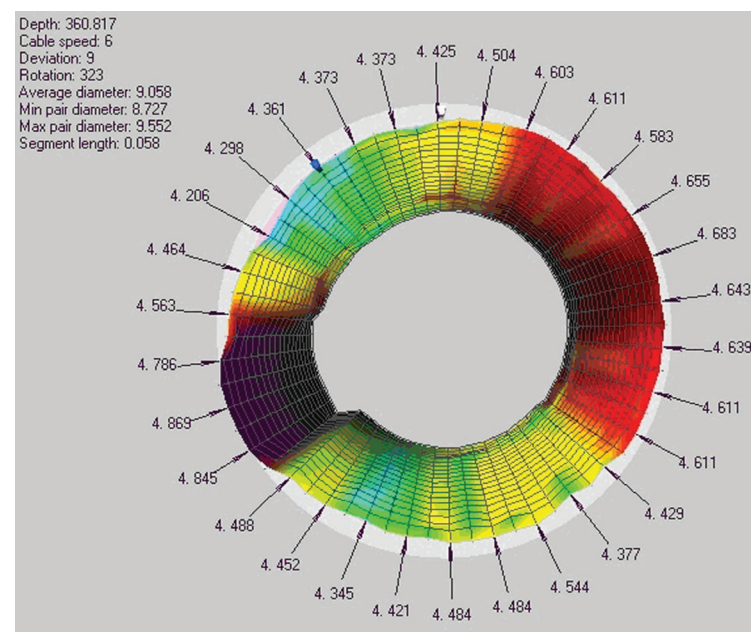
3.2 Stale odporne na korozję przeznaczone do stosowania w systemach geotermalnych

3.2.1 Korozja rur i innych elementów instalacji geotermalnych (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Rury wydobywcze i okładzinowe

Ocena stopnia skorodowania tych rur jest trudna do badań ze względu na konieczność wyłączenia odwiertu z eksploatacji oraz użycia kosztownej aparatury i sprzętu. Relief powierzchni wewnętrznej rury można ocenić za pomocą kawernomierza, określając wartość promienia w miejscu pomiarowym. Odchylenie wartości pomierzonej od nominalnej średnicy rury pozwala wnioskować o zmianach na powierzchni wewnętrznej przy założeniu, że rura nie została odkształcona. Zmiana promienia rury nie przekłada się wprost na obraz korozji powierzchni, bowiem produkty korozji mogą tworzyć zwarte struktury na powierzchni metalu. Zmniejszenie promienia rury dowodzi powstania osadów, którymi mogą być zarówno produkty korozji stali, jak i osady mineralne wytrącone z wody geotermalnej. Promień większy od nominalnego dowodzi powstania ubytku metalu na drodze korozji i/lub wskutek mechanicznego uszkodzenia.

Wartość promienia na poziomie nominalnym może być szczególnym przypadkiem, w którym metal pokryty osadami i produktami korozji osiągnie wartość początkowego promienia rury. Przykładowo - rys. 3.2.1 przedstawia kawernogram powierzchni wewnętrznej rury wydobywczej na głębokości około 360 m w jednym z otworów eksploatowanych przez PEC Geotermia Podhalańska S.A. Barwy obrazu, które charakteryzują relief powierzchni, pozwalają ocenić stopień zniszczenia lub wielkość utworzonych osadów. W obszarze uszkodzeń korozyjnych na kierunku godziny ósmej obserwuje się perforację rury, ponieważ wartość mierzonego promienia (4 869 cala) przekracza zewnętrzny promień rury wynoszący 4 813 cala. Liczbami na obwodzie przekroju rury zaznaczono długość promienia. Na tym samym odcinku występują także osady o grubości około 5 mm (kierunek godziny dziesiątej).



Rys. 3.2.1 Obraz wewnętrznej powierzchni rury wydobywczej uzyskany za pomocą kawernomierza (głębokość około 360 m). Strzałkami oznaczono wewnętrzny promień rury, a barwami - wizualizację zmian długości promienia (im kolor bardziej czerwony, tym większy ubytek korozyjny). Jeden z otworów eksploatowanych przez PEC Geotermia Podhalańska S.A. Fig. 3.2.1 3D image of the internal tubing surface obtained by the use of multi-finger calliper (depth 360 m). Arrows indicate the internal radius of the pipe. Colours visualise changes of the radius length (the more red the colour the bigger corrosion loss).

Rury przesyłowe oraz inne instalacje

Ocenę stopnia zniszczeń korozyjnych tych naziemnych elementów systemu geotermalnego można przeprowadzić nieinwazyjną metodą defektoskopii ultradźwiękowej, poprzez pomiar grubości ścianek. Metoda ta jest przydatna do przybliżonej oceny zmian grubości elementów konstrukcji.

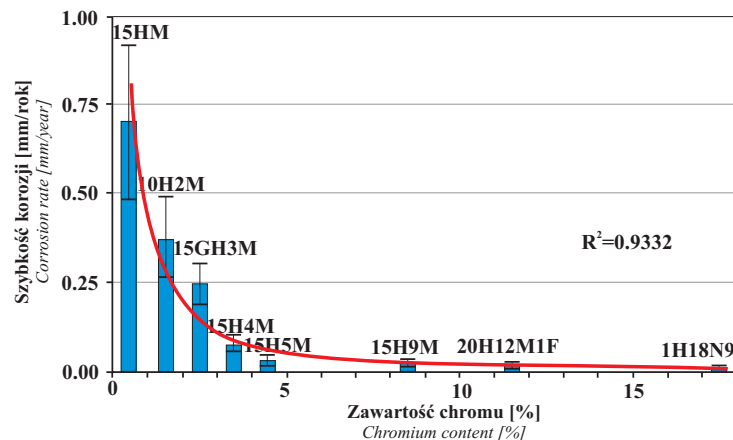
Inną metodą oceny postępu korozji jest analiza jej produktów. Cenną informacją uzyskaną na drodze analizy wody termalnej jest pomiar stężenia jonów żelaza w różnych punktach instalacji i obliczony na tej podstawie stopień korozji instalacji. Dla oceny rzeczywistej szybkości korozji należy uwzględnić trudne do ilościowego oszacowania stałe produkty korozji odkładające się w instalacji w formie osadu. W wodach geotermalnych zawierających dwutlenek węgla i siarkowodor są nimi piryt FeS_2 , makinanwit $\text{FeS}_{0,9}$ i syderyt FeCO_3 (Banaś i in., 2005).

Badania szybkości korozji stali

Jednym z zasadniczych warunków właściwego przewidywania rozwoju procesów korozji w układzie eksploatującym wodę geotermalną i doboru odpowiednich materiałów, jest prowadzenie badań kinetyki korozji materiałów, z których wykonane są rury i inne elementy, w warunkach *in situ*, czyli np. w rurociągu przesyłowym wody geotermalnej przy zachowaniu rzeczywistych parametrów eksploatacyjnych. Jak dotychczas, w Polsce stacja badań korozyjnych została zamontowana jedynie w układzie Laboratorium Geotermalnego IGSMiE PAN, a następnie w PEC Geotermia Podhalańska S.A. (Banaś, 2002).

Badania te dotyczyły m.in. testowania wielu gatunków stali i uzyskania informacji, które spośród nich powinny znaleźć zastosowanie w systemach eksploatacji wód geotermalnych, aby - biorąc także pod uwagę istotny aspekt ekonomiczny - znacząco ograniczyć szybkość korozji i wydłużyć okres bezawaryjnej pracy tych instalacji.

Z przeprowadzonych badań wynika m. in., że nawet mała zawartość chromu Cr w stopie na poziomie 1% obniża szybkość korozji (rys. 3.2.2). Do stali odpornych na korozję w tych warunkach kwalifikują się stale o szybkości korozji mniejszej od 0.1 mm/rok czyli o zawartości chromu powyżej 5% (do tej pory, zarówno na Podhalu, jak i w innych rejonach kraju, instalacje obiegu wody geotermalnej są na ogół wykonane ze stali węglowej St37, bardzo podatnej na korozję).



Rys. 3.2.2 Szybkość korozji stali w wodzie geotermalnej w zależności od zawartości chromu. Instalacja PEC Geotermia Podhalańska S.A.

Fig. 3.2.2 Corrosion rate of steel in thermal water of Geotermia Podhalańska S.A. in relation to the chromium content.

Przedstawione w rozdziale 3.2.3 propozycje doboru materiałów na rury i inne metalowe elementy instalacji geotermalnych podano na podstawie wyników badań dla warunków Podhala, gdyż do tej pory tylko dla tego rejonu wykonano adekwatne, szczegółowe badania. Są one ważne i przydatne także dla innych zakładów geotermalnych w Polsce, zarówno już pracujących jak i planowanych do realizacji. Każdorazowo jednak, szczegółowy dobór stali i innych materiałów na instalacje powinien zależeć od składu chemicznego i parametrów eksploatacyjnych wody geotermalnej ujętej w konkretnym miejscu i warunkach.

3.2.2 Propozycje doboru stali na rury i inne elementy instalacji geotermalnych (J.Banaś, W.Solarski, B.Mazurkiewicz)

Rury wydobywcze i okładzinowe

Rury wydobywcze i okładzinowe wykonywane są na podstawie norm:

- PN-EN ISO 11960:2005 *Przemysł naftowy i gazowniczy - Rury stalowe stosowane jako rury okładzinowe i wydobywcze*;
- PN-EN ISO 13680:2005 *Przemysł naftowy i gazowniczy - Rury bez szwu wykonane ze stopów odpornych na korozję, stosowane jako rury okładzinowe, wydobywcze i jako złączki rurowe*.

Norma PN-EN ISO 11960:2005 podaje klasyfikację rur wydobywczych i okładzinowych ze względu na obróbkę cieplną i wytrzymałość:

I - rury odmian wytrzymałościowych: H - 40, J - 55, K - 55, N - 80;

II - rury o ograniczonej plastyczności odmiany wytrzymałościowej: M - 65, L - 80, C - 90, T - 95;

III - rury o wysokich własnościach wytrzymałościowych odmiany: P - 110;

IV - rury do specjalnych zastosowań odmiany wytrzymałościowej: Q - 125.

Liczby występujące przy symbolach rur podają minimalną wartość umownej granicy plastyczności wyrażoną w ksi (1 ksi=1000 funtów/cal²). Na przykład - L - 80 oznacza rurę o minimalnej umownej granicy plastyczności równej 80 ksi, czyli 552 MPa. W odmianie wytrzymałościowej L - 80 występują 3 typy różniące się składem chemicznym. O odporności korozyjnej poszczególnych typów decyduje zawartość chromu, która wynosi 1.9 oraz 13% (tab. 3.2.1)

Tabela 3.2.1 Własności wytrzymałościowe stopów na rury okładzinowe i wydobywcze.

Grupa	Odmiana	Typ	Granica Plastyczności, [Mpa]		Wytrzymałość na rozciąganie min., [Mpa]	Twardość, max	
			min.	max.		HRC	HBW
2	L-80	1	552	656	656	23	241
	L-80	9Cr	552	656	656	23	241
	L-80	13Cr	552	656	656	23	241

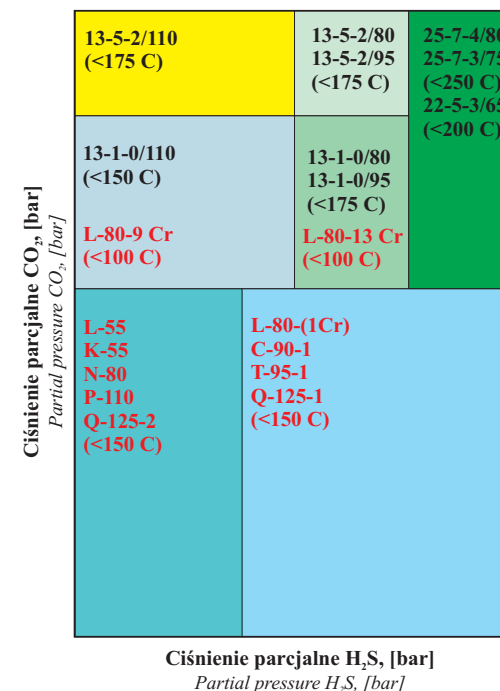
Norma PN-EN ISO 13680:2005 podaje klasyfikację rur okładzinowych i wydobywczych wykonanych ze stopów odpornych na korozję. Przyjęta klasyfikacja dzieli stopy na cztery grupy w zależności od składu chemicznego i struktury. Pierwsza grupa obejmuje stale martenzytyczne i martenzytyczno-ferrytyczne zawierające 13 - 15% chromu. W skład drugiej grupy wchodzi stale austenityczno-ferrytyczne typu duplex oraz super duplex o zawartości chromu około 22 - 25%. Trzecia i czwarta grupa materiałów obejmuje austenityczne stopy żelaza i niklu, których cena, ze względu na wysoką zawartość składników stopowych, jest zbyt wysoka, aby je zastosować w geotermii. Zawartość głównych składników stali i odmiany wytrzymałościowe grup 1 i 2 przedstawiono w tab. 3.2.2.

Tabela 3.2.2 Analiza rodzajowa stopów odpornych na korozję.

Stop			Zawartość skl., % masy							Odmiana wytrzymałościowa ²				
Grupa	Struktura	Kategoria	C	Cr	Ni	Mo	N	65	80	95	110	125	140	
1	martenzytyczna	13-5-2	0.02	13	5	2			●	●	●			
		13-2-1	0.1	15	1.5	0.5	0.08		●	●	●			
	mart.-ferryt.	13-1-0	0.03	13	0.5		0.01		●	●	●			
2	typu duplex aust.-ferryt.	22-5-3	0.02	22	5	3	0.18	●			●	●	●	
		25-7-3	0.02	25	7	3	0.18	●			●	●	●	
	typu super duplex aust.-ferryt.	25-7-4	0.02	25	7	3.8	0.27		●		●	●	●	

1 - Oznaczenie kategorii: kolejne liczby oznaczają nominalną zawartość chromu, niklu, molibdenu
2 - ● odmiana dostępna w handlu

Na podstawie przedstawionych norm, które określają materiały stosowane do produkcji rur okładzinowych i wydobywczych, a także wyników badań szybkości korozji stali (np. Banaś i in., 2005) przeprowadzonych w wodzie geotermalnej w warunkach przemysłowych, sporządzono diagram ułatwiający dobór odpowiednich gatunków stali do pracy w wodach geotermalnych w obecności dwutlenku węgla i siarkowodoru (rys. 3.2.3).



Rys. 3.2.3 Zakres zastosowań materiałów na stalowe rury okładzinowe i wydobywcze w słabo zmineralizowanych wodach geotermalnych zawierających dwutlenek węgla i siarkowodor. Czarną czcionką zaznaczono rury ze stali według PN-EN ISO 13680, czerwoną - stal na rury według PN-EN ISO 11960.

Fig. 3.2.3 Application range of materials used for steel casing and tubing in weakly mineralised thermal waters containing carbon dioxide and hydrogen sulphide. Black font indicates pipes made of steel according to PN-EN ISO 13680; red font indicates steel for pipes according to PN-EN ISO 11960.

Rury przesyłowe

Rury wydobywcze i zatłaczające połączone są z elementami głowic, które wykonywane są najczęściej z żeliwa oraz ze stali konstrukcyjnej. Wszystkie rurociągi, obudowy filtrów, zawory i armatura wytwarzane są z zasady ze stali St37. Płytkowe wymienniki ciepła dla potrzeb geotermii produkowane są zazwyczaj ze stopu tytanu - materiału odpornego na korozję.

Materiałami, które mogą być zastosowane do produkcji rur przesyłowych dla potrzeb geotermii są stale określone w normie PN-75/H-84024 *Stal do pracy przy podwyższonych temperaturach. Gatunki*. Norma ta przewiduje do produkcji rur bez szwu stale: K10, K18, 19G2, 16M oraz stale zawierające chrom: 15HM (do 1% Cr), 10H2M (2 - 2.5% Cr), 13HMF (0.3 - 0.6% Cr), 15HMF (do 1.6% Cr), 20H12M1F (11 - 12.5% Cr). Ponadto mogą być stosowane według normy: ASTM A335 *Specyfikacja stali ferrytycznych dla rur bezszwowych stosowanych w podwyższonych temperaturach*. Norma ta zawiera gatunki stali: P1, P2 (0.5 - 0.81% Cr), P5 (4 - 6% Cr), P7 (6 - 8% Cr), P9 (8 - 10% Cr), P11 (1 - 1.5% Cr), P12 (0.8 - 1.25% Cr), P21 (2.65 - 3.35% Cr), P22 (1.90 - 3.35% Cr), P91 (8 - 9.5% Cr). Do tych stali wprowadza się także molibden w ilości do 1.05%. Ich własności wytrzymałościowe są następujące: umowna granica plastyczności Re stali P1 do P22 (według wymienionej powyżej kolejności) wynosi minimum 205 MPa, a dla P91 - 15 MPa. Wytrzymałość na rozciąganie Rm dla stali P1 i P2 wynosi minimum 380 MPa, dla stali P5 do P22 - minimum 415 MPa, a dla stali P91 - minimum 585 MPa.

Wspomniane w rozdziale 3.2.1. badania szybkości korozji, przeprowadzone w instalacji przemysłowej, w słabo zmineralizowanej wodzie zawierającej CO₂ i H₂S, wskazują na celowość stosowania na rury przewodowe do transportu wody geotermalnej stali chromowych. Użycie stali zawierającej około 2% Cr (według PN o znaku 10H2M lub P21, P22 według ASTM A335) powoduje bowiem, że szybkość korozji zmniejsza się w relacji do stali konstrukcyjnej dwukrotnie do wartości 0.35 mm/rok. Dalsze zmniejszenie szybkości korozji wymaga stosowania stali o większej zawartości chromu. Przyjmując szybkość korozji na poziomie poniżej 0.1 mm/rok, jako akceptowalną do praktycznego zastosowania zaleca się stale chromowe zawierające około 5% chromu, np. stal P5 według ASTM A335.

Armatura przemysłowa

W instalacjach geotermalnych występują również wyroby płaskie, spawane z blach, a także elementy w formie odlewów: pompy, zawory, kadłuby, pokrywy. Materiały na te wyroby są określone w normie: PN-EN 1503 *Armatura przemysłowa. Materiały na kadłuby, pokrywy i zaślepki*. Spośród stali scharakteryzowanych w normie do warunków eksploatacyjnych w geotermii w obecności dwutlenku węgla i siarkowodoru mogą być zastosowane stale ferrytyczne grupy CrMo5-0.5 i CrMo12-1 zawierające odpowiednio 5 i 12% Cr. Analogiczne stale są określane normą ASTM A217. *Stalwo, nierdzewne stale martenzytyczne i stopy do pracy pod ciśnieniem i w podwyższonej temperaturze*. Są to materiały gatunku C5 i C12 zawierające 5 i 12% Cr oraz do 1% molibdenu.

W praktyce, w większości zakładów geotermalnych w Polsce stosuje się zawory i pompy wykonane z austenitycznej stali chromowo-niklowej typu H18N9 ze względu na znacznie łatwiejszą dostępność tych wyrobów w handlu.

3.3 Podsumowanie (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Korozja instalacji narażonych na działanie wód geotermalnych, które zawierają jony chlorowe Cl⁻, a także gazy - dwutlenek węgla CO₂ i siarkowodor H₂S, jest poważnym problemem rzutującym na koszt pozyskiwania energii z tych wód, bezawaryjną pracę i żywotność instalacji. I tak, pomimo że polskie wody geotermalne posiadają stosunkowo małą zawartość siarkowodoru (<4 ppm), to obecność tego składnika determinuje skład chemiczny i strukturę produktów korozji. Wewnętrzne ścianki rur pokrywają się warstwą będącą mieszaniną syderytu (FeCO₃) i makinawitu (FeS_{1-x}). Warstwa ta nie tworzy bariery ochronnej, łatwo jest usuwana z powierzchni metalu przy dużych przepływach cieczy oraz stanowi dobre środowisko dla powstawania biofilmu bakterii redukujących siarczany (SRB).

Przeprowadzone dotychczas w Polsce badania (dla instalacji PEC Geotermia Podhalańska S.A.) wykazały, że nawet pomimo formalnego zakwalifikowania wody geotermalnej do wód słodkich ($pCO_2/pH_2S = 1125$), warunki, jakie panują na powierzchni stali (nasylenie siarczkiem żelaza, silna adsorpcja H₂S) odpowiadają środowisku kwaśnemu (ang. *sour environment*) według klasyfikacji NACE (Smith, 1999; Pots et al., 2002). W tych warunkach stal konstrukcyjna węglowa ulega silnej korozji ze średnią roczną szybkością 0.8 mm/rok (Banaś i in., 2002). Stosowanie rur, pomp i armatury ze stali węglowej - co często ma miejsce w polskich zakładach geotermalnych - jest w tych warunkach nieuzasadnione. Dobór materiałów na instalacje geotermalne powinien uwzględniać fakt, że środowisko, jakie powstaje na granicy metal/woda geotermalna, jest środowiskiem kwaśnym.

Mniejszą szybkość korozji obserwuje się dla stali niskostopowych 10H2M, 15GH3M, 15H4M, 15H5M zawierających od 2 do 5% chromu. Dopiero jednak przy zawartości 5% Cr szybkość korozji osiąga akceptowalną dla systemów wodnych wartość mniejszą niż 0.05 mm/rok. Stale niskostopowe stanowią odpowiednią grupę materiałów dla instalacji geotermalnych pracujących w wodach o niskiej mineralizacji zawierających CO₂ i H₂S.

Dobór materiałów odpornych na korozję w wodach silnie zmineralizowanych (solankach) - jakie występują często m.in. na Niżu Polskim - wymaga odpowiednich badań w zakresie pokryć wewnętrznych odpornych na korozję w warunkach podwyższonej temperatury (do 150°C) i podwyższonego ciśnienia (do 40 bar). Stosowanie bowiem odpornych na korozję wysokostopowych stali chromowo-niklowych z molibdenem lub rur z modyfikowanego włókna szklanego jest drogim rozwiązaniem.

Należy także pamiętać, że pomimo ogólnych prawidłowości i zasad, dobór materiałów antykorozyjnych dla instalacji geotermalnych każdorazowo powinien odbywać się indywidualnie, przy uwzględnieniu składu chemicznego i zawartości gazów w wodach planowanych do eksploatacji, a także innych parametrów złożowych i wydobywczych takich wód (w tym m. in. ciśnieni, wydajności, prędkości przepływów).

3.4 Wytrącanie substancji mineralnych w systemach i instalacjach geotermalnych

3.4.1 Wprowadzenie (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Wytrącanie osadów - wtórnych substancji mineralnych jest, podobnie jak korozja, powszechnym zjawiskiem towarzyszącym eksploatacji złóż geotermalnych. Znane jest ono z wielu systemów geotermalnych, zarówno zagranicznych, jak i krajowych. Powinno ono być uwzględniane, odpowiednio badane i analizowane, począwszy od etapu projektowania instalacji eksploata-

jących płyny i energię geotermalną. Intensywność procesów wytrącania, jak również rodzaj powstających minerałów i związków chemicznych, są zróżnicowane, jednak w niektórych przypadkach prowadzą one do istotnych problemów. Należą do nich m. in. zmniejszanie produktywności i chłonności odwiertów, ograniczenie wielkości przepływów płynów geotermalnych przez instalacje, skrócenie żywotności tych instalacji. Wpływają też na podwyższenie kosztów eksploatacji zakładów geotermalnych, a w skrajnych sytuacjach mogą powodować konieczność wyłączenia z eksploatacji instalacji lub jej elementów (odwiertów, rurociągów przesyłowych). Zjawiska wytrącania minerałów wtórnych i korozji nierzadko występują razem, a ich produkty tworzą wspólne osady w instalacjach.

Poznawaniu tendencji wytrącania substancji mineralnych z wód i par geotermalnych poprzez ocenę ich stanu termodynamicznego służą metody geochemiczne. Należą one do niezbędnego, podstawowego zakresu badań i analiz w przypadku zagranicznych złóż i instalacji geotermalnych (np. Fournier, 1981; Arnorsson (red.), 2000; Giggenbach, 1991; Gunnlaugsson, 2004). W Polsce stosowane są dotychczas na ograniczoną niestety skalę i w niewielu przypadkach, dla eksploatowanych systemów na Podhalu (Kepińska, 2001; Kepińska, 2006) i w Pyrzycach (Kania, 2003).

Metody geochemiczne dają możliwość poznawania ważnych z punktu widzenia eksploatacji systemu geotermalnego równowag termodynamicznych układów woda - skała i możliwości wytrącania/rozpuszczania minerałów w szerokim zakresie temperatur, w warunkach wgłębnych i powierzchniowych. Powinny one wejść, obok klasycznych analiz i interpretacji składu chemicznego, do podstawowego zespołu metod badań każdego systemu i złoża geotermalnego w kraju, które są i będą w przyszłości eksploatowane, tym bardziej, że cechują się one niekiedy wysoką mineralizacją wód (jak ma to często miejsce np. w przypadku Niżu Polskiego) i zawierają siarczany lub wapienie jako skały zbiornikowe, co może stwarzać dogodne warunki dla rozwoju zjawisk wytrącania, jak wskazują doświadczenia niektórych zakładów geotermalnych.

Wspomniane metody dostarczają zatem niezbędnych narzędzi do poznawania, wyjaśniania i prognozowania zjawisk i zmian w systemie geotermalnym, w tym zwłaszcza wytrącania, a także i korozji, które są newralgiczne, jeśli chodzi o niezawodność, ekonomikę i żywotność zakładów geotermalnych. Z tego też względu omówiono wybrane ogólne zagadnienia dotyczące metod geochemicznych, jak również podano przykład ich zastosowania dla wody geotermalnej eksploatowanej w Pyrzycach na Niżu Polskim.

3.4.2 Stan termodynamiczny płynów geotermalnych (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Geochemiczne badania składu chemicznego i stanu termodynamicznego wód i par geotermalnych służą poznawaniu m. in. następujących zagadnień:

- określenia stopnia równowagi układu woda - skały zbiornikowe (a w ślad za tym przewidywania procesów, jakie mogą zaistnieć w systemie i instalacjach pod wpływem eksploatacji, np. wytrącanie minerałów, korozja);
- prognozowania i modelowania zmian stanu równowagi pod wpływem zmian temperatury;
- przewidywania zmian w układzie (złożu) np. pod wpływem dopływu wód o innym składzie lub niższej temperaturze. Metody chemiczne dostarczają w tym zakresie najszybszej informacji o zaistnieniu takich faktów (manifestujących się jako przesunięcie stanu równowagi układu). Można np. przewidzieć spadek temperatury wody złożowej, nawet jeszcze

przed zaistnieniem tego faktu (uzyskanie wyprzedzającej informacji, że takie zjawisko zaistnieje, jest bardzo ważne zwłaszcza w przypadku prowadzenia eksploatacji wody lub pary ze złoża);

- oszacowania temperatur wgłębnych przy zastosowaniu geotermometrów, zwłaszcza w początkowych fazach eksploatacji systemu geotermalnego, gdy informacje pochodzą ze źródeł lub pojedynczych otworów, a brak jest jeszcze wystarczającego zakresu i jakości pomiarów wgłębnych w otworach (w tym profilowań termicznych w warunkach ustalonych, pomiarów temperatury dna otworu, pomiarów Production Logging).

Stan termodynamiczny wód podziemnych, w tym także geotermalnych, kształtowany jest przez skały i płyny złożowe oraz temperatury i ciśnienia. Zależy od litologii skał, ilości składników rozpuszczanych przez wody ze skał otaczających i przechodzących do roztworu, warunków krążenia wód, procesów powstawania minerałów wtórnych. Osiągnięcie stanu równowagi zależy od wielu czynników, do których należą m.in. kinetyka reakcji między poszczególnymi składnikami systemu, temperatura, reaktywność skał złożowych, stężenia składników chemicznych zawartych w wodach, czas pozostawania wód w kontakcie ze skałami (Browne, 1984). Uważa się przy tym, że zmiany ciśnienia w zakresie 1 - 200 bar, jakie panują zwykle w systemach geotermalnych, nie mają istotnego wpływu na przebieg procesów chemicznych i warunki równowagi (Reed, Spycher, 1984).

Podstawowym parametrem określającym stan termodynamiczny układu woda - skała jest wskaźnik nasycenia roztworu SI (ang. *Saturation Index*). Jest to miara stanu nasycenia roztworu względem poszczególnych minerałów pozostających w kontakcie z wodą w funkcji temperatury (Słownik hydrogeologiczny, 2002). Określa się go posługując się wartościami aktywności rozpuszczonych w roztworze form migracyjnych pierwiastków (specjacji): jonów prostych, par jonowych i związków kompleksowych. Ogólna formuła obliczeń dla dowolnego minerału k ma postać:

$$SI = \log\left(\frac{Q}{K}\right)_k = \log Q_k - \log K_k$$

gdzie:

- SI - wskaźnik nasycenia roztworu w minerał k;
- Q - iloczyn jonowy rzeczywistych stężeń składników wody mogących wchodzić z danym minerałem k w reakcję rozpuszczania/wytrącania;
- K - stała równowagi wynikająca z prawa działania mas i/lub iloczynu rozpuszczalności dla danych warunków temperaturowych, w jakich przebiega reakcja między minerałem k i roztworem wodnym.

Podana w postaci ogólnej formuła ma swoje rozwinięcie z uwzględnieniem szczegółowych parametrów stechiometrycznych.

W warunkach równowagi termodynamicznej między minerałem i roztworem wartość SI jest równa 0 („stan nasycenia”). Wartości SI większe i mniejsze od 0 dotyczą odpowiednio stanu przesylenia i niedosycenia układu woda - minerał. Przyjmuje się, że w przyrodzie stanowi równowagi termodynamicznej danego minerału i wody odpowiadają wartości SI w zakresie $\pm 5\% \log K$ (Słownik hydrogeologiczny, 2002), czyli zawierające się w przedziale $SI = 0 \pm 0.05$

logK. Przesycenie roztworu informuje o tendencji do wytrącania danego minerału z wody lub pary, natomiast niedosycenie - o tendencji do rozpuszczania danego minerału i przechodzenia ze skały macierzystej do wody lub pary.

3.4.3 Metody obliczeń i graficznego przedstawiania stanu termodynamicznego układu woda - skała w systemach geotermalnych (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Obliczenia dotyczące oceny stanu termodynamicznego wód podziemnych są wykonywane przy zastosowaniu programów komputerowych. Do najczęściej stosowanych należą WATCH (Bjarnarson, 1994) i SOLVEQ (Reed, Spycher, 1984; Reed, Spycher, 2001) - używane do obliczeń termodynamicznych dla płynów geotermalnych w wielu krajach oraz programy WATEQ4F (Ball, Nordstrom, 1991), PHREEQE (Parkhurst et al., 1980; Parkhurst, 1995; Macioszczyk, Witczak, 1999) i PHREEQCI (Parkhurst, Appelo, 1999), a także PHRQPITZ - opracowany dla wód typu solanek (Plummer et al., 1988), jakie występują w obszarze Niżu Polskiego. Podana literatura zawiera także podstawy teoretyczne tych programów i zasady ich stosowania. Wymienione programy pozwalają na określenie stanu roztworu wodnego (bilansu, specjacji, stopnia jego nasycenia względem określonych faz mineralnych przy uwzględnieniu wpływu zmienności temperatur na wartość obliczanych parametrów), a niektóre zawierają formuły obliczeń geotermometrycznych.

Wyniki obliczeń umożliwiają wnioskowanie, jaki będzie stan równowagi roztworu wodnego z każdym minerałem oddzielnie. Wskazanie, które fazy mineralne kontrolują stan równowagi pozostaje do decyzji użytkownika programu i wymaga odpowiedniej interpretacji badań dla konkretnego systemu geotermalnego, gdyż spośród minerałów wprowadzonych do formuł obliczeniowych powinno się uwzględniać te, które rzeczywiście wchodzi w jego skład.

Do graficznego przedstawiania stanu równowagi układu woda - skała służy wykres zależności log (Q/K) w funkcji temperatury (Reed, Spycher, 1984). Na jego podstawie można określić, czy badana woda geotermalna pozostaje w równowadze z wybranym minerałem reprezentującym macierzyste środowisko skalne, które spośród analizowanych minerałów znajdują się w równowadze z wodą złożową, a także podać temperaturę, w której osiągnięty jest stan równowagi między wybranym minerałem i wodą złożową. Diagram log (Q/K) pozwala więc na ocenę stanu nasycenia wody geotermalnej zarówno w konkretnych warunkach temperaturowych jak i prognozowanie zmiany tego stanu spowodowane np. zmianą temperatury układu (m.in. skutek przepływu wody czy też pary ze złoża na powierzchnię, schłodzenia w wymiennikach ciepła, ponownego zatłaczania tych płynów do złoża).

3.4.4 Minerale najczęściej wytrącające się w systemach geotermalnych (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Na powstawanie minerałów wtórnych w systemach geotermalnych zasadniczy wpływ mają następujące czynniki, które zwykle oddziałują w ścisłym wzajemnym powiązaniu (Browne, 1984):

- temperatura;
- ciśnienie;
- skład mineralogiczny i typ litologiczny skał zbiornikowych;

- przepuszczalność skał;
- ilość i dostępność płynów złożowych (warunkowanych przepuszczalnością skał);
- skład płynów geotermalnych;
- czas życia systemu i trwania procesów hydrotermalnych.

Minerały wtórne powstają wskutek bezpośredniego wytrącania z roztworu lub też wskutek zastępowania minerałów pierwotnych przez wtórne. Badania nad systemami geotermalnymi, zarówno wysoko- jak i niskotemperaturowymi, prowadzone w skałach magmowych i osadowych wykazały, że do najbardziej rozpowszechnionych minerałów wtórnych należą (Browne, 1984):

- węglany: kalcyt, aragonit, syderyt;
- siarczany: anhydryt, gips, baryt, ałunit;
- siarczki: piryt, pirotyn, markasyt, sfaleryt, galena, chalkopiryt;
- tlenki: hematyt, magnetyt, leukoksen, diaspor;
- krzemiany różnych grup: sfen, epidot, tremolit, aktynolit, illit, smektyty, biotyt, pirofyllit, chloryt, kaolinit, prehnit, adular, skalenie, kwarc, zeolity.

Niektóre minerały należące do wymienionych grup wytrącają się i mogą wytrącać się w warunkach złóż i instalacji geotermalnych w Polsce (m.in. węglany, siarczany, siarczki, krzemiany - kwarc). Jak uprzednio wspomniano, badania dotyczące wytrącania minerałów wtórnych z wód geotermalnych wykonano dotychczas dla systemu geotermalnego Podhala i Pырzyc. W pierwszym z wymienionych systemów głównym minerałem wtórnym jest kalcyt, który jest także głównym składnikiem skał zbiornikowych - wapieni i dolomitów (Kępińska, 2001). Przypadek Pырzyc (Kania, 2003) został natomiast szerzej przedstawiony w rozdziale 3.4.8.

Zjawiskiem przeciwnym do wytrącania minerałów wtórnych jest rozpuszczanie składników mineralnych skał i ich przechodzenie do roztworu wodnego, a także wymywanie minerałów ze skał macierzystych i ich wynoszenie na powierzchnię wraz z eksploatowanym płynem geotermalnym.

Powstawanie minerałów wtórnych powoduje wiele zmian w pierwotnych cechach skałach zbiornikowych zawierających wody i pary geotermalne. Mogą do nich należeć:

- zmiany gęstości;
- zmiany porowatości;
- zmiany przepuszczalności;
- zmiany własności magnetycznych i elektrycznych;
- zmiany pola naprężeń w górotworze (powodujące powstawanie spękań i uskoków);
- zmiany mineralogiczne;
- zmiany chemiczne (wynikające z faktu, że wiele reakcji tworzenia minerałów przebiega nieizochemicznie).

Z punktu widzenia prawidłowego projektowania instalacji geotermalnych oraz ich długotrwałej eksploatacji, do najważniejszych z wymienionych należą zmiany przepuszczalności, rzutu na produkcyjność i chłonność złóż i odwiertów (podobne zmiany mogą być spowodowane także przez omówione uprzednio zjawiska korozji).

3.4.5 Metody ograniczania wytrącania substancji mineralnych w systemach geotermalnych (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Wytrącanie minerałów i osadów w systemach i instalacjach geotermalnych można na ogół ograniczyć lub wyeliminować ich skutki poprzez stosowanie odpowiednich metod. Niektóre z nich powodują także ograniczenie zjawisk korozji. Należą do nich następujące metody (Malate, 2003; Bujakowski, Kepińska, 2005), bardziej szczegółowo omówione w rozdziale 4:

- mechaniczne usuwanie (zwiercanie) wytrąconych osadów: w niektórych przypadkach metoda ta daje jednak krótkotrwałe efekty, jeśli intensywność zjawisk wytrącania jest duża;
- zapobieganie przedostawaniu się tlenu atmosferycznego do instalacji wgłębnych i naziemnych (zwłaszcza podczas awarii, przestojów, remontów i in. prac dotyczących instalacji geotermalnych): w tym celu w instalacjach utrzymywane jest nadciśnienie, lub też części naziemne i partie odwiertów niewypelnione płynem geotermalnym napełnia się azotem;
- stosowanie inhibitorów chemicznych, modyfikacja pH eksploatowanych płynów geotermalnych;
- kwasowanie skał zbiornikowych, strefy przyodwiertowej i odwiertów: celem tych metod (dokładniej przedstawionych w rozdziale 4) jest m. in. ograniczenie wytrącania minerałów lub ich usunięcie, co w efekcie wpływa na przywrócenie lub nawet zwiększenie produktywności lub chłonności odwiertów i skał zbiornikowych, wydłuża czas pracy instalacji, poprawia ich ekonomikę.

Dobór właściwych metod ograniczania wytrącania minerałów wtórnych lub też sposobu ich usuwania z instalacji zależy przede wszystkim od znajomości składu chemicznego i stanu termodynamicznego eksploatowanego płynu geotermalnego, a także składu mineralogicznego i litologii skał zbiornikowych.

3.4.6 Opróbowanie i analiza składu fizyko-chemicznego wód geotermalnych (J.Banaś, W.Solarski, B.Mazurkiewicz)

Bardzo istotnym zadaniem w trakcie poszukiwań i eksploatacji wód geotermalnych jest pobór próbki wody do analizy składu fizyko-chemicznego. Generalną zasadą, którą należy zachować przy poborze próbki wody jest to, by reprezentowała ona rzeczywisty skład chemiczny wody podziemnej w miejscu poboru.

W celu pełnej oceny niskotemperaturowych wód geotermalnych konieczne jest pozyskanie następujących informacji (Ólafsson, 1988):

1. Pełna analiza wody i gazu,
2. Temperatura wody na wypływie (na głowicy otworu),
3. Ciśnienie na głowicy lub depresja w otworze,

4. Wydajność otworu.

Temperatura wody, ciśnienie lub depresja, wydajność, pH i Eh, tlen rozpuszczony i siarkowodór powinny być mierzone na głowicy otworu. Gorąca woda powinna zostać schłodzona przed opróbowaniem, mniej więcej do temperatury pokojowej (20 - 30°C), za pomocą spirali chłodzącej lub przy użyciu innego urządzenia chłodzącego. Po zainstalowaniu aparatury opróbowującej (spirala chłodząca, celka pomiarowa, aparat filtracyjny) należy przepłukać ją opróbowywaną wodą przez około 15 - 20 minut, a następnie po schłodzeniu można rozpocząć pobór próbki wody (Ólafsson, 1988). Wszystkie pojemniki służące do poboru powinny zostać przepłukane opróbowywaną wodą przed ostatecznym napełnieniem.

Szczegółowe informacje na temat sposobu poboru próbek wody do analiz fizyko-chemicznych, jak również zakresu analizowanych składników można znaleźć m.in. w „Katalogu wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania” (Witczak, Adamczyk, 1994; Witczak, Adamczyk, 1995), czy też w bogatej literaturze zagranicznej (Arnorsson (red.), 2000; D'Amore (red.), 1991; Nicholson, 1993; Ólafsson, 1988).

Przed rozpoczęciem interpretacji geochemicznej wody geotermalnej, bazującej na wynikach analiz składu chemicznego wód, należy ocenić jakość analiz, m.in. oceniając zgodność składu z warunkami redoks oraz obliczając bilans jonowy wody. Przy założeniu elektrycznej równowagi ładunkowej, całkowity ładunek kationów powinien być równy całkowitemu ładunkowi anionów, przy przyjętym poziomie niepewności. Jako minimum, do oceny jakości analizy ze względu na bilans jonowy powinny być oznaczone następujące składniki główne: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} i Ca^{2+} . Jako dopuszczalny przyjmuje się zazwyczaj błąd analizy nieprzekraczający 10%.

3.4.7 Monitoring zmian składu chemicznego wody geotermalnej w trakcie eksploatacji (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Długotrwała eksploatacja złóż geotermalnych może prowadzić do zmian składu fizyko-chemicznego wód, wywołanych rosnącą depresją, czy też możliwością mieszania się wód dopływających z różnych poziomów wodonośnych i o różnej temperaturze. W celu zrozumienia procesów zachodzących w systemie geotermalnym konieczne jest prowadzenie odpowiednio zaprojektowanego monitoringu. Zestaw monitorowanych parametrów może być różny dla różnych zbiorników geotermalnych, jak również sama metodyka czy częstotliwość opróbowania może się różnić. Z reguły zwiększona częstotliwość opróbowania występuje na wstępnym etapie eksploatacji złoża geotermalnego.

Zmiany w stężeniu wybranych składników mogą wskazywać na zwiększony udział zasilania złoża geotermalnego wodami chłodnymi, czy też mieszanie się wód pochodzących z różnych poziomów wodonośnych. Monitoring zmian wartości wskaźnika nasycenia SI pozwala z kolei na ocenę tendencji do wystąpienia zjawiska korozji bądź inkrustracji. Zmiany zachodzące w składzie chemicznym są często stwierdzane wcześniej niż zmiany temperatury, co umożliwia podjęcie odpowiedniej akcji zapobiegawczej.

3.4.8 Interpretacja geochemiczna wody geotermalnej wydobywanej z otworu Pyrzyce GT-1 na Niżu Polskim (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski, J.Kania)

W niniejszym rozdziale podano przykład zastosowania analizy stanu termodynamicznego wody geotermalnej eksploatowanej w zakładzie ciepłowniczym w Pyrzycach na Niżu Polskim (Kania, 2003). Jak już podano w rozdziale 1.6, zakład ten eksploatuje złożę wód, dla których skałami zbiornikowymi są piaskowce jurajskie położone w przedziale głębokościowym 1.4 - 1.6 km.

Skład chemiczny wody geotermalnej

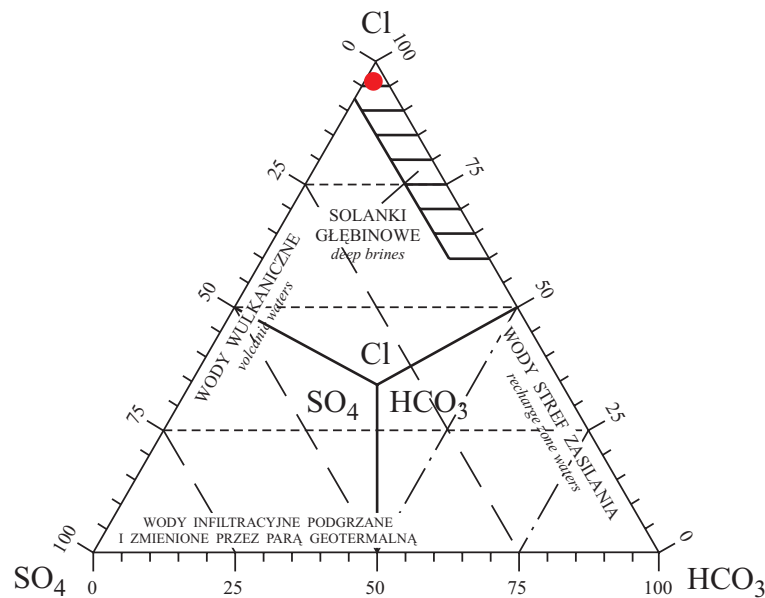
Tabela 3.4.1 przedstawia wyniki analizy składu fizyko-chemicznego próbki wody pobranej z odwiertu Pyrzyce GT-1 (jednego z dwóch otworów produkcyjnych) 5 marca 1997 r. w czasie ciągłej pracy obiegu geotermalnego, tzn. przy pompowaniu eksploatacyjno-zatłaczającym. Wyniki stężeń dla części składników, jak CO₂, Al, NH₄ i F, pochodzą z próbek wody pobranych w innym okresie. Tlen rozpuszczony w wodzie geotermalnej pochodzi prawdopodobnie z instalacji naziemnej, podobnie jak zawarty w azotanach (powstałe w wyniku utleniania obecnego w złożu geotermalnym amoniaku).

Woda geotermalna eksploatowana w Pyrzycach jest solanką o mineralizacji ogólnej około 120 g/dm³, o typie chlorkowo-sodowym Cl-Na według klasyfikacji Altowskiego-Szwieca. Jest to woda słabo kwaśna, bardzo twarda (8650 mg CaCO₃/dm³), o wysokiej zawartości żelaza i manganu. Bardzo wysoka mineralizacja wody geotermalnej związana jest z istnieniem zjawiska normalnej pionowej strefowości hydrogeochemicznej, objawiającej się wzrostem mineralizacji wód wraz z rosnącą głębokością oraz zmieniającym się ich typem chemicznym.

Tabela 3.4.1 Skład chemiczny wody geotermalnej wydobywanej z otworu Pyrzyce GT-1.
Table 3.4.1 Chemical composition of geothermal water produced from the Pyrzyce GT-1 well.

Parametr Parameter	Jednostka Unit	Wartość Value
Temperatura na wypływie ⁽¹⁾	°C	61.0
pH teren ⁽²⁾		5.81
Eh	mV	- 61.0
Przewodność elektrolityczna właściwa ⁽³⁾	mS/cm	245.6
Mineralizacja ⁽⁴⁾	g/dm ³	123.8
Gęstość w temp. 20°C ⁽⁵⁾	kg/dm ³	1.078
Twardość ogólna ⁽⁶⁾	mval/dm ³	173.05
Twardość węglanowa ⁽⁷⁾	mval/dm ³	3.73
Zasadowość ogólna ⁽⁸⁾	mval/dm ³	3.73
CO ₂ wolny ⁽⁹⁾	mg/dm ³	121.0
O ₂ rozpuszczony ⁽¹⁰⁾	mg/dm ³	0.23
SiO ₂	mg/dm ³	23.6
Na	mg/dm ³	39 920.0
K	mg/dm ³	208.3
Ca	mg/dm ³	2 245.6
Mg	mg/dm ³	739.3
Cl	mg/dm ³	65 970.0
SO ₄	mg/dm ³	1115
HCO ₃	mg/dm ³	227.4
Fe	mg/dm ³	16.4
Mn	mg/dm ³	1.5
Al	mg/dm ³	0.15
Li	mg/dm ³	2.0
NH ₄	mg/dm ³	16.7
NO ₃	mg/dm ³	16.6
NO ₂	mg/dm ³	0.01
S	mg/dm ³	0.035
PO ₄	mg/dm ³	0.16
F	mg/dm ³	1.2

Wykres trójkątny Cl-SO₄-HCO₃ dla analizowanej próbki pokazuje, że woda geotermalna z Pyrzyce jest „solanką głębinową” zawierającą chlorki jako dominujący anion (rys. 3.4.1).

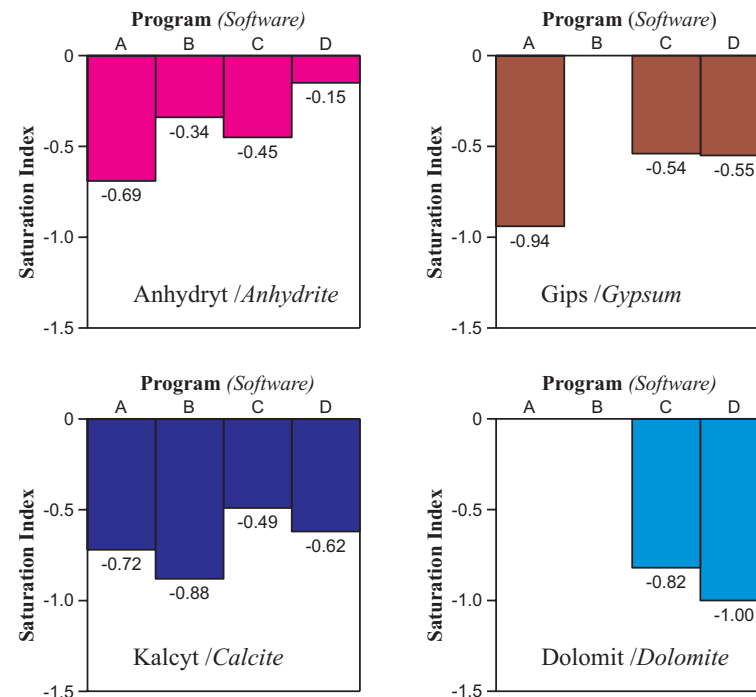


Rys. 3.4.1 Wykres trójkątny $Cl-SO_4-HCO_3$ dla wody geotermalnej wydobywanej z otworu Pyrzyce GT-1.
Fig. 3.4.1 Ternary $Cl-SO_4-HCO_3$ plot for geothermal water produced from the Pyrzyce GT-1 well.

Modelowanie hydrogeochemiczne wody geotermalnej wydobywanej z otworu Pyrzyce GT-1

Woda geotermalna eksploatowana otworem produkcyjnym GT-1 w Pyrzycach jest solanką o bardzo wysokiej sile jonowej, w przypadku której do określenia współczynników aktywności jonów w roztworze powinno się wykorzystać model Pitzera, a nie powszechnie stosowaną dla wód słodkich i słonawych teorię Debye-Hückela. W związku z powyższym, w przedstawionej analizie równowagi termodynamicznej wody geotermalnej, wykorzystano program PHRQPITZ, który jednak ogranicza się do stosunkowo niewielkiego zestawu rozpatrywanych składników (Plummer et al., 1988). Równolegle przeprowadzone zostały obliczenia równowagi chemicznej roztworu, w temperaturze wody na wypływie z otworu, przy wykorzystaniu programów SOLVEQ, WATCH i PHREEQCI, bazujących na teorii Debye-Hückela i powszechnie stosowanych w obliczeniach hydrogeochemicznych. Rysunek 3.4.2 pokazuje różnice w wartości wskaźnika nasycenia SI obliczonego przy wykorzystaniu czterech wspomnianych programów dla wybranych minerałów: anhydrytu, gipsu, kalcytu i dolomitu. Otrzymane wyniki SI dla

poszczególnych minerałów nie wykazują znaczących różnic, przy czym najlepsza zbieżność z rezultatami programu PHRQPITZ zachodzi w przypadku programu PHREEQCI. W związku z powyższym ten ostatni program został wybrany do obliczeń stanu równowagi układu woda - skała dla pełnej analizy wody z otworu produkcyjnego Pyrzyce GT-1 (tab. 3.4.1, rys. 3.4.3).

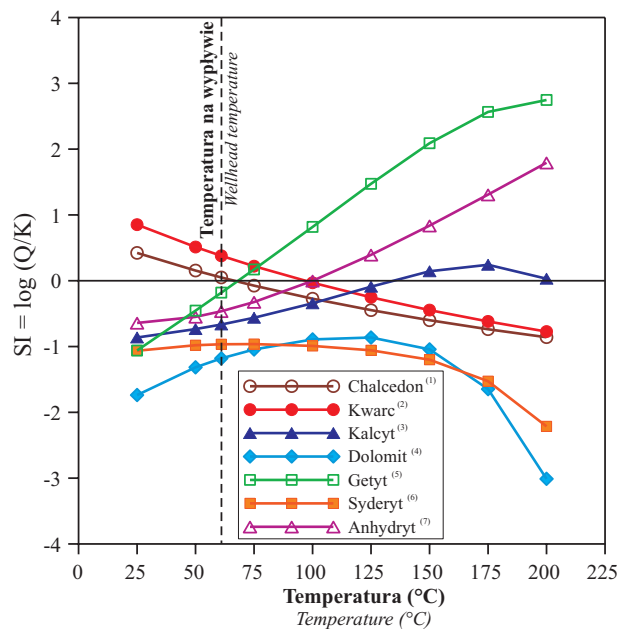


Rys. 3.4.2 Porównanie pomiędzy wartościami wskaźnika nasycenia SI obliczonymi za pomocą programów A) SOLVEQ, B) WATCH, C) PHREEQCI i D) PHRQPITZ dla wybranych minerałów. Woda geotermalna wydobywana z otworu Pyrzyce GT-1.

Fig. 3.4.2 Comparison of the SI values obtained with various software: A) SOLVEQ, B) WATCH, C) PHREEQCI, D) PHRQPITZ for selected minerals. Geothermal water produced from the Pyrzyce GT-1 well.

Brak szczegółowych badań składu mineralnego złoża geotermalnego spowodował konieczność arbitralnego wyboru grupy minerałów do analizy stanu równowagi roztworu wodnego w przyjętym zakresie temperatur. Wykresy $\log(Q/K)$ wskazują, że w mierzonej na wypływie z otworu Pyrzyce GT-1 temperaturze (61°C), woda nie osiąga stanu równowagi w stosunku do większości wybranych minerałów, z wyjątkiem getytu i chalcodonu (rys. 3.4.3). Wraz ze

spadkiem temperatury woda geotermalna występuje nadal w stanie niedosycenia względem wytypowanych do rozważań węglanów (kalcytu, dolomitu i syderytu) i siarczanów (anhydrytu), wykazując brak tendencji do ich wytrącania. Z kolei kwarc i chalcodon występują w niższych temperaturach w stanie niewielkiego przesylenia.



Rys. 3.4.3 Wykresy zmienności wskaźnika SI względem wybranych faz mineralnych w zależności od temperatury dla wody geotermalnej wydobywanej z otworu Pyrzyce GT-1.

Fig. 3.4.3 Variability of the SI values for selected minerals with the temperature in geothermal water produced from the Pyrzyce GT-1 well.

1 - Chalcedony, 2 - Quartz, 3 - Calcite, 4 - Dolomite, 5 - Goethite, 6 - Siderite, 7 - Anhydrite.

3 Problems connected with corrosion of construction materials and sediments precipitating in geothermal waters

3.1. Corrosion of construction materials in geothermal waters

3.1.1 Introduction (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)

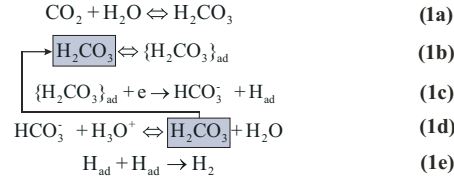
One of the major problems connected with the exploitation of geothermal hot water fields is corrosion of the geothermal water installation. Geothermal water is chemically aggressive medium. Its corrosion aggressiveness depends on the chemical content, exploitation parameters such as flow rate, temperature and pressure. Previous research and observation done in operating geothermal heating stations revealed that the main reason of steel and copper (Banaś et al., 2002) alloys corrosion is the presence of dissolved CO_2 and H_2S . The presence of these gases results in strong corrosion of carbon construction steels even in geothermal waters characterized of small mineralization (Casper, Pinchback 1980; Banaś et al., 1990, 1991, 2002, 2003, 2004, 2005). Analysis of physicochemical parameters of water, paying attention to its corrosion aggressiveness and possibility of sediments precipitation, is an important factor at the stage of geothermal installations designing. Choice of proper corrosion resistant materials designed for pipes, fittings, heat exchangers is essential for correct and economical functioning of geothermal wells as well as surface exploitation system. It is also essential to monitor corrosion in the above mentioned systems. It enables predicting the time of faultless exploitation and planning of possible renovations. The aim of this work is to present the mechanisms of corrosion of materials used in geothermal installations, present the influence of physicochemical properties of geothermal water on these mechanisms, review corrosion resistant materials and methods of protection against corrosion. There will be also presented methods of monitoring corrosion process.

3.1.2 Corrosion aggressiveness of geothermal waters (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)

Corrosion aggressiveness of water to non passive materials (carbon steel, low-alloyed steel, copper alloys) depends mostly on the concentration of oxidizer on the metal surface. The oxidizer can be dissolved oxygen, H_2S or CO_2 . In geothermal waters the amount of dissolved oxygen is negligible so the presence of the latter factors is mainly the reason of corrosion aggressiveness of this environment.

The influence of CO_2

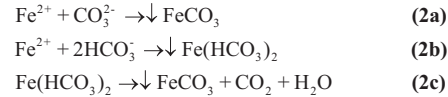
Catalytic influence of CO_2 on the corrosion of metals in the active state (lack of passivation) can be described by a cathodic reaction (Więckowski, Ghali 1983; Fangyou Wang, 1999):



Non dissociated particles of the weak carbonic acid, that appeared as the result of CO_2 dissolution in water, reduce themselves directly on the metal surface (reaction 1c). Parallel the reproduction of the acid particle occurs in course of the reaction (1d). The process of reduction runs therefore in autocatalytic way and molecule H_2CO_3 is a catalyst. Autocatalytic process of H_2CO_3 reduction explains why the corrosion rate of carbon steel in water saturated of CO_2 , accompanied by hydrogen depolarisation, is higher than it should result from the dissociation constant of carbonic acid.

The influence of CO_2 on the corrosion of carbon and alloy steel in geothermal waters of Polish Lowlands and in water from Bańska bore in Podhale region was investigated at the beginning of 1990's. Linear dependence of corrosion rate of carbon steel on partial CO_2 pressure was stated. The rate of corrosion of carbon steel depends only slightly on the concentration of anions (mostly Cl^-), however it depends mostly on the CO_2 partial pressure which means the cathodic control of the process (fig. 3.1.1).

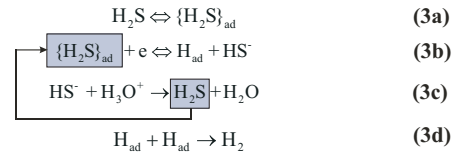
Corrosion of carbon and low alloy steels in carbon dioxide saturated waters in the given temperatures leads to the precipitation of iron carbonate on the metal surface (López et al., 2003 and the literature cited there):



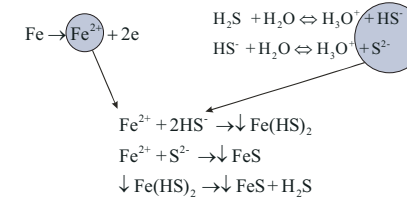
Siderite sediment (FeCO_3) is hardly soluble in water (López et al., 2003) and can limit corrosion rate of the steel.

The influence of H_2S

Non dissociated particles of hydrogen sulfide solved in water take part in the autocatalytic cathodic reaction in the similar way as the particles of carbonic acid:



As cathodic depolarizer they stimulate therefore the process of steel corrosion. Corrosion of metals in solutions containing H_2S leads to covering the surface of the metal by the film of sulfides according to the following scheme:



Adsorption of hydrogen sulfide on the surface of steel pipes is so strong that the pipes and the fittings are in the short time covered with a black film of sulfides, even at the water containing minimal amount of hydrogen sulfide (Banaś et al., 2002. Iron sulfides, mostly mackinawite appear as the result of the solid state reaction regardless of the degree of supersaturation of the metal / water surface with iron sulfide (Brown et al., 2003). Fig. 3.1.2 presents the analysis of the carbon steel corrosion products exposed in geothermal water of Geotermia Podhalańska S.A. (~57 ppb H_2S).

The layer of corrosion products on St37 steel is built from pyrite FeS_2 , mackinawite $\text{FeS}_{0.9}$ and siderite FeCO_3 . Formation of sulfide film weakens protective properties of carbonate film. Therefore the layer of corrosion products does not make any protective barrier (Brown et al., 2003). Theoretically the presence of hydrogen sulfide in geothermal waters can stimulate hydrogen cracking. Recent observations hasn't confirmed this phenomenon in Polish geothermal installations.

Microbiological corrosion

The presence of carbon compounds (CO_2 , hydrocarbons) and sulfates in geothermal waters accompanied by the lack of dissolved oxygen is a factor facilitating the growth of sulfate reducing bacteria - SRB. SRB bacteria produce aggressive hydrogen sulfide on the surface of metal and in this way create favourable conditions for the corrosion. A biofilm which is created bonds iron sulfides with metal surface making local cathodes which facilitate the reduction of hydrogen sulfide (Keresztes et al., 1998).

The presence of SRB has been determined in the transport system of geothermal water of Geotermia Podhalańska S.A. In this installation there are present SRB bacteria which belong to *Desulfotomaculum* species (eg. *Desulfotomaculum geothermicum*).

Influence of chloride ions

Destructive influence of Cl^- anions on the stability of the passive film on the iron surface is generally known. Passive alloys including chromium and nickel (chromium nickel steels) can locally corrode in the presence of Cl^- ions. Pitting, crevice and stress corrosion appears. The increase of temperature facilitates these phenomena.

Carbon steels do not form oxide passive layers in oxygen - free H_2O - Cl^- - CO_2 systems. Depending on pH the surface of the steel is covered by hardly soluble sediments, the products of precipitation of soluble forms of Fe^{2+} and Fe^{3+} (Fe_3O_4 , FeOOH , FeCO_3). Concentration of Cl^- anions has in such conditions influence on Fe^{2+} and Fe^{3+} solvation. High concentration

of strongly adsorbing chlorides can therefore impede precipitation of carbonates or oxides in condition of fast flow and facilitate corrosion.

Influence of the flow rate

The flow rate of geothermal water has significant influence on the corrosion rate of carbon and low alloy steel. Transport of cathodic depolariser CO_2 and H_2S to the metal surface grows with the increase of the flow of the corrosive medium. The rate of dissolution of corrosion products also grows. At very fast flows erosive removal of the layer of corrosion products takes place which results in the sudden increase of the dissolution rate of metal surface. Fig. 3.1.3 presents schematic dependence of the corrosion rate on the flow rate of liquid environment in the case when film of corrosion products is formed on the metal surface (sulfides, carbonate) Critical flow rate beyond which the rate of corrosion rapidly grows is about 1.5 m/sec.

Estimate of corrosion ability: diagrams potential- pH (Pourbaix diagrams)

Corrosion ability and the composition of corrosion products can be predicted by the analysis of thermodynamical equilibrium diagrams E - pH (Pourbaix diagrams) for the given system metal - water, at specified chemical water composition (Pourbaix, 1966; Ashworth, Boden, 1970). Fig. 3.1.4 presents Pourbaix diagrams of the system Fe - H_2O - Cl^- - HS^- - HCO_3^- for the water which contents complies with geothermal water of Polish Lowlands.

The diagrams present the areas of thermodynamic stability of the main iron corrosion products: soluble (FeCl_2 , FeSO_4 , HFeO_2^- - dotted lines) and solid (FeCO_3 , FeS , FeS_2 , Fe_2O_3 - solid lines) depending on pH. It must be stressed that FeS and FeCO_3 product is subject to chemical dissolution according to the following reactions:



Vertical dotted line (5), at pH 8, means the equilibrium (5) for water from Przybyłów borehole, taking the iron concentration 10^{-6} mol/dm³.

3.1.3 Methods of protection from corrosion in exploitation systems of geothermal waters (J.Banaś, M.Pawlikowski, W.Górecki, K.Kurzydłowski)

Organic linings

Lining materials which enable high chemical resistance and which can be used at the elevated temperature up to 85°C (exploitation temperature of geothermal water installation) are materials based on epoxide resins. Because of this we performed numerous measurements of the resistance of construction steel and ductile cast iron covered with selected epoxide layers and composite layers based on epoxide resins. The evaluation of durability and resistance of the linings has been done by electrochemical impedance spectroscopy with the help of digital microscope Interplay. Epoxide coatings failed during exploitation in geothermal water reaching 70°C and at the pressure of 20 bar. Underlayer corrosion results in the creation of hydrogen bubbles which is shown in the Figure 3.1.5.

Inhibitor protection

Inhibitor protection is a frequent way of protection geothermal installations against corrosion, both heating systems and exploitation of wells. In many cases using the inhibitors prevents both corrosion and sediments precipitation (limestone, silica, sulfides). Majority of effective inhibitors used in water systems are adsorption inhibitors. They are high molecular organic substances having function groups containing nitrogen (amines) or phosphorus (phosphate esters, phosphonates). Also varied inorganic substances (zinc salt, molybdenians, phosphates, nitrites, and silicates) characterize of inhibiting action. In geothermal systems there are usually the same inhibitors used as in gas and petroleum industry where the reason of the corrosion of pipelines and casing is water as component of liquid phase containing CO_2 and H_2S . Also technology of inhibitor usage in geothermal installations can to a great extent take advantage of experience gained in oil and gas industry. Two basic methods of inhibitor injection are used in the protection of casing and tubing. The first one is based on constant applying of inhibitor, the second on periodic injection of inhibitor connected with locking of the hole. The first method is the most effective for deep holes HP/HT (high pressure / high temperature).

It must be highlighted that using of organic inhibitors is not neutral for the environment. Chemically active organic substances are put into the deposit. Using inhibitors in HP/HT bore holes can be also of little effectiveness especially at high temperatures. Organic inhibitors are effective till the temperature of 150°C. In Polish geothermal installations inhibitor protection has not been used so far.

3.2 Corrosion resistant steels in geothermal water for tubing, casing and pipelines

3.2.1 Corrosion of pipelines and other geothermal installation elements (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Casing and tubing

Assessment of the level of corrosion of tubing is a difficult task because exploitation of a well must be stopped for some time and expensive equipment has to be used. With the use of multi-finger calliper it is possible to evaluate the profile of the inner surface of the pipe determining the value of the radius at the measuring point. Deviation of currently measured value from nominal pipe diameter helps to determine changes on the inner surface on condition that the pipe has not been deformed. The change of the diameter is not strictly connected with the image of the surface corrosion because corrosion products can form compact compounds on the surface of the metal. Reduction of the pipe's diameter is connected with the formation of deposits. These can be products of the steel corrosion but also mineral deposits formed from salts dissolved in geothermal water. Determined by multi-finger calliper a radius longer than nominal proves appearance of a loss on the metal surface because of corrosion or mechanical damage. The length of radius on nominal level can be a special case in which metal covered by deposits and corrosion products reaches a value of the nominal radius of the pipe. On the basis of data made available by Geotermia Podhalańska S.A. in fig. 3.2.1 there has been presented multi-finger calliper 3D image of the inner surface of the tubing at the depth of 360 m. Colours of the image, which characterize relief of the surface, can determine the level of

damage and/or the amount of formed deposits. In the area of corrosion, damage at 8 o'clock position, perforation of pipe is observed because a value of the measured radius (4.869 inch) exceeds external radius of the pipe, which is 4.813 inch. The numbers on the perimeter of the pipe's cross - section mean the length of the radius. At the same fragment there are also 5 mm thick deposits (position - 10 o'clock).

Pipelines and other installation

Non-destructive methods of the evaluation of the level of corrosion damage are examinations with the use of ultrasonic inspection. This method is useful for approximate evaluation of the differences in thickness of construction elements.

Another method of the evaluation of corrosion is analysis of the corrosion products. Valuable information obtained from the chemical analysis of geothermal water is measurement of concentration of the iron ions at different points of the installation. In this way level of installation corrosion may be calculated. To evaluate the true rate of corrosion it is necessary to consider deposition of solid corrosion products in the installation. In geothermal water containing carbon dioxide and hydrogen sulphide solid corrosion products are: pyrite FeS_2 , mackinawite $FeS_{0.9}$ and siderite $FeCO_3$ (Banaś et al., 2005).

Research on the rate of steel corrosion

Research on the kinetics of the corrosion of materials used to construct casing and tubing is possible in the corrosion monitoring station located in the pipeline actual exploitation parameters having been kept. The station is also used for evaluating corrosion resistance of new materials tested in geothermal water installation. The station allows also for the research on the corrosion rate of steel and welds and durability of polymeric materials. In Poland measurements were done in the monitoring station of Geotermia S.A.

There has been researches on the corrosion rate of many kinds of steel done including carbon steel St37- construction material of installation of geothermal water. St37 is considered to be the reference material. Research has been also done on stainless steel 1H18N9 which is commonly used material characterized by high corrosion resistance. The results of the research are presented in fig. 3.2.2.

The research indicates that even a little amount of chromium at the level of 1% in the alloys reduces corrosion rate. Corrosion resistant in the given conditions are steels characterized by the corrosion rate lower than 0.05 mm/year containing thus more than 5% of chromium.

3.2.2 Material suggestions for pipelines and other geothermal installation elements (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Casing and tubing

Casing and tubing are made according to the following standards:

- PN-EN ISO 11960:2005 *Petroleum and natural gas industries - Steel pipes for use as casing or tubing for wells*;
- PN-EN ISO 13680:2005 *Petroleum and natural gas industries - Corrosion-resistant alloy seamless tubes for use as casing, tubing and coupling stock.*

Standards API 5CT and PN-EN ISO 11960:2005 specifies classification of casing and tubing in relation to heat treatment and yield strength:

- I - yield strength - grade: H-40, J-55, K-55, N-80;
- II - limited yield strength - grade: M-65, L-80, C-90, T-95;
- III - high yield strength - grade: P-110;
- IV - pipes for special purposes - grade: Q-125.

Numbers given at the grade symbols present the minimum of yield strength in ksi unit (1 ksi = 1000 pounds/inch²) e.g. L-80 means a pipe characterised by yield strength equal minimum 80 ksi (552 Mpa). Grade L-80 has 3 kinds of steel with different chemical content (see tab. 3.2.1). The content of chromium: 1.9 and 13% Cr determines corrosion resistance of particular grades.

Table 3.2.1 *Strength characteristic of alloys used for casing and tubing.*

Group	Grade	Type	Yield strength, [Mpa]		Tensile strength min. [Mpa]	Hardness, max	
			min.	max.	[Mpa]	HRC	HBW
2	L-80	1	552	656	656	23	241
	L-80	9Cr	552	656	656	23	241
	L-80	13Cr	552	656	656	23	241

Standard PN-EN ISO 13680:2005 gives specification of casing and tubing from corrosion resistant alloys. Applied classification divides alloys into four groups depending on chemical composition and structure. The first group comprises martensite and martensite - ferritic steels containing 13 - 15% of chromium. The second group comprises austenitic - ferritic of duplex and super duplex type. Super duplex steel contains ca. 22 - 25% of chromium. The third and the fourth group of materials comprise austenitic steel and nickel alloys. Their price is too high to be used in geothermal plants. Table 3.2.2 presents the content of main components of steel and minimum of yield strength of 1 and 2 group.

Table 3.2.2 *Characteristic of corrosion resistant alloys.*

Group	Steel Structure	Category ¹	Main components %					Yield strength ² variant					
			C	Cr	Ni	Mo	N	65	80	95	110	125	140
1	martensite	13-5-2	0.02	13	5	2		●	●	●			
		13-2-1	0.1	15	1.5	0.5	0.08		●	●	●		
	mart.-ferritic.	13-1-0	0.03	13	0.5		0.01		●	●	●		
2	Duplex type aust.-ferritic.	22-5-3	0.02	22	5	3	0.18	●			●	●	●
		25-7-3	0.02	25	7	3	0.18	●			●	●	●
	super duplex type aust.-ferritic.	25-7-4	0.02	25	7	3.8	0.27		●		●	●	●

1 - Following numbers mean the nominal content of chromium, nickel and molybdenum
2 - ● variant commercially available

Based on the given standards and on the own research of the rate of the steel corrosion there has been created diagram which is useful in choosing proper steel for work in geothermal water containing carbon dioxide and hydrogen sulphide (fig. 3.2.3).

Pipelines

Elements of casing heads and tubing heads are usually made from cast iron and construction steel. All pipelines, filters, valves and fittings are generally made from St37 steel. Plate heat exchangers in geothermal plants are usually produced from the titanium alloy - the material resistant to corrosion.

Materials that can be used for the production of seamless pipes for the needs of geothermal plants are steels defined by the following standards: PN-75/H-84024 *Steels for elevated temperature service. Grades*. The standard defines the following steels for the production of seamless pipes: K10, K18, 19G2, 16M, and the steels containing chromium: 15HM (up to 1% Cr), 10H2M (2 - 2.5%Cr), 13HMF (0.3 - 0.6% Cr), 15HMF (up to 1.6% Cr), 20H12M1F (11 - 12.5% Cr). The standard ASTM A335 *Standard Specification for Seamless Ferritic Alloy-Steel Pipe for High-Temperature Service can be also applied*. The standard includes the following grades of steel: P1, P2 (0.5 - 0.81% Cr), P5 (4 - 6% Cr), P7 (6 - 8% Cr), P9 (8 - 10% Cr), P11 (1 - 1.5% Cr), P12 (0.8 - 1.25% Cr), P21 (2.65 - 3.35% Cr), P22 (1.90 - 3.35% Cr), P91 (8 - 9.5% Cr). There is also molybdenum added to these steels at the amount of 1.05%. Mechanical properties of the steels are following: yield strength Re of P1 to P22 steel (in the same order) equals min. 205 MPa, and for P91 - 415 MPa. Tensile strength Rm for the steel P1 and P2 equals min 380 MPa, for the steel P5 to P22 - min. 415 MPa, and for the steel P91 - min. 585 MPa.

According to the research on the corrosion rate in the industrial installation in weakly mineralised water containing CO₂ and H₂S, it is considered appropriate to use chromium steels for pipelines transporting geothermal water. The usage of the steel containing ca. 2% Cr (according to PN grade 10H2M or P21, P22 according to ASTM A335) causes twofold decrease of the corrosion rate to the value of 0.35 mm/year in relation to the carbon construction steel. Further decrease of the corrosion steel requires the use of the steel with the higher content of chromium. Assuming corrosion rate at the level lower than 0.05 mm/year as acceptable it is advisable to use chromium steels containing ca. 5% chromium e.g. steel P5 according to ASTM A335.

Industrial fitting

In geothermal installations there are also flat components welded from metal sheets and also cast elements like pumps, valves, bodies, caps. Materials for those elements are specified in a standard: PN-EN 1503 *Valves-Materials for bodies, bonnets and covers*. Among steels specified in the standard there can be used ferritic steels of CrMo5-0.5 and CrMo12-1 group containing respectively 5 and 12% Cr in exploitation conditions of geothermal plants at the presence of carbon dioxide and hydrogen sulphide. Analogical steels are specified by standard ASTM A217 *Martensitic stainless and alloy steel castings for pressure containing parts, suitable for high-temperature service*. These are materials of C5 and C12 grade containing 5 and 12% Cr and up to 1% of molybdenum.

In practice majority of geothermal companies uses valves and pumps made from chromium

nickel austenitic steel of H18N9 grade because such products are much more easily available on the market.

3.3 Summary (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Geothermal installation of Geotermia Podhalańska S.A. is exposed to corrosive environment that is to geothermal water Na-Ca-SO₄-Cl type, mineralization ca. 2.33 g/dm³ according to Altowski - Szwiec classification. There are dissolved gases CO₂ and H₂S in water what causes that pH of geothermal water is about 5.6. In such conditions the corrosion of construction steel is significant and reaches 0.8 mm/year. At the correct choice of steel for this installation corrosive durability should be considered maintaining adequate resistance properties. Defining arbitrary the rate of corrosion at the level of 0.05 mm/year as acceptable for the geothermal installation in weakly mineralised water of Geotermia Podhalańska the condition is fulfilled by steels containing more than 5% of Cr. Taking into consideration standards for casing and tubing it is possible to recommend the steel of adequate resistant grades 9 Cr, 13 Cr or steel Cr-Ni-Mo of category: 13-1-0. For pipelines it is possible to use steels: P5 or P9 according to ASTM A335.

3.4 Precipitation of solids in geothermal systems and installations

3.4.1 Introduction (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Precipitation of solids - mostly secondary minerals - is a common feature accompanying the exploitation of geothermal deposits. It should be taken into account, studied and analyzed since the early stage of designing of geothermal installations. Intensity of precipitation and types of resulting solids are diversified but scaling may cause serious problems: decrease of production and injection rates, limited flow rates of geothermal fluids, shorter lifetime of installations, etc. Moreover, the presence of secondary incrustations rises the running costs of geothermal plants and, at the extreme, may lead to the closure of whole installation or some its elements.

Precipitation of secondary solids from geothermal waters and steam is studied with geochemical methods. In the development of foreign geothermal deposits and installations geochemical methods belong to the standard set of analyses and studies (see e.g. Fournier, 1981; Gigenbach, 1991; Arnorsson (Ed.), 2000; Gunnlaugsson, 2004). In Poland the extend of such analyses is rather limited and, in fact, geochemical methods were applied only for two operating installations: in Podhale (Kepińska, 2001, 2006) and in Pырzyce (Kania, 2003).

Geochemical methods supply crucial tools, which allow to recognize, understand and prognose processes and changes in geothermal system, including precipitation and corrosion. These processes are decisive for reliability, efficiency and lifetime of geothermal plants.

3.4.2 Thermodynamic conditions of geothermal fluids (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Studies of chemical composition and thermodynamics of geothermal waters and steam allow to recognize the following problems:

- water-reservoir rock equilibrium;

- prognosing and modelling of equilibrium under changing temperatures;
- prognosing of changes in reservoir parameters;
- estimation of reservoir temperatures using geothermometers.

Thermodynamics of groundwaters is controlled by lithology, concentrations of solids leached from reservoir rocks, flow conditions and precipitation of secondary minerals. Achieving the equilibrium depends on many factors: kinetics of reactions between components of water-rock system, temperature, reactivity of reservoir rocks, concentrations of chemical compounds dissolved in groundwaters and duration of water-rock contact (Browne, 1984). According to common opinion, pressure changes at the range of 1 - 200 bar, which dominate in geothermal systems do not influence significantly the chemical reactions and equilibrium conditions (Reed & Spycher, 1984).

The basic parameter which describes thermodynamic conditions of water-rock system is the saturation index (SI). This is a measure of saturation of solution in respect to particular minerals remaining in contact with groundwaters related to the temperature (see Hydrogeological dictionary 2002). The SI is calculated from activities of dissolved species: simple ions, ionic pairs and complexes. General formula for any mineral symbolized as „k” is as follows:

$$SI = \log\left(\frac{Q}{K}\right)_k = \log Q_k - \log K_k$$

where:

- SI - saturation index;
- Q - product of true ionic concentrations of components participating in dissolution/precipitation reaction with given mineral k;
- K - equilibrium constant resulting from the law of mass action and/or solubility product for given temperature of reaction between mineral k and solution.

Under thermodynamic equilibrium between mineral and solution $SI = 0$ (saturation state). The SI values above and below 0 refer to over- and undersaturation, respectively. It is assumed that in natural conditions mineral-water equilibrium corresponds to SI values $\pm 5\%$ log K (see Hydrogeological dictionary 2002), i.e. $SI = 0 \pm 0.05 \log K$. Oversaturation suggests a trend to precipitation of given mineral from water or steam whereas undersaturation corresponds to dissolution of given mineral and transition of components from reservoir rock to water or steam.

3.4.3 Calculation methods and graphic presentation of thermodynamic condition in water-rock geothermal systems (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Calculations describing the thermodynamic conditions of groundwaters are run with computer software. Most popular are: WATCH (Bjarnarson, 1994) and SOLVEQ (Reed & Spycher, 1984, 2001) applied to thermodynamic calculations of geothermal fluids as well as WATEQ4F (Ball & Nordstrom, 1991), PHREEQE (Parkhurst et al., 1980; Parkhurst, 1995; Macioszczyk & Witczak, 1999), PHREEQCI (Parkhurst & Appelo, 1999) and PHRQPITZ (Plummer et al., 1988) applied for brines from the Polish Lowlands.

Graphic display of water-rock equilibrium is the log (Q/K) versus temperature plot (Reed & Spycher, 1984).

3.4.4 Most common minerals precipitating in geothermal systems (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Precipitation of secondary minerals in geothermal systems is controlled by several, mutually interdependent factors (Browne, 1984):

- temperature;
- pressure;
- mineralogical composition of reservoir rocks and lithology of groundwater horizons;
- permeability;
- volume and availability of reservoir fluids;
- composition of geothermal fluids;
- lifetime of geothermal system and duration of hydrothermal processes.

Studies on geothermal systems in both the igneous and sedimentary rocks revealed the set of most common secondary minerals (Browne, 1984):

- carbonates: calcite, aragonite, siderite;
- sulphates: anhydrite, gypsum, barite, alunite;
- sulphides: pyrite, pyrrhotite, marcasite, sphalerite, galena, chalcocopyrite;
- oxides: haematite, magnetite, leucocene, diaspor;
- various silicates: sphene, epidote, tremolite, actinolite, illite, smectites, biotite, pyrophyllite, chlorite, kaolinite, prehnite, adularia, feldspars, quartz and zeoliths.

Precipitation of secondary minerals causes many changes in reservoir properties of rocks accumulating geothermal waters and fluids. The most important are permeability changes which influence production and injection rates of reservoirs and wells.

3.4.5 Prevention methods of secondary minerals precipitation in geothermal systems (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Precipitation of secondary minerals in geothermal installations and systems can be minimized or eliminated by the use of several methods (Malate, 2003; Kepińska & Bujakowski, 2005):

- mechanical removal of incrustations;
- prevention of oxygen migration into deep and surface installations;
- application of chemical inhibitors, modification of pH of produced geothermal fluids;
- acid treatment of reservoir rocks and wellbore.

3.4.6 Sampling and analysis of chemical composition and physical parameters of geothermal waters (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

In order to evaluate comprehensively the low-temperature geothermal waters. The following data must be collected (Olafsson, 1988):

1. Full chemical analysis of water and gas,
2. Wellhead temperature,
3. Wellhead pressure or drawdown in well,
4. Discharge.

3.4.7 Monitoring of chemical composition of geothermal water during exploitation (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski)

Long-lasting production from geothermal reservoir may lead to changes in physical parameters and chemical composition of waters caused by increasing drawdown or mixing of waters of various temperatures originating from various horizons.

Changes in concentrations of selected components may indicate increasing recharge of geothermal reservoir with cold waters or mixing of waters originating from various horizons, Monitoring of the SI values enables to evaluate the trends leading to corrosion or incrustations buildup. Commonly, changes in chemical composition can be traced earlier than changes in temperature, which allows to implement preventing procedures.

3.4.8 Geochemical interpretation of geothermal waters produced with the Pyrzyce GT-1 well in the Polish Lowlands (J.Banaś, B.Mazurkiewicz, W.Solarski, J.Kania)

The following chapter presents the example of thermodynamic analysis of geothermal water produced by the heat plant in Pyrzyce, in the Polish Lowlands (Kania, 2003).

Chemical composition of geothermal water

Table 3.4.1 contains the results of chemical analyses and physical parameters of water sample collected in the Pyrzyce GT-1 well on March 5th, 1997 during the continuous work cycle of the installation (i.e. production-injection cycle). Concentrations of some components (CO₂, Al, NH₄, F) were taken from other available analyses.

Geothermal water from the Pyrzyce reservoir is a brine of the TDS about 120 g/dm³ and chloride-sodium Cl-Na composition (after Altowski-Szwiec classification system). Water shows moderately acid pH and high hardness (8 650 mg CaCO₃/dm³) as well as high concentrations of Fe and Mn.

Ternary Cl-SO₄-HCO₃ plot for analyzed sample shows that water from the Pyrzyce well is a deep brine dominated by chlorides (Fig. 3.4.1).

Hydrogeochemical modelling of geothermal water produced from the Pyrzyce GT-1 well

Geothermal water produced from the Pyrzyce GT-1 well is a brine of very high ionic strength. Thus, for determination of ions activity coefficients the Pitzer's model should be applied instead of the Debye-Hueckel theory commonly used for fresh and low-TDS waters. In order to determine the thermodynamic equilibrium of this water the PHRQPITZ software was used which, however, applies rather limited number of components (Plummer et al., 1988). Simultaneously, chemical equilibrium of solution was calculated for wellhead temperature with the SOLVEQ, WATCH and PHREEQCI programs. Fig. 3.4.2 shows differences in the SI values calculated with the four mentioned above programs for secondary minerals: anhydrite, gypsum, calcite and dolomite. The results for particular minerals do not reveal significant differences. As the best fit to the PHRQPITZ results was obtained with the PHREEQCI program, the latter was applied to calculation of water-rock equilibrium for full chemical analysis of geothermal water from the Pyrzyce GT-1 well (tab. 3.4.1, fig. 3.4.3).

The log (Q/K) plots reveal that under wellhead temperature (61°C) geothermal water produced from the Pyrzyce GT-1 well does not equilibrate for most of selected minerals except for goethite and chalcedony. With the decreasing temperature the studied water still remains undersaturated with respect to selected carbonates and sulphates, hence, it does not show a tendency to precipitation of incrustations. At lower temperatures quartz and chalcedony show slight oversaturation.

Literatura (References):

1. **Arnórsson S. [ed], 2000** - Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation. International Atomic Energy Agency, Vienna.
2. **Arnórsson S., D'Amore F., 2000** - Monitoring of reservoir response to production. In: Arnórsson, S. [ed], Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation. International Atomic Energy Agency, Vienna.

-
3. **Ashworth V., Boden P.J., 1970** - Potential-pH diagrams at Elevated temperatures, *Corrosion Sciences* 10, 709.
 4. **Ball J.W., Nordstrom D.K., 1991** - WATEQ4F: User's manual with revised thermodynamic database and test cases for calculating speciation of major, trace and redox elements in natural waters: U.S Geological Survey Open-File Report.
 5. **Bjarnason, J. Ö., 1994** - The speciation program WATCH, version 2.1. Orkustofnun, Reykjavik.
 6. **Banaś J., Głownia J., Stypuła B., 1990** - Korozja wybranych materiałów konstrukcyjnych i wydzielenie się osadów w wodach geotermalnych. Atlas Wód Geotermalnych Niżu Polskiego. Wyd. Instytutu Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej Kraków.
 7. **Banaś J., Banaś K., Stypuła B., 1991** - Korozja stali w wodach geotermalnych. *Ochrona przed Korozją* 6, 136.
 8. **Banaś J., Mazurkiewicz B., Solarski W., Khalayef O., 2002** - Influence of CO₂ and H₂S on local corrosion of iron alloys at elevated pressure and temperature, *Acta Metallurgica Slovaca*; vol. 8 spec. iss. (2/2).
 9. **Banaś J., Danielewski M., Pawlikowski M., Balcer M., Mazurkiewicz B., Solarski W., Wood H., Krawiec H., 2002** - Korozja rur miedzianych w wodzie geotermalnej, *Ochrona przed Korozją* vol.45, nr 11A.
 10. **Banaś J. i in., 2002** - Wydłużenie okresu międzyremontowego rurociągów obiegu wody geotermalnej poprzez opracowanie systemu doboru materiałów odpornych na korozję w układzie H₂O-NaCl-CO₂ oraz monitoringu ich degradacji podczas eksploatacji, Projekt celowy KBN nr 03279/C T08 - 6/2002.
 11. **Banaś J., Mazurkiewicz B., Lelek-Borkowska U., Solarski W., 2003** - Wpływ temperatury na korozję i pasywację stopów Fe-Cr-Ni w układzie H₂O-Na₂SO₄-CO₂, *Ochrona przed Korozją* 11s/A, 33, 55.
 12. **Banaś J., Mazurkiewicz B., Solarski W., Pawlikowski M., 2004** - Korozja stali zawierających chrom w wodzie geotermalnej. *Ochrona przed Korozją* ; nr spec. 11s/A/2004 s. 235.
 13. **Banaś J., Mazurkiewicz B., Solarski W., Pawlikowski M., 2005** - Problemy korozji rur wydobywczych w instalacjach geotermalnych, *Ochrona przed Korozją* 11s/A.
 14. **Banaś J., Mazurkiewicz B., Solarski W., Pawlikowski M., 2005** - Inżynieria Powierzchni Surface Engineering 2A vol.II, 21-26.
 15. **Browne P.R.L., 1984** - Hydrothermal alteration and reservoir rock type. [in]: Lectures on geothermal geology and petrology. UNU Geothermal Training Programme. Report 2. Reykjavik, Iceland.
 16. **Brown B., Lee Kun-Lin, Nescic S., 2003** - Corrosion in multiphase flow containing small amounts of H₂S , *Corrosion* 2003, NACE , paper 03341.
 17. **Bujakowski W., Kępińska B., 2005** - Przegląd metod stymulacji złóż geotermalnych. Technika Poszukiwań Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. Nr 5 - 6. Kraków. 2005.
 18. **Casper L.A., Pinchback T.R., 1980** - Geothermal Scaling and Corrosion, STP 717, American Society for Testing and Materials, Baltimore.
 19. **D'Amore F., red., 1991** - Applications of geochemistry in geothermal reservoir development. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome.
 20. **Fournier, R.O., 1981** - Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In: Rybach L., and Muffler, L.J.P. [eds], *Geothermal systems: Principles and case histories*. John Wiley & Sons, Chichester.
 21. **Giggenbach, W.F., 1991** - Chemical techniques in geothermal exploration. In: D'Amore, F. (coordinator), *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*. UNITAR/UNDP publication. Rome.
 22. **Gunlaugsson E., 2004** - Aspekty chemiczne oraz metody stosowane w rozpoznawaniu i wykorzystaniu złóż geotermalnych. Materiały Międzynarodowych Dni Geotermalnych „Polska 2004”. Wyd. IGSMiE PAN. Kraków - Skopje.
 23. **Kania J., 2003** - Geochemical interpretation of thermal fluids from low-temperature wells in Stykkishólmur, W-Iceland, and Pyrzyce, NW-Poland. [in] *Geothermal Training in Iceland 2003*. Reports of the United Nations University Geothermal Training Programme, Reykjavik.
 24. **Keresztes Zs., Telegdi J., Beczner J., Kalman E., 1998** - The influence of biocides on the microbiologically influenced corrosion of mild steel and brass, *Electrochimica Acta* 43, 1-2, 77.
 25. **Kępińska B., 2001** - Warunki hydrotermalne i termiczne podhalańskiego systemu geotermalnego w rejonie otworu Biały Dunajec PAN-1. *Studia, rozprawy, monografie*. Nr 93. Wyd. IGSMiE PAN. Kraków.
 26. **Kępińska B., 2006** - Warunki termiczne i hydrotermalne podhalańskiego systemu geotermalnego. *Studia. Rozprawy. Monografie*. Nr. 135. Wyd. IGSMiE PAN. Kraków.
 27. **López D.A., Pérez T., Simison S.N., 2003** - The influence of microstructure and chemical composition of karbon and low alloy steels in CO₂ corrosion. A state-of-art appraisal, *Materials & Desing* 24, 561.
 28. **Macioszczyk A., Witczak, S., 1999** - Współczesne problemy hydrogeochemii. *Biul. PiG* 388.
 29. **Malate, R. C. M., 2003** - Well intervention techniques. *Proceedings of the International Geothermal Course Reykjavik, Iceland, September 2003*.
 30. **Nicholson K., 1993** - Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques. Springer-Verlag, Berlin.

-
31. **Ólafsson M., 1988** - Sampling methods for geothermal fluids and gases. Report OS-88041/JHD-06, Orkustofnun, Reykjavik.
 32. **Parkhurst D.L., 1995** - User's guide to PHREEQE - a computer program for speciation, reaction-path, advective transport, and inverse geochemical calculations. U.S Geological Survey Water-Resources graphical user interface for the geochemical computer program Investigations Report.
 33. **Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J., 1999** - User's guide to PHREEQC (version 2) - A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 97-4259.
 34. **Parkhurst, D.L., Thorstenson, D.C., Plummer, L.N., 1980** - PHREEQE - A computer program for geochemical calculations. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 80-96 (revised and reprinted August, 1990).
 35. **Pots B.F.M., John R.C., 2002** - et al, Improvements on de-Waard Milliams Corrosion Prediction and Applications to Corrosion Management, Paper #02235, CORROSION/2002.
 36. **Plummer L.N., Parkhurst D.L., Fleming G.W., Dunkle S.A., 1988** - A computer program incorporating Pitzer's equations for calculation of geochemical reactions in brines. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 88-4153.
 37. **Pourbaix M., 1966** - Atlas of Electrochemical Equilibria in Aqueous Solutions, Pergamon press, Oxford.
 38. **Reed, M.H., Spycher, N., 1984** - Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. Geochim. Cosmochim. Acta, 48.
 39. **Reed, M.H., Spycher, N.F., 2001** - SOLVEQ - A computer program for computing aqueous-mineral-gas equilibria. Revised edition. Department of Geological Sciences, University of Oregon, Eugene.
 40. **Słownik hydrogeologiczny** - [praca zbiorowa, red. naukowa: Dowgiało J., Kleczkowski A.S., Macioszczyk T., Rózkowski A.], 2002. Wydawnictwo PIG. Warszawa.
 41. **Smith L., 1999** - Control of corrosion in oil and gas production tubing, British Corrosion Journal Vol. 34 No. 4.
 42. **Fangyou Wang, 1999** - Modeling of Aqueous Carbon Dioxide Corrosion in Turbulent Pipe Flow, PhD Thesis, Department of Chemistry, University of Saskatchewan.
 43. **Więckowski A., Ghali E., 1983** - Electrochimica Acta 28, 11, 1619.
 44. **Witczak S., Adamczyk A., 1994** - Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania - tom I. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Wyd. PIOŚ, Warszawa.
 45. **Witczak S., Adamczyk A., 1995** - Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania - tom II. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Wyd. PIOŚ, Warszawa.
 46. **Ueda M., Ikeda A., 1996** - Effect of Microstructure and Cr Content in Steel on CO₂ Corrosion, paper No. 13, NACE Corrosion/96.
 47. **Projekt 3279/ C.T08 -6/2002** współfinansowanego przez Komitet Badań Naukowych KBN.

4 Uwarunkowania prawne koncesji na poszukiwanie i eksploatację wód termalnych (K.Szamałek, J.Kapuściński)

Eksploatacja wód termalnych i pozyskiwanie z nich energii jest działalnością regulowaną przez kilka ustaw (Karski, 2003). Zaliczyć do nich należy: Prawo geologiczne i górnicze (1994), Prawo energetyczne (1997), Ustawa o swobodzie działalności gospodarczej (2004), Prawo ochrony środowiska (2001). Przy analizie możliwości pozyskiwania wód termalnych najistotniejsze są ustalenia zawarte w ustawie z dnia 4 lutego 1994 r. - Prawo geologiczne i górnicze (tekst jednolity: Dz. U. z 2005 r. Nr 228, poz. 1947.). Ustawa ta wskazuje w szczególności procedurę uzyskiwania koncesji na prowadzenie prac i robót geologicznych dla poszukiwania, rozpoznawania i wydobywania wód termalnych.

4.1 Wody termalne jako kopalina

Zgodnie z Rozporządzeniem Rady Ministrów (Rozporządzenie RM, 2006) do wód termalnych zaliczamy te wody, które na wypływie z ujęcia posiadają temperaturę co najmniej 20°C. Jest to umowna, przyjęta w Polsce, granica pomiędzy wodami termalnymi i niskotemperaturowymi, która wynika z relacji do temperatury ciała ludzkiego i możliwości wykorzystania wód do celów balneologicznych (Dowgiało, Karski, Potocki, 1969). Prawo geologiczne i górnicze mówi, że wody termalne stanowią kopalinę podstawową, na wydobycie której niezbędne jest uzyskanie koncesji, której udziela Minister Środowiska. Z uwagi na niski próg temperatury przyjęty w definicji wód termalnych (20C) praktycznie każda inwestycja związana z udostępnieniem geotermalnego źródła ciepła wymaga zastosowania podobnych procedur prawnych dla uzyskania niezbędnych koncesji.

4.2 Procedury prawne związane z uzyskaniem koncesji

Koncesja jest niezbędna zarówno na etapie prowadzenia prac poszukiwawczo-rozpoznawczych, jak również na etapie przemysłowej eksploatacji złoża. Koncesja na **prace poszukiwawcze** wymaga uprzedniego sporządzenia i dołączenia do wniosku o udzielenie koncesji projektu prac geologicznych zgodnego z Rozporządzeniem Ministra Środowiska (Rozporządzenie MŚ, 2001). W odróżnieniu od projektów, które dotyczą wód podziemnych nie będących kopaliną, projekt dotyczący wód termalnych nie jest zatwierdzany, a formą stwierdzenia jego merytorycznej poprawności jest decyzja udzielająca koncesji na realizację zaprojektowanych prac i badań. Wniosek o udzielenie koncesji zawierać musi m.in. określenie rodzaju i zakresu działalności, na którą ma być udzielona koncesja, prawa wnioskodawcy do terenu, w ramach którego projektowana działalność ma być wykonywana, czasu, na jaki koncesja ma być udzielona (wraz ze wskazaniem daty rozpoczęcia działalności), a także określenie środków, jakimi dysponuje podmiot ubiegający się o koncesję.

Wniosek o udzielenie koncesji na **wydobywanie** wód termalnych wymaga dołączenia dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby eksploatacyjne ujęcia oraz dokumentacji określającej warunki hydrogeologiczne w związku z wtłaczaniem wód do górotworu. Obie dokumentacje muszą być sporządzone zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Środowiska (Rozporządzenie MŚ, 2005) i muszą być uprzednio przez Ministra przyjęte. Do wniosku o udzielenie koncesji na wydobywanie kopaliny dołącza się także (ponad zakres wymagany dla koncesji poszukiwawczej) dowód istnienia prawa wnioskodawcy do wykorzystania dokumentacji geo-

logicznej oraz projekt zagospodarowania złoża zaopiniowany przez właściwy organ nadzoru górniczego.

Z mocy ustawy Prawo ochrony środowiska niezbędne jest także dołączenie do wniosku o koncesję na **wydobywanie** wód termalnych decyzji o środowiskowych uwarunkowaniach przedsięwzięcia, która jest wydawana przez wójta, burmistrza lub prezydenta miasta na podstawie przeprowadzonego postępowania w sprawie oceny oddziaływania na środowisko. Podobna procedura przy ubieganiu się o koncesję na **poszukiwanie lub rozpoznawanie** wód termalnych uzależniona jest od interpretacji zapisów Rozporządzenia Rady Ministrów (Rozporządzenie RM, 2004). Na liście przedsięwzięć mogących wymagać sporządzenia raportu oddziaływania na środowisko znajdują się w nim m.in. wiercenia wykonywane w celu ujmowania solanek, wód leczniczych i termalnych. Prawo geologiczne i górnicze mówi jednak, że mamy w takim przypadku do czynienia nie tyle z ujmowaniem, ile z poszukiwaniem i rozpoznawaniem. W takim rozumieniu pojęcie "ujmowanie" użyte w cytowanym rozporządzeniu traktować trzeba jako zarezerwowane dla wierceń wykonywanych na obszarach o już rozpoznanych złożach (np. w obrębie obszarów o ustalonych zasobach dyspozycyjnych wód termalnych, albo o ustalonych zasobach eksploatacyjnych ujęć wód leczniczych), natomiast nie miałyby ono zastosowania w odniesieniu do wierceń wykonywanych jako otwory poszukiwawcze lub rozpoznawcze. Oznacza to, że przy ubieganiu się o koncesję na prace poszukiwawczo - rozpoznawcze nie ma wymogu uzyskiwania decyzji o środowiskowych uwarunkowaniach przedsięwzięcia.

Posiadanie koncesji jest warunkiem niezbędnym dla podjęcia poszukiwań lub wydobywania wód termalnych. Oprócz tego obowiązuje szereg wymogów Prawa geologicznego i górniczego, które dotyczą bezpieczeństwa i higieny pracy, bezpieczeństwa powszechnego i pożarowego, prawidłowej i racjonalnej gospodarki złożem, ochrony środowiska, zapobiegania szkodom i ich naprawiania. Wymogi te są określane w planie ruchu zakładu górniczego, który jest tworzony przez przedsiębiorcę dla prowadzenia działalności zgodnej z koncesją. Plan ten podlega zatwierdzeniu przez dyrektora właściwego Okręgowego Urzędu Górniczego.

4.3 Projekt prac geologicznych

Rozporządzenie Ministra Środowiska w sprawie projektów prac geologicznych (Rozporządzenie MŚ, 2001) zawiera jedynie ogólne wymogi dotyczące zawartości projektu. Szczegółowe wskazówki odnoszące się do zasad projektowania prac dla poszukiwania i rozpoznawania wód termalnych przedstawione zostały w poradniku metodycznym (Kapuściński i in., 1997). Zgodnie z przedstawionymi tam wytycznymi projekt prac geologicznych powinien określać m.in.:

- omówienie zakresu projektowanych prac, w tym liczbę otworów eksploatacyjnych i chłonnych;
- opis konstrukcji otworów (głębokość, średnica, sposób udostępnienia poziomu wodonośnego);
- opis technologii wiercenia i opróbowania;
- opis badań i pomiarów hydrogeologicznych oraz badań laboratoryjnych;
- charakterystykę metodyki oceny parametrów filtracyjnych poziomu wodonośnego;
- omówienie zalecanego sposobu wykonania prognoz (hydrodynamicznej i temperaturowej);

- sposób udokumentowania zaprojektowanych prac - wskazania metodyczne do sporządzenia dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby eksploatacyjne oraz dokumentacji określającej warunki hydrogeologiczne w związku z wtlaczaniem wód do górotworu.

Sporządzenie projektu prac geologicznych stanowi bardzo ważny etap prac, ponieważ dopiero po jego wykonaniu możliwa jest szczegółowa wycena dalszych prac inwestycyjnych. Stopień dokładności rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego oceniony w projekcie decyduje o sprawnym przebiegu robót wiertniczych oraz prac i badań hydrogeologicznych zmierzających do wiarygodnej oceny zasobów eksploatacyjnych wykonanego ujęcia.

4.4 Dokumentacja hydrogeologiczna

Dokumentacja hydrogeologiczna stanowi podsumowanie prac i badań wykonanych w otworze eksploatacyjnym i w otworze chłonnym. Dokumentacja ustalająca zasoby eksploatacyjne oraz dokumentacja określająca warunki zatłaczania do górotworu wód zużytych mogą być wykonane jako jedno wspólne opracowanie, ponieważ oba otwory dubletu geotermalnego znajdują się w kontakcie hydraulicznym i razem wpływają na zmiany warunków hydrodynamicznych tego samego zbiornika wód termalnych. Do najważniejszych ustaleń dokumentacji powinno należeć:

- omówienie wyników badań wykonanych w celu ustalenia zasobów;
- szczegółowe przedstawienie przebiegu próbnych pompowań i próbnego zatłaczania;
- obliczenie parametrów hydrogeologicznych utworów wodonośnych;
- szczegółowa charakterystyka konstrukcji otworów;
- ustalenie zasobów eksploatacyjnych, depresji i zasięgu oddziaływania ujęcia;
- obliczenie bilansu zasilania ujęcia, kierunków dopływu wód oraz granic obszaru zasilania i obszaru zasobowego;
- wskazanie granic terenu i obszaru górniczego.

Końcowym etapem prac dokumentacyjnych jest sporządzenie prognozy trwałości temperatury ujmowanych wód oraz ich składu chemicznego, a także wskazanie dla użytkownika zasad racjonalnej eksploatacji ujęcia i zasad jego ochrony przed zanieczyszczeniami.

4.5 Użytkowanie górnicze

Złoża wód termalnych są własnością Skarbu Państwa, który może z wyłączeniem innych osób, korzystać ze złóż kopalin oraz rozporządzać prawem do nich poprzez ustanowienie użytkownika górniczego. Potencjalny użytkownik złoża wód termalnych musi zatem wystąpić do Ministra Środowiska działającego w imieniu Skarbu Państwa o ustanowienie na jego rzecz użytkownika górniczego. Ustanowienie użytkownika górniczego warunkowane jest wcześniejszym uzyskaniem koncesji. Za ustanowienie użytkownika górniczego (nabywanego w drodze umowy między Ministrem Środowiska a koncesjonariuszem) koncesjonariusz uiszcza wynagrodzenie dla Skarbu Państwa. Zgodnie z przepisami Prawa geologicznego i górniczego można

dokonać swego „zabezpieczenia” swoich praw do koncesji poprzez wykazanie, że określony podmiot rozpoznał i udokumentował złożę wody termalnej oraz sporządził dokumentację geologiczną z dokładnością wymaganą dla uzyskania koncesji - „zabezpieczenie” to ma formę pierwszeństwa przed innymi możliwościami uzyskania ustanowienia użytkownika górniczego. To zabezpieczenie prawa wygasa po dwóch latach od dnia pisemnego powiadomienia o przyjęciu dokumentacji geologicznej przez organ administracji geologicznej.

4.6 Opłaty

Z mocy prawa geologicznego i górniczego koncesjonariusz ponosi szereg opłat związanych z procesem zagospodarowania wód termalnych. Są to następujące opłaty:

- za ustanowienie użytkownika górniczego (zgodnie z umową);
- opłata koncesyjna za poszukiwanie (200 zł/km² powierzchni objętej koncesją);
- opłata koncesyjna za poszukiwanie i rozpoznawanie (500 zł/km²);
- opłata eksploatacyjna (od 0.25 do 0.75 zł/m³) - na rok 2006 0.26 zł/m³.

Opłata eksploatacyjna za wydobytą wodę termalną obowiązuje od 2005 roku. Przepis ten został wprowadzony mimo obaw, że będzie on skutkował negatywnym nastawieniem do wykorzystania tego źródła energii odnawialnych (Szamałek, 2003). Pomimo korzystnych funkcji opłat eksploatacyjnych dla rozwoju gospodarczego gminy (Szamałek, 2001, 2002), zmieniona w 2006 roku ustawa Prawo geologiczne i górnicze rozstrzygnęła, że od stycznia 2007 r. za wydobywanie wód termalnych opłata eksploatacyjna nie będzie już pobierana.

4.7 Wody termalne jako odnawialne źródło energii

Ustawa Prawo energetyczne zalicza wody termalne wprost do odnawialnych źródeł energii (odnawialne źródło energii - źródło wykorzystujące w procesie przetwarzania energię (...) geotermalną (...), zaś wydane na jego podstawie rozporządzenie Ministra Gospodarki (Rozporządzenie MG, 2005) mówi, że do energii wytworzonej w odnawialnych źródłach energii zalicza się energię ze źródeł geotermalnych. Konsekwencją takiego zapisu jest obowiązek zakupu wytworzonego z wód termalnych ciepła (art.9 ust.3 - Prawo energetyczne). Obowiązki temu podlegają przedsiębiorstwa zajmujące się obrotem, przesyłem i dystrybucją ciepła (źródło wytwarzania z wód termalnych musi być przyłączone do sieci, a wytwarzanie ciepła musi odbywać się na terytorium RP). Wyjątkiem od obowiązku zakupu ciepła jest sytuacja, gdy ilość oferowanego ciepła przekracza zapotrzebowanie odbiorców przyłączonych do sieci.

Zgodnie z Prawem energetycznym rząd przyjmuje co cztery lata politykę energetyczną państwa (na wniosek ministra gospodarki), która stanowi instrument progностyczny-planistyczny polityki energetycznej. Zaś z 14 pkt. 2 i 6 Prawa energetycznego wynika, że polityka energetyczna określa w szczególności „zdolności wytwórcze krajowych źródeł paliw i energii” oraz „rozwój wykorzystania odnawialnych źródeł energii”.

4 Legal essentials of concession for exploration and exploitation of geothermal waters and energy (K.Szamałek, J.Kapuściński)

Exploitation of geothermal waters and recovery of their energy are regulated by several legal acts (Karski, 2003): The Geological and Mining Law (1994), The Energy Law (1997), The Economic Activity Freedom Law (2004), and The Environment Protection Law (2001). For an analysis of possibility of geothermal water recovery the most important are stipulations of The Geological and Mining Law of 4th February 1994 (uniform tenor: Official Legislation Gazette of 2005, No 228, item 1947). This law indicates, in particular, the acquisition procedure of concessions for geological work and operations for prospecting, exploration and exploitation of geothermal waters.

4.1 Geothermal waters as a mineral raw-material

According to the Regulation of the Cabinet (2006), geothermal waters are those which have temperature at the outflow of an intake at least 20°C. The Geological and Mining Law states that geothermal waters are basic mineral raw-materials. Their mining requires a concession from the Minister of Environment.

4.2 Legal procedures concerning the granting of concessions

A concession is necessary as well in the stage of prospecting and exploration operations as in the stage of industrial exploitation of a deposit. Concession for **prospecting and exploration operations** requires earlier preparation, and then addition to the concession application documents, of a geological work project according to The 2001 Regulation of the Minister of Environment.

The application for **exploitation** of geothermal waters requires addition of hydrogeological documentation which establishes disposable reserves of an intake and documentation which determines hydrogeological conditions for injection of water into rock formations. Both the types of documentation must be prepared in agreement with The 2005 Regulation of the Minister of Environment and must be accepted by the Minister. To the application for the exploitation concession it is necessary to add (beyond the scope required for the prospecting and exploration concessions) a proof of the applicant's right to make use of the geological documentation, as well as a project of a deposit development (judged by an appropriate organ of mining supervision).

By the terms of the Environment Protection Law, with the application documents for concession for the **exploitation** of geothermal waters it is necessary to enclose a decision on environmental conditions of the enterprise. The decision is given by a village head, a city mayor or president, on the grounds of procedure carried out to assess the environmental impact.

Possessing of a concession is a necessary condition of undertaking the prospecting, exploration and exploitation of geothermal waters.

4.3 Geological work project

The 2001 Regulation of the Minister of Environment on geological work projects comprises only general requirements regarding contents of a project. Detailed instructions concerning rules of designing the work for prospecting and exploration of geothermal waters have been presented in a methodological guide-book (Kapuściński et al., 1997).

Hydrogeological documentation represents recapitulation of operations and tests carried out in a production well and injection well. Documentation which establishes the disposable reserves and documentation which determines conditions of injecting waste water into the formation rocks can be prepared as one common elaboration because both the wells of a geothermal doublet remain in hydraulic contact and influence changes of hydrodynamic conditions within the same geothermal water reservoir.

The final stage of documentation is preparing the forecast of stability of temperatures and chemical composition of water from an intake, as well as indicating rules of rational exploitation of the intake by its user and rules of its protection against pollution.

4.5 Mining-related use

Geothermal water deposits are the property of the State Treasury which may, with exclusion of other persons, use mineral raw-material deposits and possess the right to the deposits through establishment of the „mining-related use”. Therefore, the potential user of a geothermal water deposit must apply to the Ministry of Environment, who represents here the National Treasury, for establishing the mining-related use for the user. Before the mining-related use is established, the concession must be granted. The concession holder pays the royalty to the National Treasury for the establishment of the mining-related use (purchased through a contract between the Ministry of Environment and the concession holder).

4.6 Charges

On the strength of the Geological and Mining Law, the concession holder must bear the expenses connected with the process of development of a geothermal water deposit, which include:

- charge for the establishment of the mining-related use (according to the contract);
- concession fee for prospecting (200 PLN/km² of a concession area);
- concession fee for prospecting and exploration (500 PLN/km²);
- exploitation charge (from 0.25 to 0.75 PLN/m³; for the year 2006 it is 0.26 PLN/m³).

In spite of the favorable functions of the exploitation charges for economic development of communes (Szamałek, 2001, 2002), The Geological and Mining Law changed in 2006 has stated that since January 2007 the exploitation charge for extraction of geothermal waters will not be taken.

4.7 Geothermal waters as a renewable energy source

The Energy Law includes geothermal waters directly into the renewable energy sources. The regulation of the Minister of National Economy, introduced basing on this Law, has stated that energy generated by the renewable energy sources includes also the energy from geothermal sources. Obligatory purchase of the heat produced by the geothermal waters is a consequence of this statement (The Energy Law, art.9a, item 3). This obligation is imposed on companies engaged in sales, transmission and distribution of the heat. The only exclusion is the situation when the amount of the heat offered exceeds the demand of receivers connected to the network.

Literatura (References):

1. **Dowgiało J., Karski A., Potocki I., 1969** - Geologia surowców balneologicznych, Wyd. Geol. Warszawa.
2. **Kapuściński J., Nagy S., Długosz P., Biernat H., Bentkowski A., Zawisza L., Macuda J., Bujakowska K., 1997** - Zasady i metodyka dokumentowania zasobów wód termalnych i energii geotermalnej oraz sposoby odprowadzania wód zużytych. Wyd. Borgis, Warszawa.
3. **Karski L., 2003** - Wykorzystanie wód geotermalnych na potrzeby energetyczne. Aspekt prawny. Tech.Posz.Geol. Geosynoptyka i Geotermia nr 3.
4. **Rybach L., 2004** - Aspekty prawne dotyczące energii geotermalnej w wybranych krajach europejskich. Materiały Międzynarodowych Dni Geotermalnych „Polska 2004”, Kraków-Skopje.
5. **Szamałek K., 2001** - Studium opłaty eksploatacyjnej w gospodarce złożem kopaliny. Wyd. Naukowe Scholar.
6. **Szamałek K., 2002** - Funkcje opłaty eksploatacyjnej. Mat. XII Konf. „Aktualia i perspektywy gospodarki odpadami mineralnymi” Świeradów Źródź 26-28 czerwca 2002, PAN IGSMiE.
7. **Szamałek K., 2003** - Gospodarcza funkcja opłat eksploatacyjnych. Prz. Geol. Nr 6.
8. **Rozporządzenie Ministra Środowiska** z dnia 19 grudnia 2001 r. w sprawie projektów prac geologicznych (Dz. U. Nr 153, poz. 1777).
9. **Rozporządzenie Ministra Środowiska** z dnia 14 października 2005 r. w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinny odpowiadać dokumentacje hydrogeologiczne i geologiczno-inżynierskie (Dz. U. Nr 201 poz. 1673).
10. **Rozporządzenie Ministra Gospodarki** z dnia 19 grudnia 2005 r. w sprawie szczegółowego zakresu obowiązków uzyskania i przedstawienia do umorzenia świadectw pochodzenia, uiszczenia opłaty zastępczej oraz zakupu energii elektrycznej i ciepła wytworzonych w odnawialnych źródłach energii.
11. **Rozporządzenie Rady Ministrów** z dnia 9 listopada 2004 r. w sprawie określenia rodzajów przedsięwzięć mogących znacząco oddziaływać na środowisko oraz szczegółowych uwarunkowań związanych z kwalifikowaniem przedsięwzięcia do sporządzenia raportu oddziaływania na środowisko (Dz. U. Nr 257, poz. 2573 z późn. zm.).
12. **Rozporządzenie Rady Ministrów** z dnia 14 lutego 2006 r. w sprawie złóż wód podziemnych zaliczonych do solanek, wód leczniczych i termalnych oraz złóż innych kopalin leczniczych, a także zaliczenia kopalin pospolitych z określonych złóż lub jednostek geologicznych do kopalin podstawowych. Dz.U. nr 32, poz. 220.
13. **Ustawa z dnia 4 lutego 1994 r.** - Prawo geologiczne i górnicze (tekst jednolity: Dz. U. z 2005 r. Nr 228, poz. 1947).
14. **Ustawa z dnia 10 kwietnia 1997 r.** - Prawo energetyczne (tekst jednolity: Dz. U. z 2006 r. Nr 89, poz. 625; z późn. zm.).
15. **Ustawa z dnia 2 lipca 2004 r.** o swobodzie działalności gospodarczej. (Dz.U. nr 173, poz. 1807 z późn. zm.).
16. **Ustawa z dnia 27 kwietnia 2001 r.** - Prawo ochrony środowiska. (tekst jednolity: Dz. U. z 2006 r., nr 129, poz. 902 z późn. zm.).

5 Ocena ryzyka inwestycyjnego i przeszkody w rozwoju przedsiębiorczości opartej na energii geotermalnej (T.Kuźniak, K.Szamałek)

5.1 Problemy racjonalnej ekonomicznej eksploatacji zasobów geotermalnych

Konwencjonalne ciepłownie produkują ciepło drogą spalania paliw kopalnych, dostarczanych przez zakłady górnicze - eksploatujące zasoby węgla, ropy naftowej lub gazu. W odróżnieniu od tradycyjnych ciepłowni, instalacje geotermalne, pełnią rolę zarówno przedsiębiorstw ciepłowniczych jak i zakładów górniczych - w tym wypadku eksploatujących zasoby ciepłych wód podziemnych. Druga z pełnionych ról wiąże się z koniecznością wykonania głębokich otworów wiertniczych, celem pozyskania wody geotermalnej (nośnika energii). Stosunkowo wysoki koszt wykonania otworów stanowi główną pozycję, początkowych nakładów kapitałowych, jakie ponoszone są przy realizacji tego rodzaju inwestycji. W przeciwieństwie do nakładów inwestycyjnych, bieżące koszty eksploatacji ciepłowni geotermalnych są niskie.

W związku z powyższymi uwarunkowaniami, o opłacalności wykorzystania ciepła wód podziemnych w celach grzewczych, najogólniej rzecz ujmując, decyduje: poziom uzyskiwanych zdolności produkcyjnych instalacji geotermalnych, stopień praktycznego wykorzystania tych zdolności, a także wysokość nakładów finansowych, niezbędnych do poniesienia w celu osiągnięcia i wykorzystania wyżej wymienionego potencjału produkcyjnego.

5.2 Ocena ryzyka inwestycyjnego i przeszkody w rozwoju przedsiębiorczości opartej na energii geotermalnej

Pozorna prostota funkcjonowania układu opartego o wykorzystanie energii geotermalnej oraz jej nieograniczone (nie w skali czasu geologicznego, ale okresów liczonych dla inwestycji) zasoby powodują coraz większe zainteresowanie samorządów (zwłaszcza na poziomie gminy czy miasta) tym rodzajem energii odnawialnej. Tymczasem w procesie planowania inwestycji należy uwzględnić i ocenić cały szereg ryzyk inwestycyjnych i zagrożeń. Wśród niezbędnych czynników do analizy i oceny wpływu na inwestycję geotermalną należy wymienić następujące: geologiczne, infrastrukturalne, klimatyczne, ekonomiczne, kapitałowe.

Na etapie wstępnej analizy opłacalności ekonomicznej największe ryzyko związane jest z czynnikami geologicznymi. Potencjalny inwestor powinien skoncentrować się na takim obszarze Polski, który został dobrze rozpoznany otworami wiertniczymi (badawczymi lub poszukiwawczymi), a planowana inwestycja zlokalizowana jest w pobliżu wykonanego i zlikwidowanego otworu wiertniczego lub (co jest znacznie bardziej korzystne) na terenie, w którym istnieje zabezpieczony i możliwy do użycia po rekonstrukcji otwór. Zgodnie z wykładnią prawną pozostał otwór należy do właściciela nieruchomości. Zatem w przypadkach, gdy znajduje się on na terenach będących własnością gminy znacznie prościej i taniej jest założyć spółkę celową (dostarczającą ciepło mieszkańcom), bądź wnieść go raportem do istniejącego podmiotu gospodarczego (będącego w posiadaniu gminy lub innych osób prawnych bądź fizycznych). Zdecydowana większość instalacji geotermalnych pracuje w oparciu o dublet otworów wiertniczych, w których jeden otwór pełni funkcję eksploatacyjną, a drugi jest otworem chłonnym, w który zatłacza się wykorzystaną zmineralizowaną solankę. Wśród kategorii ryzyka geologicznego pierwszoplanowa jest związana z niewystarczająco wysoką wydajnością wody złożowej i

temperaturą (tab. 5.2.1). Dodać do nich na pewno należy jeszcze ciśnienie złożowe. W przypadku zbyt niskiego ciśnienia należy pompować wodę złożową, a wydatek energetyczny z tym związany wpływa na efektywność ekonomiczną przedsięwzięcia).

Tabela 5.2.1 *Formy ryzyka geologicznego (Schreiber, 2004).*

Związane z pracami poszukiwawczymi	<ol style="list-style-type: none"> 1. „Suchy otwór” lub niewystarczająco duży kolektor 2. Mniejsze od zakładanych zasoby kolektora 3. Niższa niż oczekiwano temperatura wody 4. Gorsze od przewidywanych parametry fizyko-chemiczne wody termalnej (mineralizacja, pH, zawartość CO₂)
Związane z zatłaczaniem wody złożowej	<ol style="list-style-type: none"> 1. Zbyt mała zdolność skał zbiornikowych do absorbowania wody powrotnej 2. Spadek temperatury w otworze eksploatacyjnym

Dotychczasowe doświadczenia funkcjonujących zakładów wykorzystujących energię geotermalną wskazują, że niewłaściwie oceniano geologiczne ryzyko inwestycyjne oraz zbyt pochopnie konstruowano biznes-plany, bądź też dysponowano zbyt fragmentarycznymi i niepełnymi informacjami dotyczącymi możliwości zatłaczania wód wykorzystanych do otworu chłonnego. Tymczasem we wszystkich instalacjach wykorzystujących wody termalne silnie zmineralizowane (Przrzyce, Bańska, Stargard Szczeciński) wystąpiło zjawisko kolmatacji przestrzeni międzyziarnowych doprowadzające do częściowej utraty zdolności chłonnych przez górotwór.

Najczęściej popełnianym błędem planistycznym było koncentrowanie się na budowie instalacji geotermalnej, bez szczegółowego rozeznania jakie są możliwości rozrowadzenia uzyskanego ciepła do odbiorców oraz jakie będą bieżące koszty eksploatacyjne (w tym poziom cen gazu ziemnego będącego nośnikiem energii w mroźnych miesiącach zimowych oraz wielkość jego zużycia (tab. 5.2.2).

Poza czynnikami geologicznymi największe znaczenie mają czynniki infrastrukturalne. Wśród nich należy przywołać takie elementy jak: istnienie lub brak sieci przesyłowej, rodzaj zabudowy (zwarta czy rozproszona), charakter terenu (o małych czy dużych deniwelacjach). Każdy z powyższych czynników stanowi istotne potencjalne ryzyko inwestycyjne podnoszące koszt inwestycji. Dotychczasowe przykłady inwestycji geotermalnych wskazują, że nie uwzględnienie tego ryzyka w decydujący sposób może przesądzić o wejściu inwestycji na ścieżkę trwałego braku rentowności. Praktycznie wszystkie funkcjonujące instalacje geotermalne powstały przy udziale (w zmiennej proporcji) dotacji udzielanych przez narodowy i wojewódzkie fundusze ochrony środowiska, fundację Ekofundusz lub Ministra Środowiska. Mieści się to oczywiście w celach polityki wspierania przez państwo wykorzystania odnawialnych źródeł energii (w tym geotermii). Podobne instrumenty ekonomiczne (dotacje, taryfy opłat za energię, system podatkowy) wykorzystywane są w szeregu państw europejskich (Rybach, 2004).

Projekt inwestycyjny winien być realizowany przede wszystkim w miejscowościach posiadających już sieć przesyłową. Koszty inwestycji mogą wzrosnąć bardzo znacząco, gdy obiekty ogrzewane położone są w terenie silnie zróżnicowanym (pogórze, góry) oraz rozproszone i oddalone (Bańska).

Ryzyko klimatyczne związane jest głównie z możliwością występowania przez dłuższy czas niskich (ujemnych) temperatur, które powodują niemożność uzyskania ze źródła geotermalnego wymaganej temperatury wody centralnego ogrzewania i koniecznością wykorzystania szczytowych źródeł ciepła w postaci kotłów opalanych gazem ziemnym bądź olejem opałowym. Dłuższe okresy „dogrzewania” drogimi nośnikami energii mogą wpłynąć negatywnie na rachunek ekonomiczny sprzedaży ciepła.

Ryzyko ekonomiczne może wystąpić już po rozpoczęciu działalności instalacji geotermalnej. Mimo, iż suma zastępowanych pierwotnych źródeł ciepła (likwidowane lokalne węglowe kotłownie, piece) wskazuje na potrzebę dostarczania ciepła przynajmniej w zbliżonej wielkości - to w rzeczywistości często następuje zmniejszenie poboru ciepła. Przyczyną są koszty dostarczanej energii, które powodują działania oszczędnościowe ze strony mieszkańców (nieogrzewanie pomieszczeń, zmniejszenie grzania na okres nocny, czas pracy itp.). Zmniejszone zapotrzebowanie wpływa zasadniczo na wielkość sprzedaży ciepła oraz powoduje posiadanie „nadmiarowej” mocy instalacji. Wiąże się to z ponoszeniem kosztów amortyzacji niewykorzystwanego potencjału, wydłużeniem okresów amortyzacji, pogorszeniem wyników finansowych przedsiębiorstwa. Według Schreibera (2004) ryzyko ekonomiczne wiąże się również z: możliwymi zmianami cen paliw, które mogą wpłynąć na opłacalność produkcji energii z wody geotermalnej.

Tabela 5.2.2 *Porównanie wybranych parametrów instalacji geotermalnych w Mszczonowie i Pyrzycach.*

Nazwa instalacji geotermalnej	Typ wody złożowej Mineralizacja	Średnioroczna temperatura wody złożowej	Średnioroczna wydajność odwiertu	Produkcja roczna energii cieplnej	Zużycie gazu ziemnego	Wynik finansowy
	[g/l]	[°C]	[m ³ /h]	[GJ/rok]	[m ³ /rok]	
Pyrzyce	Silnie zmineralizowana 120	61	135	50 000	2 300 000	-
Mszczonów	Słabo zmineralizowana 0.5	41.1	40.2	10 742	956 421	+

Przy analizie wariantowej wyboru rodzaju źródła energii inwestor winien uwzględnić wspomniane wyżej rodzaje ryzyka. Optymalnym rozwiązaniem z punktu widzenia potencjalnego inwestora jest spełnienie następujących warunków:

- istnienie co najmniej dwóch otworów wiertniczych w bliskiej odległości od zasilanych obiektów (nie dalej niż 1 - 3 km) położonych najlepiej na nieruchomości będącej własnością gminy;
- możliwości wykorzystania ciepła odpadowego (szklarnie, suszarnie, hodowle rybne);

- wykorzystanie właściwości balneologicznych wód i możliwość jej użycia w lecznictwie uzdrowiskowym (status uzdrowiska miejscowości wykorzystującej wody termalne) oraz do celów rekreacyjnych;
- istnienie sieci przesyłowej i centralnego źródła ciepła (lub kilku lokalnych źródeł z siecią rozprowadzającą);
- zwarta zabudowa obiektów korzystających z ciepła;
- teren z małymi deniwelacjami;
- woda termalna o temperaturze minimum 50°C i niskiej mineralizacji;
- możliwości otrzymania środków dotacyjnych na inwestycję;
- możliwość wytwarzania kogeneracyjnej energii elektrycznej.

Spełnienie większości wyżej wymienionych warunków wpłynie na trafny wybór realizacji inwestycji geotermalnej i jej rentowną eksploatację (Szamałek, 1996). Należy w tym miejscu wspomnieć również o ryzyku chęci „nadażania za modą” za wszelką cenę. Entuzjazm (tak potrzebny w większości przypadków działania samorządowego) musi ustąpić racjonalnej analizie wariantowej, rangowaniu ryzyka i wyborze optymalnego rozwiązania gwarantującego uzyskanie i utrzymanie zakładanych efektów ekonomicznych i ekologicznych.

5.3 Otoczenie geotermalnych przedsięwzięć inwestycyjnych

Rozwój geotermalnych przedsięwzięć inwestycyjnych w silnym stopniu uzależniony jest od szeregu zewnętrznych warunków prawnych, ekonomicznych, technologicznych, społeczno-kulturowych, a także związanych ze środowiskiem naturalnym. Warunki otoczenia w jakim funkcjonują ciepłownie geotermalne mogą być źródłem szans i zagrożeń, stąd konieczna jest zgodność realizacji strategii tego rodzaju przedsięwzięć z obecnymi i przewidywanymi zmianami środowiska.

5.3.1 Otoczenie prawne

Polska jest sygnatariuszem międzynarodowych konwencji i umów, dotyczących problematyki ochrony środowiska, a polityka ekologiczna państwa przekłada się w tym zakresie na krajowe programy i strategie. Sejm w dniu 8.05.2003 r. przyjął uchwałą „*Politykę Ekologiczną Państwa na lata 2003 - 2006 z uwzględnieniem perspektywy na lata 2007 - 2010*”. Dokument ten został sporządzony jako realizacja postanowień ustawy z dnia 27.04.2001 r. *Prawo ochrony środowiska* (Dz.U.01.62.627 ze zm.), która wprowadza obowiązek przygotowywania i aktualizowania co 4 lata polityki ekologicznej państwa. Wyżej wymieniona „*Polityka Ekologiczna ...*” nawiązuje także do priorytetowych kierunków określonych w przyjętym VI Programie działań Unii Europejskiej w dziedzinie środowiska.

W 2001 roku Parlament Europejski przyjął dyrektywę 2001/77/EC dotyczącą promocji na rynku wewnętrznym energii elektrycznej produkowanej z OZE, która wyznacza udział w wysokości 22.1% energii elektrycznej z OZE we wspólnocie w roku 2010.

Zasadnicze, średniookresowe cele, w postaci 7.5% udziału energii odnawialnej w bilansie zużycia energii pierwotnej w kraju na rok 2010, zostały wyznaczone w „*Strategii rozwoju*

energetyki odnawialnej” (z września 2000 r.) w związku z koniecznością realizacji zobowiązań międzynarodowych, wynikających z *Ramowej Konwencji Narodów Zjednoczonych w Sprawie Zmian Klimatu oraz Protokołu z Kioto* do tej konwencji. Wyżej wymienione cele zostały powtórzone w dokumencie „*Polityka energetyczna Polski do 2025 roku*” przyjętym 22.12.2004 r. przez Radę Ministrów. Uzyskanie takiego wskaźnika, wymaga potrojenia do 2010 r. produkcji energii z odnawialnych zasobów energetycznych w stosunku do stanu z 1999 r. (w ciągu 10 lat przyrost o ponad 235 PJ). Największy udział w przyroście produkcji energii ze źródeł odnawialnych, w założeniach będzie miało energetyczne wykorzystanie biomasy (drewno i odpady drzewne oraz biogaz), natomiast największą względną dynamikę wzrostu w perspektywie średniookresowej mają wykazywać energetyka wiatrowa (200 - krotny wzrost), słoneczna (100 - krotny wzrost) i geotermalna (17 - krotny wzrost). Jednak niskie prognozy wyjściowe powodują, że udział tych trzech źródeł w ogólnym zużyciu energii ze źródeł odnawialnych nie przekroczy 3%.

Rynek energii w Polsce, w tym energii ciepłej, jest rynkiem regulowanym. Prezes Urzędu Regulacji Energetyki jest organem, który zgodnie z ustawą z dnia 10.04.1997 r. *Prawo energetyczne* (Dz.U.03.153.1504 ze zm.), powołany jest do wykonywania zadań z zakresu spraw regulacji gospodarki paliwami i energią oraz promowania konkurencji w sektorze energetycznym. Do zakresu kompetencji Prezesa URE należy m. in.: udzielanie koncesji na wytwarzanie, przesyłanie lub dystrybucję i obrót energią ciepłą, uzgadnianie projektów planu rozwoju przedsiębiorstw energetycznych, rozstrzyganie sporów pomiędzy przedsiębiorstwami i odbiorcami, a także zatwierdzanie i kontrolowanie taryf na ciepło przedsiębiorstw, pod kątem ich zgodności z zasadami określonymi w przepisach, w szczególności z zasadą ochrony odbiorców przed nieuzasadnionym poziomem cen. Przepisy *Prawa energetycznego*, co do zasady zapewniają pokrywanie uzasadnionych kosztów prowadzenia działalności przez przedsiębiorstwa energetyczne. Możliwość uwzględnienia zysku w taryfie sprzedaży ciepła jest ograniczona, w szczególności nadrzędnymi zasadami, takimi jak ochrona interesu odbiorców. Osiągnięcie zysku zależy w znacznym stopniu od redukcji kosztów przez przedsiębiorstwa energetyczne kosztów ich działalności.

Geotermia w naszym kraju jest wciąż dziedziną nową, co utrudnia jej ujęcie w ramy obowiązujących przepisów prawa, a czasem wymaga zastosowania odrębnych uregulowań.

5.3.2 Otoczenie ekonomiczne

Niska inflacja i spadek stóp procentowych sprzyjają realizacji inwestycji, w tym wdrażaniu nowych technologii. Okazją dla zdynamizowania rozwoju ciepłownictwa geotermalnego jest także porządkowanie gospodarki ciepłej w miastach, szczególnie tam gdzie większość źródeł ciepła stanowi własność komunalną. W takich warunkach, konkurencja na lokalnych rynkach ciepłowniczych, w praktyce występuje głównie na etapie wykonywania studiów przedrealizacyjnych, w których analizie poddawane są różne warianty systemów grzewczych. Realną konkurencją wobec planowanych bądź funkcjonujących ciepłowni geotermalnych mogą być zdecentralizowane, indywidualne systemy grzewcze odbiorców, oparte na spalaniu gazu ziemnego, w mniejszym zakresie na oleju opałowym. Tak więc, konkurencja dotyczy głównie dostawców paliw i technologii, a w mniejszym stopniu samych producentów ciepła.

Perspektywy rozwoju ciepłownictwa geotermalnego dotyczą przede wszystkim miejscowości, gdzie potencjalne moce cieplne instalacji mogą pokryć znaczną część ich potrzeb energetycznych. Instalacje geotermalne z reguły nie są konkurencyjne wobec elektrociepłowni, w których

koszty produkcji ciepła są niskie, z uwagi na skojarzoną produkcję energii elektrycznej i ciepłej. Jednakże w pewnych okolicznościach lokalizacja ciepłowni geotermalnych na obrzeżach dużych miast, zasilanych z elektrociepłowni, także może być zasadna. Dotyczy to sytuacji kiedy nakłady inwestycyjne oraz koszty dostaw ciepła z odległych istniejących źródeł są nadmiernie wysokie, bądź kiedy zadaniem instalacji geotermalnych, poza produkcją ciepła, są także dostawy wód podziemnych na cele balneologiczno-rekreacyjne.

Popyt na energię ciepłą w sektorze bytowo-komunalnym obecnie generalnie nie wzrasta, pomimo nowych inwestycji w budownictwie mieszkaniowym. Wynika to ze znacznych rezerw drzemących w bardziej efektywnym gospodarowaniu energią po stronie odbiorców ciepła. Rezerwy te są systematycznie uruchamiane skutkiem wzrostu cen ciepła i związanych z tym zmian zachowań konsumentów. Utrzymywanie popytu na energię ciepłą na stałym poziomie, a nawet spadek zapotrzebowania musi być brany pod uwagę w analizach opłacalności poprzedzających budowę ciepłowni geotermalnych, gdyż ten rodzaj przedsięwzięć jest szczególnie wrażliwy na skalę sprzedaży ciepła.

Dotowanie podmiotów górnictwa węgla kamiennego (przekraczające 800 mln zł środków budżetu państwa rocznie - w latach 2004 - 2005) prowadzi do pośredniego dotowania wydobycia podstawowego krajowego paliwa kopalnego. Udzielane wsparcie finansowe skutkuje względnie niskimi kosztami ciepła produkowanego w instalacjach spalających węgiel kamienny, co tworzy bariery wejścia dla nowych technologii produkcji ciepła, w tym dla inwestycji geotermalnych. Średnia cena ciepła w Polsce kształtuje się na poziomie od około 11 \$/GJ (bez VAT), przy czym niższe ceny dotyczą głównie elektrociepłowni i większych ciepłowni, natomiast wyższe ceny mniejszych kotłowni, a w szczególności małych kotłowni wbudowanych.

Poza bankami komercyjnymi, które udzielają kredytów na zasadach ogólnych, w kraju funkcjonuje szereg instytucji finansowych, agend rządowych i banków udzielających dotacji, grantów, pożyczek i preferencyjnych kredytów, na realizację inwestycji proekologicznych, w tym geotermalnych oraz finansujących związane z nimi prace badawcze (m. in. NFOŚiGW, WFOŚiGW, EkoFundusz, BOŚ, MNiI, MŚ). Inwestycje, dostawy sprzętu i wyposażenia mogą być finansowane na zasadach dotacji i preferencyjnych kredytów także przez instytucje zagraniczne i stworzone przez nie fundusze (m. in. fundusze PHARE, Bank Światowy).

5.3.3 Środowisko naturalne

Projekty inwestycyjne należy rozpatrywać nie tylko w wymiarze ekonomicznym, są one także ograniczane uwarunkowaniami ekologicznymi i społecznymi. Przykładem jest obserwowane w kraju i na świecie dążenie do jakościowego wzrostu gospodarczego, a nie jak do niedawna, do wzrostu ilościowego. Tego rodzaju kierunek działania opiera się na zastępowaniu szkodliwych dla środowiska produktów i technologii - produktami i procesami nie zanieczyszczającymi środowiska, szerokim stosowaniu obiegu zamkniętego (wtórnego), a także na koncentracji polityki inwestycyjnej i badawczej na rozwoju technologii oszczędzających zasoby naturalne i energię.

Główną przyczyną zanieczyszczenia powietrza w miastach tlenkami siarki, azotu, węgla oraz pyłem jest obecnie nieefektywna gospodarka ciepłem. Około 50% potrzeb grzewczych w obszarze gospodarki komunalnej zaspokajają źródła ciepła o mocach poniżej 30 MW_t, a więc zbliżonych do mocy geotermalnych instalacji ciepłowniczych. Są to w znacznej części niskosprawne kotłownie węglowe pozbawione urządzeń redukujących szkodliwe emisje. Spalanie węgla energetycznego (z kopalni Wujek i Staszic) powoduje emitowanie gazów w g/kg węgla w następujących ilościach: CO₂ - 2800; CO - 27; SO₂ - 5.1; NO_x - 6.8; CH₄ - 1.8 i pyłów 3.2.

Nieefektywna produkcja ciepła w licznych rozproszonych źródłach jest powodem nadmiernego zużycia paliw. Stoi to w sprzeczności nie tylko z wymogami ochrony środowiska, ale także z coraz częściej postulowanym oszczędnym użytkowaniem ograniczonych, nieodnawialnych paliw kopalnych.

Ciepłownie geotermalne wykorzystujące energię wnętrza ziemi spełniają wszystkie wymogi stawiane nowoczesnym inwestycjom energetycznym:

- są całkowicie neutralne wobec środowiska - schłodzona zmineralizowana woda podziemna zatłaczana jest do warstwy wodonośnej, z której została wydobyta;
- eksploatacja energii odnawialnej przyczynia się do oszczędzania nieodnawialnych paliw kopalnych i przyczynia się do zwiększenia bezpieczeństwa energetycznego kraju;
- ich funkcjonowanie jest bezpieczne - nie wywołują żadnych zagrożeń w bliższym i dalszym otoczeniu.

5.3.4 Otoczenie technologiczne

Postęp technologiczny w dziedzinie wiertnictwa oraz badań geologicznych sprzyja rozwojowi geotermii. Coraz precyzyjniejsze i tańsze metody poszukiwań i rozpoznania zasobów geotermalnych, m. in. oparte na szerokim wykorzystaniu technik komputerowych, pozwalają ograniczyć do minimum ryzyko geologiczne. Obecne rozpoznanie lokalizacji oraz wielkości zasobów ciepłych wód geotermalnych w Polsce jest bardzo dobre. Ryzyko związane z wykonaniem „nietrafiionych” wierceń, mających udostępnić wody podziemne w perspektywnych obszarach ich występowania (Niż Polski) jest znacznie niższe od ryzyka ponoszonego, np. w poszukiwaniach naftowych. Obok wyżej wymienionego dobrego rozpoznania geologicznego, wynika to z wielkości i charakteru zbiorników hydrogeotermalnych.

Należy zauważyć, iż na dotychczasową kondycję krajowych inwestycji geotermalnych w znacznie silniejszym stopniu wpływały nie tyle ryzyko geologiczne i brak możliwości osiągnięcia zakładanych zdolności produkcyjnych instalacji, co raczej nie zawsze trafne i zbyt optymistyczne założenia odnoszące się do poziomu sprzedaży ciepła, bądź wysokości nakładów kapitałowych na jego dystrybucję. Niezależnie od powyższego, przedsięwzięcia geotermalne postrzegane są, m.in. przez instytucje finansowe, jako inwestycje relatywnie wysokiego ryzyka, właśnie z uwagi na niepewność uzyskania zakładanych warunków hydrogeotermalnych dla danego projektu. Sytuację tą mogłoby rozwiązać stworzenie specjalnego funduszu (np. w ramach NFOŚiGW), z którego inwestor mógłby otrzymać zwrot pewnej części poniesionych nakładów kapitałowych na wykonanie pierwszego otworu geotermalnego, w przypadku niepowodzenia wynikającego z ryzyka geologicznego.

Postęp technologiczny obserwowany jest także w dziedzinie ciepłownictwa konwencjonalnego. Jednakże zachodzące tu zmiany nie mają charakteru rewolucyjnego. Sprawność społecznych urządzeń do spalania paliw kopalnych jest zbliżona do sprawności maksymalnych, tak więc obecnie nowości techniczne częściej dotyczą metod racjonalnego wykorzystania ciepła, niż jego produkcji.

Nic nie wskazuje na to aby w najbliższych kilkudziesięciu latach pojawiły się nowe tanie technologie produkcji ciepła, które zagroziłyby pozycji ciepłowni geotermalnych. Takie cechy jak niezależność parametrów eksploatacyjnych od klimatu i pogody czy możliwość budowy instalacji o znacznych mocach cieplnych (rzędu kilkunastu MW_t) zdecydowanie dodatnio wyróż-

niają energię geotermalną w porównaniu z innymi źródłami energii odnawialnych, możliwych do wykorzystania na obszarze Polski.

5.3.5 Otoczenie społeczno-kulturowe

Zły stan środowiska naturalnego w wielu polskich miastach sprawia, iż społeczna akceptacja dla wykorzystywania ciepła geotermalnego jest bardzo wysoka. Odbiorcy ciepła decyzję o zakupie czystej ekologicznie energii traktują często w kategoriach ich osobistego wkładu w ochronę środowiska. Badania opinii publicznej wykazują, że konsument gotowy jest wybrać spośród dwu produktów produkt spełniający wymogi ekologiczne nawet wtedy, gdy jest on nieznacznie droższy.

Wykorzystanie wód geotermalnych nie ogranicza się tylko do celów grzewczych. Wzorem krajów zachodnich wiele planowanych inwestycji geotermalnych w Polsce przewiduje wykorzystanie wód geotermalnych do celów rekreacyjnych i leczniczych. W dobie licznych zagrożeń cywilizacyjnych, a także przeobrażeń dotyczących sposobów spędzania wolnego czasu, zapotrzebowanie na te funkcje znacznie wzrasta.

5.4 Pozycja instalacji geotermalnych na tle krajowego rynku usług ciepłowniczych

W celu dokonania analizy pozycji przedsięwzięć geotermalnych na krajowym rynku usług ciepłowniczych, konieczne jest zidentyfikowanie ich sytuacji wewnętrznej, jak również ocena obecnych i przyszłych możliwości na tym rynku, uwzględniająca prawdopodobne kierunki rozwoju otoczenia. Ocena wewnętrznych i zewnętrznych czynników określających sytuację i potencjał inwestycji geotermalnych można wyrazić w formie przedstawionej niżej analizy SWOT (*ang. Strengths, Weaknesses, Opportunities, Threats*).

5.4.1 Sytuacja wewnętrzna projektów geotermalnych

1. Potencjalne mocne strony:

- szerokie możliwości korzystania z silnego efektu spadku kosztów jednostkowych ciepła w zależności od wielkości produkcji;
- stabilne koszty produkcji, niezależne od cen nośników energii;
- brak szkodliwego oddziaływania na środowisko naturalne;
- korzystny *image* wśród potencjalnych klientów;
- możliwość funkcjonowania na nowych rynkach (balneoterapia, rekreacja);
- brak silnej presji ze strony potencjalnych konkurentów;
- wysoki poziom technologii.

2. Potencjalnie słabe strony:

- wysokie początkowe nakłady kapitałowe;
- duża wrażliwość wyników od skali sprzedaży ciepła;
- wymóg dostatecznie dużego rynku zbytu;
- ograniczone doświadczenia w budowie i eksploatacji;
- ryzyko geologiczne (na pewnych obszarach).

5.4.2 Sytuacja w otoczeniu projektów geotermalnych

1. Potencjalne szanse:

- wysoka ranga polityki ekologicznej państwa;
- zaostrzenie przepisów w zakresie ochrony środowiska;
- rozwój ogólnogospodarczy (m. in. spadek inflacji i stóp procentowych);
- znaczny stopień wyeksploatowania istniejących systemów ciepłowniczych;
- wzrost cen nośników energii oraz ciepła produkowanego metodami tradycyjnymi;
- łatwy dostęp do preferencyjnych, zewnętrznych źródeł finansowania inwestycji, służących oszczędzaniu zasobów naturalnych i energii;
- postęp technologiczny sprzyjający obniżaniu nakładów inwestycyjnych oraz ryzyka geologicznego;
- wysoka społeczna akceptacja;
- wzrost zapotrzebowania na usługi w zakresie balneologii i rekreacji;
- ograniczona rywalizacja w sektorze ciepłowniczym.

2. Potencjalne zagrożenia:

- niestabilne przepisy prawne;
- brak efektywnej polityki promocyjnej wobec geotermii;
- niekonsekwentne egzekwowanie norm ochrony środowiska;
- administracyjne ograniczanie wzrostu cen ciepła;
- pośrednie dotowanie cen paliw kopalnych;
- błędy w realizacji pilotowych projektów.

5.4.3 Strategie wykorzystania ciepła geotermalnego

Przyczynami kluczowego wpływu na rentowność inwestycji geotermalnych wielkości produkcji i sprzedaży ciepła są następujące zjawiska:

- wyraźny związek pomiędzy spadkiem kosztów jednostkowych, a wzrostem wielkości produkcyjnych - ciepłownie geotermalne charakteryzują się szczególnie silnym efektem *ekonomiczności skali*, znacznie wyższym w stosunku do ciepłowni konwencjonalnych (wzrost nakładów prowadzi do więcej niż proporcjonalnego wzrostu efektów);
- silna zależność pomiędzy spadkiem kosztów jednostkowych, a wzrostem stopnia wykorzystania zdolności produkcyjnych (lepsze wykorzystanie środków poniesionych na uruchomienie potencjału produkcyjnego powoduje, że wysokie początkowe nakłady kapitałowe rozkładają się na większą liczbę sprzedanych jednostek ciepła).

Przeciętny stopień wykorzystania w skali roku zdolności produkcyjnych ciepłowni konwencjonalnych, pracujących na potrzeby sektora bytowo-komunalnego, wynosi 25 - 30%. Ciepłownie geotermalne, aby konkurować kosztowo (i cenowo) z innymi źródłami ciepła muszą charakteryzować się około dwukrotnie wyższym stopniem wykorzystania zdolności produkcyjnych. Przykładowe rozwiązania tego problemu mogą być następujące:

- wykorzystanie instalacji geotermalnych do pokrywania podstawowego obciążenia cieplnego miejskich systemów ciepłowniczych w zakresie centralnego ogrzewania; wymaga to współpracy z konwencjonalnymi źródłami ciepła, pełniącymi funkcję źródeł szczytowych - jest to rozwiązanie najprostsze i najbardziej efektywne;
- szersze niż dotychczas centralne przygotowywanie ciepłej wody użytkowej na potrzeby odbiorców miejskich, a także, o ile jest to możliwe, ciepłej wody technologicznej, np. na potrzeby przemysłu - tego typu zastosowanie zapewnia całoroczny, stabilny odbiór ciepła;
- zagospodarowywanie stałych lub sezonowych nadwyżek ciepła niskotemperaturowego na potrzeby istniejących bądź nowych odbiorców w dziedzinie balneologii i rekreacji (baseny lecznicze i kąpielowe: leczenie, rehabilitacja, profilaktyka, wypoczynek, sport), a także ogrzewania upraw pod osłonami (szklarnie, tunele foliowe).

Moce cieplne (zdolności produkcyjne) ciepłowni geotermalnych zależą nie tylko od naturalnych właściwości zbiorników wód podziemnych, ale także od wymaganych przez odbiorców temperatur mediów grzewczych. Im niższe wymagane temperatury zasilania i powrotu sieciowej wody grzewczej, tym wyższa jest osiągnięta moc cieplna instalacji. W ostatnich latach odnotowywany jest wzrost zainteresowania niskotemperaturowymi systemami grzewczymi jako „zdrowszymi i bardziej przyjaznymi dla użytkowników”. Wykorzystanie tej sytuacji w połączeniu z różnicowaniem taryf w zależności od temperatury wody grzewczej (niższe ceny ciepła niskotemperaturowego), mogą w znacznym stopniu przyczynić się do zwiększenia sprzedaży ciepła i pozyskania nowych odbiorców. Warto zauważyć, że podobne różnicowanie cen ciepła, pochodzącego z konwencjonalnych źródeł ciepła nie jest możliwe, jako że podniesienie temperatury wody, np. z 30 do 50°C wymaga dokładnie tej samej ilości paliwa co podniesienie z 70 do 90°C, a efekt zwiększenia skali sprzedaży nie oddziałuje tak silnie na zmniejszenie kosztów produkcji.

Poza zaletami scentralizowanego ciepłownictwa geotermalnego, takimi jak odnawialność zasobów, brak szkodliwego oddziaływania na środowisko naturalne, niskie i stabilne koszty produkcji (niezależne od cen paliw), o realizacji instalacji geotermalnych mogą zadecydować także dodatkowe czynniki. Powstanie ciepłowni geotermalnych stanowi dla wielu miast, szczególnie tych mniejszych, nie tylko zmianę modelu gospodarki paliwowo-energetycznej, ale także szansę na rozwój licznych funkcji rekreacyjno-wypoczynkowych i leczniczych. Tania i ekologiczna energia oraz zdrowotne właściwości wód geotermalnych mogą, w dobie licznych zagrożeń cywilizacyjnych, kształtować strategię rozwoju wielu polskich miast.

5 Evaluation of investment risk and barriers for development of business initiatives based upon geothermal energy (T.Kuźniak, K.Szamałek)

5.1 Problems of economically efficient exploitation of geothermal resources

Conventional heat plants generate thermal energy by burning the fossil fuels supplied by mining companies (coals, oil and/or gas). On the contrary, geothermal installations play the role of both the heat plants and the mining companies, extracting the hot underground waters. The second role requires the drilling of deep wells in order to exploit the energy carrier (i.e., geothermal water). Relatively high costs of drillings constitute the main part of initial capital expenditures of these investments. On the contrary to investment costs, the running costs of geothermal plants are low.

Therefore, the cost effectiveness of geothermal energy utilization for heating purposes depends on: the producing capacity of a plant, the practical load of installation and the investment expenditures necessary to meet and maintain the designed capacity.

5.2 Evaluation of factors controlling the investment risk in the development of geothermal plant

The seeming simplicity of geothermal plant and unlimited energy reserves (on the scale of investment, not in geological timescale) bring the increasing interest of local authorities (particularly at the level of communes or urban areas) in this type of renewable energy source. However, during the designing process several investment risks and hazards must be taken into account and evaluated. The most important are geological, infrastructural, climatic, economic and capital factors.

At the stage of initial effectiveness analysis the highest risk is related to the geological factor. Potential investor should focus attention on this part of Poland, which has already been adequately explored with the wells (both research and exploratory). The designed investment should be located close to the completed well or (which is much more beneficial) in the area where the closed well exists, which can be used after reconstruction. According to legal regulations, the closed well belongs to land owner. Thus, if the well is located in the land owned by the commune the simplest and cheapest solution is to establish the partnership company supplying heat to the residents or to allocate the well as contribution to the existing enterprise owned by the commune or by other legal person. Most of operating geothermal installations are doublets: one well produces the brine which is utilized and injected back to the reservoir through the second, injection well. Considering the geological risk, the principal problems are: insufficient discharge, low temperature of waters (tab. 5.2.1) and low reservoir pressure. The latter forces the pumping of geothermal waters, which requires energy and, thus, affects the effectiveness of the whole enterprise.

Table 5.2.1 *Types of geological risk (after Schreiber, 2005).*

Risk related to exploration	<ol style="list-style-type: none"> 1. „dry” or insufficiently voluminous reservoir 2. groundwater reserves lower than expected 3. groundwater temperature lower than expected 4. less favourable physical and chemical parameters of groundwaters (TDS, pH, CO₂ contents)
Risk related to injection of used waters	<ol style="list-style-type: none"> 1. too low absorptive capacity of reservoir 2. temperature drop in the production well

The experience gained by already working geothermal plants points out that the geological risk was improperly evaluated and business plans were hasty or data concerning the injection operations were too fragmentary and insufficient. In all the installations utilizing high-TDS waters (Pyrzyce, Bańska, Stargard Szczeciński) the colmatation of intergranular spaces has appeared, which lead to partial loss of absorptive capacity of the reservoir.

The most common mistake made by the planners was to focus on the construction of geothermal plant itself whereas the detailed analyses of both the heat supply to the customers and the running costs (including the gas prices and consumption during cold winters, tab. 5.2.2) were left unestimated.

Apart from geological factors, the infrastructure plays the crucial role, precisely: the presence or absence of heat supply system, the type of development (compact or dispersed) and the land relief (high or low differences in altitude). Each of these factors brings potential investment risk and, thus, rises the capital costs and calculated IRR values. Experience gained from the operating geothermal installations reveals that if these risks are improperly evaluated the whole investment can be permanently uneconomic. Practically, all the operating geothermal installations were developed with the variable participation of subventions granted by the National Fund for Environment Protection and Water Management (and its district branches), by the EcoFund Foundation and/or by the Minister of Environment. These subventions are the tools of the State environmental policy, which includes the support of renewable energy sources utilization (in which the geothermics). Similar economic instruments (subventions, energy prices, taxation systems) are used by other governments in Europe (Rybach, 2005).

The investment should be developed first of all at the locality where the heat supply system already exists. The capital costs may rise significantly if heat customers are located in the land of diversified relief (hills, mountains) and/or are dispersed over vast area.

Economic risk may appear after starting the plant operation. Although calculations reveal that the total heat supplied by conventional plants (i.e. local, coal-burned heat generators, house stoves) corresponds to designed heat supply from geothermal plant, in practice, the decrease of heat demand is commonly observed. The reason is the cost of supplied energy, which forces its conservancy by e.g. lowering the average temperature in buildings and flats, by decreasing heat demand during nighttime, by limiting the working time of house installations, etc. Decreasing demand decisively influences the sales and generates the excess power. This, in turn, results in the allowances for depreciation of excessive production potential, extension

of amortization periods and deterioration of effectiveness. Schreiber (2004) points out also to the economic risk related to possible changes of fuel prices, which may impact the effectiveness of energy generation from geothermal waters.

Table 5.2.2 Comparison of selected parameters of geothermal plants in Mszczonów and in Pyrzyce.

Locality	Type of reservoir waters and TDS	Annual mean temperature of reservoir waters	Annual mean discharge from well	Annual heat energy production	Natural gas consumption	Financial effects
	[g/l]	[°C]	[m ³ /h]	[GJ/year]	[m ³ /year]	
Pyrzyce	high TDS 120	61	135	50 000	2 300 000	-
Mszczonów	low TDS 0.5	41.1	40.2	10 742	956 421	+

During the variant analysis of energy source selection the investor should consider the mentioned above risks. From the investor's point of view the following conditions should be met:

- at least two wells distant up to 1 - 3 km from the customers, located on land owned by the commune;
- possible utilization of waste heat (greenhouses, drying rooms, fish farms);
- utilization of therapeutic properties of waters in the spas (legal status of health resort for the locality) and for recreation;
- already existing heat supply system and central heat source (or several, local sources with own supply systems);
- close localization of supplied objects;
- gentle terrain relief;
- geothermal waters of temperatures minimum 50°C and low in TDS;
- available subventions;
- possible cogeneration of electric power.

If most of these conditions are met the geothermal installation is properly selected and will be economically efficient over the operation time (Szamalek, 1996). Here, yet another risk must be mentioned: the enthusiastic application of modern („fashionable”) solutions at any cost. Enthusiasm, by any means necessary in the functioning of local authorities, must here be replaced with reasonable variant analysis, risk ranking and selection of optimum solution, which will guarantee the achievement of planned economic and environmental effects.

5.3 Controls of geothermal investments

Geothermal investments are strongly controlled by several external factors: legal, economic, technological, social and cultural, and environmental. These controls may provide both the opportunities and the threats. Therefore, the development strategy of geothermal enterprise must consider the recent and the future changes of these controlling factors.

5.3.1 Legal controls

Poland is a signatory of international conventions and agreements concerning the environment protection. The State ecological policy is reflected in domestic environmental strategies and programs. On May 8th, 2003 the Parliament has passed the resolution „*The State ecological policy for the years 2003 - 2006 with the perspectives for 2007 - 2013*”. This document is a consequence of The 2001 *Environment Protection Law* (Dz.U.01.62.627 with later amendments), which places the State authorities under obligation to prepare the ecological policy and to update it each four years. The 2003.05.08 Resolution refers also to the VI EU activity program for environment protection.

In 2001 the EU Parliament has passed the Directive No. 2001/77/EC on the promotion of electricity generation from renewable energy sources in the domestic markets of the EU members. According to this Directive, in 2010 the energy generated from renewable sources should share 22.1% in the EU countries.

The main, medium-term task, i.e. 7.5% share of renewable energy in the primary energy balance for 2010, has been determined in the resolution „*Development of renewable energy strategy*” passed in September, 2000. This task is a consequence of international agreements: *The Frame UN Convention on Climatic Changes and The Kioto Protocol* resulting from this convention. The tasks were included again into the 2004.12.22 Resolution of the Cabinet „*Energy policy of Poland until 2025*”. In order to meet the 7.5% threshold, energy generation from renewable energy sources should be tripled until 2010 in comparison to 1999 (i.e. should rise by over 235 PJ in 10 years). According to the 2004.12.22 Resolution, the biomass energy (wood, wood wastes and biogas) will be the principal renewable energy source but the highest growth trends will be accomplished by wind (200-times increase), solar (100-times increase) and geothermal (17-times increase) plants. However, the low starting levels cause that the share of these energy sources in the overall energy consumption in Poland will not exceed 3%.

The energy market in Poland (including the heat market) is controlled by the State. The President of the Energy Regulatory Board (ERB) is the head of State agency which, according to The 1997.04.10 *Energy Law* (Dz.U.03.153.1504 with amendments), is authorized to execute regulation of fuel and energy management, and to promote the competition on the energy market. The competence of the ERB President include (among others): granting the concessions for generation, transfer and distribution of heat energy, coordinating the development

plans of energy-generation companies, settling the conflicts between the producers and the customers, approving the tariffs and controlling them from the point of view of regulations, particularly those protecting the buyers against the unjustified price increase. As a principle, regulations contained in the *Energy Law* ensure the cover of true energy generation costs. The profit making is limited by the superior principle, i.e. protection of consumers. The profit is legitimated mostly by reduction of producer's running costs.

Geothermics is still a new branch in Poland, which hampers relevant legislation and, sometimes, requires the separate legal acts.

5.3.2 Economic controls

Low inflation and decreasing interest rates facilitate the investments, including the implementation of new technologies. The perfect chance for geothermal energy development is the optimization of heat supply management in urban areas, particularly if most of heat sources are owned by the local authorities. Under such circumstances the competition on local markets appears at the stage of feasibility studies, when the variants of heat generation and supply systems are analyzed. The real competition for existing or future geothermal plants can be achieved by the construction of dispersed, individual heating systems based upon natural gas or, to less extent, on fuel oil. Thus, the competition affects mostly the fuel and the technology suppliers, not the heat producers.

Perspectives for development of geothermal heat supply exist in those localities where potential power of installations can cover most of heat demand. As a rule, geothermal plants are not competitive for conventional heat-and-power plants where heat generation costs are low due to heat and electricity cogeneration. However, under some circumstances, localization of geothermal plants at the suburbs of large towns can be economically viable. This happens when both the investment and the heat transfer costs from distant, „classic” heat-and-power plants are too high or when the geothermal plant supplies not only thermal energy but also hot water utilized for therapeutics and recreation.

Recently, the thermal energy demand for space heating does not increase, despite growing investments in the housing industry. It is caused by remarkable heat conservancy enabled by more effective energy management by the customers, forced by the increasing heat prices. Stabilization of heat demand (and even decreasing demand) must be taken into consideration in effectiveness analyses preceding the development of geothermal plants as this business is particularly sensitive to the sales fluctuations.

The State subventions granted to the coal mining industry, which exceeded 800 millions PLN per year in the period 2004 - 2005, provide indirect subsidies of exploitation of this principal, domestic fossil fuel. This results in relatively low costs of heat generation by coal-fired plants and, simultaneously, creates the barrier for new heat-generation technologies, including geothermal plants. Average heat price in Poland is about 11 USD/GJ (excluding the VAT). Lower prices are offered mostly by heat-and-power stations, and large heat plants whereas heat prices in small plants, particularly house boilers, are higher.

Apart from commercial banks, which provide credits under general regulations, several financial institutions, government agencies and banks in Poland exist, which grant subventions, loans and preference credits for ecological investments (including geothermal installations), and which finance the research projects. These are: the National Fund for Environment Protection and Water Management with its district branches, the EkoFund, the Environment

Protection Bank, the Ministry of Science and Computerization and the Ministry of Environment. Investments and equipment supplies can be financed also by subventions and preference credits provided by foreign institutions and funds (e.g. PHARE, World Bank).

5.3.3 Environmental controls

The investment projects must be evaluated not only from economic point of view but must consider also ecological and social constrains. An example is the world-wide trend to promote qualitative, not only quantitative economic growth. Such trend is based upon the replacement of ecologically hazardous products and technologies with more ecologically friendly goods and processes, with the wide application of closed technological cycles and upon the focusing of investments and research projects on development of new technologies, which would save the natural resources.

The principal source of atmosphere pollution in urban areas with sulphur, nitrogen and carbon oxides, and dust is the ineffective management of heat generation and supply. About 50% of heat demand used for space heating is covered by plants of power below 30 MW, i.e. those at the size close to the geothermal plants. Unfortunately, these are mostly low-efficient, coal-burned plants lacking the filters. Ineffective heat generation in numerous, dispersed plants causes overconsumption of fuels, hence, it remains in contrast with current environmental standards and with the commonly postulated, efficient management of limited resources of non-renewable fossil fuels.

Geothermal heat plants, which utilize the internal energy of the Earth, meet all the requirements of modern investments in energy generation, i.e.:

- are environmentally neutral as cooled, used water is injected back to the reservoir;
- extraction of renewable energy contributes to the conservancy of non-renewable fossil fuels and increases the energy supply security of the country;
- operation of geothermal plant is save and does not cause either proximal or distant hazards.

5.3.4 Technological controls

Technological progress in drilling engineering and in geological works facilitates the development of geothermics. More precise and cheaper exploration and development methods of geothermal resources based e.g. upon wide application of computer techniques allow to minimize the geological risk. Recently, the localization and the reserves recognition of geothermal groundwaters in Poland is very adequate. Therefore, geological risk generated by drilling of negative wells in perspective areas of the Polish Lowlands is much lower than that risk in petroleum exploration. Apart from geological exploration, this is also an effect of the size and the character of geothermal reservoirs.

It should be noticed that recent, domestic investments in geothermal installations are affected not by geological risk and/or by production capacity lower then designed but rather by incorrect, too optimistic heat-sale plans or underestimated investment expenditures in heat distribution system. Moreover, the financial institutions classify geothermal investments into the relatively high-risk category due to uncertain hydrogeothermal conditions encountered in

the reservoir. The problem can be solved by establishing the special fund (e.g. within the National Fund for Environment Protection and Water Management), which might be authorized to return a part of incurred costs of the first, negative geothermal well.

Technological progress is implemented also in the conventional heat engineering although the new solutions are not revolutionary. Efficiency of recent installations burning the fossil fuels is close to the maximum values, hence, the new solutions are implemented in efficient heat utilization rather than in heat production.

In the nearest decades the appearance of new, cheap heat-generation technologies on the market, which would match the position of geothermal plants is not expected. Such features as independence of production parameters on climate and weather, and construction of high-power plants (at the level of a dozen of MW) decisively promote geothermal energy in comparison with other renewable energy sources available in Poland.

5.3.5 Social and cultural controls

Poor quality of natural environment in many urban areas in Poland results in very high level of acceptance of geothermal heat utilization among the residents. Commonly, the customers regard their decision to turn into the ecologically clean energy as their personal contribution to the global environment protection. Public opinion polls indicate that customers are ready to buy the ecologically clean product even at somewhat higher price.

Utilization of geothermal waters is not limited to heating engineering. Similarly to Western Countries, geothermal investments in Poland include also the therapeutic and recreational purposes. Demand for these functions rises in the times of numerous civilization threats and evolution in leisure pursuits.

5.4 Conditions affecting the market position of heating installations

In order to analyse the position of geothermal investments on the domestic market of heat supply their internal conditions should be examined along with both the recent and future market opportunities, and the prognosed development directions. Evaluation of internal and external factors can be accomplished with the SWOT (*Strengths, Weaknesses, Opportunities, Threats*) analysis.

5.4.1 Internal controls of geothermal projects

1. Potential strengths:

- a possibility to benefit from the effect of strong heat unit costs reduction, depending on the sale level;
- stable production costs, independent on prices of energy carriers;
- elimination of environment pollution;
- positive image among the customers;
- a possibility to benefit from the new markets (therapeutics, recreation);
- low pressure from potential competitors;
- high-tech solutions.

2. Potential weaknesses:

- high initial investment expenditures;
- high sensitivity of economic efficiency on sales level;
- relatively large market;
- limited experience in construction and exploitation;
- geological risk (in some areas).

5.4.2 External controls of geothermal projects

1. Potential opportunities:

- high rank of State ecological policy;
- still more restrictive environmental regulations;
- general economic growth (decreasing inflation and interest rates);
- highly used-up and outdate, existing heat supply systems;
- rising prices of both the energy carriers and the heat generated with traditional technologies;
- easy access to preferential, external financial sources allocated for protection of natural resources and energy conservancy;
- technological progress facilitating the reduction of investment expenditures and geological risk;
- high acceptances among the society;
- increasing demand for therapeutic and recreational purposes;
- limited competition in heat engineering industry.

2. Potential threats:

- unstable legal regulations;
- lack of effective promotion policy for geothermics;
- inconsistent execution of environmental standards;
- regulation of heat prices by the State administration;
- indirect subventions for fossil fuels producers;
- mistakes in development of pilot projects.

5.4.3 Strategies of geothermal heat utilization

Two factors control the impact of heat production and sales on effectiveness of geothermal investments:

- a) clear connection between decreasing unit costs and increasing production - geothermal plants reveal particularly high effects of scale economy, much higher than conventional plants (i.e. increasing expenditures lead to higher than proportional increase of effectiveness);

-
- b) strong connection between decreasing energy unit costs and increasing load of installation (better management of investment expenditures spent for development of production capacity results in high initial capital costs divided into larger number of sold energy units).

In conventional heat plants the average load of heat production capacity utilized for space heating is 25 - 30%. Geothermal plants must work under about 50 - 60% load in order to compete with costs and prices of other energy sources. Below, some examples of possible solutions are presented:

- geothermal installation supplies basic load of central district space heating system, which requires the cooperation with the conventional, peak-load heat generators - this is the simplest and most effective system;
- more extended, domestic hot water supply system for residents and technological water supply for industrial plants - such solution ensures all-year, stable demand;
- utilization of permanent or seasonal, excessive, low-temperature heat for balneology and recreation (therapeutic and swimming pools for curing, rehabilitation, prevention, recreation and sport) as well as for heating of greenhouses.

Production capacity of geothermal plant depends not only on natural properties of groundwater reservoirs but also on required temperature of produced water. The relationship is simple: the lower temperature of produced and injected waters - the higher thermal power of installation. In the last years the growing interest is observed in low-temperature heating systems, which are regarded as „more healthy and friendly for customers”. Beneficiation of this trend along with diversification of prices according to temperature of used water (lower prices of low-temperature heat) may significantly rise the sales and attract the new energy buyers. It must be emphasized that in conventional heating systems such diversification of prices is impossible because rising of temperature from e.g. 30 to 50°C requires the same volume of fuel as rising from 70 to 90°C and the scale effect does not influence so strongly the production costs.

Apart from advantages of consolidated geothermal heat supply system: renewable reserves, lack of environment pollution, low and stable production costs (independent on fuel prices), the development of geothermal installations can be controlled also by other factors. For urban areas, particularly for small towns the construction of geothermal plant means changing of the model of fuel and energy management, and the expansion of recreation and balneological centers. Cheap and ecologically friendly energy along with therapeutic properties of geothermal waters may influence the development strategy of many cities in Poland in the times of various civilization threats.

Literatura (References):

1. **Rybach L., 2004** - Aspekty prawne dotyczące energii geotermalnej w wybranych krajach europejskich. Materiały Międzynarodowych Dni Geotermalnych „Polska 2004”, Kraków-Skopje.
2. **Schreiber H., 2004** - Ocena ryzyka inwestycyjnego - energia odnawialna projekty wykorzystania energii geotermalnej. Materiały Międzynarodowych Dni Geotermalnych „Polska 2004”, Kraków-Skopje.
3. **Szamałek K., 1996** - Zagospodarowanie energii geotermalnej. Prz.Geol. nr 3, vol.44, 1996.
4. **Ustawa** z dnia 27 kwietnia 2001 r. Prawo ochrony środowiska. Dz. U. Nr 62, poz. 627.
5. **Uchwała** sejmu RP z dnia 8 maja 2003 r. (M.P. nr 33 poz. 433). Polityka Ekologiczna Państwa na lata 2003 - 2006 z uwzględnieniem perspektywy na lata 2007 - 2010.

6 Finansowanie projektów geotermalnych w Polsce i w Unii Europejskiej (K.Szamałek, A.Sapińska-Śliwa)

W wielu krajach geotermalne projekty inwestycyjne wspierane są dotacjami, bądź subwencjami ze środków publicznych (budżetowych lub wyspecjalizowanych funduszy). Od chwili wejścia do Unii Europejskiej, w Polsce obowiązuje Rozporządzenie Rady Ministrów dotyczące warunków udzielania pomocy publicznej na inwestycje związane z odnawialnymi źródłami energii (Rozporządzenie, 2004). Rozporządzenie to wprost wskazuje „budowę lub modernizację instalacji pozyskiwania wód termalnych” oraz „zastosowanie pomp ciepła wykorzystujących ciepło Ziemi lub ciepło z otoczenia” jako inwestycje mogących korzystać z pomocy publicznej. Pomoc taka może być udzielona w formie dotacji, pożyczek preferencyjnych, preferencyjnych kredytów bankowych, dopłat do oprocentowania preferencyjnych pożyczek, preferencyjnych kredytów bankowych lub częściowych umorzeń preferencyjnych kredytów lub pożyczek. Wielkość pomocy publicznej nie może przekroczyć 30 - 50% kosztu inwestycji (co uzależnione jest od lokalizacji inwestycji w konkretnym podregionie). Warunkiem udzielenia pomocy publicznej jest pokrycie przez inwestora co najmniej 25% kosztu inwestycji. Bardzo istotnym elementem tego rodzaju pomocy jest fakt, że jeśli wytwarzanie energii będzie pochodziło od jednego producenta/dostawcy, to pomoc może sięgnąć do 60% kosztów kwalifikowanych, a w szczególnych przypadkach - gdy realizowana inwestycja wpłynie znacząco pozytywnie na stan środowiska naturalnego - to wielkość pomocy może dochodzić nawet do 100% kosztu kwalifikowanego inwestycji. Organem kontrolującym zasady i wielkość udzielonej pomocy publicznej jest Prezes Urzędu Ochrony Konkurencji i Konsumenta.

Finansowanie projektów geotermalnych jest możliwe zarówno ze środków krajowych jak i zagranicznych (w tym z Unii Europejskiej). Zestawienie instytucji krajowych i zagranicznych wspierających projekty związane z wykorzystaniem energii geotermalnej zawiera tabela 6.0.1.

Tabela 6.0.1 Instytucje finansujące projekty związane z wykorzystaniem energii geotermalnej (Sapińska-Śliwa, 2006).

Table 6.0.1 Institutions financing projects related to geothermal energy utilization (after Sapińska-Śliwa, 2006).

Typ wsparcia	Beneficjenci Inwestorzy	Instytucje krajowe					Zagraniczne instytucje								
		Fundusze ekologiczne i fundacje					Agencje		Unia Europejska			ONZ		Fundusze bilateralne	
		Inwestycje					Badania i Rozwój	Rozwój Polityki	Badania i Rozwój	Infrastruktura		Ochrona klimatu	Infrastruktura	Inwestycje Technologiczne wsparcie	
		Ekofundusz	NFOŚiGW	WFOŚiGW	BOŚ	BISE	KBN	Energia Ineligibilna dla Unii Europejskiej	7PR	Fundusze Spójności	Fundusze Strukturalne-ERFR	EOG	GEF	Bank Światowy	Duńska DEPA
Pożyczki	Jednostki samorządu terytorialnego		*	*	○	○							○		
	Instytucje naukowo-badawcze		*	*											
	Przedsiębiorcy		*	*	○	○							○		
	Osoby fizyczne		■		○	○									
Dotacje	Jednostki samorządu terytorialnego	●	▲	●			●	●	●	●	●	●		●	●
	Instytucje naukowo-badawcze		●				●	●	●	●	●			●	●
	Przedsiębiorcy	●	▲				●	●	●	●	●	●		●	
	Osoby fizyczne		■	■											

- * - pożyczka z możliwością jej częściowego umorzenia
- - kredyt ze środków NFOŚiGW udzielony przez banki, które mają podpisaną umowę o współpracy
- ▲ - dotacja tylko na prace geologiczne
- - dopłata do oprocentowania kredytu bankowego
- - pożyczka
- - dotacja

Objaśnienia do tabeli 1:

NFOŚiGW - Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Warszawie;

WFOŚiGW - Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej;

BOŚ - Bank Ochrony Środowiska S.A.;

BISE - Bank Inicjatyw Społeczno-Ekonomicznych S.A.;

MNiL - Ministerstwo Nauki i Informatyzacji;

7PR - Siódmy Program Ramowy o Współpracy Naukowej;

ERFR - Europejski Fundusz Rozwoju Regionalnego;

EOG - Europejski Obszar Gospodarczy;

GEF - Globalny Fundusz Środowiska;

DEPA - Duńska Agencja Ochrony Środowiska;

FWPN - Fundacja Współpracy Polsko-Niemieckiej.

6.1 Środki krajowe

Finansowanie projektów geotermalnych możliwe jest za pomocą źródeł krajowych. Jednym z nich jest Fundacja Ekofundusz. Przy jej udziale zrealizowano trzy instalacje geotermalne: na Podhalu ze środków Fundacji wybudowana została szczytowa kotłownia gazowa, w Mszczonowie zakupiono pompy ciepła, natomiast w Pyrzycach sfinansowano część prac geologicznych.

Wśród aktualnych priorytetów Ekofunduszu w Sektorze III. Ochrona klimatu umieszczono m.in. następujące działania:

- wykorzystanie energii geotermalnej w zakresie naziemnej części ciepłowniczej wraz z centralą geotermalną;
- wykorzystanie płytkiej geotermii (pompy ciepła).

Fundacja przyznaje pomoc bezzwrotną, tzw. dotację, która nie może być niższa niż 50 000 złotych. Ze względu na pochodzenie środków finansowych z krajów donatorów wymaga się, aby oferent wykonujący zamówienie w części finansowanej przez Ekofundusz korzystał z dostawców lub wykonawców ze Stanów Zjednoczonych, Szwajcarii, Norwegii i/lub krajów Unii Europejskiej. Podstawą do rozliczenia dostaw wyrobów jest świadectwo pochodzenia lub oświadczenie producenta o miejscu ich wytworzenia. W zależności od typu projektu oraz osobowości prawnej beneficjenta kwota dofinansowania waha się od 30 do 60% kosztów zadania (www.ekofundusz.org.pl).

W świadomości samorządów głęboko zakorzenione jest przekonanie, że pomocy w sfinansowaniu budowy instalacji geotermalnej może udzielić (w formie dotacji) Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Pomoc tę samorzady zamierzają zwykle przeznaczyć na wykonanie jednego lub dwóch otworów wiertniczych, co mieści się w zakresie możliwości wykorzystania środków finansowych z tzw. subfunduszu geologicznego (pochodzącego z podziału wpływających do NFOŚiGW opłat eksploatacyjnych za wydobywanie kopaliny). Kierowane do NFOŚiGW wnioski o dofinansowanie wykonania otworów geotermalnych wymagają uzyskania stanowiska Ministra Środowiska. Wobec szczupłości środków subfunduszu geologicznego aktualnie nie ma realnej możliwości uzyskania dotacji na wykonanie wiercenia. Prawdą jest natomiast, że większość funkcjonujących w Polsce instalacji geotermalnych posiada infrastrukturę podziemną (odwierty), która została sfinansowana lub dofinansowana ze środków publicznych (Podhale, Pyrzyce, Mszczonów, Uniejów). Była ona jednakże realizowana jako badania podstawowe mające na celu rozpoznanie perspektyw złożowych badanych obszarów. Aktualnie natomiast uznaje się, że projekt instalacji geotermalnej został rzetelnie przygotowany, jeśli dotyczy obszaru o dobrym rozpoznaniu geologicznym zasobów wód geotermalnych. Nie ma zatem możliwości finansowania otworów jako badań podstawowych (poszukiwawczo - rozpoznawczych), a tym bardziej nie ma możliwości dofinansowania ich jako zadań inwestycyjnych (ze środków subfunduszu geologicznego). Z powyższego wynika, że sfinansowanie geotermalnego otworu wiertniczego ze środków NFOŚiGW byłoby możliwe w rejonach o słabym rozpoznaniu (wtedy taki odwiert byłby traktowany jako badawczy). Jednakże może być to etap przedinwestycyjny. Koszt wykonania dubletu otworów (produkcyjnego i chłonnego) stanowi około 40 - 60% kosztu wykonania całości inwestycji geotermalnej. Dopiero po uzyskaniu pozytywnych wyników wiercenia można przystąpić do budowy podmiotu gospodarczego (przedsiębiorstwa komunalnego) wykorzystującego informację geologiczną oraz otwór wiertniczy (jako część instalacji geotermalnej).

Możliwe jest natomiast uzyskanie z NFOŚiGW pożyczki na realizację części zadania związanego z budową naziemnej części instalacji geotermalnej. Udzielone dofinansowanie nie może przekroczyć 80% kosztów przedsięwzięcia, z wyjątkiem przedsięwzięć dofinansowywanych ze środków zagranicznych, które nie podlegają zwrotowi. Wysokość dofinansowania w formie pożyczki nie może być niższa niż 1 000 000 złotych, a więc ukierunkowana jest na duże zadania inwestycyjne.

Możliwość dofinansowywania projektów geotermalnych istnieje również w ramach pomocy przyznawanej przez Wojewódzkie Fundusze Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Podobnie jak w przypadku środków z NFOŚiGW, preferencyjne pożyczki można przeznaczyć

na budowę naziemnej części instalacji geotermalnej. Wysokość oprocentowania pożyczki jest uzależniona od stopy redyskonta weksli ogłaszanej przez Narodowy Bank Polski. Wniosek o pomoc należy kierować do WFOŚiGW właściwego dla województwa, na terenie którego będzie realizowana inwestycja.

6.2 Środki zagraniczne

Temat udzielania wsparcia i pomocy w rozwoju energetyki odnawialnej stale pojawia się w uchwałach Parlamentu Europejskiego. I tak np. w lutym 2006 r. przyjął on kolejną uchwałę (Resolution, 2006) zawierającą rekomendacje dla Komisji Europejskiej i rządów krajów członkowskich m. in. w sprawach opracowania i wprowadzenia instrumentów pomocy inwestycyjnej dla sektora energetyki odnawialnej, w tym także dla instalacji geotermalnych.

Unia Europejska oferuje krajom członkowskim szereg funduszy pomocowych dla inwestycji w wymienionym sektorze. Wśród nich są fundusze strukturalne - Sektorowy Program Operacyjny Wzrostu Konkurencyjności Przedsiębiorstw (SPO WKP) i Zintegrowany Program Operacyjny Rozwoju Regionalnego (ZPORR) - oraz Fundusz Spójności.

W ramach SPO WKP istnieje poddziałanie 2.4.3. *Wsparcie dla przedsiębiorstw w zakresie ochrony powietrza*. W jego ramach mogą być finansowane inwestycje z zakresu alternatywnych źródeł energii, które eliminują zanieczyszczenia powietrza. Z kolei program ZPORR w działaniu 1.2. *Infrastruktura ochrony środowiska* oferuje środki na wytwarzanie i przesył energii ze źródeł odnawialnych (w tym energii geotermalnej), natomiast działanie 3.2. Obszary podlegające restrukturyzacji wspiera budowę lokalnych systemów produkcji ciepła z odnawialnych źródeł energii (to działanie skierowane jest głównie do samorządów i ich jednostek).

Fundusz Spójności, będący kontynuacją funduszu ISPA, kieruje swoje środki głównie do władz publicznych na realizację projektów w zakresie ochrony środowiska. W ramach działania dotyczącego poprawy jakości powietrza istnieje możliwość wsparcia przedsięwzięć dotyczących wykorzystania odnawialnych źródeł energii. Wysokość dotacji może osiągnąć do 85% kosztów projektu, przy zapewnieniu udziału własnego w wysokości pozostałych 15%.

Najważniejszą jednakże rolę w finansowaniu sektora energetyki odnawialnej odgrywa program Inteligentna energia dla Europy 2003 - 2006 (IEE), zawierający m. in. następujące komponenty:

- ALTENER II - nowe i odnawialne źródła energii oraz dywersyfikacja produkcji energii;
- COOPENER - promocja odnawialnych źródeł energii i efektywność energetyczna w krajach rozwijających się.

W przypadku tego programu dofinansowanie nie może generalnie przekroczyć 50% kosztów projektu.

W ramach Mechanizmu Finansowego Europejskiego Obszaru Gospodarczego możliwe jest dofinansowanie opracowania strategii zaopatrzenia w energię ze źródeł odnawialnych jako części wymaganych przez prawo planów energetycznych gmin. Strategia ta ma za zadanie rozpoznanie możliwości wykorzystania lokalnych odnawialnych źródeł energii, w tym również energii geotermalnej. Niestety - inwestycje związane z wykorzystaniem energii geotermalnej nie są uwzględnione w priorytetach, a tym samym nie ma możliwości ich dofinansowywania.

Bank Światowy zamierza uruchomić Fundusz Rozwoju Energii Geotermalnej (Geo-Fund), który będzie zawierał trzy instrumenty wykonawcze: pomoc techniczną, częściową gwarancję

ryzka i fundusz inwestycyjny (Schreiber, 2004). Z tego Funduszu będzie można uzyskać pomoc w zakresie projektów produkcji energii elektrycznej, zastępowania istniejących ciepłowni węglowych przez geotermalne, ogrzewania budynków indywidualnych i innych obiektów (szklarnie, suszarnie, hodowle wodne, itp.), a także obiektów i urządzeń w uzdrowiskach i ośrodkach balneoterapeutycznych.

Warto zauważyć, że przy sporządzaniu montażu finansowego inwestycji zmierzającej do wykorzystania energii geotermalnej należy zawsze wnikliwie zapoznać się z kryteriami przyznawania pomocy. Ważne jest również, aby na bieżąco śledzić zasady dofinansowania, które dość często ulegają zmianom.

6 Financing of geothermal projects in Poland and in European Union (K.Szamałek, A.Sapińska-Śliwa)

In many European countries geothermal investments are supported by donations or subventions provided by the public sources (national budget or specialized funds). Since the access of Poland to the European Union, the 2004 Regulation of the Cabinet has been in force, which determines conditions under which the public funds can be granted for investments in the renewable energy sources. The 2004 Regulation defines „*construction or modernization of thermal water utilization installations*” or „*application of heat pumps utilizing the Earth’s heat or surrounding heat*”. Such financial support can be granted in the form of subvention, preference loans, preference bank credits, surcharges to interest rates of loans and credits, partial remission of preference loans and credits. Usually, this public financing cannot exceed 30 - 50% of investment costs (depending on the rank of investment in particular administration unit) and, as a rule, the investor must cover at least 25% of investment costs. Very important is an indication the energy is supplied by a single producer, which allows to rise the financing level to 60% of qualified costs. In particular cases, i.e. if the investment results in significant improvement of environment conditions the 100% financing of qualified costs is acceptable, as well. The regulatory body which supervises the principles and the amount of financial support is the President of the Bureau of Competition and Consumer Protection.

Support for development of renewable energy sources commonly appears in resolutions of the European Parliament. In February, 2006 the new resolution has been passed (The 2006 Resolution) in which the European Commission and the governments of EU members were motivated to prepare and implement the support for investments in geothermal installations.

The European Union offers several funds for investors developing the renewable energy sources: structural funds (SOP ICE, IROP) and cohesion fund. For instance, the SOP ICE fund includes the action 2.4.3 *Support for companies in atmosphere protection* which provides financing of alternative energy sources reducing the atmosphere pollution. The IROP fund includes action 1.2 *Infrastructure of environment protection* which offers funds for generation and distribution of renewable energy (including geothermal sources) whereas action 3.2 *Areas under restructurization* supports the construction of local heat generation systems from renewable energy sources (this fund is available mostly for local authorities).

One of available financial sources is also the EkoFundusz Foundation, which participated in the development of three geothermal plants in Poland (Bańska - financing the peak-load boiler, Mszczonów - financing the heat pumps, Pyrzyce - financing a part of geological studies).

The World Bank established the Fund for Development of Geothermal Energy „Geo-Fund”, which contributes to the three fields of activity: technical support, partial risk guarantee and investment fund (Schreiber, 2005). This fund is authorized to finance: the designs of electricity generation from high-temperature geothermal waters, the designs of geothermal installations replacing the existing, coal-burned power plants and the designs of geothermal installations for space heating in the individual houses and for therapeutic purposes.

The local authorities strongly believe that construction of geothermal installation can be subsidized by the National Fund for Environment Protection and Water Management (NFE-PWM). Usually, these funds are spent for drilling of one or two geothermal wells. Drillings can be financed from the so-called „geological sub-fund” (which originates from mining royalties). Applications for subventions for drilling of geothermal wells submitted to the NFEPWM must be accepted by the Minister of Environment. Taking into account very limited resources of the

geological sub-fund, obtaining this financial support is practically impossible. It is true that in most of the operating geothermal installations in Poland (Bańska, Pyrzyce, Mszczonów, Uniejów) drilling of wells was financed from the public sources but as basic research projects aiming to the recognition of geothermal resources and utilization perspectives. Recently, it is crucial for the properly prepared project of geothermal installation to be located in the area of adequately explored reserves of geothermal waters. Wells designed as exploratory cannot be financed either basic research project or as investment (from the geological sub-fund. However, the NFEPWM or its district branches can grant loans for partial support of geothermal installation construction.

These consideration lead to the conclusion that financing of exploratory well in poorly known area from the NFEPWM sources is possible at the pre-investment stage. Drilling costs of geothermal dublet constitute 40 - 60% of total investment costs. If the results of drillings are positive the municipal company can be organized, which can make use of geological information and completed wells (as elements of geothermal installation).

Literatura (References):

1. **Resolution of European Parliament** - Heating and cooling from renewable energy sources. 2005/2122 (INI).
2. **Rozporządzenie Rady Ministrów** z 27 kwietnia 2004 r. w sprawie szczegółowych warunków udzielania pomocy publicznej na inwestycje związane z odnawialnymi źródłami energii. Dz.U. nr 98, poz.996.
3. **Sapińska-Słiwa A., 2006** - Przegląd krajowych i zagranicznych źródeł finansowania inwestycji związanych z wykorzystaniem odnawialnych źródeł energii - Odnawialne źródła energii w Małopolsce (w przyg. do druku).
4. **Schreiber H., 2004** - Ocena ryzyka inwestycyjnego - energia odnawialna projekty wykorzystania energii geotermalnej. Materiały konferencyjne Międzynarodowych Dni Geotermalnych Polska 2004. Wyd. IGSMiE PAN Kraków.
5. **www.ekofundusz.org.pl**

7 Strumień ciepły a temperatury głębokie na obszarze Niziu Polskiego (J.Szewczyk, M.Hajto)

7.1 Wstęp

Jednym z podstawowych czynników warunkujących możliwość pozyskiwania energii geotermalnej jest istnienie skał wraz z wypełniającymi ich przestrzeń porowatymi wodami podziemnymi, charakteryzującymi się odpowiednio wysokimi temperaturami. W Polsce od dawna przyjęto umownie, że graniczną temperaturą, powyżej której wody nazywane są termalnymi jest 20°C (Dowgiało i in., 1969).

Parametrami, które wpływają w największym stopniu na temperatury podpowierzchniowe jest gęstość strumienia ciepłego płynącego z wnętrza Ziemi ku jej powierzchni oraz zróżnicowanie własności termicznych skał tworzących profil litologiczny, w tym zwłaszcza ich przewodności cieplnej (Szewczyk, 2001). Strumień ciepły określa szybkość przepływu energii w jednostce czasu od miejsc o wyższej temperaturze do miejsc o jej niższej wartości, temperatura natomiast jest ilościową miarą energii cieplnej występującej w ośrodku skalnym w punkcie obserwacji. Spośród trzech procesów fizycznych odpowiedzialnych za przemieszczanie się energii cieplnej tj. kondukcji, konwekcji oraz radiacji uważa się, że w przypadku płytszej części litosfery Ziemi do głębokości 20 - 40 kilometrów dominujące znaczenie w transporcie energii ma proces kondukcji (Haenel et al., 1988). Podstawą dla obliczeń wartości strumienia, w przypadku przewodności konduktywnej, jest głębokościowa szybkość zmian temperatury obserwowana w otworach wiertniczych, analizowana łącznie ze zdolnością skał do przewodzenia energii cieplnej, czyli ich przewodnością cieplną. Zależność matematyczna opisująca związek między tymi wielkościami opisywana jest równaniem Fouriera:

$$Q = -k \text{grad } T$$

gdzie:

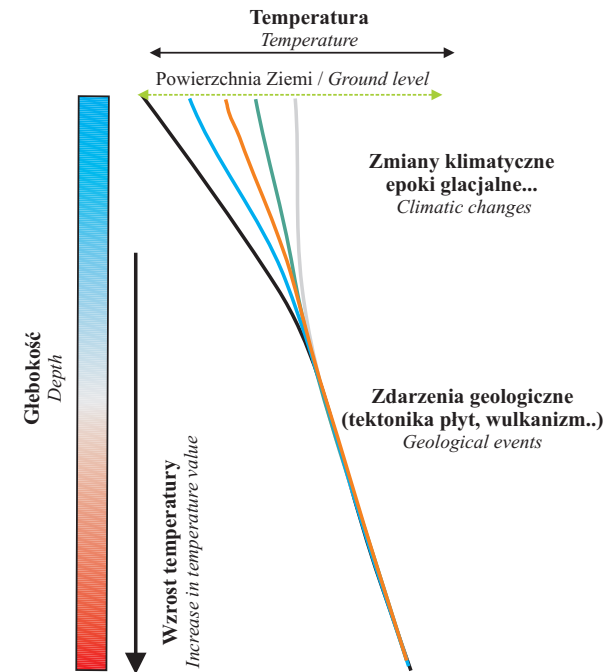
- Q - strumień ciepły [W/m²];
- k - przewodność cieplna [W/m°C];
- T - temperatura [°C].

Podstawowym źródłem energii cieplnej Ziemi (ponad 80% jej wielkości) jest energia cieplna powstająca w sposób nieprzerwany w wyniku rozpadu zawartych w skałach naturalnych izotopów promieniotwórczych - izotopów *U-235*, *U-238*, *Th-232*, a także izotopu *K-40*. Jedynie około 20% energii Ziemi ma swoje źródło w energii rezydualnej, która pojawiła się na Ziemi w wyniku procesu jej powstania z gorącej materii międzygwiazdnej przed ponad 4.5 mld lat (Haenel et al., 1988). W stosunku do ilości energii, która dociera średnio w ciągu roku bezpośrednio ze Słońca do powierzchni Ziemi, ilość energii geotermalnej jest, w zależności od miejsca obserwacji, ponad 1200 - krotnie mniejsza.

Ogółem na Ziemi obliczenia strumienia zostały wykonane w rozmieszczonych nierównomiernie ponad 22 000 punktów (Gosnold i in., 2005). Obserwowane jest, dotychczas niewyjaśnione, znaczne zróżnicowanie średnich wartości strumienia dla półkuli północnej Ziemi (33 mW/m²) w stosunku do jego wyraźnie wyższej wartości dla półkuli południowej (50 mW/m²). Może to mieć związek ze zróżnicowanym obserwowanym na obydwu półkulach Ziemi wpływem czynnika paleoklimatycznego na wielkość strumienia ciepłego.

7.2 Ziemi strumień ciepły a zmiany klimatyczne

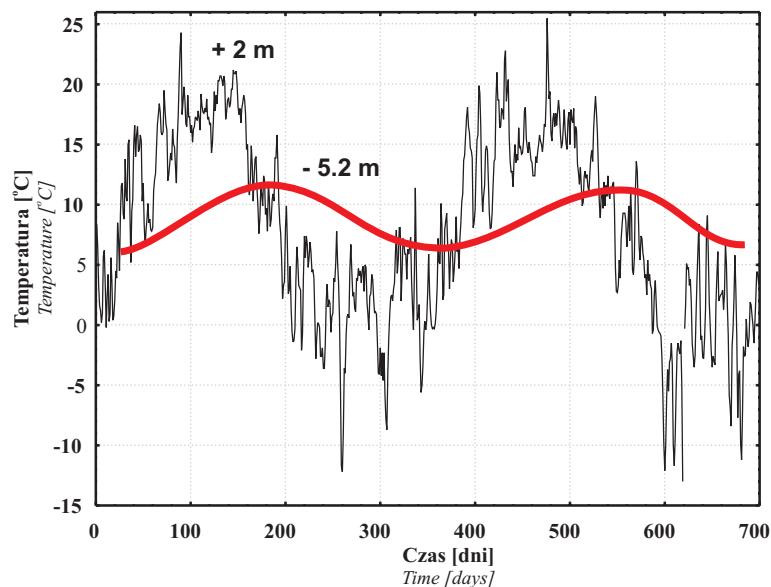
Wielkość strumienia ciepłego kształtowana jest zarówno przez czynniki geologiczne związane z głębokim reżimem cieplnym Ziemi, jak i czynnikami klimatycznymi wpływającymi na temperaturę powierzchni Ziemi. Podczas gdy temperatury głębokie zależne są od czynników geologicznych zmieniających się w funkcji czasu bardzo wolno tj. w skali rzędu milionów czy nawet setek milionów lat, temperatura powierzchni Ziemi podlega wielokrotnie szybszym zmianom charakterystycznym dla sezonowych, wieloletnich czy trwających tysiące i więcej lat zmian glacialnych (Szewczyk, 2002, 2005; Kukkonen et al., 2003). Sytuacja ta jest przedstawiona w sposób schematyczny na rys. 7.2.1.



Rys. 7.2.1 Schematyczne przedstawienie wpływu powierzchniowych klimatycznych zmian temperatury oraz głębokich zmian geologicznych związanych z wulkanizmem oraz tektoniką płyt na reżim termiczny górnej części skorupy Ziemi.

Fig. 7.2.1 Schematic presentation of the influence of surface, climate-controlled temperature changes and intracrustal geological changes related to volcanism and plate tectonics on thermal regime of the upper crust.

Niewielka szybkość przemieszczania się energii termicznej w skałach powoduje, że głębokościowy zasięg tych zmian przejawiający się zarówno w zmianach temperatury skał, jak i wielkości strumienia ciepłego, jest silnie zależny od wielkości oraz szybkości zmian klimatycznych, które zaszły na Ziemi w przeszłości. Najłatwiejszy do zaobserwowania jest wpływ zmian krótkookresowych np. rocznych na reżim temperatury podpowierzchniowej Ziemi.

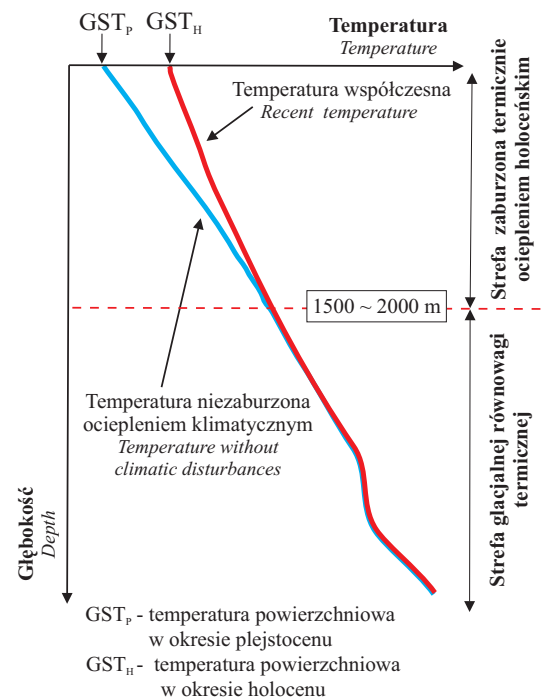


Rys. 7.2.2 Spadek amplitudy oraz przesunięcie czasowe klimatycznych powierzchniowych zmian temperatury obserwowanych w powietrzu na wysokości 2.0 m oraz na głębokości 5.2 m w otworze wiertniczym stacji hydrogeologicznej Spore w okresie 27 kwietnia 1997 - 31 marzec 1999 (Szewczyk, 2005).

Fig. 7.2.2 Drop of amplitude and time shift of surface, climate-controlled temperature changes recorded 2.0 m above Earth's surface and at 5.2 m depth below surface in a well at hydrogeological station Spore between April 27th, 1997 and March 31st, 1999 (after Szewczyk 2005).

Na rys. 7.2.2 pokazane zostało zestawienie zmian sezonowych temperatury odpowiednio dla temperatury powietrza na wysokości 2 metrów oraz na głębokości 5.2 metra rejestrowanych w sposób ciągły w okresie dwóch lat na jednej z hydrogeologicznych stacji badawczych Państwowego Instytutu Geologicznego (Szewczyk, 2005). Zasięg głębokościowy rocznych zmian temperatury na obszarze Polski sięga około 8 - 12 metrów. Występowanie tego zjawiska powinno być uwzględniane przy projektowaniu pomp ciepła wykorzystujących odbiorniki energii umieszczone w tym zakresie głębokości.

Znacznie większy, sięgający nawet kilku tysięcy metrów, jest zasięg głębokościowy klimatycznych zmian glacialnych związanych z występowaniem epok lodowych późnego holocenu. Współcześnie istniejący okres klimatu ciepłego zwanego okresem holocenijskim, zapoczątkowany został przed około 14 000 lat gwałtownym ociepleniem. Ustalono, że dla obszaru Polski ten wzrost temperatur sięgać mógł 15 - 18 stopni Celsjusza (Szewczyk, 2002; Šafanda et al., 2004). Echo tego zdarzenia dotarło obecnie na obszarze Polski, jedynie do głębokości około 1500 - 2000 m (rys. 7.2.3).

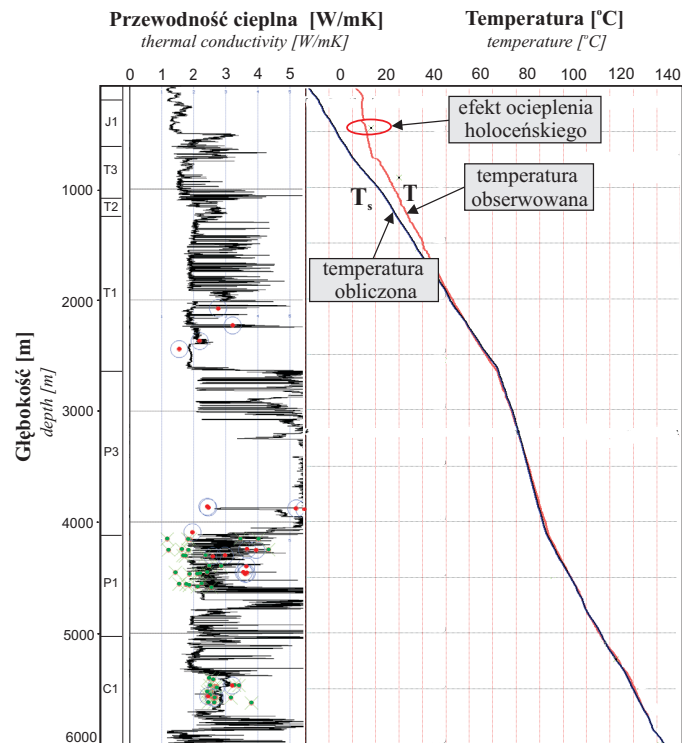


Rys. 7.2.3 Schematyczne przedstawienie wpływu ocieplenia holocenijskiego na zmianę temperatury węgłnej.

Fig. 7.2.3 Schematic presentation of the influence of Holocene climate warming on Earth's internal temperatures.

Na rys. 7.2.4 przedstawiono przykład wpływu omawianego efektu na pomiary termiczne wykonane w jednym z najgłębszych otworów wiertniczych na obszarze Niżu Polskiego, w którym przeprowadzono badania termiczne. Temperatury skał występujących poniżej tej głębokości odpowiadają współcześnie reżimowi termicznemu, istniejącemu w okresie ostatniego

złodowacenia na obszarze Polski, co przejawia się m. in. obserwowanym wzrostem wielkości strumienia ciepłego z głębokością. Ponieważ obszar całej Polski w okresie ostatniego zlodowacenia pozbawiony był grubszej pokrywy lodowej, „wkład” opisanych zdarzeń klimatycznych ma podobny wpływ w kształtowaniu się współczesnego podpowierzchniowego reżimu termicznego Ziemi. W tej sytuacji obszarami o szczególnie korzystnych warunkach geotermicznych będą obszary o wysokich wartościach strumienia ciepłego decydującego o wielkościach temperatur w głębinach.



Rys. 7.2.4 Efekt wpływu paleoklimatu na wielkości temperatur obserwowanych (T) w głębokim otworze badawczym Czaplinek IG-1. Dla porównania przedstawiono wartości temperatury niezaburzonej ociepleniem holocenijskim (T_s).

Fig. 7.2.4 Influence of paleoclimate on temperatures (T) recorded in the Czaplinek IG-1 deep well. For comparison temperatures (T_s) undisturbed by the Holocene warming were plotted.

7.3 Strumień ciepły obszaru Niżu Polskiego na tle strumienia Europy Centralnej

Badania strumienia ciepłego na obszarze Niżu Polskiego prowadzone były od wielu lat. W ich wyniku powstało szereg map sukcesywnie uzupełnianych i doskonalonych (Plewa i in., 1995; Gordienko et al., 1996; Karwasiecka, Bruszevska, 1997). Stosunkowo niewielka liczba otworów uwzględnianych w tych badaniach, a także niespójny charakter metod określania wielkości strumienia, w tym również nieuwzględnianie wpływu czynnika paleoklimatycznego na wielkość strumienia, wpływał na mało precyzyjny charakter wspomnianych map (Majorowicz, 2002). Opracowanie nowej metodyki obliczeń strumienia pozwoliło na znaczne powiększenie liczby otworów wiertniczych, dla których było możliwe obliczenie wartości strumienia ciepłego, jak i uwzględnienie w nich wpływu czynnika paleoklimatycznego (Szewczyk, 2001, 2002).

Prezentowana mapa wglębnego strumienia ciepłego dla obszaru Niżu Polskiego (Załącznik 13.8) oparta została na danych pochodzących łącznie z 235 głębokich otworów wiertniczych (Szewczyk i in., 2004).

Na obszarze Niżu występuje znaczne zróżnicowanie wartości strumienia w zakresie od 38 do 105 mW/m², przy średniej ważonej wartości strumienia dla tego obszaru równej około 71 mW/m². Najwyższe wartości sięgające ponad 100 mW/m² obserwowane są w NW części platformy paleozoicznej w jej fragmencie odpowiadającym zasięgowi orogenu waryscyjskiego na monoklinie przedsudeckiej (Dadlez i in., 1998; Śliwiński i in., 2006). Obszar podwyższonych wartości strumienia obserwowany jest ponadto w rejonie śląskich ekstermidów waryscyjskich mając wyraźną kontynuację na obszarze Czech. Wzrost wartości strumienia obserwowany jest ponadto w środkowej części wału kujawskiego w jego części rozciągającej się między Toruniem a Płockiem. Również centralna część zrębu Łukowa wykazuje wzrost wartości strumienia, a także rejon Słupska na obszarze antyklinorium pomorskiego z prawdopodobną jego kontynuacją na obszarze Bałtyku.

Niskie bądź bardzo niskie wartości strumienia ciepłego (około 38 mW/m²) obserwowane są na obszarze platformy prekambryjskiej w jej północno-wschodniej części, w rejonie występowania suwalskiego masywu anortozytowego.

Wszystkie wymienione obszary występowania wysokich wartości strumienia są jednocześnie obszarami największych perspektyw dla pozyskiwania energii geotermalnej.

Załącznik 13.8. Mapa gęstości strumienia ciepłego dla Niżu Polskiego.

Załącznik 13.7. Mapa gęstości strumienia dla Europy.

Interesujące jest porównanie omówionej mapy strumienia z jej odpowiednikiem dla całej Europy. Na Załącznik 13.7 przedstawiona została zgeneralizowana mapa strumienia ciepłego dla Europy opracowana na podstawie danych termicznych zawartych w Światowej Bazie Danych Strumienia Ciepłego IHFC (The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission). Na tle wartości strumienia obserwowane na załączniku 13.8. Niejednolitość metodyki obliczeń wartości strumienia stosowana w różnych krajach w różnych okresach czasu, w tym również nieuwzględnianie wpływu czynnika paleoklimatycznego na wartość strumienia powodują, że prezentowana mapa ma jedynie wartość poglądową. Niemniej mapa ta wyraźnie wskazuje na

odmienność wartości strumienia obserwowanego na obszarze Polski, w stosunku do jego wartości w krajach sąsiednich. Odpowiada to przejściu od młodych struktur paleozoicznych Europy Zachodniej i Centralnej przez strefę transeuropejskiego szwu - do starych struktur prekambryjskich Europy Wschodniej i Północnej i towarzyszącym im znacznym zmianom własności fizycznych całej litosfery (Guterch et al., 1999).

Najniższe wartości strumienia sięgające około 20 mW/m^2 obserwowane są na obszarze Finlandii oraz w północnej, europejskiej części Rosji, najwyższe wartości sięgające niekiedy ponad 300 mW/m^2 występują na obszarze Bałkanów, Półwyspu Apenińskiego, Masywu Centralnego, Niziny Węgierskiej oraz Azji Mniejszej.

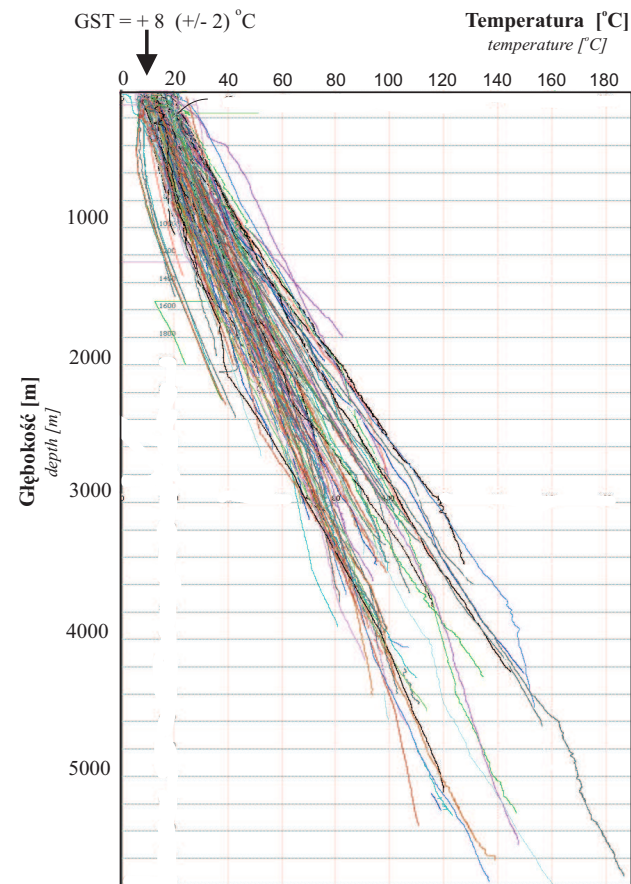
Wpływ czynnika paleoklimatycznego w sposób istotny zaburzył strumień ciepły (i temperatury w głębie) na obszarze nie tylko Europy, ale całej półkuli północnej Ziemi. Widoczne jest to w wyraźnej odmienności wartości strumienia obserwowanego na obszarze Polski, w stosunku do jego wartości w krajach sąsiednich szczególnie w kierunku wschodnim. Na tle mapy strumienia ciepłego Europy obszar Niziny Polskiej, w jego części stanowiącej NW fragment platformy paleozoicznej, jest rejonem miejscami dobrych lub umiarkowanie dobrych perspektyw dla pozyskiwania energii geotermalnej. Pozostałe obszary Niziny to strefa ograniczonych, bądź słabych perspektyw dla pozyskiwania tej energii. Elementem rozstrzygającym w tym względzie będzie występowanie na tych obszarach poziomów wodonosnych o odpowiedniej wydajności.

7.4 Temperatury węgłbne na obszarze Niziny Polskiej

Podstawowym źródłem informacji na temat węgłbnego reżimu ciepłego są pomiary temperatury wykonywane w głębokich otworach wiertniczych. Dane te uzyskiwane są na podstawie:

1. Pomiarów w warunkach quasi-stacjonarnych wykonywanych w trakcie tzw. badań warunków geotermicznych,
2. Pomiarów temperatury w niestabilizowanych warunkach geotermicznych,
3. Pomiarów temperatur maksymalnych na dnie otworu wiertniczego (*ang. Bottom Hole Temperature, BHT*).

Najistotniejsze znaczenie dla rozpoznania temperatur rzeczywistych wód podziemnych mają pomiary wykonywane w stanie możliwie najbardziej zbliżonym do stanu równowagi geotermicznej. Na rys. 7.4.1 przedstawione zostały wyniki pomiarów temperatury wykonanych w 256 głębokich otworach badawczych na obszarze Niziny Polskiej w warunkach uznawanych za najbardziej zbliżone do ustabilizowanych, tzw. pomiary na stopień geotermiczny.



Rys. 7.4.1 Pomiary termiczne wykonane w warunkach stabilności termicznej w głębokich otworach wiertniczych na obszarze Niziny Polskiej.

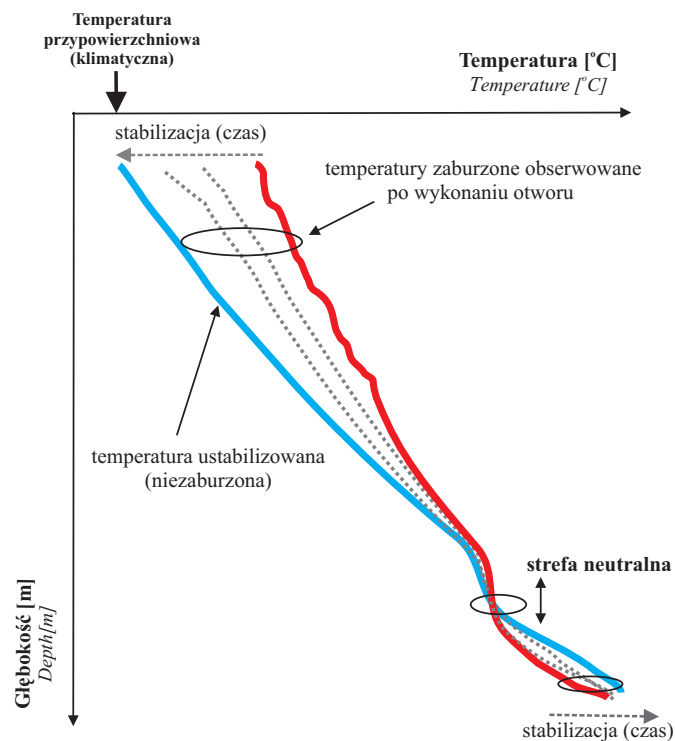
GST - temperatura powierzchniowa.

Fig. 7.4.1 Thermal measurements carried on under thermal stability conditions in deep wells in the Polish Lowlands.

GST - surface temperature.

Zaburzenie naturalnego reżimu termicznego skał wywołane procesem wiercenia otworu wiertniczego, związane głównie z długotrwałą cyrkulacją płuczki wiertniczej w trakcie jego

wykonywania, w sposób znaczący zmienia temperaturę obserwowaną wzdłuż profilu otworu. Sytuacja ta jest w sposób schematyczny przedstawiona na rys. 7.4.2. Zaburzenia te są relatywnie największe w górnej części badanych profili temperatury, a najmniejsze w jego najgłębszej części pozostającej przez najkrótszy czas w warunkach zaburzających stan równowagi. Zakończenie procesu wiercenia zapoczątkowuje długotrwały proces powrotu reżimu termicznego do naturalnych warunków niezaburzonych. Możliwość występowania konwekcji pionowej płuczki wiertniczej w otworze wiertniczym, wymuszanej różnicą jej temperatury w poszczególnych odcinkach profilu, może wpływać na to, że zaburzenie ma praktycznie charakter nieodwracalny.



Rys. 7.4.2 Schematyczny obraz zmian czasowych temperatury związanej z zaburzeniami stanu równowagi termicznej w otworach wiertniczych.

Fig. 7.4.2 Schematic presentation of temperature changes with the time caused by disturbances of thermal equilibrium in wells.

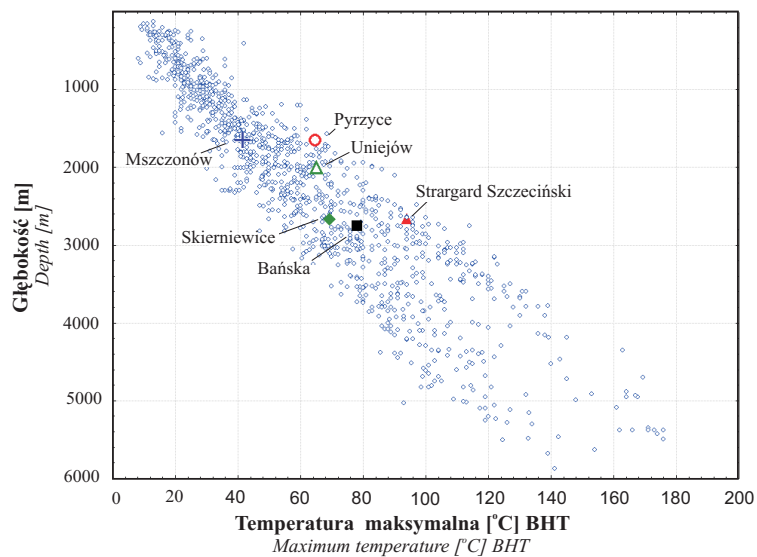
Ważnym wskaźnikiem stopnia stabilności pomiarów termicznych jest przybliżona zgodność temperatur rejestrowanych w strefie przypowierzchniowej z wartościami temperatur strefy

przypowierzchniowej na obszarze pobliskim, w stosunku do analizowanego otworu wiertniczego.

Na Zał. 13.1 przedstawiony został rozkład temperatury strefy przypowierzchniowej na obszarze Polski. Odstępstwo temperatury obserwowanej w poszczególnych otworach wiertniczych w strefie przypowierzchniowej od tych temperatur może być traktowane jako miara stabilności warunków termicznych w badanym otworze wiertniczym. Dla obszaru Niżu Polskiego średnia wartość temperatury strefy przypowierzchniowej wynosi $+8.0 \pm 2.0^{\circ}\text{C}$ (Szewczyk, 2005).

Ze względu na powszechny charakter występowania omawianych zaburzeń ocena rzeczywistych wartości temperatury wód poszczególnych poziomów wodonośnych powinna być poprzedzona analizą wielkości zaburzeń. Prezentowane w „Atlasie...” mapy temperatury są danymi przetworzonymi uwzględniającymi występowanie tego zjawiska. Zdecydowana większość pomiarów temperatury wykonanych w Polsce (i nie tylko) wykazuje wyraźne odstępstwa od stanu równowagi termicznej. W trakcie wykonywania tych badań w Polsce przyjęto (Plewa, 1994), że z praktycznego punktu widzenia wystarczający czas stabilizacji termicznej, dla otworów o głębokości mniejszej niż 1500 m, nie powinien być krótszy niż 7 dni, a dla otworów o głębokości większej niż 3000 m - 12 - 14 dni. Część górna profilu jest zazwyczaj „ocieplona” w stosunku do wartości niezaburzonych, dolna natomiast „wychłodzona”. W obrębie profilu występuje głębokość, na której rejestrowana temperatura jest równa temperaturze rzeczywistej. Położenie tego punktu jest nieznanne i niemożliwe a priori do określenia. Ocena rzeczywistej wartości temperatury wód podziemnych powinna uwzględniać występowanie omawianego zaburzenia, gdyż może to prowadzić do błędnych ocen rzeczywistych temperatur wód, a tym samym niewłaściwej oceny możliwości pozyskiwania energii geotermalnej z badanych poziomów wodonośnych, w konkretnych otworach wiertniczych.

Najmniej zaburzoną termicznie częścią otworu wiertniczego (i najszybciej powracającą do stanu równowagi) jest dno otworu. Z tego powodu szczególnie cenną informację na temat nie zaburzonej temperatury jest pomiar temperatury maksymalnej (ang. *bottom hole temperature BHT*). Na rys. 7.4.3 przedstawione zostało zestawienie takich temperatur dla obszaru Niżu Polskiego. Na zestawieniu tym pokazane zostały równocześnie punkty reprezentujące temperatury oraz głębokości obecnie działających na obszarze Polski instalacji geotermalnych.



Rys. 7.4.3 Temperatury maksymalne w otworach wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego. Wyróżniono punkty reprezentujące działające obecnie instalacje geotermalne na obszarze Polski.

Fig. 7.4.3 Maximum temperatures in wells drilled by the State Geological Institute in the Polish Lowlands. Points mark currently operating geothermal installations.

Średnia wartość przyrostu temperatury w funkcji głębokości (gradient temperatury) wynosi około $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$, zmieniając się w zakresie od około $16^{\circ}\text{C}/\text{km}$ na obszarze Niżu w jego północno-wschodniej części (z lokalnym występowaniem nawet inwersji temperatury), do ponad $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ na obszarze Polski północno-zachodniej w rejonie monokliny przedsudeckiej. Odpowiadają one generalnie obszarom odpowiednio najmniejszych oraz największych wartości strumienia ciepłego.

Na podstawie przeprowadzonej analizy danych termicznych z obszaru Niżu Polskiego uwzględniającej zarówno wyniki bezpośrednich obserwacji temperatury w otworach jak i obliczonych wartości strumienia ciepłego opracowane zostały prezentowane na mapach temperatur dla głębokości 1000, 2000, 3000, 4000 oraz 5000 m (zał. 13.2 - 13.6).

Najpłytszego występowania wód termalnych (około 2500 metrów) o temperaturach zbliżonych do 100°C i większych należy się spodziewać głównie na obszarze monokliny przedsudeckiej.

Przedstawiony obraz rozkładu przestrzennego parametrów termicznych tj. strumienia ciepłego oraz temperatur węgłbnych ma charakter zgeneralizowany. Uzyskanie szczegółowej wiedzy na temat perspektyw pozyskiwania energii dla poszczególnych obszarów czy miejscowości

wymaga na ogół przeprowadzenia bardziej szczegółowych analiz. Zastosowana metoda interpretacji danych geotermicznych umożliwia wykonywanie takich prognoz.

7 Heat flow versus sub-surface temperatures in the Polish Lowlands (J.Szewczyk, M.Hajto)

7.1 Introduction

One of the principal factors controlling the utilization of geothermal energy is the presence of rocks and waters filling their pore spaces, which reveal appropriately high temperatures. Since many years the temperature of 20°C has been conventionally accepted as a boundary value above which groundwaters are regarded as „thermal” (Dowgiallo et al., 1969). Natural increase of temperatures within the rock formations with the depth causes that deep groundwaters show apparently higher temperatures than mean annual air temperature in the given area.

Parameters which decisively control the subsurface temperatures are: density of Earth's heat flow and diversity of thermal properties of rocks, particularly their thermal conductivity (Szewczyk, 2001). The heat flow determines the rate of energy transfer in time unit from higher- to lower- temperature sites whereas temperature is a quantitative measure of thermal energy accumulated in rock formation at the observation site. Among three physical processes responsible for transfer of thermal energy: conduction, convection and radiation, the conduction is regarded as dominating process in the shallow lithosphere (down to 20 - 40 km) (Haendel et al., 1988). In the case of conductive flow the basis for calculation of heat flow value is the depth-related rate of temperature changes observed in the wells and analyzed together with the capacity of rocks for heat conduction, i.e. their thermal conductivity. The mathematical expression describing the relationships between the above mentioned values is the Fourier's equation:

$$Q = -k \text{grad } T$$

where:

- Q - heat flow [W/m²];
- k - thermal conductivity [W/m°C];
- T - temperature [°C].

The principal source of Earth's thermal energy (over 80%) is the heat generated continuously during the decay of radioactive isotopes: ²³⁵U, ²³⁸U, ²³²Th and ⁴⁰K. Only 20% of Earth's heat originates from residual energy, which has appeared during the formation of planet from hot, interstellar matter some 4.5 Ga ago (Haendel et al., 1988). However, geothermal energy is over 1 200 times lower than mean annual solar energy, which reaches the Earth's surface (depending on the site of observation).

Generally, the Earth's heat flow measurements were completed at over 22 000 sites distributed very randomly (Gosnold et al., 2005). Highly variable (and still unexplained) distribution of mean heat flow values is observed in the Northern Hemisphere (33 mW/m²) in relation to distinctly higher value for the Southern Hemisphere (50 mW/m²). This feature can be explained in terms of diversified influence of paleoclimatic factor on heat flow values observed in both hemispheres.

7.2 Earth's heat flow versus climatic changes

The heat flow value is controlled by both the geological factors related to the internal thermal regime of the Earth and the climatic factors influencing the surface temperature. The

internal temperatures of the Earth depend on geological factors and change very slowly, i.e. in the scale of millions or even hundreds of millions of years but the surface temperature of the Earth is subjected to multiply faster changes typical of seasonal, multi-year and thousands-of-years-long glacial periods (Szewczyk 2002, 2005, Kukkonen et al., 2003), as illustrated in fig. 7.2.1. Low rate of thermal energy conduction in rocks causes that depth range of these changes reflected in both the temperature variations of rocks and the value of heat flow is strongly dependent on the magnitudes and the rates of climatic changes, which took place in the Earth's history. Influence of short-term (e.g. annual) changes on sub-surface thermal regime is easiest to observe. Fig. 7.2.2 illustrates seasonal changes of air temperature measured 2 m above surface and at 5.2 m depth, recorded continuously by the State Geological Institute staff at one of hydrogeological research sites (Szewczyk, 2005). Depth range of annual temperatures changes in the area of Poland reaches about 8-12 m. These data should be taken into account in designing the heat-pump systems operating at this depth interval.

Much deeper is the range of climatic changes related to Late Holocene glacial periods, as it extends down to several thousands meters depths. Recent period of warm climate (Holocene period) has commenced about 14 000 years ago with the abrupt warming. It was found that in the area of Poland temperature has risen by 15 - 18°C (Szewczyk 2002, Safanda et al. 2004). Results of this thermal event are detectable down to 1 500 - 2 000 meters depths (fig. 7.2.3).

Fig. 7.2.4 presents the influence of this climate warming on thermal measurements carried on in one of the deepest wells drilled in the Polish Lowlands. Temperatures of rocks beneath 1 500 - 2 000 meters correspond to thermal regime existing in Poland during the last glacial period, as revealed (among others) by observed, depth-controlled increase of heat flow. As the whole area of Poland was free of very thick ice sheet, the impact of described above climatic events similarly influences the recent, subsurface thermal regime of the Earth. Therefore, the areas of particularly favourable geothermal conditions correspond to those of high heat flow values, which decisively control internal temperatures.

7.3 Heat flow in the Polish Lowlands versus heat flow in Central Europe

Studies on heat flow in the Polish Lowlands have been carried on since many years and resulted in construction of several, successively updated and improved maps (Plewa et al., 1995, Gordienko et al., 1996; Karwasiecka & Bruszezwska, 1997). However, relatively low number of wells taken into account in these studies along with inconsistent methods of heat flow determination (which did not consider the influence of paleoclimatic factor) caused low precision of these maps (Majorowicz, 2002). Development of the new method of heat flow calculation enabled to extend the number of wells for which such calculation was possible and for which the paleoclimatic factor was included (Szewczyk, 2001, 2002).

The presented map of heat flow in the Polish Lowlands (encl. 13.8) was based upon data collected in 235 deep wells (Szewczyk et al., 2004).

In the Polish Lowlands the heat flow values are highly diversified and change from 38 to 105 mW/m² with the mean value about 71 mW/m². Highest values (over 100 mW/m²) were found in the northwestern part of Paleozoic platform, precisely, in its fragment corresponding to the range of Variscan orogen in the Fore-sudetic Monocline (Dadlez et al., 1998; Śliwiński et al., 2006). Another area of increased heat flow values corresponds to the Variscan externides in the Silesia and apparently continues to the area of Czech Republic. Increased heat flow is reported also from the central part of the Kujawy Block (between Toruń and Płock), from the

central part of the Łuków Horst and from the Pomerania Anticlinorium (vicinity of Słupsk with possible extension under the Baltic Sea floor).

Low or very low heat flow values (about 38 mW/m²) were observed in the northeastern part of the Precambrian platform, in the vicinity of the Suwałki anorthosite massif.

All the mentioned above areas of high heat flow values are most perspective for geothermal energy exploitation.

Interesting problem is the comparison of heat flow maps of the Polish Lowlands and of whole Europe. Enclosure 13.7 shows generalized map of heat flow in Europe based upon the Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. The map allows to conclude that the northwestern part of the Polish Lowlands reveals general similarity to the Western Europe whereas the eastern part of the Lowlands (i.e. Precambrian platform) shows values typical of the East-european craton. This map includes the values of heat flow in Poland shown in encl. 13.8. Inconsistency of heat flow calculation methods applied in various countries and neglection of paleoclimatic factor cause that the map has only an illustrative value. However, it clearly indicates the differences in heat flow observed in Poland, in relation to neighbouring countries. The differences correspond to the transition from young, Paleozoic structures of Western and Central Europe through the Trans-european suture zone to the old, Precambrian structures of Eastern and Northern Europe, and are consistent with the accompanying, significant changes in physical properties of the whole lithosphere (Guterch et al., 1999).

The lowest heat flow values (about 20 mW/m²) are observed in Finland and in the northern, European part of Russia whereas the highest values (over 300 mW/m²) were reported from the Balkan Peninsula, the Apenines Pennisula, the Central Massif, the Pannonian Lowland and the Asia Minor.

The influence of paleoclimatic factor significantly disturbed the heat flow (and the internal temperatures) not only in Europe but over the whole Northern Hemisphere. It is reflected in clear differences of heat flow values observed in Poland in relation to other countries, particularly the eastern neighbours. The area of Polish Lowlands, which belongs to the northwestern part of Paleozoic platform, provides locally good to moderate perspectives for geothermal energy exploitation. The remaining parts of the Polish Lowlands reveal limited or poor perspectives for extraction of geothermal energy. The decisive factor will be the presence of groundwater horizons of relevant discharge in the perspective areas.

7.4 Internal temperatures in the Polish Lowlands

The main source of information about internal thermal regime are temperature measurements made in deep wells. These data are collected from:

1. Measurements under quasi-stationary state, carried on during recognition of geothermal conditions,
2. Temperature measurements under unstabilized thermal conditions,
3. Measurements of bottomhole temperature.

For recognition of true temperatures of groundwaters most important are measurements carried on under conditions possibly closest to the geothermal balance. Fig. 7.4.1 illustrates the results of temperature measurements made in 256 deep wells from the Polish Lowlands under

conditions closest to those regarded as stabilized (so-called „measurements for the purpose of geothermal gradient”).

Disturbance of natural thermal regime of rocks caused by drilling operations, mostly by the long-lasting circulation of drilling mud, significantly changes the temperatures recorded along the wellbore. Schematic presentation of this problem is given in fig. 7.4.2. Disturbances are relatively largest in the top parts of studied temperature logs and smallest in the deepest parts of wellbore, which remains under disturbing conditions for the short time. Completion of drilling initiates the long-lasting process of stabilization, when thermal regime returns back to the natural state. However, the possible vertical convection of drilling mud in the well forced by temperature gradients between various parts of the well may cause that the disturbances are practically irreversible.

An important indicator of stability of thermal measurements is the rough consistency between temperatures recorded in the sub-surface zone of the wellsite and those measured in the adjacent areas, both referred to the analyzed well. Encl. 13.1 illustrates the temperature distribution in the sub-surface zone in Poland. Differences between temperatures measured in the subsurface zone of wells and those displayed in the map can be regarded as stability indicators of thermal conditions in the particular well. For the Polish Lowlands mean temperature in the sub-surface zone is +8.0 +/- 2.0°C (Szewczyk, 2005).

Due to common occurrence of mentioned above disturbances, estimation of true temperatures of groundwaters in particular horizons must be preceded by quantitative analysis of disturbances. The temperature maps included into the Atlas consider this factor. Most of temperature measurements made in Poland and in other countries indicates deviations from thermal balance. In Poland it was assumed (Plewa, 1994) that, from practical point of view, the time sufficient for thermal stabilization of a well should be at least 7 days for wells shallower than 1 500 m and 12 - 14 days for wells deeper than 3 000 m. The upper part of a wellbore is usually warmer in relation to undisturbed conditions whereas the lower part is cooler. Along the wellbore a particular depth exists at which the recorded temperature is equal to the true value. However, this depth is unknown and impossible to determine a priori. The estimations of true temperatures of groundwaters should take into account the above described disturbance. If not, these estimations will be incorrect, which may results in erroneous estimations of geothermal energy available in studied groundwater horizons and in particular wells.

The thermally less-disturbed (and quickly gaining the stability) part of a well is the bottom-hole. Therefore, the especially valuable information on undisturbed conditions is the measurement of bottomhole temperature. Fig. 7.4.3 presents the distribution of such temperatures in the Polish Lowlands. The map includes the temperatures and the depth of currently operating geothermal installations.

Mean value of temperature increase with the depth (temperature gradient) is about 25°C/km and it changes from 16°C/km in the northeastern part of the Lowlands (even with local temperature inversion) to over 30°C/km in the northwestern Lowlands, in the Fore-sudetic Monocline. Such distribution corresponds to the lowest and highest values of Earth's heat flow, respectively.

The analysis of thermal data from the Polish Lowlands, which considered both the results of direct temperature measurements in the wells and the calculated heat flow values, gave rise to the construction of temperature maps for 1 000, 2 000, 3 000, 4 000 and 5 000 m depths (encl. 13.2 - 13.6). Hence, the shallowest (about 2 500 m depth) occurrence of geothermal waters of temperatures about and over 100°C can be expected mainly in the Fore-sudetic

Monocline.

The presented spatial distribution of thermal parameters (heat flow and internal temperatures) is generalized. Detailed prognosing of geothermal energy utilization in particular areas and at particular sites usually requires more advanced analyses. Presented interpretation method of geothermal data enables such prognoses.

Literatura (References):

1. **Balling N., 2002** - Observations of vertical variations in heat flow from deep borehole measurements in various tectonic provinces in NW Europe. (Abstract). EGS Esemb. Nice. 2003.
2. **Dadlez R. i in., 1998** - Mapa tektoniczna kompleksu mezozoczno-cechsztyńskiego na Niżu Polski. Prace PIG.
3. **Dowgiało J., 1969** - Geologia surowców balneologicznych. Wyd. Geol. Warszawa.
4. **Gosnold R., Majorowicz J.A., Safanda J., Szewczyk J., 2005** - Has Northern Heat Flow Been Underestimated? AUG Spring Meeting New Orleans (abstract).
5. **Gordienko V., Zagorodnaya O.V., 1996** - Estimation of heat flow in Poland. Acta Geophysica Polonica, vol. XLIV, 2.
6. **Gringarten A.C., 1979** - Reservoir Lifetime and heat Recovery Factor in Geothermal Aquifers used for Urban Heating (Pageoph. vol. 117).
7. **Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller R., and Polonaise Working Group., 1999** - Polonaise'97 - An international seismic experiment between Precambrian and Variscian Europe in Poland, Tectonophysics, v. 314.
8. **Haanel R., Rybach L., Stegna L., 1988** - Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. Kluwer AP.
9. **Haanel R., Hurter S., 2002** - Atlas of geothermal resources in Europe.
10. **Karwasiecka M., Bruszevska B., 1997** - Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego na obszarze Polski. CAG 21/98.
11. **Kukkonen I.T., Joeleht A., 2003** - Weichselian temperatures from geothermal heat flow data. J. Geophys. Res., 108(B3), 2163, doi: 10.1029/2001JB001579.
12. **Majorowicz J.A., Wróblewska M., Krzywiac P., 2002** - Interpretacja i modelowanie ziemskiego strumienia ciepłego w obszarze eksperymentu sejsmicznego Polonaise'97 - analiza krytyczna. Prz. Geolog. 50, nr 11.
13. **Plewa M., Plewa S., Sroka K., Śmieszek R., 1995** - New Determinations of the Terrestrial Heat Flow in Poland. Bull. Of the Polish Academy of Sciences. Vol. 43, no. 4.
14. **Plewa S., 1994** - Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze polski. Wyd.CPPGSMiE PAN, Kraków.
15. **Šafanda J., Szewczyk J., Majorowicz J., 2004** - Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet, Geophysical Research Letters, vol. 31, doi. 10.1029/2004gl019547.
16. **Szewczyk J., 2001** - Estymacja strumienia ciepłego metodą modelowań własności termicznych ośrodka. Prz. Geolog. vol. 49, nr 11.
17. **Szewczyk J., 2002** - Ślady zmian klimatycznych plejstocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim. Prz. Geolog. vol. 50, nr 11.
18. **Szewczyk J., Gientka D., 2004** - Obliczenie ziemskiego strumienia ciepłego metodą modelowań parametrów termicznych dla obszaru Niżu Polskiego. Grant KBN 5 T12 B 021 22.
19. **Szewczyk J., 2005** - Wpływ zmian klimatycznych na temperaturę podpowierzchniowa Ziemi. Prz. Geolog., 53, nr 1.
20. **Śliwiński Z., Antonowicz L., Iwanowska E., Grad M., Guterch A., Randy Keller G., Takas E. i in., 2006** - Interpretacja zasięgu eksternidów wartyjskich na eksperymentalnym profilu sejsmicznym GRUNDY 2003. Prz. Geolog., vol. 54, nr 1. 2006.
21. **The global heat flow database of The International Heat Flow Commission.** Site Provided By The University Of North Dakota.

8 Klasyfikacje i metodyka oceny zasobów energii geotermalnej (W.Górecki, M.Hajto)

Zasoby geotermalne jest to całkowita ilość energii (ciepła) nagromadzonej w skorupie ziemskiej, do danej głębokości, w odniesieniu do określonego obszaru bilansowego (obliczeniowego) oraz średniej rocznej temperatury na powierzchni ziemi (Muffler, Cataldi, 1978).

Energia zakumulowana w skorupie ziemskiej może przybierać różne formy. Z tego względu możemy wyróżnić:

- energię hydrogeotermalną** - w której nośnikiem energii jest ciepła woda podziemna, eksploatowana otworami wiertniczymi;
- energię petrogeotermalną (zasoby ciepła skał)** - w której nośnikiem energii (ciepła) są media (zwykle woda) wprowadzane otworami wiertniczymi do nagranych formacji skalnych tzw. suche gorące skały (HDR - Hot Dry Rocks) lub wysady solne;
- energię geociśnien** - energia hydrauliczna zakumulowana w skorupie ziemskiej, w płynach występujących pod ciśnieniem litostatycznym (ciśnienie nadkładu skał) przekraczającym normalne ciśnienie hydrostatyczne;
- energię magmy** - gdzie źródłem anomalii cieplnych są ciała magmowe oraz intruzje gorącej magmy penetrujące uskoki tektoniczne, podgrzewające otaczające skały oraz infiltrujące wgiąb skał wody opadowe.

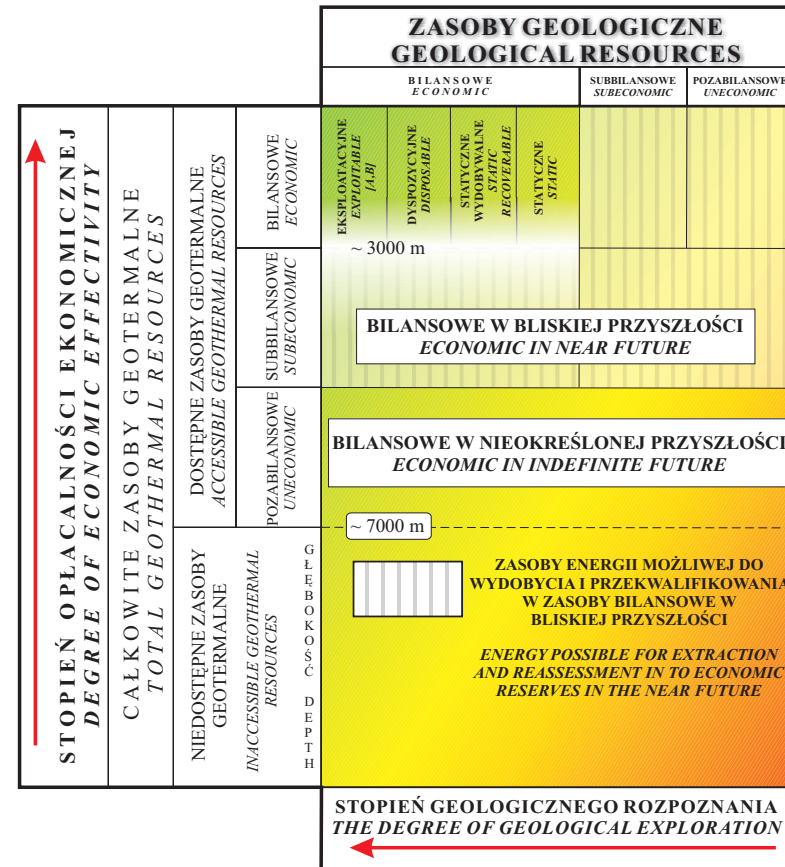
Do zasobów geotermalnych zaliczane jest ciepło pochodzące z mediów o temperaturze wynoszącej co najmniej 20°C. Wody podziemne będące nośnikiem ciepła, tj. wody o temperaturze wyższej niż 20°C, nazywane są wodami geotermalnymi.

Na szczególną uwagę zasługuje w Polsce wykorzystanie zasobów hydrogeotermalnych jako najpowszechniej występujących. Zasoby ciepła skał mają w naszym kraju znaczenie marginalne z powodu ograniczonego występowania obszarów o warunkach umożliwiających ich wykorzystanie oraz problemów technicznych związanych z ich eksploatacją.

Klasyfikacja zasobów geotermalnych

Do oceny zasobów wód geotermalnych przyjęto metodykę stosowaną w krajach Unii Europejskiej, dostosowując ją do krajowych klasyfikacji i nazewnictwa. Tak obliczone zasoby mogą być porównywalne z zasobami innych krajów Europy.

Klasyfikację zasobów geotermalnych stosowaną w krajach Unii Europejskiej przedstawiono na diagramie McKelvey'a (rys. 8.0.4).



Rys. 8.0.4 Diagram McKelvey'a (zmodyfikowany przez W. Góreckiego) przedstawiający podział zasobów geotermalnych.

Fig. 8.0.4 McKelvey diagram (modified by W.Górecki) presenting division of geothermal resources and reserves.

Do przyjętego podziału wprowadzono zmiany uwzględniające tradycyjne nazewnictwo i definicje stosowane w polskich klasyfikacjach zasobów. Na osi poziomej diagramu McKelvey'a podany jest stopień geologicznego rozpoznania, na pionowej zaś - głębokość występowania i stopień opłacalności ekonomicznej wykorzystania energii geotermalnej.

W Polsce nie ma uregulowań prawnych dotyczących klasyfikacji oraz metodologii oceny zasobów wód geotermalnych i energii zawartej w tych wodach. Eksperti krajów zrzeszonych w Unii Europejskiej, opierając się na znanych klasyfikacjach zasobów i terminologii stosowanej w przemyśle: naftowym i surowców mineralnych, stosują podział zasobów geotermalnych oparty na diagramie McKelvey'a. Do tego podziału dostosowano metodykę ilościowej oceny zasobów energii nagromadzonej w wodach geotermalnych. Metodyka ta kładzie duży nacisk na aspekt ekonomiczno-ekologiczny.

Termin **całkowite zasoby geotermalne** oznacza zasoby energii cieplnej zmagazynowanej w skorupie ziemskiej do pewnej głębokości, odniesione do średniej temperatury rocznej na powierzchni ziemi.

Dostępne zasoby geotermalne są zdefiniowane przez Mufflera i Cataldiego (1979) jako dostępna wierceniami część całkowitych zasobów geotermalnych. W krajach Unii Europejskiej przyjęto obliczanie zasobów dostępnych na głębokości 7 km oraz na dwóch głębokościach pośrednich, w zależności od występowania analizowanych pieter hydrogeotermalnych.

Wydzielone na diagramie McKelvey'a zasoby geologiczne stanowią nieznaczną część dostępnych zasobów geotermalnych. Jedynie przy sprzyjających, konwekcyjnych systemach hydrogeotermalnych, związanych z młodymi intruzjami magmowymi, stosunek zasobów geologicznych do dostępnych zasobów geotermalnych, czyli współczynnik odzyskania, może wynosić 25% (Nathenson, Muffler, 1975). W basenach sedymentacyjnych zachodniej i środkowej Europy, wszędzie tam, gdzie w skałach wodonośnych nagromadzone jest ciepło normalnego strumienia ciepłego Ziemi, współczynnik odzyskania jest o wiele mniejszy. W skrajnych przypadkach może mieć on wartość ułamka procenta, np. w przypadku grubych kompleksów skał o słabej przepuszczalności.

Zasoby eksploatacyjne są zasobami udokumentowanymi na podstawie wyników badań hydrogeotermalnych w otworach badawczo-eksploatacyjnych. Określone są dla pojedynczego otworu eksploatacyjnego lub też dla grupy tych otworów.

Zasoby perspektywiczne, definiowane według diagramu McKelvey'a jako nieodkryte, oceniane są wyłącznie na podstawie ograniczonej ilości danych geologicznych o litologii i miąższości rozpoznanych poziomów wodonośnych. Brak jest natomiast informacji pochodzących z opróbowań, które mogłyby być podstawą do ilościowej oceny wydajności.

Zasoby geotermalne dzieli się również na podstawie ich wartości gospodarczej na: bilansowe, subbilansowe i pozabilansowe.

Zasoby bilansowe są zasobami, których wykorzystanie jest obecnie ekonomicznie celowe, przy istniejącej lub wprowadzanej technice i technologii eksploatacji wód oraz przy stosowanych metodach uzyskiwania ciepła.

Zasoby sub- i pozabilansowe są częścią zasobów geologicznych, których wykorzystanie jest obecnie niecelowe ekonomicznie lub niemożliwe z punktu widzenia technicznego i technologicznego. Zasoby geologiczne sub- i pozabilansowe są obliczane i rejestrowane wówczas, gdy możliwe jest ich wydobycie w przyszłości. Zasoby takie mogą być przekwalifikowane do kategorii zasobów bilansowych.

W celu oszacowania zasobów energii geotermalnej wykorzystuje się dane uzyskane z wielu otworów wiertniczych wykonanych dla różnych potrzeb. Zbieranie niezbędnych informacji zawartych w wielu opracowaniach, znajdujących się w różnych, często odległych miejscowościach jest bardzo czasochłonne. W celu uzyskania bezpośredniego i szybkiego dostępu do archiwalnych informacji z zakresu geologii, hydrogeologii i geofizyki utworzono bank danych geotermalnych „Geol”, który funkcjonuje w Zakładzie Surowców Energetycznych Akademii

Górnictwo-Hutniczej w Krakowie.

8.1 Klasyfikacja zasobów geotermalnych

W literaturze międzynarodowej nie ma standardowej, jednorodnej terminologii definiującej w sposób jednoznaczny podział zasobów geotermalnych (Dickson, Fanelli, 2004).

Najbardziej powszechnym kryterium podziału zasobów geotermalnych jest temperatura (entalpia) mediów będących nośnikiem ciepła.

Podział zasobów stosowany w literaturze międzynarodowej przedstawia tab. 8.1.1.

Tabela 8.1.1 Podział zasobów geotermalnych stosowany w literaturze.

Zasoby geotermalne	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
	Temperatura medium geotermalnego [°C]				
niskotemperaturowe (niskiej entalpii)	< 90	<125	<100	≤ 150	≤190
średnotemperaturowe (średniej entalpii)	90-150	125-225	100-200	-	-
wysokotemperaturowe (wysokiej entalpii)	>150	>225	>200	>150	>190

źródło:

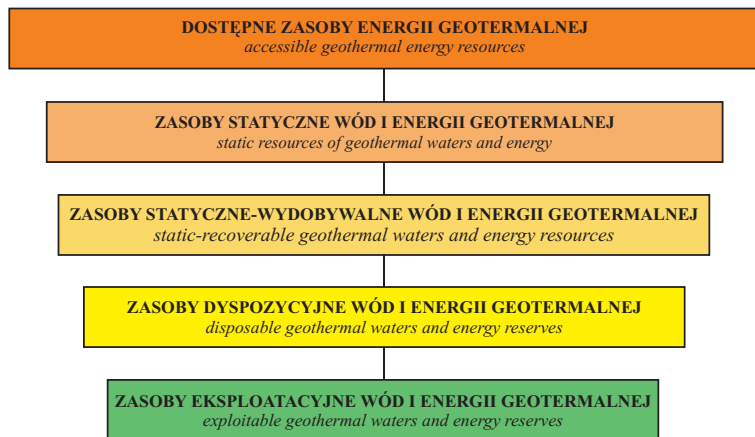
- (a) Muffler, Cataldi (1978),
- (b) Hochstein (1990),
- (c) Benderitter, Cormy (1990),
- (d) Nicholson (1993),
- (e) Axelsson, Gunnlaugsson (2000).

Powyższa klasyfikacja sprowadza się w rzeczywistości do podziału uwzględniającego wartość energetyczną zasobów geotermalnych, na podstawie których (Bonneviale, 1990) rozgranicza się zasoby nadające się do produkcji energii elektrycznej (dla temperatur wyższych od 150°C) i zasoby wykorzystywane bezpośrednio, głównie do celów cieplowniczych (dla temperatur poniżej 150°C).

W polskich warunkach występowanie energii geotermalnej związane jest z wodami o temperaturach nie przekraczających zwykle 90°C, a w sporadycznych przypadkach nieznacznie przekraczających 100°C, które można sklasyfikować jako zasoby niskotemperaturowe (zasoby o niskiej entalpii).

Innym podziałem jest podział zasobów geotermalnych ze względu na stopień rozpoznania bazy zasobowej. Podział ten uwzględnia stopień rozpoznania geologicznego obszarów perspektywicznych oraz uwarunkowania środowiskowe, techniczne i ekonomiczne udostępnienia, eksploatacji i wykorzystania potencjalnych zasobów geotermalnych.

W związku z powyższym przyjęto w Atlasie następującą klasyfikację zasobów wód i energii geotermalnej (Górecki i in., 1993, 1994, 1995):



Rys. 8.1.1 Klasyfikacja zasobów wód i energii geotermalnej.

- **dostępne zasoby energii geotermalnej** - to ilość energii cieplnej zmagazynowanej w skorupie ziemskiej do głębokości 3 km lub do stropu podłoża krystalicznego, odniesiona do średniej temperatury rocznej na powierzchni terenu, wyrażona w dżulach (J);
 - **zasoby statyczne wód i energii geotermalnej** - to ilość energii cieplnej zmagazynowanej w skałach oraz w wolnej (grawitacyjnej) wodzie geotermalnej, występującej w: porach, szczelinach lub kawernach, danego poziomu hydrogeotermalnego, wyrażana jest w dżulach (J). Zasoby statyczne wód geotermalnych mogą być wyrażone w metrach sześciennych lub kilometrach sześciennych (km³), bądź po przeliczeniu, w jednostkach energii cieplnej, w dżulach (J). Statystyczne zasoby geotermalne obliczane są, gdy na badanym obszarze możliwe jest wyodrębnienie ciągłych poziomów lub warstw wodonośnych. Określa się wówczas takie własności skał wodonośnych, jak: litologia, miąższość, porowatość i przepuszczalność, na podstawie których możliwe jest stwierdzenie występowania produkcyjnych warstw i poziomów wodonośnych;
 - **zasoby statyczne-wydobywalne wód i energii geotermalnej** - stanowią tylko część zasobów statycznych wód i energii geotermalnej pomniejszych o współczynnik wydobywania R_o . Wyrażane są w dżulach (J). Zasoby statyczne-wydobywalne wód geotermalnych wyrażamy w metrach sześciennych (m³) lub kilometrach sześciennych (km³), po przeliczeniu w jednostkach energii cieplnej, w dżulach (J);
 - **zasoby dyspozycyjne wód i energii geotermalnej** - to ilość wolnej (grawitacyjnej) wody geotermalnej poziomu hydrogeotermalnego lub innej jednostki bilansowej możliwa do zagospodarowania w danych warunkach środowiskowych, ale bez wskazania szczególnej lokalizacji i warunków techniczno-ekonomicznych ujęcia wody. Zasoby dyspozycyjne wyrażane są w metrach sześciennych na dobę (m³/d), w metrach sześciennych na rok (m³/rok), dżulach na rok (J/rok);
 - **zasoby eksploatacyjne wód i energii geotermalnej** - to ilość wolnej (grawitacyjnej) wody geotermalnej możliwa do uzyskania w danych warunkach geologicznych i środowiskowych, za pomocą ujęć o optymalnych parametrach techniczno-ekonomicznych. Zasoby eksploatacyjne wyrażane są w metrach sześciennych na godzinę (m³/h), lub w metrach sześciennych na dobę (m³/doba), przy odpowiedniej depresji, po przeliczeniu w dżulach na rok (J/rok).
- Wielkości zasobów w poszczególnych wyżej wymienionych klasach, mogą być wyrażone w jednostkach ekwiwalentnych, np. tonach ropy naftowej (TOE) itp.
- Zasoby dostępne i zasoby statyczne energii geotermalnej mają tylko znaczenie poznawcze. Praktyczne znaczenie mają tylko zasoby dyspozycyjne, a w szczególności zasoby eksploatacyjne. Dlatego podawane w różnego rodzaju publikacjach, ekspertyzach i opracowaniach zasoby energii geotermalnej w Polsce, będące zdaniem różnych autorów ekwiwalentem kilku, kilkudziesięciu miliardów lub nawet przekraczające 100 miliardów ton paliwa umownego, są wielkościami teoretycznymi ciepła zakumulowanego w wodach podziemnych i nie mają nic wspólnego z możliwościami praktycznego wykorzystania wód i energii geotermalnej dla celów komercyjnych, których wykorzystanie oparte jest o kryterium opłacalności ekonomicznej, nawet przy uwzględnieniu określonych środków preferencyjnych ze strony agend państwowych.
- Przy ocenie wielkości zasobów eksploatacyjnych i możliwości budowy instalacji geotermalnych należy wziąć pod uwagę następujące uwarunkowania:
- energia uzyskana z wód geotermalnych może być wykorzystywana w miejscach wydobywania wód; zasoby eksploatacyjne będą więc ograniczone do rejonów miast i miejscowości, rejonów przemysłowych, rolniczych i rekreacyjno-wypoczynkowych;
 - ze względu na znaczną kapitałochłonność inwestycji geotermalnych, lokalny rynek ciepłowniczy powinien być bardzo atrakcyjny, zdolny do przyciągnięcia inwestorów;
 - budowa instalacji geotermalnych w naturalny sposób ograniczona jest do obszarów, gdzie występują wody geotermalne o optymalnych właściwościach (temperaturze, mineralizacji, wydajności itp.).
- W niniejszym Atlasie wydzielono, zdefiniowano oraz określono zasoby energii geotermalnej według następujących kategorii:
- dostępne zasoby energii geotermalnej;
 - zasoby statyczne wód i energii geotermalnej;
 - zasoby statyczne-wydobywalne wód i energii geotermalnej;
 - zasoby dyspozycyjne wód i energii geotermalnej.
- Przy szacowaniu zasobów energii geotermalnej w obliczeniach pośrednich konieczne jest określenie zasobów wód (tj. nośnika energii). W niniejszym Atlasie nie wydzielono wartości tych zasobów, przedstawiając jedynie obliczone zasoby energii nagromadzonej w wodach.*

8.2 Metodyka oceny zasobów wód i energii geotermalnej

Dla określenia zasobów energii geotermalnej zakumulowanej w zbiornikach wód geotermalnych na obszarze Niżu Polskiego zastosowano metodykę przedstawioną w publikacjach różnych autorów, m.in.: Muffler, 1975; Gringarten, Sauty, 1975; Muffler, Cataldi, 1978; Gringarten, 1979; Gosk, 1982; Haenel, 1982, 1983; Koppe et al., 1983; Sorey et al., 1983; Haenel, Staroste et al., 1988; Górecki i in., 1990, 1993, 1995.

Metodyka numerycznego przetwarzania danych i kalkulacji zasobów została opracowana w Zakładzie Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej w latach dziewięćdziesiątych (Górecki i in., 1993), (Górecki (red.), 1995), a w latach następnych była udoskonalana w ramach realizacji licznych projektów badawczych.

Metodyka oceny zasobów geologicznych (dostępne zasoby geologiczne, zasoby statyczne oraz zasoby statyczne-wydobywalne) została oparta na podstawie metodyki stosowanej w krajach Unii Europejskiej prezentowanej m. in. w: „Atlas of Geothermal Resources in the European Community” (Haenel et al., 1988), „Atlas of Geothermal Resources in Europe” (Haenel et al., 2002).

Obliczeń zasobów energii geotermalnej dokonano w oparciu o objętościowy model kalkulacji (Muffler, Cataldi, 1978), przy zastosowaniu metod kartografii cyfrowej.

Określenie zasobów energii geotermalnej, szczególnie w kategoriach zasobów dyspozycyjnych oraz eksploatacyjnych, wiążące aspekty geologiczne i ekonomiczne oceny zasobów, powoduje konieczność odmiennego potraktowania i zdefiniowania niektórych kategorii zasobów wód w stosunku do prezentowanych w przepisach i opracowaniach hydrogeologicznych. W szczególności dotyczy to pozycji „Ustalenie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych - poradnik metodyczny” (Paczyński, Macioszczyk, Kazimierski, 1996).

Przemysłowe wykorzystanie wód wiąże się zwykle ze szczytaniem zasobów - odmiennie niż wykorzystanie wód w zamkniętym systemie geotermalnym. Po odzyskaniu ciepła woda zwykle w całej swej objętości jest zatłaczana powtórnie do zbiornika hydrogeologicznego.

Dla tego systemu eksploatacji nie jest zatem konieczne obliczanie zasobów dynamicznych wód geotermalnych, gdyż nie jest naruszana równowaga hydrodynamiczna danego poziomu lub warstwy wodonośnej.

8.2.1 Dostępne zasoby energii geotermalnej

Dostępne zasoby geotermalne oblicza się do głębokości 3000 m. W strefach, gdzie podłoże krystaliczne zalega płycej, np. obszar Platformy Wschodnioeuropejskiej (północno-wschodnia część Polski), kalkulacje ogranicza się do stropowej powierzchni skał tego podłoża. Oblicza się je jako sumę średniej ilości ciepła zawartego w wydzielonych blokach do głębokości 3000 m. Rozkład zakumulowanego ciepła na jednostkę powierzchni przedstawia się w postaci mapy, która uwzględnia zmiany temperatury skał na określonej głębokości.

Dla obszarów, w których występują wody geotermalne o niskiej entalpii, dostępne jednostkowe zasoby geotermalne (E_{DZG}) wyrażone jako ilość nagromadzonego ciepła przypadającego na jednostkę powierzchni, obliczane są według wzoru:

$$E_{DZG} = V_s \cdot \rho_s \cdot c_s \cdot \frac{T_h - T_o}{2A} \quad [J/m^2]$$

gdzie:

- V_s - objętość skał od powierzchni Ziemi do głębokości 3000 m [m^3];

- ρ_s - średnia gęstość utworów w profilu do głębokości 3000 m ($=2200 \text{ kg}/m^3$);
- c_s - średnie ciepło właściwe profilu do głębokości 3000 m ($=840 \text{ J}/\text{kg}^\circ\text{C}$);
- T_h - temperatura na głębokości 3000 m lub na głębokości stropu skał podłoża krystalicznego [$^\circ\text{C}$];
- T_o - średnia temperatura roczna na powierzchni ziemi [$^\circ\text{C}$];
- A - powierzchnia obszaru obliczeniowego [m^2].

Całkowita wielkość dostępnych zasobów geotermalnych jest sumą energii zawartej we wszystkich blokach obliczeniowych danego zbiornika hydrogeotermalnego.

8.2.2 Zasoby statyczne wód i energii geotermalnej

Zasoby statyczne energii zbiorników hydrogeotermalnych reprezentują ilość ciepła zakumulowanego w objętości wody wolnej zawartej w przestrzeni porowej lub szczelinach oraz w szkielecie skalnym danej warstwy lub poziomu wodonośnego.

Zasoby te określamy wówczas, gdy dotychczasowy stopień rozpoznania geologicznego pozwala wyodrębnić poziomy lub warstwy wodonośne. Równocześnie ustala się takie cechy i parametry jak: litologia, miąższość, porowatość i przepuszczalność, które wskazują na istnienie produktywnych warstw i poziomów wodonośnych.

Obliczenia statycznych zasobów geotermalnych (E_{ZS}) przeprowadza się według wzoru:

$$E_{ZS} = A \cdot m_p \cdot [(1 - p_e) \cdot \rho_s \cdot c_s + p_e \cdot \rho_w \cdot c_w] \cdot (T_s - T_o) \quad [J]$$

gdzie:

- m_p - sumaryczna miąższość warstw wodonośnych w zbiorniku [m];
- p_e - porowatość efektywna [-];
- T_s - temperatura w stropie zbiornika hydrogeotermalnego [$^\circ\text{C}$];
- T_o - średnia roczna temperatura na powierzchni ziemi [$^\circ\text{C}$];
- ρ_s i ρ_w - średnia gęstość matrycy skalnej i wody [kg/m^3];
- c_s i c_w - średnie ciepło właściwe matrycy skalnej i wody [$\text{J}/\text{kg}^\circ\text{C}$];
- A - powierzchnia obszaru obliczeniowego [m^2].

Ze wzoru wynika, że dotyczy on całkowitej ilości ciepła zgromadzonego w wolnej wodzie i matrycy skalnej w odniesieniu do danej powierzchni obliczeniowej.

Dodatkowo określa się rozkład statycznych zasobów geotermalnych odpowiadającym wybranym przedziałom temperaturowym wód geotermalnych danego poziomu hydrogeotermalnego.

Odpowiadające zasobom geologicznym energii geotermalnej zasoby wód ($E_{ZS(wody)}$) definiowane są jako ilość wolnej wody zawartej w przestrzeni porowej lub szczelinach danego poziomu wodonośnego.

Do ich obliczania stosuje się wzór:

$$E_{ZS(wody)} = A \cdot m_p \cdot p_e \quad [m^3]$$

gdzie:

- A - powierzchnia obszaru obliczeniowego [m²];
- m_p - sumaryczna miąższość warstw wodonośnych w zbiorniku [m];
- p_e - porowatość efektywna [-].

Całkowita wielkość zasobów statycznych jest sumą energii zawartej we wszystkich blokach obliczeniowych danego zbiornika hydrogeotermalnego.

8.2.3 Zasoby statyczne-wydobywalne wód i energii geotermalnej

Zasoby statyczne-wydobywalne stanowią część zasobów statycznych danego poziomu lub warstwy hydrogeotermalnej, która może być wydobyta na powierzchnię Ziemi przy uwzględnieniu określonego systemu eksploatacji wody geotermalnej.

Wyróżniamy dwa zasadnicze systemy eksploatacyjne:

- system eksploatacji dubletem lub jego krotkość, w którym woda geotermalna po odebraniu ciepła jest z powrotem zatłaczana do danego poziomu lub warstwy wodonośnej (otwór wydobywczy i zatłaczający);
- system eksploatacji singlem lub jego krotkość (otwór wydobywczy). Wykorzystane wody geotermalne nie będą z powrotem zatłaczane do złoża. Jest on stosowany dla eksploatacji zbiorników hydrogeotermalnych lub jego fragmentów, w których będą występowały wody słodkie lub o niewielkiej mineralizacji.

Ponieważ w omawianych zbiornikach hydrogeotermalnych na Niżu Polskim występują wody złożowe wysoko zmineralizowane, zasoby geologiczne wydobywalne obliczono dla eksploatacji systemem wydobywczo-zatłaczającym (dublet geotermalny).

Wydobywalną część zasobów geologicznych określa współczynnik wydobywania (odzysku) - R_o energii cieplnej z danego poziomu lub warstwy, który dla eksploatacji w systemie dubletu geotermalnego wynosi:

$$R_o = \frac{A_s}{A_c} \cdot \frac{T_s - T_z}{T_s - T_o} = 0.33 \cdot \frac{T_s - T_z}{T_s - T_o}$$

gdzie:

- A_s - powierzchnia schłodzona systemu dubletowego [m²];
- A_c - całkowita powierzchnia oddziaływania dubletu [m²];
- T_s - temperatura w stropie warstwy wodonośnej [°C];
- T_z - temperatura zatłaczanych wód schłodzonych po ich wykorzystaniu, do poziomu hydrogeotermalnego, przyjmowana do obliczeń na poziomie 25°C;
- T_o - średnia temperatura roczna na powierzchni ziemi [°C].

Stosunek powierzchni schłodzonej do całkowitej powierzchni oddziaływania dubletu został przyjęty za stałą, określoną empirycznie, na podstawie długoletnich doświadczeń w funkcjonujących instalacjach geotermalnych w obrębie Basenu Paryskiego, we Francji.

- dublet geotermalny - 1:3 = 0.33;
- eksploatacja jednym otworem - 1:10 = 0.1

Mapę współczynnika wydobywania R_o wykonuje się metodą superpozycji map: temperatury w stropie badanego poziomu hydrogeotermalnego i mapy średnich rocznych temperatur na powierzchni terenu wg wyżej podanego wzoru.

Zasoby statyczne-wydobywalne są super pozycją zasobów statycznych (E_{ZS} i współczynnika wydobywania (R_o) wg następującego wzoru:

$$E_{ZSW} = R_o \cdot E_{ZS} \quad [J]$$

gdzie:

- R_o - współczynnik wydobywania [-];
- E_{ZS} - zasoby statyczne [J].

Całkowita wielkość zasobów statycznych-wydobywalnych jest sumą energii zawartej we wszystkich blokach obliczeniowych danego zbiornika hydrogeotermalnego.

8.2.4 Zasoby dyspozycyjne wód i energii geotermalnej

Oszacowanie zasobów dyspozycyjnych powinno być poprzedzone oceną parametryczno-ekonomiczną badanego zbiornika. Metodę oceny parametryczno-ekonomicznej przedstawiono szczegółowo w rozdziale 9.

Zasoby dyspozycyjne stanowią udokumentowaną część zasobów statycznych-wydobywalnych, których wykorzystanie jest uzasadnione ekonomicznie.

Zasoby dyspozycyjne (E_{ZDySp}) możliwe do pozyskania w ciągu roku z jednego dubletu (instalacji geotermalnej), oblicza się według wzoru:

$$E_{ZDySp} = Q \cdot (T_s - 25) \cdot \rho_w \cdot c_w \cdot 8760 \quad [J/rok]$$

gdzie:

- Q - nominalna wydajność potencjalnego otworu wydobywczego [m³/h], (Q_{max}=300 m³/h);
- T_s - temperatura w stropie warstwy wodonośnej [°C];
- ρ_w - gęstość wody [kg/m³];
- c_w - ciepło właściwe wody [J/kg°C], (=4180 J/kg°C);
- * - współczynnik wynikający z przeliczenia czasu eksploatacji dubletu geotermalnego, (1 rok=8760 h).

Przy obliczaniu tych zasobów założono, że maksymalna wydajność ujęcia wód geotermalnych nie przekroczy wartości 300 [m³/h]. Ograniczenie to podyktowane jest warunkami technicznymi, m. in. wydajnością pomp głębinowych i jakością wykonania otworów wiertniczych.

Rozkład jednostkowych zasobów dyspozycyjnych otrzymuje się metodą superpozycji następujących map: mapy wydajności danego zbiornika geotermalnego, mapy temperatur w stropie danego zbiornika geotermalnego oraz mapy gęstości wód złożowych danego zbiornika, w odniesieniu do czasu eksploatacji równego jeden rok (8760 godzin).

W celu przedstawienia rozkładu jednostkowych zasobów dyspozycyjnych (E_{ZDysp}), tzn. zasobów przypadających na jednostkową powierzchnię zbiornika na mapie, posłużono się uproszczonym wzorem:

$$E_{ZDysp} = Q \cdot (T_s - 25) \cdot \rho_w \cdot c_w \cdot 8760^{(*)} / a \quad [J/m^2/rok]$$

gdzie:

- Q - nominalna wydajność potencjalnego otworu wydobywczego [m³/h], (Qmax=300m³/h);
- T_s - temperatura w stropie warstwy wodonośnej [°C];
- ρ_w - gęstość wody [kg/m³];
- c_w - ciepło właściwe wody [J/kg°C], (=4180 J/kg°C);
- * - współczynnik wynikający z przeliczenia czasu eksploatacji dubletu geotermalnego, (1 rok=8760 h);
- a - pole oddziaływania dipola dla potencjalnej wydajności otworu wydobywczego [m², (stała empiryczna=50 000 m²).

Całkowita wielkość zasobów dyspozycyjnych jest sumą energii zawartej we wszystkich blokach obliczeniowych danego zbiornika hydrogeotermalnego.

8.2.5 Zasoby eksploatacyjne wód i energii geotermalnej

Jest to ilość wolnej (grawitacyjnej) wody geotermalnej możliwa do uzyskania w danych warunkach geologicznych i środowiskowych za pomocą ujęć o optymalnych parametrach techniczno-ekonomicznych. Zasoby eksploatacyjne wyrażane są w metrach sześciennych na godzinę (m³/h) lub w metrach sześciennych na dobę (m³/d), przy odpowiedniej depresji, po przeliczeniu w dżulach na rok (J/rok). Zasoby eksploatacyjne są zasobami udokumentowanymi na podstawie wyników wszystkich badań hydrogeotermalnych w otworach badawczo-eksploatacyjnych. Określone są dla pojedynczego otworu eksploatacyjnego lub też dla grupy tych otworów.

Przy szacowaniu zasobów energii geotermalnej w obliczeniach pośrednich konieczne jest określenie zasobów wód geotermalnych (tj. nośnika energii). W niniejszym Atlasie nie wydzielono wartości tych zasobów, przedstawiając jedynie obliczone zasoby energii zmagazynowanej w tych wodach.

Obliczenia zasobów geotermalnych w zdefiniowanych klasach zasobowych oraz przyjęta metodyka kalkulacji wymagają równoległego przeprowadzenia obliczeń zasobów wód geotermalnych wyrażonych w m³ lub w km³.

Wielkości zasobów wód geotermalnych nie są prezentowane w Atlasie.

8 Classification and assessment methods of geothermal energy resources (W.Górecki, M.Hajto)

The geothermal energy resources are defined as total amount of thermal energy (heat) accumulated in the Earth's crust down to given depth, referred to particular area for which the calculations are made and for mean annual temperature at the Earth's surface (Muffler, Cataldi, 1978).

The energy accumulated in the Earth's crust can be classified into the following groups:

- a) **hydrogeothermal energy** - for which the energy carrier is hot groundwater produced with the wells;
- b) **petrogeothermal energy** - for which the energy carriers are media (usually water) injected through wells into the hot rock formations (so-called Hot, Dry Rocks - HDR) and salt diapirs;
- c) **geopressure energy** - which is hydraulic energy accumulated in the Earth's crust, in fluids subjected to lithostatic pressure higher than normal, hydrostatic pressure;
- d) **magma energy** - where sources of thermal energy are magma bodies or intrusions penetrating the fault zones and heating both the enclosing rock formations and the infiltrating meteoric waters.

The geothermal resources include heat energy accumulated in media of temperature at least 20°C. Waters of temperature above 20°C are named „geothermal waters”.

In Poland particular attention is paid to hydrogeothermal energy, which is the most common heat source. The petrogeothermal energy is of marginal importance due to limited occurrence of suitable areas and technical constrains occurring during exploitation of this energy source.

Classification of geothermal resources

In the following Atlas the methodology accepted in the European Union was applied for resources assessment. Both the domestic classifications and the terminology were adapted to the EU standards, hence, the resulting calculations can be compared with those from the EU countries.

Classification of geothermal resources applied in the EU members (the McKelvey's diagram) is in shown in fig. 8.0.4.

The classification presented in fig. 8.0.4 was modified in order to include traditional terminology and definitions applied in Poland. The horizontal axis represents the accuracy of geological recognition whereas the vertical one displays the depth of occurrence and the economic efficiency of geothermal energy utilization.

In Poland the legal regulations of classification and assessment methodology of geothermal waters and their accumulated energy have not been established, as yet. The EU experts apply the classification based upon the McKelvey's diagram, which refers to classifications and terminology derived from the mineral industry (including petroleum). Thus, the quantitative assessment of energy accumulated in geothermal waters was adjusted to the McKelvey's

diagram. The resulting methodology strongly concerns both the economic and the ecological aspects of geothermal energy assessment.

The term „*total geothermal resources*” means resources of thermal energy accumulated in the Earth’s crust down to a particular depth, referred to mean annual temperature at the Earth’s surface.

The „*accessible geothermal resources*” are defined (see Muffler, Cataldi, 1979) as a part of total geothermal resources which can be accessed with the drillings. In the EU countries the accessible resources are calculated down to 7 km depth and down to the two intermediate depths, depending on the occurrence of assessed hydrogeothermal horizons.

The „*geological reserves*” shown in the McKelvey’s diagram constitute only a small part of accessible geothermal resources. The recovery index, understood as the ratio of geological resources to accessible geothermal resources may reach 25% under favourable conditions of convective geothermal systems accompanying the young magmatic intrusions (Nathenson, Muffler, 1975). In sedimentary basins of Western and Central Europe, where thermal energy accumulated in groundwaters originates from the normal Earth’s heat flow, the recovery index is much lower. Under extreme conditions, e.g. in thick formations of low-permeable rocks, this index may reach only a fraction of per cent.

The „*exploitable resources*” are the resources assessed basing upon the hydrogeothermal studies made in exploration and production wells, determined for a single well or a cluster of wells.

The „*perspective resources*” („undiscovered resources” in the McKelvey’s diagram) are assessed basing upon only the limited geological data, precisely, upon the lithology and the thickness of identified groundwater horizons. The well-tests data, which might have been used for quantitative estimation of production rates, are lacking.

Geothermal resources can be classified also in terms of their economic value into three groups: economic, subeconomic and uneconomic.

The „*economic resources*” are those, which utilization is economically efficient with the use of existing production techniques and technologies, and heat recovery methods.

The „*subeconomic*” and „*uneconomic resources*” constitute a part of geological resources which utilization is currently economically inefficient or technically/technologically impossible. These resources are calculated and recorded if their utilization is expected to be possible in the future i.e., when the resources can be reassessed into the economic class.

In order to estimate the geothermal energy resources, data from numerous wells drilled for various purposes were taken into account. The data collection was highly time-consuming because these are contained in a great number of reports stored in many, and sometimes very distant, archives. The „Geol” geothermal database prepared at the Department of Fossil Fuels, Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection, AGH-University of Science and Technology enables the direct and quick access to archival, geological, hydrogeological, geophysical and drilling-engineering information.

8.1 Classification of geothermal resources

In the world literature the standard, uniform terminology defining unequivocally the categories of geothermal resources does not exist (see Dickson, Fanelli, 2004). The most commonly applied classification criterion is the temperature (= enthalpy) of thermal energy carriers. The resources classification applied in the world literature is shown in table 8.1.1.

Table 8.1.1 *Division of geothermal resources known from literature.*

Geothermal resources	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
	Temperature [°C]				
low enthalpy resources	< 90	<125	<100	≤150	≤190
intermediate enthalpy resources	90-150	125-225	100-200	-	-
high enthalpy resources	>150	>225	>200	>150	>190

Practically, this classification is based upon the energetic value of geothermal resources. Due to such value, Bonneville (1990) selected the resources suitable for electricity generation (temperatures over 150°C) and the resources suitable for direct utilization (temperatures below 150°C).

In Poland geothermal energy is accumulated in groundwaters of temperatures usually below 90°C or, rarely, somewhat higher than 100°C. Therefore, these resources can be classified into the low-temperature (low-enthalpy) class.

Another classification system considers the geological recognition of geothermal resources together with ecological, technical and economic aspects of their development, exploitation and utilization.

The resulting classification is following (see Górecki et al., 1993, 1994, 1995):

- the **accessible geothermal energy resources** mean the amount of thermal energy accumulated in the Earth’s crust down to 3,000 m depth or to the top surface of crystalline basement, referred to the mean annual temperature of the Earth’s surface and expressed in [J];
- the **static resources of geothermal waters and energy** are the amounts of free (gravitational) geothermal water hosted in pores, fractures or caverns of given hydro-geothermal horizon, expressed in [m³] or [km³], recalculated into the energy units [J]. These resources are calculated if the recognition of continuous groundwater reservoirs or horizons is possible in the given area. Basing on determined properties of groundwater horizons: lithology, thickness, porosity and permeability, the identification of producing reservoirs and horizons is possible;
- the **static, recoverable geothermal waters and energy resources** constitute only a part of the static resources diminished by the recovery index R_o , expressed in [m³] or [km³], recalculated into the energy units [J];
- the **disposable geothermal waters and energy resources** are the amounts of free (gravitational) geothermal water within the horizon or other calculation unit, which can be developed under given conditions but without detailed localization as well as technical and economic specification of an intake, expressed in [m³/day], [m³/year], [J/year] or [TOE/year];
- the **exploitable geothermal waters and energy resources** are the amounts of free (gravitational) geothermal water, which can be produced at given geological and environ-

mental settings with intakes of optimum technical and economic parameters, expressed in [m³/h], [m³/day] at relevant drawdown, recalculated into [J/year] or [TOE/year].

Both the accessible and the static geothermal energy resources have exclusively the cognitive meaning whereas the disposable and, particularly, the exploitable resources are of practical importance. Therefore, the geothermal energy resources in Poland commonly cited in various papers and reports as tens of billions, or even over 100 billions TEF are only the theoretical values of heat accumulated in groundwaters. These values, by no means, cannot be identified as resources, which can be practically (= commercially) recovered and utilized under economic effectiveness conditions (even if preference financing is available).

Evaluation of exploitable resources and feasibility studies of geothermal installation construction must consider the following conditions:

- energy recovered from geothermal waters can be utilized at the production site, hence, the exploitable resources will be limited to urban and/or rural areas, industrial zones and recreational centers;
- due to high capital costs of geothermal investments, local heat market must be very attractive for potential investors;
- construction of geothermal installations is naturally limited to the areas where geothermal waters of optimal parameters occur.

In the Atlas the geothermal energy resources were classified, defined and determined for the following resources classes:

- accessible geothermal energy resources;
- static geothermal waters and energy resources;
- static, recoverable geothermal waters and energy resources;
- disposable geothermal waters and energy resources;
- exploitable geothermal waters and energy resources.

The estimation of geothermal energy resources requires the determination of energy carrier reserves (i.e. geothermal waters). In the following Atlas these reserves were omitted and only the energy resources accumulated in these waters were calculated.

8.2 Estimation methodology of geothermal waters and energy resources

The methodology of resources estimation of geothermal energy accumulated in geothermal aquifers in the Polish Lowlands was compiled from various publications, e.g.: Muffler (1975), Gringarten & Sauty (1975), Gringarten (1979), Muffler & Cataldi (1979), Gosk (1982), Haenel (1982), Koppe et al. (1983), Sorey et al. (1983), Haenel et al., (1988), Górecki et al., (1990, 1993, 1995).

The numerical data processing and resources calculation methods were developed at the Department of Fossil Fuels in the 1990-ties (see Górecki et al., 1993 and Górecki (editor), 1995) and improved in succeeding research projects and expert reports.

The methodology of geological resources estimation (accessible geological resources, static resources and static, recoverable resources) was based upon the EU standards available e.g. in the „Atlas of geothermal resources in the European Community” (Haenel et al., 1988) and the „Atlas of geothermal resources in Europe” (Haenel et al., 2002).

Calculations of geothermal energy resources were based upon the volumetric model (see Muffler & Cataldi, 1979) with the application of digital mapping methods.

Determination of geothermal resources (particularly the disposable and the exploitable resources), which unifies the geological and the economic aspects required the different attempt and the redefinition of some resources categories given in the relevant hydrogeological regulations and publications (e.g. in the „Guide to the methodology of determination of disposable groundwater resources” by Paczyński et al., 1996).

The commercial utilization of groundwaters usually means only their discharge. Such attempt differs from groundwater utilization with geothermal doublet system where produced water is injected back to the reservoir after heat recovery. Thus, for such production system the calculation of dynamic resources is unnecessary because hydrodynamic balance within the given reservoir or horizon remains undisturbed.

8.2.1 Accessible geothermal energy resources

The accessible geothermal energy resources are calculated down to 3 000 m depth. In the areas where the top surface of crystalline basement occurs at shallow depths (e.g. the East-European Platform in the northeastern part of Poland) the resources are calculated only down to this surface.

The resources are calculated as mean amount of heat accumulated in calculation blocks down to 3 000 m depth. Distribution of accumulated heat is displayed in map, which indicate shows changes of rocks temperature at given depth.

For areas where geothermal waters of low unit enthalpy occur the accessible geothermal resources E_{DZG} (expressed as the amount of accumulated heat per area unit) are calculated according to the following formula:

$$E_{DZG} = V_s \cdot \rho_s \cdot c_s \cdot \frac{T_h - T_o}{2A} \quad [J/m^2]$$

where:

- V_s - volume of rocks from the Earth's surface down to 3 000 m depth [m³];
- ρ_s - mean density of rocks down to 3 000 m depth [kg/m³] (taken as 2 200 kg/m³);
- c_s - mean specific heat of rocks down to 3 000 m depth [J/kg°C] (taken as 840 J/kg°C);
- T_h - temperature at 3 000 m depth or at the top surface of crystalline basement [°C];
- T_o - mean annual temperature at the Earth's surface [°C];
- A - area of calculation block [m²].

8.2.2 Static resources of geothermal energy

The static resources of geothermal waters and energy are the amounts of heat accumulated in the volume of free water hosted within the pore or fracture spaces and within the rock framework of given groundwater reservoir or horizon.

These resources are calculated if current recognition of geological structure enables the identification of groundwater reservoirs or horizons. The following parameters are determined: lithology, thickness, porosity and permeability, which point to the presence of water-bearing reservoirs and horizons.

The static resources EZS are calculated according to the following formula:

$$E_{ZS} = A \cdot m_p \cdot [(1 - p_e) \cdot \rho_s \cdot c_s + p_e \cdot \rho_w \cdot c_w] \cdot (T_s - T_o) \quad [J]$$

where:

- m_p - cumulative thickness of groundwater horizons in the reservoir [m];
- p_e - effective porosity [-];
- T_s - temperature at the top surface of groundwater reservoir [°C];
- T_o - mean annual temperature at the Earth's surface [°C];
- ρ_s i ρ_w - mean density of rock framework and water, respectively [kg/m³];
- c_s i c_w - mean specific heat of rock framework and water, respectively [J/ kg°C];
- A - area of calculation block [m²].

It can be concluded from this formula that E_{ZS} is a total amount of heat accumulated in free water and in rock framework, referred to given area of calculation block.

Additionally, the distribution of static geothermal resources is determined for selected temperature intervals of geothermal waters in the given hydrogeothermal horizon.

The resources of groundwaters corresponding to geological resources of geothermal energy are calculated as the volume of free water hosted within pore and fracture spaces, and rock framework of given groundwater reservoir or horizon. The following formula is applied:

$$E_{ZS(wody)} = A \cdot m_p \cdot p_e \quad [m^3]$$

where:

- A - area of calculation block [m²];
- m_p - cumulative thickness of groundwater horizons in the reservoir [m];
- p_e - effective porosity [-].

Therefore, the calculated static resources of waters in geothermal reservoirs are the volume of free water hosted in analyzed geothermal reservoir. Similarly to static energy resources, it is possible to calculate water resources for given temperature intervals, too.

8.2.3 Static-recoverable geothermal waters and energy resources

The static, recoverable geothermal waters and energy resources are a part of static resources of given groundwater reservoir or horizon, which can be produced with the given exploitation system.

Two exploitation systems were distinguished:

- dublet (triplet, etc.) system (production and injection wells) in which produced geothermal water is injected back to the reservoir or horizon after heat recovery;
- single system (production well) in which produced geothermal waters are not returned back to the reservoir. It is applied for geothermal reservoirs or their fragments in which fresh or low-TDS waters occur.

As in the hydrogeothermal reservoirs of Polish Lowlands only high-TDS groundwaters occur, the static, recoverable resources were calculated for dublet system.

The recoverable part of geological resources is represented as the recovery index R_o of thermal energy from given reservoir or horizon. For geothermal dublet this parameter is calculated from the following formula:

$$R_o = \frac{A_s}{A_c} \cdot \frac{T_s - T_z}{T_s - T_o} = 0.33 \cdot \frac{T_s - T_z}{T_s - T_o}$$

where:

- A_s - cooled area of the dublet [m²];
- A_c - total area affected by the dublet [m²];
- T_s - temperature at the top surface of groundwater horizon [°C];
- T_z - temperature of water injected back to the horizon (=25 °C);
- T_o - mean annual temperature at the Earth's surface [°C].

The ratio of cooled area to total area affected by geothermal dublet was taken as empirical constant value based upon long-term experience gained from the operating geothermal installations in the Paris Basin (France). The following, simplified values of this parameter were taken for calculations:

- for geothermal dublet - 1:3 = 0.33;
- for single well - 1:10 = 0.1

The map of recovery index was constructed by the superposition of two maps: map of temperatures at the top surface of given geothermal horizon and map of mean annual temperatures at the Earth's surface.

The map of unit static, recoverable resources for geothermal dublet was constructed with by the superposition of two maps: map of recovery index and map of unit static resources, according to the following formula:

$$E_{ZSW} = R_o \cdot E_{ZS} \quad [J]$$

where:

- R_o - recovery index;
- E_{ZS} - static resources [J].

The overall value of static, recoverable resources is a sum of recoverable energy accumulated in the all calculation blocks of given hydrogeothermal reservoir.

8.2.4 Disposable geothermal waters and energy resources

Estimation of disposable resources should be preceded by parametric/economic evaluation of given geothermal reservoir. The methodology of such evaluation is given in Chapter 9.

The disposable resources constitute a part of assessed static, recoverable resources, which utilization is economically effective.

The disposable resources E_{ZDySp} were determined as the amount of energy recoverable during 1 year from a geothermal dublet:

$$E_{ZDySp} = Q \cdot (T_s - 25) \cdot \rho_w \cdot c_w \cdot 8760 \quad (^*) \quad [J/rok]$$

where:

- Q - rated discharge of potential production well [m^3/h], ($Q_{max}=300 m^3/h$);
- T_s - temperature at the top surface of groundwater horizon [$^{\circ}C$];
- ρ_w - water density [kg/m^3];
- c_w - water specific heat [$J/kg^{\circ}C$], ($=4 180 J/kg^{\circ}C$);
- * - coefficient resulting from lifetime of geothermal dublet (1 year= 8 760 hours).

For calculation of disposable resources it was assumed that maximum discharge of geothermal water intake will not exceed $300 m^3/h$. This limit results from technical constrains, among others from delivery rate of submersible pumps and quality of boreholes.

Distribution of unit disposable resources was obtained by superposition of the following maps: map of discharge of given geothermal reservoir, map of temperatures at the top surface of given geothermal reservoir and map of density of reservoir waters in given geothermal reservoir, according to exploitation time equal one year.

In order to display the distribution of unit disposable resources (i.e. resources per unit area of given reservoir) the following, simplified formula was applied:

$$E_{ZDySp} = Q \cdot (T_s - 25) \cdot \rho_w \cdot c_w \cdot 8760 \quad (^*)/a \quad [J/m^2/rok]$$

where:

- Q - rated discharge of potential production well [m^3/h], ($Q_{max}= 300 m^3/h$);
- T_s - temperature at the top surface of groundwater horizon [$^{\circ}C$];

- ρ_w - water density [kg/m^3];
- c_w - water specific heat [$J/kg^{\circ}C$], ($=4 180 J/kg^{\circ}C$);
- * - coefficient resulting from lifetime of geothermal dublet (1 year = 8 760 hours);
- a - area of dublet for given, potential discharge of production well [m^2] (empirical constant = 50 000 m^2).

The disposable resources of geothermal waters corresponding to the disposable resources of geothermal energy are defined as the volume of groundwaters, which can be commercially produced without deterioration of quantity and quality of overall groundwater resources.

8.2.5 Exploitable geothermal waters and energy resources

The exploitable geothermal waters and energy resources are defined as the volume of free (gravitational) waters, which can be produced at given geological setting and under given environmental conditions from intakes of optimum technical and economic parameters. The exploitable resources are expressed in m^3/h or in $m^3/24h$ at relevant drawdown and recalculated to J/year.

The exploitable resources are assessed basing upon the results of all hydrogeothermal studies and tests made in exploration and production wells, and are determined for a single production well or for a cluster of wells.

For estimation of exploitable geothermal energy resources it is necessary to calculate the geothermal waters resources (i.e. the energy carrier resources). In the following Atlas these resources have not been calculated, only the energy resources accumulated within these waters were assessed.

Literatura (References):

1. **Axelsson, G., Gunlaugsson, E., 2000** - Background: Geothermal utilization, management and monitoring. In: Long-term monitoring of high- and low enthalpy fields under exploitation, WGC 2000 Short Courses, Japan.
2. **Benderitter, Y. and Cormy, G., 1990** - Possible approach to geothermal research and relative costs. In: Dickson, M.H. and Fanelli, M., eds., Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization, UNITAR, New York, pp.
3. **Bonneville P., 1990** - Francuskie regulacje dotyczące geotermii w zakresie gruntów, ochrony wód podziemnych i powierzchniowych oraz bezpieczeństwa i higieny pracy. ISE AGH Kraków, maszynopis tłumaczenia.
4. **Dickinson M.H., Fanelli M., 1996** - Zastosowanie energii geotermalnej. Mat. Kursu „Polska Szkoła Geotermalna”. PGA - Kraków.
5. **Gosk E., 1982** - Geothermal resources assesment. In: Geothermics and geothermal energy. Stuttgart, Eds. V. Čermak, R Haenel. E. Schweizerbartshe Verlagsbuchhandlug.
6. **Górecki W. i in., 1990** - Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. ISE AGH Kraków, Okr. Przeds. Geod. Kartogr. Poznań.

-
7. **Górecki W. i in., 1993** - Metodyka oceny zasobów energii wód geotermalnych w Polsce. Ekspertyza 12/93 MOŚZNiL, Arch. ZSE AGH, Kraków, maszynopis.
 8. **Górecki W. i in., 1994** - Określenie odnawialnych zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Spraw. z wykonania projektu badawczego KBN nr 901279101. Arch. ZSE AGH, Kraków maszynopis.
 9. **Górecki W. i in., 1995** - Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. ZSE AGH, Towarzystwo Geosynoptyków „GEOS”, Kraków.
 10. **Gringarten A.C., Sauty J.P., 1975** - A Theoretical Study of Heat Extraction from Aquifer with Uniform Regional Flow. *J.Geophys.Res.* 80, 35.
 11. **Gringarten A.C., 1979** - Reservoir Lifetime and heat Recovery Factor in Geothermal Aquifers used for Urban Heating (Pageoph. vol. 117).
 12. **Haenel R., 1982** - Geothermal Resource and Reserve Assessment. Report NLFb, Hannover, Archive No 95 100.
 13. **Haenel R., 1983** - EC Project on the Evaluation of the Community Potential of Geothermal Energy. Geological Survey of Lower Saxon, Hannover.
 14. **Haenel, R. and Staroste, E., 1988** - Atlas of geothermal resources in the European Community, Austria and Switzerland, Th Schäfer, Hannover, Germany, 74 p., 110 plates.
 15. **Hochstein M.P., 1990** - Classification and assessment of geothermal resources. In: Dickson, M.H. and Fanelli, M., eds., *Small Geothermal Resources: A Guide to Development and Utilization*, UNITAR, New York.
 16. **Koppe I., Kleefeldt M., Haenel Rv 1983** - Evaluation of Geothermal Energy Resources and Reserves in Selected Areas of the Federal Republic of Germany. Report NLFb, Hannover, Archive No 95 314.
 17. **Haenel R. et. al., 2002** - Atlas of geothermal resources in Europe. Office for the Official Publications of the European Communities, Luxemburg.
 18. **Muffler L.J.P., 1975** - Geology, Hydrology, and Geothermal Systems. Proceedings, Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. San Francisco, California, USA 20-29 May 1975. Vol.1, Summary of Section II. Washington.
 19. **Muffler L.J.P., Cataldi, R., 1978** - Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics* , 7.
 20. **Muffler L.J.P., Cataldi R., 1979** - Methods for Regional Assessment of Geothermal Resources. *Geothermics* No.7.
 21. **Nathenson, Manuel, and Muffler, L.J.P., 1975** - Geothermal resources in hydrothermal convection systems and conduction-dominated areas, in White, D.E., and Williams, D.L., eds., *Assessment of geothermal resources of the United States - 1975*: U.S. Geological Survey Circular 726.
 22. **Nicholson K., 1993** - *Geothermal Fluids*. Springer Verlag, Berlin, XVIII - 264 pp.
 23. **Paczyński B., Macioszczyk T., Kazimierski B., Mitrega D., 1996** - Ustalanie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych - poradnik metodyczny. Wyd. TRIO Warszawa.
 24. **Sorey M.L., Nathenson M., Smith C., 1983** - Methods for Assessing Low - Temperature Geothermal Resources. U. S. Geol. Surv., Circular 892.

9 Metodyka oceny ekonomicznej dokumentowanego zbiornika hydrogeotermalnego oraz szacowanie jego zasobów dyspozycyjnych (T.Kuźniak, M.Hajto)

9.1 Ocena ekonomiczna zbiorników hydrogeotermalnych

Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej danego zbiornika (poziomu) hydrogeotermalnego stanowią udokumentowaną część zasobów statycznych wydobywalnych, których wykorzystanie jest ekonomicznie uzasadnione. Oszacowanie zasobów dyspozycyjnych wymaga zatem dokonania oceny opłacalności wykorzystania energii geotermalnej w obrębie analizowanego zbiornika, celem wskazania tych jego obszarów, gdzie potencjalnie możliwa jest efektywna ekonomicznie eksploatacja zgromadzonej energii cieplnej. Zaprezentowaną niżej metodykę oceny oparto o kryteria o charakterze finansowym.

Należy podkreślić, że choć kryteria finansowe mają zasadnicze znaczenie przy podejmowaniu decyzji inwestycyjnych, to jednak nie zawsze są jedynymi miernikami uwzględnianymi w ocenach. W szczególności dotyczy to inwestycji infrastrukturalnych, w tym takich których realizacja stymuluje rozwój szeregu istniejących oraz nowych dziedzin, bez negatywnego oddziaływania na środowisko naturalne. Jednakże dodatkowe korzyści o charakterze społecznym i gospodarczym można szczególnie określić dopiero na etapie analizy sprecyzowanego projektu inwestycyjnego. Natomiast etap analiz o charakterze regionalnym winien przede wszystkim dostarczyć informacji o potencjalnie najbardziej korzystnych, z finansowego punktu widzenia, lokalizacjach przyszłych inwestycji.

9.1.1 Metodyka oceny ekonomicznej zbiorników hydrogeotermalnych

Podstawowe czynniki jakie oddziałują na opłacalność wykorzystywania zasobów ciepła geotermalnego można zakwalifikować do następujących grup związanych z:

1. Własnościami zbiorników hydrogeotermalnych,
2. Sposobami zagospodarowania uzyskanego ciepła,
3. Uwarunkowaniami otoczenia społeczno-gospodarczego.

Własności zbiorników hydrogeotermalnych na danym obszarze zależą od czynników geologicznych i hydrogeologicznych - są one wielkościami o charakterze obiektywnym i niezmiennym. Elementy dwóch następnych grup jedynie częściowo i pośrednio uzależnione są od własności zbiorników, a w większości są od nich niezależne. Przyjmując określone założenia i znajdując odpowiednie relacje między zmiennymi, można więc przedstawić ekonomiczną efektywność eksploatacji zasobów energii geotermalnej danego zbiornika (poziomu wodonośnego) - jako zależną jedynie od jego własności.

Przełożenie własności zbiorników hydrogeotermalnych na wysokość niezbędnych do poniesienia nakładów kapitałowych i kosztów eksploatacji instalacji geotermalnych udostępniających wody podziemne oraz na skalę odzysku zawartego w nich ciepła, umożliwiają określenie kryterium, pozwalającego wstępnie ocenić zasadność eksploatacji danego zbiornika. Transpozycja realizowana przez zależności matematyczne powinna dotyczyć tych własności zbiorników, których wpływ na rozważane elementy jest szczególnie istotny. Do własności tych można zaliczyć:

- *przewodność hydrauliczną skał*, która determinuje zdolność skał do przewodzenia wody oraz od której zależy moc użytych pomp eksploatacyjnych i zatłaczających;
- *temperaturę eksploatowanej wody geotermalnej*, od której zależy moc cieplna geotermalnej instalacji ciepłowniczej wykorzystującej dane ujęcie wód podziemnych;
- *głębokość występowania formacji wodonośnej*, która ma decydujący wpływ na koszt wierceń, będący podstawowym składnikiem nakładów kapitałowych.

W celu oceny zasobów zbiorników hydrogeotermalnych wymienione własności można ująć w formę bezwymiarowego wskaźnika, tzw. współczynnika mocy, zdefiniowanego następująco (Gosk, 1982):

$$F = \frac{\text{efektywna moc wyjściowa}}{\text{ponoszona moc wejściowa}} = \frac{P_{wy}}{P_{we}}$$

9.1.2 Efektywna moc wyjściowa

Przyjmuje się, że efektywna moc wyjściowa odpowiada średniej rocznej mocy cieplnej ujęcia geotermalnego¹, którą można określić następująco:

$$P_{wy} = LF \cdot Q \cdot \rho_w \cdot c_w \cdot (T - T_z) \quad [W]$$

gdzie:

- LF - średni roczny współczynnik obciążenia ujęcia;
- Q - nominalna wydajność eksploatacyjna wody geotermalnej [m³/s];
- ρ_w - gęstość wody geotermalnej [kg/m³];
- c_w - ciepło właściwe wody geotermalnej [J/kg^oC];
- T - temperatura eksploatowanej wody geotermalnej [°C];
- T_z - temperatura wody geotermalnej po odebraniu jej ciepła [°C].

Średni roczny współczynnik obciążenia ujęcia (LF) wyraża stopień wykorzystania w skali roku nominalnej mocy cieplnej danego ujęcia geotermalnego. Jego wartość zależy od planowanego sposobu zagospodarowania uzyskanego ciepła. Wartości LF zawierają się w przedziale od 0 do 1, przy czym LF=1 oznacza nieprzerwaną w ciągu roku pracę ujęcia ze stałą nominalną mocą cieplną.

Przyjmując niektóre parametry za stałe ($\rho_w c_w = 4.1 \text{ MJ/m}^3 \text{ } ^\circ\text{C}$) oraz zakładając, iż temperatura wody geotermalnej po oddaniu ciepła wynosić będzie T_z=25°C, formułę efektywnej wyjściowej mocy cieplnej (po zmianie jednostek) można wyrazić w następującej postaci:

$$P_{wy} = 1.14 \cdot 10^{-3} \cdot LF \cdot Q \cdot (T - T_z) \quad [MW]$$

¹Pod pojęciem ujęcia geotermalnego (instalacji geotermalnej) rozumie się zespół urządzeń służących do eksploatacji wód podziemnych oraz do odbioru zawartego w nich ciepła.

gdzie:

- LF - średni roczny współczynnik obciążenia ujęcia;
- Q - nominalny wydatek eksploatacyjny wody geotermalnej [m³/h];
- T - temperatura eksploatowanej wody geotermalnej [°C];
- T_z - temperatura wody geotermalnej po odebraniu jej ciepła [°C].

Jeżeli w powyższej zależności LF=1, to nominalna moc cieplna ujęcia geotermalnego (instalacji geotermalnej) wyniesie:

$$P = 1.14 \cdot 10^{-3} \cdot Q \cdot (T - T_z) \quad [MW]$$

Zależność tę dla ujęć eksploatujących wody podziemne rozpatrywanych zbiorników hydrogeotermalnych przedstawiono na załącznikach 14.12, 15.12, 16.12, 17.12, 17.12.1, 17.12.2, 18.12, 20.12.

9.1.3 Ponoszona moc wejściowa

Ponoszona moc wejściowa odpowiada nakładom kapitałowym na wybudowanie ujęcia geotermalnego oraz kosztom jego eksploatacji wyrażonym w ekwiwalencie mocy cieplnej. Można ją zinterpretować jako ilość ciepła możliwą do uzyskania w jednostce czasu przy alternatywnym sposobie wykorzystania środków finansowych.

$$P_{we} = 3.17 \cdot 10^{-8} \cdot (I/t + K_a) \cdot W/CP \quad [MW]$$

gdzie:

- I - całkowite nakłady kapitałowe na budowę ujęcia [zł];
- t - czas funkcjonowania instalacji [lata], w obliczeniach przyjęto 25 lat;
- I/t - roczne nakłady inwestycyjne [zł/rok];
- K_a - roczne koszty eksploatacji dipola [zł/rok];
- W - wartość opałowa alternatywnego paliwa kopalnego [MJ/j.p.], gdzie j.p. - jednostka paliwa, np. tona lub metr sześcienny;
- CP - cena alternatywnego paliwa kopalnego [zł/j.p.].

Oszacowanie niezbędnych nakładów kapitałowych na budowę ujęcia geotermalnego wymaga określenia wydatków na podstawowe jego elementy, takie jak: otwory wiertnicze (produkcyjny i chłonny), wymienniki ciepła, pompy, rurociąg przesyłowy oraz budynki i prace inżynierskie. Dodatkowo należy uwzględnić nakłady kapitałowe fazy przedprodukcyjnej oraz nakłady nieprzewidziane. Wszystkie wymienione pozycje oszacowano opierając się na kosztorysach oraz stosując wykładnicze i czynnikowe metody interpolacji nakładów, a następnie przedstawiając je w funkcji wyżej wymienionych własności zbiorników hydrogeotermalnych.

W celu uproszczenia szacunku kosztów eksploatacji ujęć wód geotermalnych przyjęto ich podział na: koszty określone jako procent od wysokości nakładów inwestycyjnych na budowę

tych ujęć (koszty remontów i konserwacji, koszty ogólne i administracyjne) oraz koszty proporcjonalne do skali eksploatacji wód tymi ujęciami (koszty zużywanej na pompowanie energii elektrycznej). Podobnie jak nakłady kapitałowe także koszty eksploatacji wyrażono w funkcji omówionych własności zbiorników hydrogeotermalnych.

9.1.4 Współczynnik mocy

Na podstawie omówionych wcześniej wzorów i założeń określono następującą zależność współczynnika mocy (F) od podstawowych własności zbiorników hydrogeotermalnych:

$$F = \frac{P_{wy} = 1.14 \cdot LF \cdot Q \cdot (T - 25)}{P_{we} = 1.078 \cdot 10^{-3} \cdot \left(312 \cdot 10^3 \cdot \exp(0.00078 \cdot H) + 825 \cdot [Q \cdot (T - 25)]^{0.6} + 2.55 \cdot \left[\frac{Q^2}{(k-m)} \right]^{0.6} + 3 \cdot 10^5 \right) + 1.033 \cdot 10^{-5} \cdot \frac{Q^2}{(k-m)}}$$

gdzie:

- k - współczynnik filtracji [m/s];
- m - miąższość formacji wodonośnej [m];
- H - głębokość występowania formacji wodonośnej [m];
- LF - średni roczny współczynnik obciążenia ujęcia;
- Q - nominalny wydatek eksploatacyjny wody geotermalnej [m³/h];
- T - temperatura eksploatowanej wody geotermalnej [°C].

W zależności tej przyjęto, że alternatywnym paliwem jest węgiel kamienny o wartości opałowej 25 000 MJ/t i cenie 50 USD/t.

Współczynnik mocy jest wskaźnikiem mówiącym, ile razy moc cieplna ujęcia geotermalnego przewyższa moc cieplną stanowiącą ekwiwalent nakładów kapitałowych i kosztów eksploatacji tego ujęcia. Tak zdefiniowany współczynnik mocy odpowiada kryterium efektywności („wydajności”), tj. stosunkowi uzyskanych efektów do poniesionych nakładów. Im wyższa wartość tego ilorazu, tym wyższa jest efektywność. Współczynnik mocy niższy od 1 wskazuje, że „wartość energetyczna” poniesionych środków finansowych na przedsięwzięcie jest wyższa od uzyskanych efektów energetycznych. Jest to zatem swoisty wskaźnik wyrażający wartość energetyczną zasobów geotermalnych oraz ekonomiczny sens ich eksploatacji. Współczynnik mocy ma charakter wskaźnika quasi-ekonomicznego. Ujmuje on syntetycznie aspekt ekonomiczny i energetyczny eksploatacji ciepła wód podziemnych. Nie można jednak na jego podstawie wyciągać wniosków o konkurencyjności ciepłownictwa geotermalnego w stosunku do tradycyjnych technologii uzyskiwania energii cieplnej.

Kryterium to posłużyło do wyodrębnienia i usystematyzowania korzystnych ekonomicznie granic zbiorników geotermalnych w obrębie obszarów perspektywicznych. Mapy współczynników mocy dla zbiornika jury dolnej sporządzono dla trzech przyjętych średnich rocznych współczynników obciążenia, wyrażających różny stopień wykorzystania mocy cieplnych ujęć geotermalnych w skali roku (Zał. 17.12, 17.12.1, 17.12.2):

- $LF=1.0$ - odpowiada pełnemu wykorzystaniu nominalnej mocy cieplnej ujęcia (wykorzystanie ciepła zbliżone do pełnego może być np. w niektórych procesach przemysłowych o charakterze ciągłym bądź też wykorzystanie go w sposób kompleksowy i skoordynowany, łagodzący sezonowe zmiany zapotrzebowania);
- $LF=0.7$ - odpowiada dobremu wykorzystaniu nominalnej mocy cieplnej ujęcia (np. wykorzystywanie ciepła geotermalnego w sezonie grzewczym przy współpracy instalacji ze szczytowymi źródłami ciepła oraz częściowe wykorzystanie go poza sezonem);
- $LF=0.4$ - odpowiada relatywnie niskiemu rocznemu wykorzystaniu potencjalnych możliwości ujęcia w zakresie produkcji ciepła (np. wykorzystywanie ciepła geotermalnego do ogrzewania pomieszczeń bez współpracy ze szczytowymi źródłami ciepła).

Dla pozostałych zbiorników mapy współczynników sporządzono przyjmując współczynnik obciążenia $LF=1$, co odpowiada maksymalnemu wykorzystaniu zasobów w ciągu roku.

Przy zastosowaniach wód geotermalnych do ogrzewania współczynnik obciążenia może przybierać różne wartości, także pośrednie w stosunku do wymienionych. Wraz z obniżaniem wartości współczynnika obciążenia ujęć geotermalnych (LF), zasięgi obszarów, dla których wartości współczynnika mocy (F) przekraczają 1, zmniejszają się.

9.2 Szacowanie zasobów dyspozycyjnych

Współczynnikiem mocy posłużono się przy wyznaczaniu geotermalnych zasobów dyspozycyjnych (Górecki i in., 1995). Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej rozpatrywanych zbiorników określono dla tych obszarów, dla których współczynnik mocy $F>1$, przy współczynniku obciążenia ujęć $LF=1$. Uwzględniono zatem te obszary, które rokują nadzieję co do możliwości ekonomicznego wykorzystania ciepła wód geotermalnych. Przyjęcie współczynnika obciążenia $LF=1$ oparto na takim założeniu, aby przy szacowaniu zasobów dyspozycyjnych nie ograniczać obligatoryjnie wartości współczynnika mocy w zależności od przyjętego sposobu zagospodarowania ciepła geotermalnego.

Zasoby dyspozycyjne (E_{ZDyisp}), tj. udokumentowaną część zasobów statycznych-wydobywalnych, których wykorzystanie jest uzasadnione ekonomicznie, określono jako ilość możliwej do pozyskania energii w ciągu roku.

Metodykę obliczeń zasobów dyspozycyjnych przedstawiono w rozdziale 8.2.4.

9 Methodology of economic evaluation of assessed hydrogeothermal aquifer and estimation of its disposable resources (T.Kuźniak, M.Hajto)

9.1 Economic evaluation of hydrogeothermal aquifers

Disposable resources of hydrogeothermal energy of given aquifer (horizon) constitute an assessed part of static, recoverable resources, which utilization is efficient from economic point of view. Estimation of disposable resources requires the effectiveness analysis of geothermal energy utilization in order to select those parts of geothermal aquifer where exploitation of thermal energy will be cost-effective. Below, the methodology of economic evaluation is presented, based upon financial criteria.

It must be emphasized that, although financial criteria are crucial for investment decisions, these are not always the only factors considered during evaluation of geothermal reservoir, particularly if infrastructural investments are discussed, which stimulate development of various existing and new, environmentally friendly branches of local economy. However, additional, social and economic benefits can be known in detail not earlier than during the analysis of particular investment project whereas the regional analyses should provide rather information on potentially most profitable localizations of future investments.

9.1.1 Methodology of economic evaluation of hydrogeothermal aquifers

Principal factors affecting the economic effectiveness of geothermal energy can be categorized into three groups related to:

1. Reservoir properties,
2. Utilization modes of extracted heat,
3. Social and economic constrains.

Properties of hydrogeothermal aquifers are controlled by geological and hydrogeological factors, which values are objective and constant. On the contrary, the remaining two categories are only partly and indirectly dependent (and, in most cases, independent) on reservoir properties. Taking into account specific assumptions and identifying relationships between the variables, it is possible to present the economic effectiveness of geothermal energy exploitation in particular aquifer (horizon) as a function of only its reservoir properties.

Determination of investment expenditures, production costs of installation and recovery of accumulated thermal energy in reference to reservoir properties of a hydrogeothermal aquifer leads to the selection of a criterion, which can justify the incipient decision on exploitation of the reservoir. Resulting mathematical formulae should consider those reservoir properties which decisively influence the economic efficiency. i.e.:

- *hydraulic transmissivity of rocks* - which determines the capacity of rocks to convey fluids and which influences the power of production and injection pumps;
- *temperature of produced geothermal water* - which controls the thermal power of heating installation;

- *depth to geothermal reservoir* - which decisively controls drilling costs, i.e. the main component of investment expenditures.

In order to assess the resources of geothermal aquifer, these properties can be expressed as dimensionless coefficient, so-called „*power factor*” given by the following formula (Gosk, 1982):

$$F = \frac{\text{effective power output}}{\text{equivalent thermal power}} = \frac{P_{wy}}{P_{we}}$$

9.1.2 Effective power output

It is assumed that effective power output corresponds to mean annual thermal power of geothermal waters intake (=geothermal installation, understood here as a set of devices enabling production of geothermal waters and recovery of accumulated heat), which is given by the following formula:

$$P_{wy} = LF \cdot Q \cdot \rho_w \cdot c_w \cdot (T - T_z) \quad [W]$$

where:

- LF - mean annual load factor of an intake;
- Q - rated discharge of geothermal water [m³/s];
- ρ_w - density of geothermal water [kg/m³];
- c_w - specific heat of geothermal water [J/kg°C];
- T - temperature of produced geothermal water [°C];
- T_z - temperature of waste water (i.e. geothermal water after heat recovery) [°C].

Mean annual load factor of an intake (LF) reflects the degree to which rated thermal power of a geothermal intake is utilized. Its value depends on planned system of heat utilization and falls into the range 0 - 1. The LF = 1 corresponds to continuous operation of an intake at constant, rated thermal power.

Assuming some parameters and constants ($\rho_w c_w = 4.1$ MJ/kg°C) and assuming the temperature of waste water as 25°C, the effective power output can be expressed as:

$$P_{wy} = 1.14 \cdot 10^{-3} \cdot LF \cdot Q \cdot (T - T_z) \quad [MW]$$

where:

- LF - mean annual load factor of an intake;
- Q - rated discharge of geothermal water [m³/h];
- T - temperature of produced geothermal water [°C];
- T_z - temperature of geothermal water after heat recovery [°C].

If LF = 1, the rated thermal power of geothermal waters intake (=geothermal installation) is:

$$P = 1.14 \cdot 10^{-3} \cdot Q \cdot (T - T_z) \quad [MW]$$

For considered geothermal aquifers the values of P are contained in the Encl. 14.12, 15.12, 16.12, 17.12, 17.12.1, 17.12.2, 18.12, 20.12.

9.1.3 Equivalent thermal power

Equivalent energy input corresponds to capital expenditures required for construction of geothermal waters intake and its running cost, expressed as an equivalent of thermal power. It can be interpreted as the amount of heat, which can be recovered in time unit if given financial resources were used for construction and operation of an alternative energy source:

$$P_{we} = 3.17 \cdot 10^{-8} \cdot (I/t + K_a) \cdot W/CP \quad [MW]$$

where:

- I - total capital expenditures spent for geothermal waters intake [PLN];
- t - life time of installation [years] (25 years was taken for calculations);
- I/t - annual investment expenditures [PLN/year];
- K_a - annual running costs of geothermal dublet [PLN/year];
- W - calorific value of alternative fossil fuel [MJ/unit] (unit of fuel, e.g. ton or cubic meter);
- CP - unit price of alternative fossil fuel [PLN/unit].

Estimation of capital costs necessary for construction of geothermal waters intake requires the calculation of expenditures for principal installations: production and injection wells, heat exchangers, pumps, supply pipeline, buildings and engineering works. Additionally, development and incidental expenditures must be included. All these costs were estimated basing upon cost calculations and applying the exponential and factor expenditure interpolation methods, and expressing them as functions of e.g., hydrogeothermal reservoirs properties.

In order to simplify the estimation of running costs of geothermal water intakes, these costs were divided into the two groups: costs determined as percentage of investment expenditures spent for construction of intakes (including repairs, maintenance, overheads, administration) and costs proportional to production rates of intakes (costs of electric energy used for pumping). Similarly to capital expenditures, the running costs were expressed as functions of hydrogeothermal reservoirs properties.

9.1.4 Power factor

Basing upon formulae and assumptions discussed above, the following dependence between of power factor F and the principal reservoir properties of hydrogeothermal aquifers was determined:

$$F = \frac{P_{wy} = 1.14 \cdot LF \cdot Q \cdot (T - 25)}{P_{we} = 1.078 \cdot 10^{-3} \cdot \left(312 \cdot 10^3 \cdot \exp(0.00078 \cdot H) + 825 \cdot [Q \cdot (T - 25)]^{0.6} + 2.55 \cdot \left[\frac{Q^2}{(k \cdot m)} \right]^{0.6} + 3 \cdot 10^5 \right) + 1.033 \cdot 10^{-5} \cdot \frac{Q^2}{(k \cdot m)}}$$

where:

- k - hydraulic conductivity coefficient [m/s];
- m - thickness of groundwater reservoir [m];
- H - depth to groundwater reservoir [m];
- LF - mean annual load factor of an intake;
- Q - rated discharge of geothermal water [m³/h];
- T - temperature of produced water [°C].

It was assumed that alternative fuel considered in the calculations will be hard coal of calorific value 25 000 MJ/t and unit price 50 USD/t

Power factor is a value which expresses how many times thermal power of a geothermal intake exceeds thermal power equivalent of capital expenditures and running costs of this intake. Such definition corresponds to effectiveness criterion, i.e. the ratio of effects to expenditures, which means that the higher is the ratio, the higher is the effectiveness. The power factor value < 1 points out that „thermal equivalent” of expenditures is higher than thermal energy produced. Hence, this is an indicator which reflects both the energetic value of geothermal resources and the economic sense of their exploitation. The power factor is a quasi-economic indicator as it is a comprehensive representation of economic and energetic aspects of groundwater heat exploitation. However, it cannot be the base for conclusions on competitiveness of geothermal heat production in relation to conventional heat-generation technologies.

This criterion was applied to the selection and classification of economically viable boundaries of geothermal aquifers within the perspective areas. Maps of power factors for Lower Jurassic aquifer were constructed for presumed three, mean, annual load factors, which express various utilization degrees of thermal power of geothermal water intakes during the year (Encl. 17.12, 17.12.1, 17.12.2).

- $LF=1.0$ - corresponds to full utilization of rated thermal power of an intake (utilization close to 100% may occur e.g. in some industrial technologies of continuous operation or if heat production is comprehensive and coordinated in order to mitigate seasonal demand fluctuations);
- $LF=0.7$ - correspond to adequate utilization of rated thermal power of an intake (e.g. full heat supply from geothermal plant during space heating season supported by heat delivered from peak-load generators and limited heat supply during off-season);

- $LF=0.4$ - corresponds to relatively low utilization of potential production capacity of an intake (e.g. heat supply only from geothermal plant without support from peak-load generators).

For another aquifers maps of power factors were constructed for load factor $LF=1$, what express full utilization of geothermal resources during the year.

The values of load factor may change between the threshold values given above. With the decreasing values of load factor the areas for which power factor values $F > 1$ also decrease.

9.2 Estimation of disposable resources

The power factor was applied to determination of disposable geothermal energy resources of studied aquifers (Górecki et al., 1995). Such resources were calculated for the areas in which power factor value $F > 1$ and load factor value $LF = 1$, i.e. for the areas where economic efficiency of geothermal waters utilization is probable. The condition $LF = 1$ results from an assumption that for disposable resources calculations the power factor value should not be obligatory limited depending on planned utilization mode of geothermal energy.

Disposable resources (E_{ZDyisp}) defined as the assessed part of static, recoverable resources, which exploitation is economically efficient, were determined as the amount of energy which can be generated during the year.

The methods of calculation of disposable resources are presented in Chapter 8.2.4.

Literatura (References):

1. **Gosk E., 1982** - Geothermal resources assesment. In: Geothermics and geothermal energy. Stuttgart, Eds. V. Čermak, R Haenel. E. Schweizerbartshe Verlagsbuchhandlug.
2. **Górecki W. i in., 1995** - Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. ZSE AGH, Towarzystwo Geosynoptyków „GEOS”, Kraków.

10 Charakterystyka wykorzystanych materiałów dokumentacyjnych oraz metodyka prac interpretacyjnych (M.Hajto, J.Szewczyk, B.Papiernik)

Tematyka dotycząca oceny zasobów geotermalnych oraz możliwości wykorzystania energii wód geotermalnych w Polsce była przedmiotem licznych prac przeprowadzonych w Zakładzie Surowców Energetycznych od wczesnych lat 80-tych.

W latach 1980 - 2006 wykonano szereg opracowań naukowych i ekspertyz, finansowanych ze środków Komitetu Badań Naukowych (KBN), Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (NFOŚiGW), instytucji rządowych szczebla centralnego i samorządów lokalnych, instytucji zagranicznych o zasięgu globalnym (Bank Światowy) oraz inwestorów prywatnych.

Na przestrzeni tego okresu zgromadzono bogaty materiał faktograficzny z zakresu: geologii, hydrogeologii, geotermiki, ciepłownictwa oraz dziedzin pokrewnych.

Atlasy geotermalne stanowią syntezę wyników badań przeprowadzanych w Zakładzie Surowców Energetycznych w minionych dwóch dekadach.

10.1 Charakterystyka materiału faktograficznego

Strukturę wykorzystanych danych przedstawia rys. 10.1.1.

Materiały faktograficzne wykorzystane w celu realizacji przedsięwzięcia można podzielić wg źródła ich pozyskania na:

- dane otworowe - pochodzące z bazy danych hydrogeologicznych Zakładu Surowców Energetycznych (obejmujących 1709 otworów), dane otworowe banku danych Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa oraz dane geologiczne i hydrogeologiczne udostępnione przez Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie. W sumie do konstrukcji map 11 powierzchni strukturalnych, wykorzystano 5030 otworów wiertniczych z obszaru Niżu Polskiego. Po dokonaniu selekcji wytypowano 2831 otworów dokumentujących zbiorniki wód geotermalnych na Niżu Polskim. Poza informacjami dotyczącymi litostratygrafii profili geologicznych, część z nich posiadała dane opisujące parametry petrofizyczne oraz hydrogeologiczne pozyskane w trakcie wykonywania opróbowań, testów złożowych, próbnych pompowań, etc.
- geofizyka wiertnicza - bazuje na wynikach interpretacji krzywych karotażowych z 211 głębokich otworów wiertniczych zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego, wykonanych przez PIG w Warszawie. Są to głównie otwory badawcze Państwowego Instytutu Geologicznego (191 otwory) oraz wybrane, kluczowe otwory Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa (20 otworów). Baza zinterpretowanych karotaży PIG Warszawa została uzupełniona o otwory przeanalizowane pod kątem wydzielenia warstw wodonośnych w Zakładzie Surowców Energetycznych AGH (550 otworów, w tym 138 otworów wykonanych przez PIG). Spośród otworów zinterpretowanych w ZSE AGH - 294 przewiercały spągi poszczególnych wydzieleni litostratygraficznych i tylko te stanowiły materiał wyjściowy do dalszej interpretacji.
- materiały archiwalne dostępne w postaci map cyfrowych i analogowych, szkiców sytuacyjnych, przekrojów geologicznych wykonanych przez AGH oraz PIG w latach ubiegłych.

Wyniki analiz parametrów hydrogeologicznych oraz termicznych dotyczących głównych zbiorników hydrotermalnych na Niżu Polskim, wykonanych podczas realizacji wcześniejszych projektów badawczych przeprowadzanych w ZSE AGH, m. in.:

- atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Zakład Surowców Energetycznych, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków (1990);
- atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Zakład Surowców Energetycznych, Akademia Górniczo-Hutnicza, Towarzystwo Geosynoptyków „GEOS”, Kraków (1995);
- studium możliwości inwestycyjnych nad wykorzystaniem energii geotermalnej w zbiornikach dolnojurańskim i dolnokredowym w synklinorium mogileńsko-lódzkim na Niżu Polskim. Zakład Surowców Energetycznych, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków (1996);
- modele geotermalne formacji mezozoicznej na obszarze niecki warszawskiej konstruowane z wykorzystaniem systemu Landmark i studium techniczno-ekonomiczne. Zakład Surowców Energetycznych - Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków (1999);
- analiza geologiczna i ocena zasobów wód i energii geotermalnej w formacjach jury środkowej i górnej oraz triasu na Niżu Polskim. Projekt KBN. Arch. Zakładu Surowców Energetycznych, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków (2000);
- analiza geologiczna i ocena zasobów wód i energii geotermalnej w wytypowanych zbiornikach geotermalnych dewonu, karbonu i permu na Niżu Polskim. Projekt badawczy KBN nr 9 T 12B 005 19. Zakład Surowców Energetycznych, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków (2003).

Przy konstrukcji map powierzchni strukturalnych uwzględniono analogowe materiały archiwalne, m. in.:

- atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski, 1978, Inst. Geol. Warszawa;
- mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich 1:1 000 000. Pożaryski W., Dembowski Z., (red.), 1983, Inst. Geol. Warszawa;
- mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim 1:500 000, (red.) R. Dadlez, 1980, Inst. Geol. Warszawa;
- atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego 1:500 000. Żelichowski A. M., Kozłowski S. (red.), 1983, Inst. Geol. Warszawa;
- mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim 1:500 000, (red.) R. Dadlez, 1998, Wydawnictwa Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej S.A, Warszawa;
- konstrukcja cyfrowej mapy strukturalnej spągu cechsztyń, w oparciu o analogową mapę sejsmiczną spągu cechsztyń. Papiernik. B., Józwiak. W., Pelczarski A., 2000. C.A.G Warszawa;

- budowa geologiczna podłoża mezozoiku w centralnej części Niecki Nidziańskiej. Jurkiewicz H., 1975, Biuletyn Instytutu Geologicznego 287. Z badań geologii rejonu świętokrzyskiego, T 11, s. 5 - 100;
- mapa struktur lokalnych w utworach triasu - opracowano na podstawie materiałów Górnictwa Naftowego i Instytutu Geologicznego - wykonał zespół: B. Woźniak, G. Gabryszewska, pod kierunkiem M. Nowickiego. Warszawa, wrzesień 1987 r.;
- mapa miąższości triasu górnego i środkowego /wraz z retem/ mapa w skali 1:500 000. BG Geonafta oddział Warszawa, wrzesień 1984 r.;
- mapa strukturalna stropu jury dolnej - mapa wykonana w skali 1:500 000. Na podstawie materiałów Polskiego Górnictwa Naftowego i Państwowego Instytutu Geologicznego, opracowana przez J. Wróblowa, M. Nowickiego przy współudziale G. Gabryszewskiej. Archiwum Zakładu Surowców Energetycznych AGH, 1990 r.;
- mapa strukturalna stropu jury górnej - mapa wykonana w skali 1:200 000 składa się z czterech map obejmujących m.in. obszar subbasenu grudziądzko - warszawskiego, podzielona na dwie części: część zachodnią - opracowaną przez: A. Czulińską, W. Kozłowskiego, W. Solawę, B. Krypel oraz część wschodnią - opracowaną przez: J. Wróbel i T. Siwek. Archiwum BG Geonafta-Warszawa, 1988 r.;
- sejsmiczna mapa powierzchni strukturalnych w górnej jurze na obszarze Polski - skala 1:500 000 - zestawiono na podstawie opracowań sejsmicznych P.G.G.N Kraków, P.G.G.N Toruń, P.G.G.N Warszawa oraz Z.O.G „Geonafta” Warszawa - Kraków, grudzień 1989 r.;
- mapa strukturalna stropu doggeru w Polsce - skala 1: 500 000, opracowanie J. Wróbel, materiały archiwalne GN i IG. Dział Geologii Polski Centralnej, Warszawa, lipiec 1984 r.;
- mapa strukturalna spągu kredy górnej dla subbasenu grudziądzko - warszawskiego. Mapa podzielona na dwie części: część zachodnia - opracowana przez: A. Czulińską, W. Kozłowskiego, W. Solawę, B. Krypel oraz część wschodnią - opracowaną przez: J. Wróbel. Archiwum BG Geonafta-Warszawa, 1988 r.;
- mapa strukturalna stropu jury dolnej. Archiwum przedsiębiorstwa „Geonafta”, maszynopis. Nowicki M., Wróbel J., 1990 r.;

Wykorzystano także materiały archiwalne PIG Warszawa, szkice, zestawienia tabelaryczne.

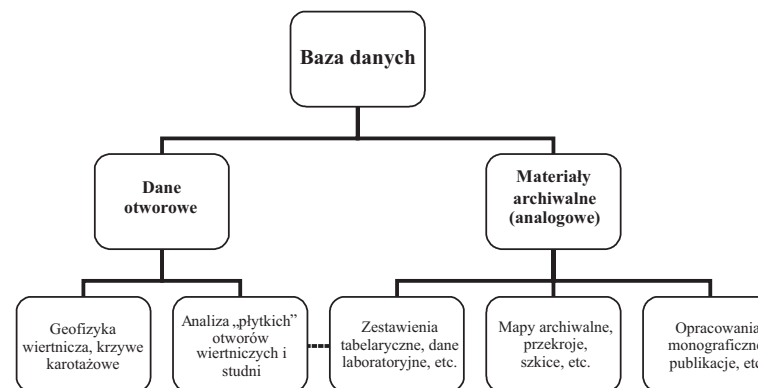
W celu określenia chemizmu wód geotermalnych przeanalizowano 727 oznaczeń z 232 otworów. Dynamikę wód oceniono na podstawie 1518 oznaczeń z 263 głębokich otworów wiertniczych (dane PIG) oraz 1500 oznaczeń z 586 płytkich otworów wiertniczych, udostępniających poziomy wodonośne zlokalizowane w warstwach wieku od kambru do kredy dolnej.

Po połączeniu zbiorów danych oraz ich wstępnej analizie, dysponowano w sumie danymi z 912 otworów (1986 analiz), z których po weryfikacji pozostało 813 otworów (1736 analiz - po ich uśrednieniu 1274 analizy).

Dokonano analizy rozkładu powierzchniowego strumienia ciepłego w 232 otworach Niżu Polskiego, pomiarów temperatury w stropach poszczególnych wydzieli stratygraficznych - w

177 otworach oraz pomiary temperatur na głębokościach, odpowiednio: 1000 m - 166 otworów, 2000 m - 164 otworów, 3000 m - 92 otworów, 4000 m - 46 otworów, 5000 m - 22 otworów.

Schemat struktury wykorzystanych danych przedstawia (rys. 10.1.1).



Rys. 10.1.1 Struktura danych wykorzystanych do realizacji atlasów.

10.2 Metodyka prac interpretacyjnych

Ze względu na szeroki zakres analizowanych zagadnień, dużą ilość zebranych danych oraz znaczne ich zróżnicowanie, do interpretacji zastosowano różnorodne metody oraz techniki wykorzystujące narzędzia bazy danych, głównie programu Access oraz podstawowe techniki obróbki statystycznej.

Zasadniczy materiał pozyskano na drodze:

- interpretacji profili litostratygraficznych** - analiza danych dotyczących głębokości zalegania powierzchni strukturalnych oraz miąższości wydzieli litostratygraficznych. Prace skoncentrowane były głównie na uzupełnieniu, unifikacji oraz weryfikacji danych otworowych pochodzących z archiwów: Zakładu Surowców Energetycznych AGH, Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa oraz Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. W kolejnym etapie, na bazie przygotowanych danych otworowych oraz cyfrowych materiałów archiwalnych, dokonano konstrukcji przestrzennego modelu strukturalno-miąższościowego dla obszaru Niżu Polskiego. Model obejmował 11 powierzchni strukturalnych wieku od kambru po kredę dolną.
- interpretacji danych karotażowych** - celem prac interpretacyjnych było wydzielenie warstw wodonośnych oraz uszczelniających w profilach mezozoiku i paleozoiku, określenie ich porowatości efektywnej oraz relacji miąższościowych pomiędzy warstwami wodonośnymi i uszczelniającymi. Wykonane prace dotyczyły analiz pełnych profili litostratygraficznych, bez utworów kenozoicznych. W trakcie prac interpretacyjnych wykorzystano wszelkie dostępne źródła informacji na temat własności petrofizycznych badanych

skał, opisów litologicznych i petrograficznych rdzeni wiertniczych oraz prób okruchowych, jak i dostępne dane geofizyczne łącznie z profilowaniami prędkości średnich. W analizie uwzględniono także wyniki opróbowania hydrogeologicznych wykonanych w analizowanych otworach wiertniczych. Prace interpretacyjne wykonane zostały przy wykorzystaniu systemu interpretacyjnego GEOLOG (Szewczyk, 1994), przez Państwowy Instytut Geologiczny. Zastosowano jednolite kryteria interpretacyjne dla całego profilu geologicznego mezozoiku i paleozoiku ze szczególnym uwzględnieniem wytypowanych zbiorników hydrogeotermalnych.

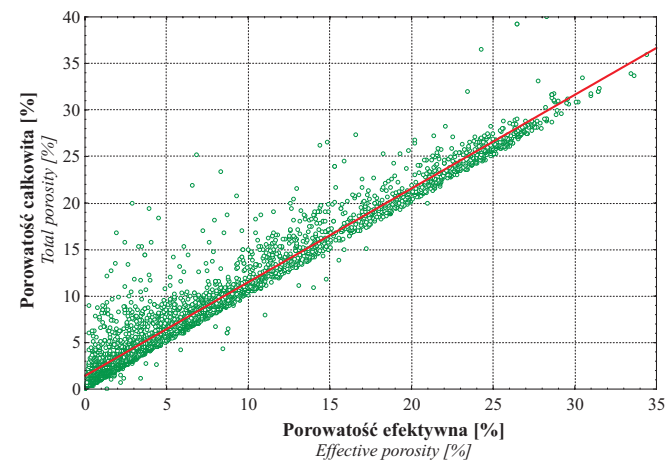
Wyniki interpretacji są podsumowaniem prac prowadzonych systematycznie przez zespół PIG od roku 1990. Prace te związane były z konstrukcją modeli własności fizycznych, głównie dla potrzeb badań sejsmicznych (sejsmogramy syntetyczne) oraz grawimetrii (metoda strippingu). Uzyskane wyniki są jednocześnie pierwszą syntetyczną ich prezentacją. Podstawowym elementem prac interpretacyjnych, była konstrukcja geofizycznego, warstwowego profilu litologicznego, opartego na geofizycznej interpretacji danych wiertniczych. Analizę przeprowadzono w skali pojedynczego otworu wiertniczego. Opracowany profil litologiczny jest geofizycznym uogólnieniem informacji zawartych w opisach geologicznych. W kolejnym etapie pracy dokonano kalibracji parametrów interpretacyjnych z wynikami pomiarów laboratoryjnych. Ustalenie powyższych parametrów odbywało się metodą iteracyjną, a miarą poprawności wyboru tych parametrów była zgodność uzyskiwanych wyników, tj. porowatości całkowitej oraz gęstości objętościowej z danymi laboratoryjnymi. W przypadku braku pomiarów laboratoryjnych dotyczących danego interwału i formacji, parametry kalibracyjne przyjmowano na podstawie analizy danych z innych otworów wiertniczych. W przypadkach braku takich możliwości, interpretacja miała charakter arbitralny, z wykorzystaniem ogólnych reguł interpretacyjnych.

Podstawowymi danymi źródłowymi dla interpretacji porowatości były profilowania radiometryczne tj. profilowanie naturalnego promieniowania gamma oraz profilowania neutronowe, łącznie z profilowaniem średnicy otworu. Są to jedyne typy profilowań geofizycznych, które umożliwiają obliczanie porowatości w odniesieniu do większości otworów archiwalnych wykonanych na obszarze Niżu Polskiego. Efektem zastosowanych procedur obliczeniowych jest porowatość całkowita skał występujących w profilu. Jej przeliczenie do wartości odpowiadającej porowatości efektywnej przeprowadzono na podstawie zależności statystycznych, ustalonych dla danego typu litologicznego skał. Analiza kryteriów wydzielenia warstw wodonośnych oraz uszczelniających wskazuje na złożoność wpływu różnych czynników na to, czy dana warstwa jest warstwą wodonośną, czy też nie. Podstawowe parametry petrofizyczne, tj.: porowatość efektywna oraz przepuszczalność, decydujące o zaliczeniu danej skały do kategorii wodonośnych, wykazują bardzo dużą zmienność w ramach poszczególnych typów litologicznych skał. Dodatkowym czynnikiem komplikującym interpretację jest szczelinowatość skał, która może decydować o wodonośnym ich charakterze. Parametr szczelinowatości może być dominującym czynnikiem, wpływającym na zdolności kolektorskie zbiorników: triasu środkowego, kambryjskiego, dewońskiego i karbońskiego. Po przeprowadzeniu licznych analiz, warstwy potencjalnie wodonośne wydzielono na podstawie złożonego, litologiczno-porowatościowego kryterium oceny. Spośród 84 litotypów skał zdefiniowanych w zintegrowanym systemie interpretacyjnym, wydzielono 5 litotypów, które mogą być efektywnymi zbiornikami wodonośnymi na Niżu Polskim, są to:

- piaskowce;
- wapienie;

- dolomity;
- gezy;
- opoki.

Dodatkowo warstwy te muszą charakteryzować się porowatością całkowitą co najmniej 5%.



Rys. 10.2.1 Zależność porowatości efektywnej od porowatości całkowitej dla litotypu piaskowcowego (dane laboratoryjne) - model kalibracyjny.

Fig. 10.2.1 Dependence of effective porosity on total porosity for the sandstone lithotype (laboratory data) - calibration model.

Między analizowanymi typami porowatości istnieje stosunkowo silna zależność liniowa.

Biorąc pod uwagę charakter powyższych zależności w pracach interpretacyjnych przyjęto liniowy model formuły określania wielkości poprawki do wartości porowatości całkowitej.

Błąd względny określenia porowatości rośnie wraz ze spadkiem porowatości całkowitej. Podobny charakter mają analogiczne zależności odpowiednio dla wapieni, dolomitów, opok oraz gez.

10.3 Analiza wyników interpretacji krzywych geofizyki wiertniczej oraz ilościowa ocena parametrów hydrogeotermalnych

Odrębnym problemem interpretacyjnym danych karotażowych była ilościowa ocena parametrów: sumarycznej miąższości warstw wodonośnych oraz porowatości skał zbiornikowych w poszczególnych profilach litostratygraficznych na Niżu Polskim.

Wyniki interpretacji karotażowej dla wszystkich otworów wiertniczych zestawiono w bazie danych Access. Zestawienie obejmowało 59 242 rekordy (w zakresie perspektywicznych zbiorników geotermalnych) opisujących: strop wydzielonej warstwy, miąższość warstwy, kod litotypu oraz wartość obliczonej porowatości efektywnej interwału. Przykładowe zestawienie wyników interpretacji karotażowej dla otworu Bąkowa IG-1, dla odcinka pomiarowego 930.9 - 1375.3 m, przedstawia (tab. 10.3.1).

Tabela 10.3.1 Zestawienie przykładowych wyników interpretacji karotażowej dla wybranego odcinka pomiarowego w otworze Bąkowa IG-1.

Table 10.3.1 Compilation of exemplary results of well logging interpretation for a selected measuring interval in the Bąkowa IG-1 well.

Kod otworu Well code	Strop Depth to the top surface	Miąższość warstwy Thickness of individual layer	Stratygrafia Stratigraphy	Kod litotypu Lithotype code	Porowatość efektywna Effective porosity
-	[m ppt] [m bgl]	-	-	-	[%]
BAK1	930.9	1.6	K1	MRL	0.0
BAK1	932.5	9.1	K1	PSC	20.4
BAK1	941.7	2.6	K1	PSC	14.6
BAK1	944.3	2.9	K1	MRL	0.0
BAK1	947.2	45.2	J3	MRL	0.0
BAK1	992.4	6.6	J3	WAP	5.6
BAK1	999.0	7.3	J3	MRL	0.0
BAK1	1 006.3	9.4	J3	MRL	0.0
BAK1	1 015.7	192.0	J3	WAP	5.9
BAK1	1 207.7	158.6	J3	WAP	13.8
BAK1	1 366.3	9.0	J2	MLC	0.0
BAK1	1 375.3	2.2	J2	PSC	7.9

MRL - margle, PSC - piaskowce, WAP - wapienie, MLC - mułowce.

MRL - marls, PSC - sandstones, WAP - limestones, MLC - mudstones.

Rozkład pomiarów w obrębie poszczególnych zbiorników wód termalnych przedstawia (tab. 10.3.2).

Tabela 10.3.2 Rozpoznanie poszczególnych zbiorników wód geotermalnych na podstawie analizy wyników pomiarów geofizyki wiertniczej na Niżu Polskim.

Table 10.3.2 Recognition of particular reservoirs of thermal water based on analysis of well logs in the Polish Lowlands.

Zbiornik Aquifer	Ilość wydzielonych warstw Number of identified layers	Ilość otworów Number of wells
Kreda dolna Lower Cretaceous	1 701	102
Jura górna Upper Jurassic	5 382	168
Jura środkowa Middle Jurassic	5 332	149
Jura dolna Lower Jurassic	7 203	119
Trias górny Upper Triassic	6 209	116
Trias środkowy Middle Triassic	2 027	106
Trias dolny Lower Triassic	9 741	125
Perm dolny Lower Permian	2 155	55
Karbon Carboniferous	11 224	69
Dewon Devonian	6 371	49
Kambr Cambrian	1 897	36

Jak pokazuje (tab. 10.3.2) największa ilość otworów dokumentuje parametry zbiornikowe (porowatość efektywną) utworów górnej jury - 168 otworów, a najmniejsza utworów kambryjskich - 36 otworów. Należy przy tym pamiętać, o zróżnicowanych zasięgach regionalnych (powierzchniach) poszczególnych zbiorników oraz głębokości zlegania ich stropów (patrz mapy strukturalne).

W celu określenia zdolności kolektorskich oraz obliczenia zasobów geotermalnych zakumulowanych w wydzielonych zbiornikach wód termalnych na Niżu Polskim dokonano oceny parametrów porowatości efektywnych w skali poszczególnych zbiorników. Do obliczeń posłużono się uśrednionymi wartościami efektywnej porowatości wg wzoru:

$$\bar{p}_e = \frac{\sum m_w \cdot p_e}{\sum m_w}$$

gdzie:

- \bar{p}_e - średnia ważona porowatość efektywna skał zbiornikowych w profilu [%];
- p_e - porowatość efektywna pojedynczej warstwy wodonośnej [%];
- m_w - miąższość warstwy wodonośnej [m].

Obliczeń średniej ważonej porowatości efektywnej dokonano wykorzystując wszystkie, wydzielone warstwy wodonośne tzn. te, których porowatość efektywna jest większa od zera (tab. 10.3.1).

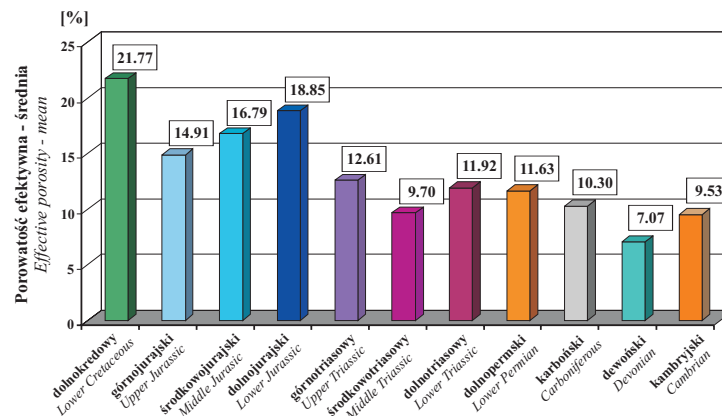
Wartości uśrednionych porowatości efektywnych dla poszczególnych zbiorników wód geotermalnych przedstawia (tab. 10.3.3).

Tabela 10.3.3 Średnie porowatości efektywne wybranych zbiorników wód geotermalnych na Nizinie Polskiej.

Table 10.3.3 Mean effective porosities in selected reservoirs of geothermal water in the Polish Lowlands.

Zbiornik Aquifer	Porowatość efektywna - średnia Mean effective porosity [%]	Ilość wydzielonych warstw wodonośnych Number of groundwater layers
Kreda dolna Lower Cretaceous	21.77	800
Jura górna Upper Jurassic	14.91	2 749
Jura środkowa Middle Jurassic	16.79	2 304
Jura dolna Lower Jurassic	18.85	3 441
Trias górny Upper Triassic	12.61	1 301
Trias środkowy Middle Triassic	9.70	831
Trias dolny Lower Triassic	11.92	2 674
Perm dolny Lower Permian	11.63	385
Karbon Carboniferous	10.30	2 245
Dewon Devonian	7.07	1 596
Kambr Cambrian	9.53	514

Analiza wyników uśrednionych wielkości porowatości efektywnych (rys. 10.3.1) wskazuje, że najlepszymi parametrami kolektorskimi charakteryzują się zbiorniki: dolnokredowy (21.77%) oraz dolnojurański (18.85%). Zbiorniki paleozoiczne, głównie kambryjski, dewoński oraz karboński, charakteryzują wyraźnie niższe wielkości uśrednionych porowatości efektywnych. Należy jednak pamiętać, że lokalnie utwory te mogą charakteryzować się dobrymi własnościami kolektorskimi (stosunkowo dużymi wydajnościami), głównie za sprawą szczelności.



Rys. 10.3.1 Uśrednione wartości porowatości efektywnej warstw zbiornikowych na Nizinie Polskiej.

Fig. 10.3.1 Averaged values of effective porosity in reservoir layers in the Polish Lowlands.

Analiza wyników interpretacji geofizyki otworowej dostarczyła zasadniczych informacji pozwalających na ilościową ocenę miąższości warstw wodonośnych (w tym sumarycznej), w obrębie poszczególnych profili litostratygraficznych. Przy obliczeniach procentowej zawartości warstw wodonośnych (rozdz. 12) wykorzystano tylko te sekwencje danych, które dokumentują zawartość warstw wodonośnych w całym profilu litostratygraficznym (tzn. przewiercają strop i spąg danego wydzielenia).

- c) **interpretacji danych hydrogeochemicznych** - pierwszy etap weryfikacji analiz składu fizyko-chemicznego wód podziemnych polegał na ocenie prawidłowości ich wykonania. W przypadku pełnych wyników analiz (oznaczone co najmniej składniki główne) wyliczono względny błąd bilansu, wynikający z różnicy pomiędzy ilością ładunków dodatnich (suma kationów wyrażona w stężeniu równoważnikowym) i ujemnych (suma anionów wyrażona w stężeniu równoważnikowym) w roztworze. Jeżeli dodatkowo dysponowano wynikami oznaczeń suchej pozostałości, to oceniono wielkość błędów analizy przez porównanie (po uwzględnieniu odparowania połowy wodorowęglanów) z mineralizacją wynikającą z bilansu jonowego. W kolejnych etapach weryfikacji zostały odrzucone m.in. analizy, w przypadku których stwierdzono „nienaturalne” wielkości stężeń niektórych składników, bądź wyniki analiz wody pochodzącej z tego samego otworu i z tego samego przedziału zafiltrowania wykluczających się wzajemnie. Jako główny parametr określający warunki hydrogeochemiczne w obrębie badanego obszaru przyjęto wielkość mineralizacji wód geotermalnych. W związku z tym, że wyniki analiz fizyko-chemicznych odnoszą się do próbek wody pobranych z różnych głębokości w obrębie profilu, mineralizacja została przeliczona na wartość w stropie określonego wydzielenia stratygraficznego. Ostateczny etap weryfikacji parametrów hydrogeochemicznych, głównie mineralizacji wód, przeprowadzono w trakcie trójwymiarowej interpretacji parametrów wykonanej przy użyciu pro-

gramu ZMap+. Pozwoliła ona na kontrolę rozkładu mineralizacji w profilu pionowym (gradient geochemiczny) oraz w planie tworząc jeden, spójny model rozkładu mineralizacji w stropach zbiorników wodonośnych na Niziu Polskim.

10 Characterization of documentary materials and methodology of interpretation (M.Hajto, J.Szewczyk, B.Papiernik)

Since early 1980ties evaluation of reserves and possible utilization of geothermal energy in Poland have been studied at the Department of Fossil Fuels, Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection of the AGH-University of Science and Technology in Kraków.

In the years 1980 - 2006 several research and industrial projects have been completed, all financed by the State Committee for Scientific Research, the National Fund for Environment Protection and Water Management, some government agencies and local authorities, international institutions (e.g. World Bank) and private investors. During that time an extended dataset has been collected in geology, hydrogeology, geothermics, heat engineering and related branches.

The following Atlas provides a synthesis of results obtained during the two decades of studies.

10.1 Characterization of documentary materials

The structure of dataset is shown in Fig. 10.1.1. The included materials can be divided into several groups, according to their sources:

- well data - originate from hydrogeological database collected at the Department of Fossil Fuels (totally 1 709 wells), well database of the Polish Oil & Gas Co. as well as geological and hydrogeological data provided by the State Geological Institute in Warsaw. As a result, for construction of 11 maps data from 5 030 wells drilled in the Polish Lowlands were taken into consideration. After data processing 2 831 well were selected for assessment of geothermal aquifers in the Polish Lowlands. Apart from lithostratigraphy, some of selected wells supplied petrophysical and hydrogeological information collected during sampling, drill-steam tests, test pumpings, etc.
 - Well-log geophysics - provided logs from 211 deep wells completed in the Polish Lowlands. This number includes 191 exploratory wells drilled by the State Geological Institute and 20 selected key-wells drilled by the Polish Oli & Gas Co. Interpreted well-logs obtained from the State Geological Institute were supplemented by additional identification of groundwater horizons made for 550 wells at the Department of Fossil Fuels for 550 wells (in which 138 wells drilled by the State Geological Institute). From this number 294 wells penetrated the full thickness of considered lithostratigraphic units and only these wells provided input data for further interpretations.
- archival materials (digital and analogue maps, sketch maps, geological cross-sections) collected at the AGH-University of Science and Technology and the State Geological Institute. Results of analyses of hydrogeological and thermal parameters of main hydrogeothermal aquifers in the Polish Lowlands obtained during earlier studies were also included. Moreover, for construction of structural maps the analogue data were used together with sketch maps and tables supplied by the State Geological Institute. In order to determine the hydrochemistry of geothermal waters, 727 chemical analyses from 232 wells were incorporated. Groundwater dynamics evaluations were based upon 1 518 measurement in 263 deep wells (data owned by the State Geological Institute) and 1 500

measurements in 586 shallow wells, which develop groundwater horizons of Cambrian to Lower Cretaceous age. After merging of datasets and initial data analysis total number of 912 wells (1 986 analyses) were selected from which, after data verification, 813 wells and 1 736 analyses (1 274 analyses after averaging) were finally chosen for the purpose of the Atlas.

Analysis of surface distribution of heat flow was made for 232 wells drilled in the Polish Lowlands. Temperatures in the top parts of particular stratigraphic units were measured in 177 wells and crustal temperatures were measured at the following depths: 1 000 m - in 166 wells, 2 000 m - in 164 wells, 3 000 m - in 92 wells, 4 000 m - in 46 wells and 5 000 m - in 22 wells. Structure of data is shown in fig. 10.1.1 and the list of all used archival materials is included into the Polish version of the Atlas.

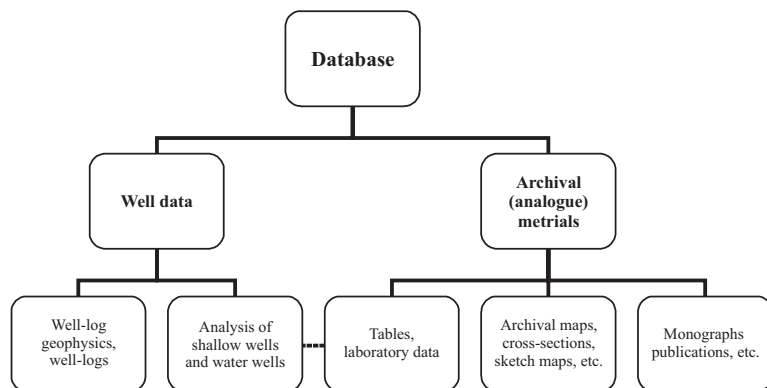


Fig. 10.1.1 Structure of data utilized for preparation of the Atlases.

10.2 Methodology of data interpretation

Due to broad spectrum of considered problems, large number of collected data and high diversification of datasets, various interpretation methods and techniques were applied supported by database tools (mostly MS Access) and basic statistical data processing procedures.

The basic materials originated from:

- a) **interpretation of lithostratigraphic columns** - analysis of depths to structural surfaces and thicknesses of lithostratigraphic units. Works focused mostly on completion, unification and verification of archival well data provided by the Department of Fossil Fuels, the Polish Oil & Gas Co. and the State Geological Institute. Then, basing upon the selected well data and digital archival materials, the spatial, structural and thickness models of the Polish Lowlands were constructed. The models included 11 structural surfaces, from the Cambrian to the Lower Cretaceous.

- b) **interpretation of well-log data** - the interpretation included identification of groundwater and sealing horizons, and thickness proportions between horizons and seals in Paleozoic and Mesozoic formations. Full stratigraphic columns were analyzed, excluding Cainozoic strata. All available data were taken into consideration: petrophysical properties of rocks, lithological and petrographic descriptions of drill cores and cuttings, available geophysical data (including average velocities logs). Moreover, results of hydrogeological samplings in analyzed wells were incorporated. Interpretation was run with the GEOLOG software (Szewczyk, 1994) at the State Geological Institute. Unified interpretation criteria were applied for the full columns of Mesozoic and Paleozoic formations with particular attention paid to hydrogeothermal aquifers.

Results of interpretations summarize the studies, which have been carried on at the State Geological Institute since 1990 and which dealt with the models of physical properties of rocks, mainly for the purposes of seismics (synthetic seismic profiles) and gravimetry (stripping method). This interpretation is the first, comprehensive presentation of obtained results. Basic element of interpretation was the construction of lithological profile based upon the well-log data. Analyses were run for single wells. The resulting lithological profiles are a geophysical generalizations of data contained in geological descriptions. Furthermore, parameters used in the interpretation were calibrated with the results of laboratory measurements. Parameters were determined with the iteration method and the selection accuracy of parameters was controlled by consistency of the results (i.e. general porosity and density) with laboratory measurements. If laboratory results for particular depth interval and particular formation were lacking, calibration parameters were estimated by analysing data from other wells. If even such data were unavailable, the arbitrary interpretation was made under general interpretation rules.

Basic source data for porosity interpretation originated from gamma and neutron logs supported by well diameter logs. These are the only well-logs which enable true porosity calculations for wells drilled in the Polish Lowlands. Obtained true porosity was then recalculated into effective porosity using statistical parameters determined for given lithotypes. Analysis of criteria applied for identification of groundwater horizons and seals indicates the complex influence of various parameters on final result. Basic petrophysical parameters: effective porosity and permeability, which were the crucial parameters, reveal high variability within the particular lithotypes. Additional complications were caused by fracturing of rocks, which might increase reservoir properties. Fracturing may become a dominating factor influencing the reservoir properties of Middle Triassic, Cambrian, Devonian and Carboniferous aquifers. Numerous analyses enabled the identification of potential groundwater horizons with the complicated criterion based upon both the lithology and the porosity. Among 84 lithologies defined in an integrated interpretation system four lithotypes were selected as potentially most effective groundwater horizons in the Polish Lowlands:

- sandstones;
- limestones;
- dolomites;
- gaizes.

Additionally, all these lithotypes must show at least 5% true porosity.

Both analyzed porosity types reveal strong linear correlation. Thus, the linear correction formula for true porosity was accepted for interpretation procedures. Relative error of porosity determination increases with the decreasing true porosity. Similar relationships were found for limestone, dolomite and gajze lithotypes.

10.3 Analysis of interpretation results of well-log geophysics and quantitative evaluation of hydrogeothermal parameters

A separate interpretation problem was quantitative evaluation of well-log parameters: cumulative thickness of groundwater horizons and porosity of reservoir rocks in particular lithostratigraphic units from the Polish Lowlands.

Results of well-log data interpretation for all wells are contained in the Access database. These are 59 242 records (only for considered geothermal aquifers) which include: depth to the top surface of selected horizon, thickness of horizon, lithotype symbol and calculated effective porosity of given interval. An example of such interpretation for the Bąkowa IG-1 well for depth interval 930.9 - 1 375.3 m is shown in Table 10.3.1.

Density of measurements in particular geothermal aquifers is shown in Table 10.3.2.

As shown in Table 10.3.2, the highest number of wells documents the reservoir parameters (effective porosity) of Upper Jurassic aquifer (168 wells) and the lowest number deals with the Cambrian one (36 wells). It must be emphasized that regional ranges (areas) and depths to the top surfaces of particular aquifers are highly variable.

In order to determine reservoir properties and to calculate geothermal resources accumulated in selected geothermal aquifers in the Polish Lowlands, effective porosity was estimated, according to the following formula:

$$\bar{p}_e = \frac{\sum m_w \cdot p_e}{\sum m_w}$$

where:

- \bar{p}_e - weighted mean effective porosity of reservoir rocks in the column [%];
- p_e - effective porosity of single groundwater horizon [%];
- m_w - thickness of groundwater horizon [m].

For calculations of weighted mean effective porosity all identified groundwater horizons were taken, i.e. those which effective porosity was above zero (tab. 10.3.1).

Values of mean effective porosity for particular geothermal aquifers are listed in Table 10.3.3

Analysis of averaged effective porosities (fig. 10.3.1) indicates that best reservoir properties occur in Lower Cretaceous (21.77%) and Lower Jurassic (18.85%) aquifers. Paleozoic aquifers: Cambrian, Devonian and Carboniferous, reveal apparently lower averaged values of effective porosity. However, these formations may locally show favourable reservoir properties (high discharges) due to fracturing.

Analysis of interpretation results of well-log geophysics provided essential information leading to quantitative evaluation of thicknesses of groundwater horizons (including the cumulative thickness) within the particular formations. For calculations of percentages of groundwater horizons (see Chapter 12) only those datasets were considered which documented

horizons in the full lithostratigraphic column (i.e. which penetrated the full thicknesses of given lithostratigraphic units).

- c) **interpretation of hydrochemical data** - first step of groundwater physical and chemical data verification was the evaluation of analytical procedures. For full analyses (including at least main components) relative balance error was calculated resulting from the difference between the number of positive (total cations expressed as normal concentration) and negative charges (total anions expressed as normal concentrations). If data on total solids were available, analytical error was evaluated by comparison with the TDS values resulting from ion balance. In the next verification steps the analyses were rejected for which „abnormal” concentrations of some components were encountered or if mutually exclusive analyses were found of waters from the same well or the same screen interval. Final verification of hydrochemical parameters (mostly the TDS) was run during three-dimensional interpretation of parameters with the ZMap+ software. It enabled the control of both the vertical (geochemical gradient) and the horizontal TDS distribution, which led to a single, coherent model of TDS distribution in the top parts of groundwater aquifers in the Polish Lowlands.

Literatura (References):

1. **Szewczyk J., 1994** - System baz danych dla głębokich otworów badawczych. Przegląd Geologiczny, nr 8, Warszawa.
2. **Baza danych geotermalnych** Zakładu Surowców Energetycznych w Akademii Górniczo-Hutniczej (1983 - 2006).

11 Metodyka analizy podstawowych parametrów hydrogeologicznych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim (A.Szczepański, A.Haładus, M.Hajto)

Dla określenia podstawowych parametrów hydrogeologicznych i geotermalnych wytypowanych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim, w skali regionalnej, zastosowano metodykę opracowaną w Zakładzie Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie.

Metodyka wykorzystuje klasyczne wzory i nazewnictwo używane w hydrogeologii ogólnej, m. in. (Paczyński i in., 1996; Pazdro, 1990) etc.

Zastosowanie technik przetwarzania numerycznego, zaczerpniętych z poszukiwań naftowych oraz zastosowanie specjalistycznego oprogramowania umożliwiło przeprowadzenie wielowariantowej analizy podstawowych parametrów hydrogeotermalnych oraz zautomatyzowanie obliczeń.

Obliczenia zostały wykonane przy pomocy zintegrowanego systemu przetwarzania danych geologicznych *OpenWorks* firmy Landmark Graphics Corporation, użytkowanego na podstawie grantu akademickiego (2003 - COM - 020272 i 2003 - COM - 020273) - udzielonego Zakładowi Surowców Energetycznych, Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie.

Zasadnicze interpretacje parametrów systemu geotermalnego oraz obliczenia ilościowe przeprowadzono przy użyciu programu ZMap+. Program pozwala na interpretację danych w trójwymiarowej siatce przestrzennej (GRID). Posiada zaawansowany aparat matematyczny i geostatystyczny służący do interpolacji i ekstrapolacji danych, na podstawie szeregu wbudowanych algorytmów (m.in. *Least Squares*, *Minimum Curvature*, *Adaptive Fitting*, *Triangulation*, *Kriging* etc.). Posiada również możliwość interpretacji nieciągłości geologicznych (uskoków, fleksur). Dobór i sposób użycia algorytmu interpolacyjnego był różny i zależał od typu i własności analizowanych danych, tj. od ich przestrzennej dystrybucji, gęstości, ilości danych, etc. Moduł cechuje się dużą elastycznością. Umożliwia ingerencję interpretatora w budowę modelu geostatystycznego poprzez wprowadzanie korekt w interpretacji.

Jednym z elementów koniecznych do stworzenia geologicznego modelu numerycznego jest dobór siatki interpolacyjnej. Podstawową trudnością podczas wykonywania komputerowych map jest osiągnięcie rozsądnego kompromisu pomiędzy statystyczną dokładnością modelu a zachowaniem geologicznej poprawności mapy. Niestety są to żądania sprzeczne. Zachowanie statystycznej dokładności mapy (=grida) i danych wejściowych wymaga zastosowania gęstej siatki interpolacyjnej, natomiast zachowanie geologicznej sensowności mapy wymaga zastosowania modelu pozwalającego zachować lateralną ciągłość struktur. Zachowanie tego kompromisu jest szczególnie trudne, gdy jak w przypadku realizowanego przedsięwzięcia, przestrzenna dystrybucja danych otworowych jest nierównomierna.

W przypadku niniejszego opracowania zastosowano siatkę interpolacyjną 1000 x 1000 m (666 x 721 linii) odzwierciedlającą rozkład 480 186 punktów interpolacyjnych. Siatka taka wydaje się optymalną i zapewnia poprawne wykartowanie powierzchni strukturalnych oraz wykonanie przestrzennych modeli rozkładu pozostałych parametrów, niezbędnych w procesie obliczania zasobów geotermalnych.

Do estymacji danych geologicznych stosowano różne algorytmy w zależności od typu, ilości i jakości danych wejściowych. Najczęściej stosowanym był *Least Squares*, pozwalał on na uzyskiwanie najbardziej obiektywnych modeli interpretacyjnych.

Do prezentacji wyników map strukturalnych i parametrycznych zbiorników geotermalnych zastosowano odwzorowanie kartograficzne: Albers Equal Area, opartą na elipsoidzie Krassovsky'ego (1940), przy południku centralnym 19°.

11.1 Konstrukcja map

Realizacja podstawowego celu niniejszego projektu, jakim jest ocena zasobów wód i energii w wytypowanych zbiornikach geotermalnych na Niżu Polskim, wymagała wykonania szeregu kroków obliczeniowych. Wyniki poszczególnych etapów kalkulacji przedstawiono w postaci następujących map:

- mapa topograficzna obszaru Niżu Polskiego** (nie publikowana) - cyfrowy model powierzchni topograficznej wykonany, na podstawie mapy topograficznej Polski, w skali 1:250 000 oraz danych dotyczących lokalizacji otworów zgromadzonych w bazie danych geologicznych ZSE. Wykorzystana została do sporządzenia m. in. map: głębokości zalegania stropu badanego poziomu, map gradientów mineralizacji, etc.;
- mapa średnich temperatur rocznych na gł. 0.5 m ppt.** - wykorzystana do konstrukcji map gradientu temperatur oraz temperatur w stropach powierzchni strukturalnych oraz części map zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim;
- mapy zasięgów pięter stratygraficznych** - przedstawiają geologiczny zasięg występowania utworów danego wieku, uzupełniony i uaktualniony na podstawie bazy danych otworowych zebranych w celu realizacji przedsięwzięcia;
- mapy strukturalne stropów zbiorników hydrogeotermalnych** - konstruowane z wykorzystaniem dostępnych danych analogowych, w tym map powierzchni sejsmicznych na Niżu Polskim oraz poprzez interpretację danych otworowych;
- mapy gradientów geotermicznych** (nie publikowane) - wykonane na podstawie interpretacji temperatur w 231 otworach obszaru Niżu Polskiego (ilość otworów dokumentujących rozkład temperatur dla poszczególnych zbiorników wód geotermalnych jest uzależniona w głównej mierze od głębokości zalegania zbiornika). Kalkulacji dokonano według wzoru:

$$G_T = \frac{T_s - T_p}{Z} \cdot 100 \quad [^{\circ}C/100m]$$

gdzie:

- G_T - gradient geotermiczny [$^{\circ}C/100m$];
- T_s - temperatura w stropie zbiornika wód termalnych [$^{\circ}C$];
- T_p - średnia roczna temperatura na powierzchni terenu [$^{\circ}C$];
- Z - głębokość zalegania stropu badanego poziomu hydrogeotermalnego [m ppt].

- mapy temperatur w stropach zbiorników hydrogeotermalnych** - zostały wykonane metodą superpozycji czterech map wg następującego wzoru:

$$T_s = G_T \cdot \frac{Z_p - Z_s}{100} + T_p \quad [^{\circ}\text{C}]$$

gdzie:

- T_s - temperatura w stropie badanego poziomu [$^{\circ}\text{C}$];
- G_T - gradient geotermiczny badanego poziomu [$^{\circ}\text{C}/100\text{m}$];
- Z_p - rzędna powierzchni terenu [m npm];
- Z_s - rzędna stropu badanego poziomu [m npm];
- T_p - średnia roczna temperatura na powierzchni terenu (na gł. 0.5 m ppt) [$^{\circ}\text{C}$].

g) **mapy gradientu hydrochemicznego** (nie publikowane) - wykonano w oparciu o dane z otworów wiertniczych, wg równania:

$$G_M = \frac{M_S}{Z} \cdot 100 \quad [\text{kg}/\text{m}^3/100\text{m}]$$

gdzie:

- G_M - gradient hydrogeochemiczny badanego poziomu [$\text{kg}/\text{m}^3/100\text{m}$];
- M_S - mineralizacja wód w stropie badanego poziomu [kg/m^3];
- Z - głębokość zalegania stropu badanego poziomu ($Z = Z_p - Z_s$) [m ppt].

h) **mapy mineralizacji wód złożowych w stropie zbiorników hydrogeotermalnych** - wykonano metodą superpozycji trzech map, wg wzoru:

$$M_S = G_M \cdot \frac{Z_p - Z_s}{100} \quad [\text{kg}/\text{m}^3]$$

gdzie:

- M_S - mineralizacja wód w stropie badanego poziomu [kg/m^3];
- G_M - gradient hydrogeochemiczny badanego poziomu [$\text{kg}/\text{m}^3/100\text{m}$];
- Z_p - rzędna powierzchni terenu [m npm];
- Z_s - rzędna stropu badanego poziomu [m npm].

i) **mapy gęstości wód złożowych w stropie utworów** - wykonano metodą superpozycji dwóch map według wzoru:

$$\rho_w = \left(998.2 + \left[\frac{700 \cdot M_S}{M_S + 998.2} \right] \right) - 0.375 \cdot (T_s - 20) \quad [\text{kg}/\text{m}^3]$$

gdzie:

- ρ_w - gęstość wód badanego poziomu [kg/m^3];
- M_S - mineralizacja wód badanego poziomu [kg/m^3];
- T_s - temperatura w stropie badanego poziomu [$^{\circ}\text{C}$];
- 998.2 - gęstość wody przy $M_S=0$ i $T_s=20^{\circ}\text{C}$.

j) **mapy miąższości całkowitej poszczególnych wydzieli stratygraficznych** - uzyskane na podstawie interpretacji danych otworowych oraz superpozycji map strukturalnych. W przypadku utworów dewonu, ze względu na ograniczoną ilość otworów przewierczających ten horyzont, wykonano mapy trendu miąższości. W pierwszej kolejności sporządzono mapę trendu miąższości bazując wyłącznie na otworach, które przewierciły cały profil dewonu. Powstały w powyższy sposób model kontrolowano punktowo wartościami miąższości w pozostałych otworach. Korekty wprowadzano w strefach, gdzie trend miąższości sugerował wartości mniejsze, niż te stwierdzone w dostępnych otworach nawierczających utwory dewońskie.

k) **mapy procentowej zawartości utworów wodonośnych w profilu geologicznym** (nie publikowane) - powstałe na podstawie interpolacji wyników kalkulacji procentowej zawartości warstw wodonośnych w otworach, w profilach geologicznych poszczególnego wieku, pozyskanych na drodze interpretacji pomiarów geofizyki wiertniczej (patrz rozdz. 10.3).

l) **mapy sumarycznej miąższości utworów wodonośnych** - jako iloczyn całkowitej miąższości warstwy oraz procentowej zawartości warstw wodonośnych w profilu litostratygraficznym określonego wieku. Obliczenia wykonano według wzoru:

$$m_p = m_c \cdot m\% \quad [m]$$

gdzie:

- m_p - sumaryczna miąższość warstw wodonośnych w zbiorniku [m];
- m_c - całkowita miąższość badanego poziomu [m];
- $m\%$ - procentowy udział warstw wodonośnych w całkowitej miąższości badanego poziomu [%].

m) **mapy współczynnika filtracji** (nie publikowane) - do konstrukcji których wykorzystano archiwalne pomiary przepuszczalności utworów wodonośnych wykonanych na rdzeniach wiertniczych w warunkach laboratoryjnych. Analizę oparto w znacznej mierze na wynikach analiz parametrów przepuszczalności zbiorników wód geotermalnych przeprowadzonych w ramach wcześniejszych projektów badawczych. W celu wyznaczenia wiarygodnych wartości współczynników przepuszczalności, dla poszczególnych wydzieli stratygraficznych: dokonano analizy statystycznej danych opisujących ten parametr, zgromadzonych w bazie danych hydrogeotermalnych. Podczas wyznaczania wartości opisywanych współczynników było konieczne, aby uwzględnić fakt, że zgromadzone informacje

opisują często wyłącznie wycinek profilu otworu i nie są w pełni reprezentatywne dla całego badanego poziomu hydrogeotermalnego. W związku z powyższym, podczas analizy przyjmowano uśrednione wartości przepuszczalności.

Wyznaczone wartości współczynników przepuszczalności dla poszczególnych poziomów wodonośnych prezentuje (tab. 11.1.1).

Tabela 11.1.1 Zestawienie uśrednionych parametrów współczynnika przepuszczalności dla zbiorników wód geotermalnych na Niziu Polskim.

Table 11.1.1 Compilation of averaged parameters of permeability for geothermal water reservoirs in the Polish Lowlands.

Zbiornik Aquifer	Wsp. przepuszczalności - k_p Permeability coefficient	
	[mD]	[m ²] $\cdot 10^{-13}$
Kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i>	1 100.00	10.86
Jura górną <i>Upper Jurassic</i>	90.00	0.89
Jura środkowa <i>Middle Jurassic</i>	221.00	2.18
Jura dolna <i>Lower Jurassic</i>	1 100.00	10.86
Trias górny <i>Upper Triassic</i>	144.00	1.42
Trias dolny <i>Lower Triassic</i>	145.50	1.44
Perm dolny <i>Lower Permian</i>	104.50	1.03
Karbon <i>Carboniferous</i>	137.00	1.35
Dewon <i>Devonian</i>	73.16	0.72

* 1 darcy=9.8697 $\cdot 10^{-13}$ [m²].

Omawiane mapy wykonano metodą superpozycji trzech map, według następującej zależności:

$$k = \frac{k_p \cdot (1 - 0.002 \cdot M_S) \cdot \rho_w \cdot 9.81}{239.4 \cdot 10^{-7} \cdot 10^{\frac{248.37}{T_s + 133.15}}} \quad [m/s]$$

gdzie:

- k - współczynnik filtracji [m/s];
- k_p - współczynnik przepuszczalności [m²];
- M_S - mineralizacja wody złożowej [kg/m³];
- ρ_w - gęstość wody złożowej [kg/m³];
- T_s - temperatura w stropie zbiornika hydrogeotermalnego [°C].

n) mapy przewodności hydraulicznej utworów wodonośnych - wykonano metodą superpozycji dwóch map według wzoru:

$$T = k \cdot m_p \quad [m^2/s]$$

gdzie:

- T - przewodność hydrauliczna [m²/s];
- k - współczynnik filtracji [m/s];
- m_p - sumaryczna miąższość utworów wodonośnych [m].

o) mapy potencjalnej wydajności studni hydrogeologicznych - obliczenia wydajności hipotetycznych studni eksploatacyjnej w obrębie poszczególnych zbiorników wód termalnych na Niziu Polskim wymagało określenia szczegółów dotyczących warunków techniczno-eksploatacyjnych ujęcia. Analiza podstawowych parametrów hydrogeologicznych, głównie: współczynnika przepuszczalności, współczynników filtracji oraz przewodności hydraulicznej wykazała znaczne zróżnicowanie wielkości powyższych parametrów pomiędzy poszczególnymi zbiornikami. Wodonośne utwory kredy dolnej oraz jury dolnej charakteryzują stosunkowo wysokie wartości analizowanych parametrów hydrogeologicznych, co wskazuje na dobre właściwości kolektorskie tych zbiorników. Obliczenia potencjalnych wydajności studni hydrogeologicznych zakładają optymalny sposób udostępnienia warstw wodonośnych. W związku z powyższym zróżnicowano parametry obliczeniowe w obrębie analizowanych zbiorników i przyjęto następujące założenia teoretyczne (tab. 11.1.2).

Tabela 11.1.2 Założenia obliczeniowe przyjęte do kalkulacji hipotetycznych wydajności studni udostępniających wydzielone zbiorniki wód geotermalnych na Niziu Polskim.

Table 11.1.2 Assumptions accepted for calculation of hypothetical yields of wells in which selected geothermal water reservoirs were completed in the Polish Lowlands.

Zbiornik Aquifer	Średnica filtra eksploatacyjnego Diameter of production screen $\phi = 2 r$ [m]	Depresja eksploatacyjna Drawdown during production [m]
Kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i> Jura dolna <i>Lower Jurassic</i>	12" - 0.305 m	100
Jura górną <i>Upper Jurassic</i> Jura środkowa <i>Middle Jurassic</i> Trias górny <i>Upper Triassic</i> Trias dolny <i>Lower Triassic</i> Perm dolny <i>Lower Permian</i> Karbon <i>Carboniferous</i> Dewon <i>Devonian</i>	15" - 0.381 m	

- średnica roboczej części filtra hipotetycznej studni eksploatacyjnej $\phi=15"$ (0.381 m), bądź $\phi=12"$ (0.305 m);

- depresja eksploatacyjna w studni nie przekroczy 100 m, a na wychodniach nie przekroczy połowy naporu lub miąższości warstwy wodonośnej;
- depresja regionalna nie przekroczy 33 m;
- miąższość ujętej warstwy wodonośnej (100 m), jest równoznaczna z długością czynnej części roboczej filtra. W obszarze wychodni podtrzeźorządowych przyjmowano równe całkowitej miąższości warstw wodonośnych w profilu.

Do obliczeń wydajności wykorzystano równanie *Darcy-Dupuit'a*, stosowane dla nieograniczonego poziomu lub warstwy wodonośnej, eksploatowanej w warunkach stacjonarnych. Teoretyczną wydajność otworu eksploatacyjnego obliczono metodą superpozycji map: dopuszczalnej depresji, współczynnika filtracji i miąższości utworów wodonośnych, według wzoru:

$$Q = 2\Pi \cdot k \cdot m_p \cdot \frac{S}{\ln \frac{R}{r}} \quad [m^3/s]$$

gdzie:

- Q - wydajność otworu eksploatacyjnego [m³/s];
- k - współczynnik filtracji [m/s];
- m_p - miąższość utworów wodonośnych (ograniczona długością roboczą filtra) [m];
- S - dopuszczalna depresja [m];
- r - promień filtra eksploatacyjnego [m];
- R - promień leja depresji [m].

p) **mapy dopuszczalnych depresji** (nie publikowane) - wykonano wykorzystując mapy głębokości zalegania spągów poziomów hydrogeotermalnych oraz ogólnych założeń dot. obliczeń potencjalnych wydajności (patrz wyżej).

Promień leja depresji obliczono wzorem *Sichardt'a*:

$$R = 3000 \cdot S \cdot \sqrt{k} \quad [m]$$

gdzie:

- S - depresja [m];
- k - współczynnik filtracji [m/s].

11 Methods of analysis of principal hydrogeological parameters of geothermal aquifers in the Polish Lowlands (A.Szczepański, A.Haładus, M.Hajto)

Methods applied to determination, on regional scale, the basic hydrogeological and geothermal parameters of selected groundwater aquifers in the Polish Lowlands were developed at the Department of Fossil Fuels, Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection at the AGH-University of Science and Technology in Kraków. These methods use „classic”, hydrogeological terminology and formulae (see Pazdro, 1990; Paczyński et al., 1996).

Application of numerical data processing methods commonly used in petroleum exploration as well as the implementation of specialized software enabled to run multivariate analysis of principal hydrogeothermal parameters and automation of calculations. Calculations were run with the *OpenWorks* integrated geological data processing system developed by the Halliburton-Landmark Graphics Co. The software is licensed under the conditions of educational licenses No. 2003-COM-020272 and No. 2003-COM-020273, granted to the above mentioned Department of Fossil Fuels.

Main interpretation of geothermal system parameters and quantitative calculations were run with the *Z-MAP Plus* software, which enables to interpret data with three-dimensional spatial grid (GRID). The software uses advanced, mathematical and geostatistical methods of data inter- and extrapolation with the application of several built-in algorithms (*Least Squares, Minimum Curvature, Adaptive Fitting, Triangulation, Kriging*) as well as an option for interpretation of geological discontinuities (faults, flexures). Selection and operation modes of interpolation algorithms varied and depended on types and properties of analyzed data (i.e. their spatial distribution, density and number of data, etc). The module is very flexible and enables the intervention of the analyst into the construction of geostatistical model by introduction of corrections.

One of elements required for generation of numerical model is the selection of interpolation grid. The main problem encountered during the construction of computer maps is the reasonable compromise between the statistical accuracy of a model and the geological correctness of a given map. Unfortunately, both requirements are contradictory. Statistical accuracy of grid and input data demand dense interpolation grid whereas geological correctness calls for such a model, which ensures lateral continuity of structures. Such compromise is especially difficult if spatial distribution of well-log data is non-uniform.

For the purpose of the following project the interpolation grid **1 000 x 1 000 m** (i.e. 666 x 721 lines) was applied, which reflects distribution of 480 186 interpolation nodes. Such grid seems to be an optimum solution, which ensures the correct display of structural surfaces and generation of spatial distribution models of remaining parameters necessary for calculation of geothermal resources.

For estimation of geological parameters various algorithms are available, dependent on type, number and quality of input data. The most commonly applied is the *Least Squares* algorithm, which allows to obtain most objective interpretation models.

Presentation of structural and parameters maps of geothermal aquifers was accomplished with the Albers Equal Area projection based upon Krassovsky's ellipsoid (1940) (central meridian 19°).

11.1 Construction of maps

In order to accomplish the principal aim of the project, i.e. evaluation of geothermal waters and energy resources in selected geothermal aquifers in the Polish Lowlands, several calculation steps had to be completed. Results of these steps were displayed in the form of the following maps:

- a) **topographic map of the Polish Lowlands** (unpublished) - numerical model of topographic surface based upon the topographic map of Poland (1:250 000 scale) and localization of wells collected in the database stored at the Department of Fossil Fuels. The map was used for construction of isobaths maps of the top of studied groundwater horizons, gradient maps of the TDS, etc.;
- b) **map of mean annual temperatures at 0.5 m depth** - applied to the construction of temperatures gradient map, temperatures maps at the top of structural surfaces and a part of geothermal energy resources maps of the Polish Lowlands;
- c) **maps of stratigraphic stages** - display the ranges of specific stratigraphic units, supplemented and updated with data from drillings database composed for the purpose of the project;
- d) **structural maps of the top surfaces of hydrogeothermal aquifers** - constructed from available analogue data (including seismic reflectors maps of the Polish Lowlands) and by interpretation of well-log data;
- e) **maps of geothermal gradients** (unpublished) - constructed from temperature interpretations in 231 wells completed in the Polish Lowlands (number of wells which document temperature distribution for particular geothermal aquifers depends mostly on the depth of an aquifer). For calculation the following formula was applied:

$$G_T = \frac{T_s - T_p}{Z} \cdot 100 \quad [^{\circ}C/100m]$$

where:

- G_T - geothermal gradient [$^{\circ}C/100m$];
 - T_s - temperature at the top surface of geothermal aquifer [$^{\circ}C$];
 - T_p - mean annual temperature at the surface [$^{\circ}C$];
 - Z - depth to the top surface of studied hydrogeothermal horizon [m b.s.].
- f) **maps of hydrochemical gradient** (unpublished) - constructed from drillings data obtained, according to the following formula:

$$T_s = G_T \cdot \frac{Z_p - Z_s}{100} + T_p \quad [^{\circ}C]$$

where:

- T_s - temperature in the top part of particular aquifer [$^{\circ}C$];
- G_T - geothermal gradient for the particular aquifer [$^{\circ}C/100 m$];
- Z_p - altitude of the measurement site [m a.s.l.];
- Z_s - altitude of the top surface of particular aquifer [m a.s.l.];
- T_p - mean annual temperature at the measurement site (at 0.5 m depth) [$^{\circ}C$].

- g) **maps of hydrochemical gradient** (unpublished) - constructed from drillings data obtained, according to the following formula:

$$G_M = \frac{M_S}{Z} \cdot 100 \quad [kg/m^3/100m]$$

where:

- G_M - hydrogeochemical gradient of particular aquifer [$kg/m^3/100m$];
- M_S - TDS of groundwaters in the top part of particular aquifer [kg/m^3];
- Z - depth to the top surface of particular aquifer [m b.s.].

- h) **maps of the TDS of reservoir waters in the top part of hydrogeothermal aquifer** - constructed by superposition of three maps, according to the following formula:

$$M_S = G_M \cdot \frac{Z_p - Z_s}{100} \quad [kg/m^3]$$

where:

- M_S - TDS of groundwaters in the top part of particular aquifer [kg/m^3];
- G_M - hydrogeochemical gradient of particular aquifer [$kg/m^3/100 m$];
- Z_p - altitude of the measurement site [m a.s.l.];
- Z_s - altitude of the top surface of particular aquifer [m a.s.l.].

- i) **maps of density of reservoir waters in the top part of hydrogeothermal aquifer** - constructed by superposition of two maps, according to the following formula:

$$\rho_w = \left(998.2 + \left[\frac{700 \cdot M_S}{M_S + 998.2} \right] \right) - 0.375 \cdot (T_s - 20) \quad [kg/m^3]$$

where:

- ρ_w - density of groundwaters in particular aquifer [kg/m^3];

- M_S - TDS of groundwaters in particular aquifer [kg/m³];
 - T_s - temperature in the top part of particular aquifer [°C];
 - 998.2 - water density at $M_S=0$ i $T_s=20$ °C.
- j) **maps of total thickness of particular stratigraphic units** - constructed basing upon interpretation of well-log data and superposition of structural maps. For Devonian formation thickness trend maps were constructed due to limited number of wells, which penetrated through this formation. The following procedure was applied: first, the thickness trend map was constructed basing exclusively upon data from wells drilled through the full thickness of Devonian formation. Then, this model was verified with thickness values measured in the remaining wells. Corrections were introduced in zones where thickness trends suggested lower values than measured in the wells drilled through the Devonian strata.
- k) **maps of percentage of groundwater horizons in stratigraphic column** (unpublished) - interpolated from percentages of groundwater horizons in stratigraphic columns, as calculated from well-logs for wells and stratigraphic units (see Chapter 10.3).
- l) **maps of cumulative thickness of groundwater horizons** - calculated as a product of total thickness of strata and percentage of groundwater horizons in the stratigraphic column of particular stratigraphic unit, according to the following formula:

$$m_p = m_c \cdot m_{\%} \quad [m]$$

where:

- m_p - cumulative thickness of groundwater horizons in particular hydrogeothermal reservoir [m];
 - m_c - total thickness of particular hydrogeothermal reservoir [m];
 - $m_{\%}$ - percentage of groundwater horizons in total thickness of particular reservoir [%].
- m) **maps of hydraulic conductivity coefficient** (unpublished) - construction of these maps was based upon archival, laboratory permeability measurements of drill cores, carried on for the purpose of earlier research projects and collected in the hydrogeothermal database. In order to determine credible values of permeability coefficients for particular stratigraphic units, statistical data analysis was run for each parameter. Determination of permeability coefficients had to consider the fact that measurements results commonly refer to only a fragment of stratigraphic column and, thus, are not fully representative for the whole hydrogeothermal reservoir. Hence, averaged values of permeability coefficient were used for statistical analysis. Table 11.1.1 shows determined values of permeability coefficients for particular groundwater aquifers.

These maps were constructed by superposition of three maps, according to the following formula:

$$k = \frac{k_p \cdot (1 - 0.002 \cdot M_S) \cdot \rho_w \cdot 9.81}{239.4 \cdot 10^{-7} \cdot 10^{\frac{248.37}{T_s + 133.15}}} \quad [m/s]$$

where:

- k - hydraulic conductivity coefficient [m/s];
- k_p - permeability coefficient [m²];
- M_S - TDS of reservoir water [kg/m³];
- ρ_w - density of reservoir water [kg/m³];
- T_s - temperature of reservoir water [°C].

n) **maps of hydraulic transmissivity of groundwater horizons** - constructed by superposition of two maps, according to the formula:

$$T = k \cdot m_p \quad [m^2/s]$$

where:

- T - hydraulic transmissivity [m²/s];
- k - hydraulic conductivity coefficient [m/s];
- m_p - cumulative thickness of groundwater horizons [m].

o) **maps of potential discharge of hydrogeological wells** - discharge calculations of hypothetical wells producing waters from particular geothermal aquifers in the Polish Lowlands required the determination of technical details of exploitation. Analysis of basic hydrogeological parameters: permeability, hydraulic conductivity and hydraulic transmissivity coefficients indicated high diversity of values among studied aquifers. Both the Lower Cretaceous and Lower Jurassic aquifers revealed relatively high values of analysed hydrogeological parameters, which proves favourable reservoir properties. Calculations of potential discharges of hydrogeological wells assumed the optimum development modes of groundwater horizons. Therefore, calculated parameters were diversified within analyzed aquifers under the following theoretical assumptions:

- diameter of working part of screen in production well is $\phi=15''$ (0.381 m) or $\phi=12''$ (0.305 m);
- drawdown during production will not exceed 100 m in a well or half of total pressure head, or half of thickness of groundwater horizon in the exposures;
- regional drawdown will not exceed 33 m;
- thickness of exploited groundwater horizon (100 m) is equal to the working part of a screen. For sub-Tertiary subcrops the working parts of screens were equal to the total thickness of groundwater horizons in the stratigraphic column.

Discharges were calculated with the *Darcy-Dupuit* formula, applied for unlimited groundwater horizon exploited under stationary conditions. Theoretical discharge from a production well was calculated by superposition of three maps: permissible drawdown, hydraulic conductivity coefficient and thickness of groundwater horizons, according to the following formula:

$$Q = 2\pi \cdot k \cdot m_p \cdot \frac{S}{\ln \frac{R}{r}} \quad [m^3/s]$$

where:

- Q - discharge of production well [m³/s];
- k - hydraulic conductivity coefficient [m/s];
- m_p - thickness of groundwater horizon (limited by working length of screen) [m];
- S - permissible drawdown [m];
- r - radius of production filter [m];
- R - radius of depression cone [m].

p) **maps of permissible drawdown** (unpublished) - constructed from isobaths maps of the bottoms of hydrogeothermal aquifers and general assumptions applied to calculations of potential discharges (see above).

Radius of depression cone was calculated with the *Sichardt's* formula:

$$R = 3000 \cdot S \cdot \sqrt{k} \quad [m]$$

where:

- S - drawdown [m];
- k - hydraulic conductivity coefficient [m/s].

Literatura (References):

1. **Castany G., 1972** - Poszukiwanie i eksploatacja wód podziemnych. Wyd. Geol. Warszawa.
2. **Dąbrowski S., Górski J., Kapuściński J., Przybyłek J., Szczepański A., 2004** - Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych - poradnik metodyczny. Min. Środ., Warszawa.
3. **Górecki W., Haładus A., Szklarczyk T., Ugorec W., 1990** - Program obliczeniowy optymalizujący eksploatację wód geotermalnych otworami w układzie dipolowym. Techn. Poszuk. Geol.-Geosynoptyka i Geotermia nr 2.P.
4. **Górecki W. i in., 1990** - Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. ISE AGH Kraków, Okr. Przeds. Geod. Kartogr. Poznań.
5. **Górecki W. i in., 1993** - Metodyka oceny zasobów energii wód geotermalnych w Polsce. Ekspertyza 12/93 MOŚZNiL, Arch. ZSE AGH, Kraków, maszynopis.
6. **Górecki W. i in., 1994** - Określenie odnawialnych zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Spraw. z wykonania projektu badawczego KBN nr 901279101. Arch. ZSE AGH, Kraków maszynopis.
7. **Górecki W. i in., 1995** - Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. ZSE AGH, Towarzystwo Geosynoptyków „GEOS”, Kraków.
8. **Górecki W. i in., 1996** - Studium możliwości inwestycyjnych nad wykorzystaniem energii geotermalnej w zbiornikach dolnojurajskim i dolnokredowym w synklinorium mogileńsko-lódzkim na Niżu Polskim. Arch., Zakład Surowców Energetycznych, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków.
9. **Górecki W. i in., 1999** - Modele geotermalne formacji mezozoicznych na obszarze niecki warszawskiej konstruowane z wykorzystaniem systemu Landmark i studium techniczno-ekonomiczne. NFOŚiGW. Arch. ZSE AGH, Kraków.
10. **Górecki W. i in., 2000** - Analiza geologiczna i ocena zasobów wód i energii geotermalnej w formacjach jury środkowej i górnej oraz triasu na Niżu Polskim. Projekt KBN. Arch. Zakładu Surowców Energetycznych, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków.
11. **Górecki W., Kozdra T., Hajto M., i.in., 2003** - Analiza geologiczna i ocena zasobów wód i energii geotermalnej w wytypowanych zbiornikach geotermalnych dewonu, karbonu i permu na Niżu Polskim. Projekt badawczy KBN nr 9 T 12B 005 19. Zakład Surowców Energetycznych, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków.
12. **Kulma R., 1995** - podstawy obliczeń filtracji wód podziemnych. Kraków 1995.
13. **Malinowski J., 1993** - Zasoby i ochrona wód podziemnych. Wyd. UWr. Wrocław.
14. **Pazdro Z., Kozerski B., 1990** - Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
15. **Paczyński B., Macioszczyk T., Kazimierski B., Mitręga J., 1996** - Ustalanie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych - poradnik metodyczny. Wyd. TRIO W-wa.
16. **Wieczysty A., 1982** - Hydrogeologia inżynierska. PWN Warszawa.

12 Wyniki kalkulacji zasobów geotermalnych na Niżu Polskim (M.Hajto)

Ocena zasobów energii geotermalnej w skali globalnej jest niejednoznaczna (Górecki, 1990). Światowe konferencje energetyczne zasoby geotermalne świata oceniły na: $1.3 \cdot 10^{23}$ TOE w 1974 r., $2.1 \cdot 10^{22}$ w 1977 r., $3.5 \cdot 10^{21}$ TOE w 1980 r. (Górecki, 1990), $2.0 \cdot 10^{20}$ TOE w 1990 r., $1.0 \cdot 10^{15}$ TOE zasobów dostępnych (do 3000 m) w 1993 r. (World Energy Council).

W Polsce spotykamy się również ze skrajnymi oszacowaniami krajowych zasobów złóż geotermalnych.

Wydobywalne zasoby energii geotermalnej w Polsce zostały wstępnie, w roku 1987, ocenione na ok. 7 mld tpu, co odpowiada $4.9 \cdot 10^9$ TOE (Ney, Sokolowski, 1987).

W roku 1990 Szargut (1990) przeliczył zasoby geotermalne Polski, zakładając, że są one wykorzystywane jedynie do celów ciepłowniczych. Kalkulacje wskazały na wielkość rzędu 2.6 mln tpu. ($1.8 \cdot 10^6$ TOE).

Tak więc różnice są znaczne, wynikają one głównie z zastosowania różnej metodyki obliczeń oraz różnej oceny możliwości pozyskania i wykorzystania geotermalnych źródeł ciepła.

Zasoby energii geotermalnej zakumulowanej w wytypowanych zbiornikach wód geotermalnych na Niżu Polskim, tj.: dolnokredowego, górnourajskiego, środkowourajskiego, dolnourajskiego, górnotriasowego, dolnotriasowego, dolnopermńskiego, dewońskiego, karbońskiego oceniono na podstawie zweryfikowanych modeli hydrogeologicznych, stosując techniki kartografii cyfrowej.

Określenie zasobów energii powiązано ze wskaźnikową analizą ekonomiczną (rozdz. 9), co umożliwiło dokonanie obiektywnej oceny możliwości wykorzystania wód geotermalnych na Niżu Polskim i wskazanie stref najbardziej perspektywicznych.

Kalkulacji zasobów energii geotermalnej w poszczególnych, wydzielonych klasach zasobowych (rozdz. 8) dokonano w zasięgu obszaru Niżu Polskiego. Obszar ten stanowi część prowincji Niżu Środkowoeuropejskiego, rozciągający się między Morzem Bałtyckim na północy a Sudetami i pasem wyżyn na południu.

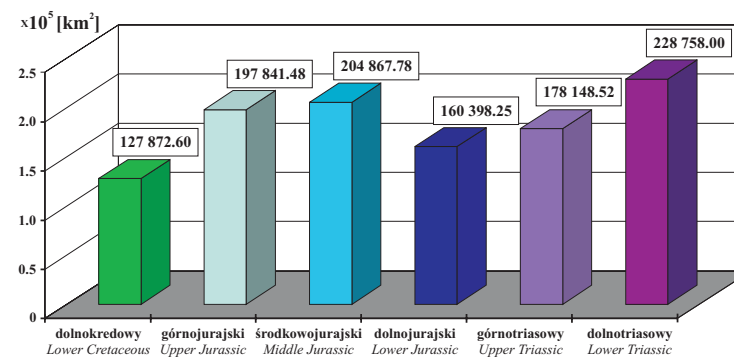
Z geologicznego punktu widzenia południową granicę Niżu Polskiego stanowi linia przebiegająca od Zielonej Góry, przez Legnicę, Wrocław, Opole, Katowice, Kraków, Tarnów, po Rzeszów i Przemysł (zał. 13.10), wzdłuż której graniczy z Sudetami (od południowo-zachodu), Zapadliskiem Górnośląskim oraz Karpatami Zewnętrzными (na południu).

Ze względu na skomplikowaną budowę geologiczną, brak dostatecznej ilości danych, wydzielono obszar Masywu Świętokrzyskiego, o pow. $13\,280.68$ km² (zał. 13.10), który pod kątem występowania zbiorników wód geotermalnych o znaczeniu przemysłowym, zdefiniowano jako nieperspektywiczny.

Obszar kalkulacji zasobów na Niżu Polskim obejmuje $272\,126.32$ km², co stanowi 87.25% powierzchni kraju.

Kalkulacja zasobów wydzielonych zbiorników wód geotermalnych formacji mezozoicznej w poszczególnych klasach zasobowych, odnosi się do geologicznego (erozyjnego) zasięgu występowania tych zbiorników na obszarze Niżu Polskiego.

Powierzchnie obszarów kalkulacji zasobów energii zbiorników wód geotermalnych formacji mezozoiku na Niżu Polskim przedstawia (rys. 12.0.1).



Rys. 12.0.1 Powierzchnia kalkulacji zasobów wód geotermalnych zbiorników mezozoicznych.
Fig. 12.0.1 Surface area for calculation of geothermal water resources in Mesozoic reservoirs.

Najbardziej rozległym, spośród analizowanych w Atlasie, zbiornikiem wód geotermalnych formacji mezozoicznej jest zbiornik dolnotriasowy. Powierzchnia tego zbiornika wynosi $228\,758$ km², co stanowi 84.06% powierzchni obszaru Niżu Polskiego i 73.34% powierzchni Polski.

Biorąc pod uwagę kryterium powierzchni zbiorników wód geotermalnych, tj. regionalny zasięg występowania na Niżu Polskim można je uszeregować następująco: zbiornik środkowourajski ($204\,867.78$ km² - 65.68% powierzchni Polski), górnourajski ($197\,841.48$ km² - 63.43% powierzchni Polski) oraz górnotriasowy, odpowiednio ($178\,148.52$ - 57.12%), dolnourajski ($160\,398.25$ km² - 51.43%), dolnokredowy ($127\,872.60$ km² - 41% powierzchni Polski).

12.1 Dostępne zasoby geotermalne

Całkowita wielkość dostępnych zasobów geotermalnych zawartych w formacjach skalnych do głębokości 3000 m, lub do stropu podłoża krystalicznego jest sumą energii zawartej we wszystkich blokach obliczeniowych. Dostępne zasoby geotermalne na Niżu Polskim wynoszą $7.753 \cdot 10^{22}$ J, co stanowi ekwiwalent $1.85 \cdot 10^{12}$ TOE (rys. 12.4.5).

Podana przez Jonatanssona (Jonatansson, 1993) wartość dostępnych zasobów energii geotermalnej do głębokości 3000 m na obszarze Węgier wynosi $3.0 \cdot 10^{23}$ J, co odpowiada $7.17 \cdot 10^{12}$ TOE. Jak wiadomo, Basen Panoński, znajdujący się wewnątrz Karpat, charakteryzuje się wysokimi wartościami strumienia ciepłego wynoszącymi 80 - 100 mW/m² (Čermak, Kucerova, 1993).

Wartość strumienia ciepłego na Niżu Polskim (zał. 13.8) jest w porównaniu z obszarem Węgier znacznie niższa i wynosi średnio od 40 - 50 mW/m² w części północno - wschodniej i centralnej, do 80 - 100 mW/m² w części zachodniej i południowo-zachodniej. Zrozumiałą jest więc fakt występowania znacznie wyższych temperatur wód na Węgrzech, jak i przewidywane tam prawie 4-krotnie większe dostępne zasoby geotermalne.

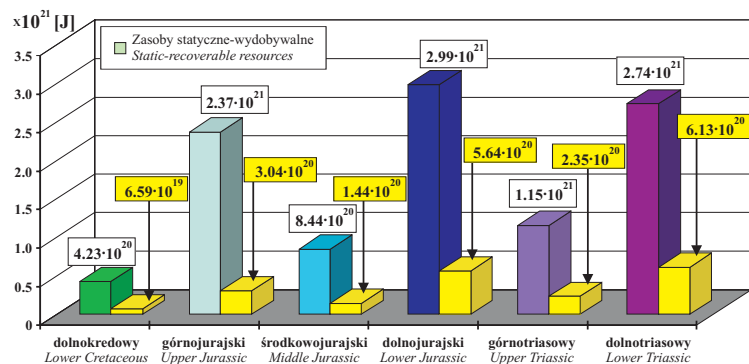
12.2 Zasoby statyczne energii geotermalnej

Całkowite zasoby statyczne zakumulowane w wodach i skałach wydzielonych zbiorników wód geotermalnych formacji mezozoicznej zostały oszacowane na $1.05 \cdot 10^{22}$ J, co odpowiada $2.51 \cdot 10^{11}$ TOE (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1).

Najbardziej zasobnym zbiornikiem w opisywanej kategorii jest zbiornik dolnojurański. Obliczono, że zakumulowana energia tego zbiornika wynosi $2.99 \cdot 10^{21}$ J, co stanowi aż 28.41% sumarycznych zasobów statycznych wytypowanych zbiorników mezozoiku na Niżu Polskim.

Najmniejsze zasoby statyczne energii geotermalnej zakumulowane są w zbiorniku dolnokredowym i wynoszą $4.23 \cdot 10^{20}$, co odpowiada $1.01 \cdot 10^{10}$ TOE. Utwory kredy dolnej zalegają stosunkowo płytko (zał. 14.2), a ich miąższości, na przeważającym obszarze występowania, nie przekraczają 200 - 300 m. Należy przy tym pamiętać, że zasoby dolnokredowego zbiornika wód geotermalnych są dostępne przy zachowaniu proporcjonalnie niskiego ryzyka geologicznego, związanego głównie z brakiem konieczności wykonywania głębokich wierceń udostępniających warstwę wodonośną tego zbiornika.

Analizując rozkład zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni poszczególnych zbiorników najwyższymi parametrami wśród mezozoicznych zbiorników na Niżu Polskim charakteryzuje się zbiornik dolnojurański. Na 1 km^2 tego zbiornika przypada $1.86 \cdot 10^{16}$ J energii. Średni wskaźnik jednostkowych zasobów statycznych dla zbiorników mezozoicznych wynosi $9.41 \cdot 10^{15}$ J/km².



Rys. 12.2.1 Rozkład zasobów statycznych oraz statycznych-wydobywalnych zbiorników geotermalnych formacji mezozoicznych na Niżu Polskim.

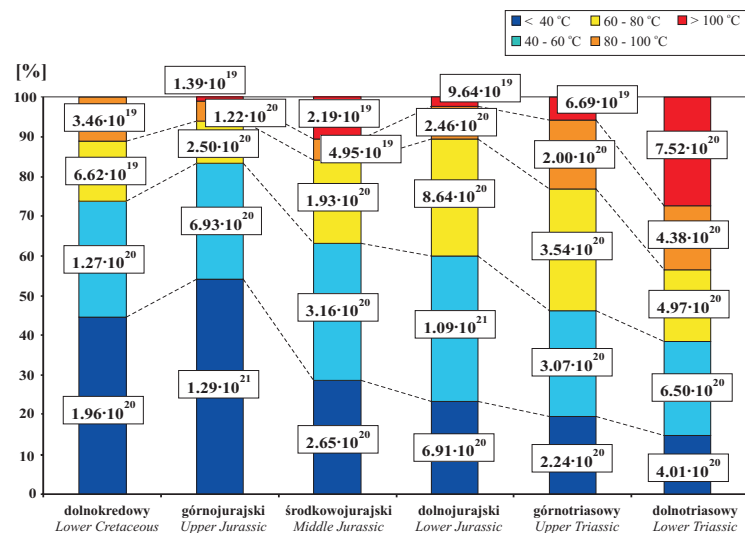
Fig. 12.2.1 Distribution of static and static recoverable resources in geothermal reservoirs of Mesozoic formations in the Polish Lowlands.

Analiza rozkładu zasobów statycznych, zakumulowanych w obrębie poszczególnych, wydzielonych klas temperaturowych (rys. 12.2.2) wskazuje, iż procentowy udział tych zasobów w niskotemperaturowej klasie maleje kosztem udziału zasobów wyższych przedziałów temperaturowych wraz z wiekiem (głębokością pogażenia) poszczególnych zbiorników na Niżu Polskim.

Procentowy udział zasobów statycznych zakumulowanych w przedziale temperaturowym do 40°C maleje z 46.23% dla zbiornika dolnokredowego, do 14.66% dla zbiornika dolnotriasowego. Stosunkowo wysoki, 54.51% udział zasobów statycznych w niskotemperaturowej klasie (do 40°C), dla zbiornika górnójurańskiego wynika z faktu istnienia znacznych dysproporcji pomiędzy powierzchnią tego zbiornika a powierzchnią zbiornika kredy dolnej (zbiornik jury górnej ma o 54.72% większą powierzchnię), przy zachowaniu porównywalnych parametrów temperaturowych dla obydwu zbiorników.

Zbiornik dolnokredowy charakteryzuje się zasobami w klasach temperatur nie przekraczających 100°C. Procentowy udział zasobów w klasie temperatur powyżej 100°C wzrasta z 0.59% dla zbiornika górnójurańskiego, do 27.46% dla zbiornika dolnotriasowego (rys. 12.2.2).

Z powyższych relacji wynika, iż w celu pozyskania znaczących zasobów geotermalnych w wyższych klasach temperaturowych należy sięgać do zbiorników zalegających głębiej. Zasoby niskotemperaturowych klas są dostępne na dużych powierzchniach występowania zbiorników wód geotermalnych i zalegają na stosunkowo niewielkich głębokościach.



Rys. 12.2.2 Rozkład zasobów statycznych w obrębie poszczególnych klas temperaturowych dla zbiorników geotermalnych na Niżu Polskim - wykres skumulowany.

Fig. 12.2.2 Distribution of static resources within particular temperature classes for geothermal reservoirs in the Polish Lowlands - cumulative diagram.

12.2.1 Zbiornik dolnokredowy

Zbiornik dolnokredowy zajmuje powierzchnię 127 872.60 km².

Zasoby statyczne energii geotermalnej zbiornika dolnokredowego na Niżu Polskim wynoszą $4.23 \cdot 10^{20}$ J (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1), co stanowi 4.02% zasobów statycznych zbiorników mezozoicznych oraz 2.91% obliczonych zasobów statycznych energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Wyniki kalkulacji wskazują, że 94.31% powierzchni zbiornika charakteryzuje się temperaturami nie przekraczającymi 60°C. Zasoby statyczne zakumulowane w tym przedziale temperaturowym wynoszą $3.22 \cdot 10^{20}$ J i stanowią 76.18% zasobów całego zbiornika oraz 3.07% zasobów zbiorników mezozoicznych. W przedziale temperaturowym powyżej 100°C nie stwierdzono występowania zasobów.

12.2.2 Zbiornik górnourajski

Zbiornik górnourajski zajmuje powierzchnię 197 841.48 km².

Zasoby statyczne energii geotermalnej zbiornika górnourajskiego na Niżu Polskim wynoszą $2.37 \cdot 10^{21}$ J (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1), co stanowi 22.54% zasobów statycznych analizowanych zbiorników mezozoicznych oraz 16.30% obliczonych zasobów statycznych energii geotermalnej na Niżu Polskim. W klasie temperaturowej do 60°C występuje 95.11% powierzchni zbiornika, a energia zakumulowana w tym przedziale temperaturowym wynosi $1.98 \cdot 10^{21}$ J, co stanowi 83.73% sumarycznych zasobów statycznych zbiornika górnourajskiego oraz 18.87% zasobów statycznych analizowanych zbiorników mezozoicznych. Zasoby statyczne zdefiniowane w klasie temperaturowej powyżej 100°C zajmują powierzchnię 282.65 km², co stanowi załedwie 0.14% powierzchni całego zbiornika. W tej najwyższej klasie temperaturowej zakumulowane jest 0.59% zasobów statycznych zbiornika górnourajskiego, co odpowiada $1.39 \cdot 10^{19}$ J.

12.2.3 Zbiornik środkowourajski

Zbiornik środkowourajski zajmuje powierzchnię 204 867.78 km².

Zasoby statyczne energii geotermalnej zbiornika środkowourajskiego na Niżu Polskim wynoszą $8.44 \cdot 10^{20}$ J (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1), co stanowi 8.03% zasobów statycznych zbiorników mezozoicznych oraz 5.81% obliczonych zasobów statycznych energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Wyniki kalkulacji wskazują, że 89.82% powierzchni zbiornika charakteryzuje się temperaturami nie przekraczającymi 60°C. Zasoby statyczne zakumulowane w tym przedziale temperaturowym wynoszą $5.80 \cdot 10^{20}$ J i stanowią 68.74% zasobów całego zbiornika oraz 5.52% zasobów zbiorników mezozoicznych. W najwyższej klasie temperaturowej, powyżej 100°C, zakumulowane jest $2.19 \cdot 10^{19}$ J energii, co stanowi jedynie 2.59% zasobów statycznych zbiornika środkowourajskiego. Zasoby w tej klasie zajmują 0.78% powierzchni całego środkowourajskiego zbiornika wód geotermalnych.

12.2.4 Zbiornik dolnourajski

Dolnourajski zbiornik wód geotermalnych zajmuje powierzchnię 160 398.25 km².

Zasoby statyczne energii geotermalnej zbiornika dolnourajskiego na Niżu Polskim wynoszą $2.99 \cdot 10^{21}$ J (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1), co stanowi 28.41% zasobów statycznych analizowanych

zbiorników mezozoicznych oraz 20.54% obliczonych zasobów statycznych energii geotermalnej na Niżu Polskim. W klasie temperaturowej do 60°C występuje 81.44% powierzchni zbiornika, a energia zakumulowana w tym przedziale temperaturowym wynosi $1.78 \cdot 10^{21}$ J, co stanowi 59.59% sumarycznych zasobów statycznych zbiornika dolnourajskiego oraz 16.93% zasobów statycznych analizowanych zbiorników mezozoicznych.

37.18% zasobów statycznych jury dolnej zakumulowana jest w przedziale temperaturowym od 60 - 100°C i zajmują powierzchnię 27276.56 km², co stanowi 17.01% powierzchni całego zbiornika. Zasoby statyczne zdefiniowane w klasie temperaturowej powyżej 100°C zajmują powierzchnię 2490.96 km², co stanowi 1.55% powierzchni całego zbiornika. W tej najwyższej klasie temperaturowej zakumulowane jest 3.23% zasobów statycznych zbiornika dolnourajskiego, odpowiada to $9.64 \cdot 10^{19}$ J energii geotermalnej.

12.2.5 Zbiornik górnotriasowy

Górnotriasowy zbiornik energii geotermalnej zajmuje powierzchnię 178 148.52 km², co klasyfikuje go na czwartej pozycji pod względem wielkości powierzchni analizowanych zbiorników mezozoicznych.

Zasoby statyczne energii geotermalnej zbiornika górnotriasowego na Niżu Polskim wynoszą $1.15 \cdot 10^{21}$ J (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1), co stanowi 10.96% zasobów statycznych zbiorników mezozoicznych oraz 7.93% obliczonych zasobów statycznych energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Wyniki kalkulacji wskazują, że 75.24% powierzchni zbiornika charakteryzuje się temperaturami nie przekraczającymi 60°C. Zasoby statyczne zakumulowane w tym przedziale temperaturowym wynoszą $5.32 \cdot 10^{20}$ J i stanowią 46.10% zasobów całego zbiornika oraz 5.05% zasobów zbiorników mezozoicznych. W najwyższej klasie temperaturowej, powyżej 100°C, zakumulowane jest $6.69 \cdot 10^{19}$ J energii, co stanowi 5.81% zasobów statycznych zbiornika górnotriasowego. Zasoby w tej klasie zajmują 2.20% powierzchni całego górnotriasowego zbiornika wód geotermalnych.

12.2.6 Zbiornik dolnotriasowy

Dolnotriasowy zbiornik wód geotermalnych zajmuje powierzchnię 228 758.00 km², co wskazuje, iż jest to najbardziej rozległy zbiornikiem geotermalny na Niżu Polskim.

Zasoby statyczne energii geotermalnej tego zbiornika wynoszą $2.74 \cdot 10^{21}$ J (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1), co stanowi 26.04% zasobów statycznych analizowanych zbiorników mezozoicznych oraz 18.83% obliczonych zasobów statycznych energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Średnia wartość wskaźnika jednostkowych zasobów statycznych dla zbiornika dolnotriasowego wynosi $1.20 \cdot 10^{16}$ J/km², co plasuje go na drugiej pozycji, zaraz po zbiorniku jury dolnej.

Analiza rozkładu zasobów statycznych energii geotermalnej w poszczególnych klasach temperaturowych (tab. 12.4.1, rys. 12.2.2), wskazuje na stosunkowo równomierny rozkład energii zakumulowanej w obrębie poszczególnych klas. W klasie temperaturowej do 80°C zakumulowane jest $1.55 \cdot 10^{21}$ J energii, co stanowi 72.54% zasobów statycznych całego zbiornika.

64.31% powierzchni zbiornika charakteryzuje się występowaniem wód geotermalnych o temperaturach nie przekraczających 60°C. W tej klasie temperatur zakumulowane jest $1.05 \cdot 10^{21}$ J energii geotermalnej, co stanowi 38.39% zasobów całego zbiornika dolnotriasowego.

Zasoby statyczne zdefiniowane w klasie temperaturowej powyżej 100°C zajmują powierzchnię 22 311.23 km², co stanowi 9.75% powierzchni całego zbiornika.

W tej najwyższej klasie temperaturowej zakumulowane jest $7.52 \cdot 10^{20}$ J energii geotermalnej, odpowiada to 27.46% zasobów statycznych zbiornika dolnotriasowego i aż 7.15% całkowitych zasobów statycznych energii geotermalnej zbiorników mezozoicznych na Niżu Polskim.

Powyższe parametry wskazują, iż dolnotriasowy zbiornik geotermalny może stanowić źródło wód geotermalnych o wysokich, jak na warunki Niżu Polskiego, parametrach temperaturowych.

12.3 Zasoby statyczne-wydobywalne energii geotermalnej

Zgodnie z definicją (rozdz. 8) zasoby statyczne-wydobywalne stanowią część zasobów statycznych energii geotermalnej pomniejszonych o współczynnik wydobywania - R_o .

Wielkość zasobów statycznych-wydobywanych mówi nam o tym jaką ilość zasobów geologicznych (statycznych) jesteśmy w stanie teoretycznie wydobyć przy określeniu podstawowych warunków technicznych udostępnienia złoża oraz pozyskania ciepła z medium geotermalnego: temperatury schłodzenia wód oraz sposobu eksploatacji.

Wielkość współczynnika R_o uzależniona jest od wyboru sposobu eksploatacji (system jedno- lub dwu- otworowy) oraz relacji temperatur wód geotermalnych, temperatury zatłaczania wód (w systemie dubletowym) oraz średniej rocznej temperatury na powierzchni ziemi.

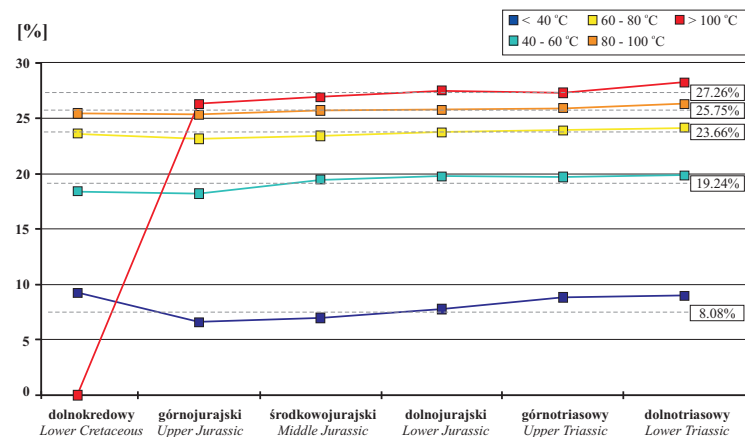
Uśrednione wartości współczynnika wydobywania liczone w skali zbiorników przyjmują wartości od 12.82% dla zbiornika górnourajskiego, do 26.66% dla zbiornika dolnotriasowego. Średnia wartość współczynnika wydobywania dla zbiorników mezozoicznych wynosi 18.31%. Uśredniona wartość współczynnika wydobywania, obliczona na podstawie kalkulacji parametrów 9 zbiorników na Niżu Polskim, przyjmuje wartość 19.93%.

Powyższa wartość wskazuje, że w warunkach geologicznych oraz temperaturowych, charakterystycznych dla obszaru Niżu Polskiego, możliwe jest wydobycie niepełna 20% zasobów geologicznych energii geotermalnej.

Rozkład wartości współczynnika wydobywania, w skali poszczególnych zbiorników mezozoicznych, liczony jako iloraz zasobów statycznych-wydobywanych do zasobów statycznych, przy uwzględnieniu poszczególnych klas temperaturowych wykazuje zmienność w zakresie od 6.62% do 28.23%.

Wartości współczynników wydobywania w obrębie poszczególnych klas temperaturowych charakteryzują się wyraźną stabilnością.

Relacje ilościowe zasobów statycznych-wydobywanych do zasobów statycznych dla poszczególnych zbiorników formacji mezozoicznej na Niżu Polskim przedstawia rys. 12.3.1.



Rys. 12.3.1 Stosunek zasobów statycznych-wydobywanych do zasobów statycznych w poszczególnych klasach temperaturowych dla zbiorników wód geotermalnych formacji mezozoicznej na Niżu Polskim.

Fig. 12.3.1 Proportion of static recoverable resources to static resources within particular temperature classes for geothermal water reservoirs of the Mesozoic formations in the Polish Lowlands.

W klasie temperaturowej do 40°C współczynnik wydobywania oscyluje w granicach od 6.62% dla zbiornika górnourajskiego, do 9.25% dla zbiornika dolnokredowego. Średnia wartość współczynnika R_o , dla zbiorników mezozoicznych, w tej klasie temperaturowej wynosi 8.08%.

W klasie temperaturowej od 40 do 60°C średnia wartość współczynnika wydobywania wynosi 19.24% (max. 19.87%, min. 18.21%), w klasie od 60 do 80°C średnia wartość współczynnika wynosi 23.66% (max. 24.13%, min. 23.15%), a w klasie temperaturowej od 80 do 100°C odpowiednio 25.75% (max. 26.32%, min. 25.29%).

W klasie temperaturowej powyżej 100°C średnia wartość współczynnika wydobywania, bez uwzględnienia zasobów statycznych zbiornika dolnokredowego, wynosi 27.26% (max. 28.23% - dla zbiornika dolnotriasowego, min. 26.33% - dla zbiornika górnourajskiego) (rys. 12.3.1).

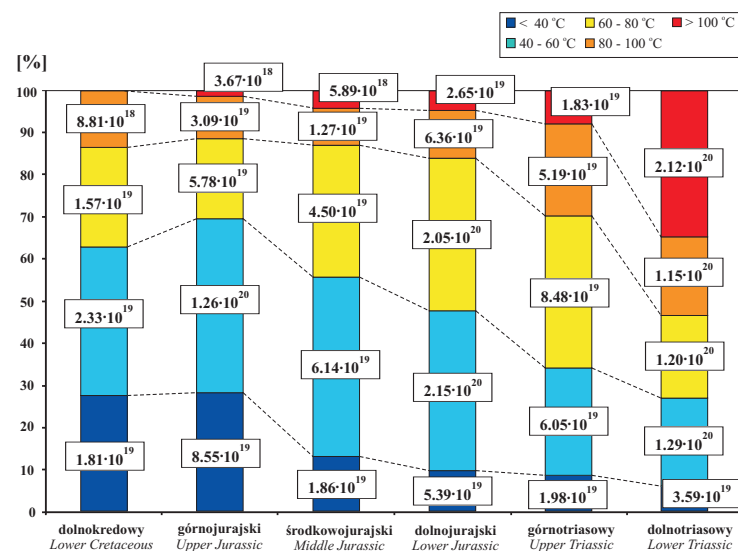
Rozkłady jednostkowych zasobów statycznych-wydobywanych w obrębie poszczególnych zbiorników przedstawiają Zał. 14.11, 15.11, 16.11, 17.11, 18.11, 20.11.

Rozkład wielkości sumarycznych zasobów statycznych-wydobywanych na tle zasobów statycznych dla poszczególnych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim przedstawia rys. 12.2.1.

Największymi zasobami statycznymi-wydobywalnymi charakteryzuje się zbiornik dolnotriasowy. Całkowite zasoby statyczne energii, możliwe do pozyskania, przy przyjętej metodyce pozyskania tej energii z głębi ziemi, dla zbiornika dolnotriasowego wynoszą $6.13 \cdot 10^{20}$ J.

Najmniejsze zasoby statyczne-wydobywalne, o wielkości $6.59 \cdot 10^{19}$ J, charakteryzują zbiornik dolnej kredy. Stanowi to około 10% zasobów statycznych-wydobywanych zbiornika dolnotriasowego.

Rozkład zasobów statycznych-wydobywalnych zakumulowanych w poszczególnych zbiornikach wód geotermalnych, uwzględniający wydzielone klasy temperaturowe przedstawia rys. 12.3.2.



Rys. 12.3.2 Rozkład zasobów statycznych-wydobywalnych w obrębie poszczególnych klas temperaturowych dla mezozoicznych zbiorników geotermalnych na Niżu Polskim - wykres skumulowany.

Fig. 12.3.2 Distribution of static recoverable resources within particular temperature classes for Mesozoic geothermal reservoirs in the Polish Lowlands - cumulative diagram.

Rozkład zasobów statycznych-wydobywalnych w poszczególnych klasach temperaturowych wskazuje znaczne podobieństwo z rozkładem zasobów statycznych.

Zasoby związane z wysokimi przedziałami temperatur zwiększają swój udział w sumarycznych zasobach poszczególnych zbiorników w kierunku zbiorników starszych (głębiej zalegających).

12.4 Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej

Weryfikacja ekonomiczna uzyskiwania ciepła geotermalnego może być przeprowadzana wieloma metodami, o różnej precyzji. Zbiorniki hydrogeotermalne mogą być oceniane ekonomicznie w sposób uproszczony w celu identyfikacji i uszeregowania w ich obrębie obszarów perspektywicznych pod względem możliwości przemysłowego wykorzystania ciepła geotermalnego.

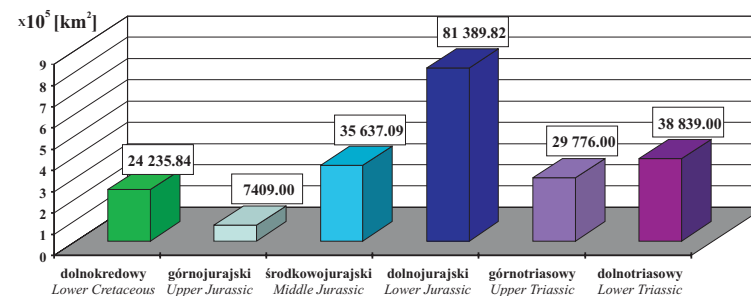
Do szacunkowych ocen ekonomicznych autorzy wykorzystali tzw. współczynnik mocy (Gosk, 1982). Współczynnik ten określa ile razy moc cieplna ujęcia geotermalnego przewyższa moc cieplną stanowiącą ekwiwalent nakładów kapitałowych i kosztów eksploatacji danego ujęcia. Współczynnik mocy niższy od 1 wskazuje, że „wartość energetyczna” poniesionych środków finansowych na przedsięwzięcie jest wyższa od uzyskanych efektów energetycznych. Współczynnik mocy ma charakter wskaźnika quasi-ekonomicznego. Ujmuje on syntetycznie ekonomiczny i energetyczny aspekt eksploatacji ciepła wód podziemnych. Nie można jednak na jego podstawie wyciągać wniosków o konkurencyjności ciepłownictwa geotermalnego w stosunku do tradycyjnych technologii pozyskiwania energii cieplnej.

Powyższe kryterium posłużyło do wyodrębnienia i usystematyzowania obszarów perspektywicznych w granicach zbiorników wodonośnych z punktu widzenia ekonomicznie uzasadnionej eksploatacji ciepłych wód podziemnych.

Współczynnik mocy wykorzystano także przy wyznaczaniu geotermalnych zasobów dyspozycyjnych. Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej badanych zbiorników określono dla tych obszarów, dla których współczynnik mocy $F > 1$, przy współczynniku obciążenia ujęć $LF = 1$. Uwzględniono zatem te obszary, które roszą nadzieję co do możliwości ekonomicznego wykorzystania ciepła wód geotermalnych.

Mapy współczynników mocy zbiornika dolnourajskiego sporządzono dla 3 przyjętych średnich rocznych współczynników obciążenia, wyrażających różny stopień wykorzystania mocy cieplnych ujęć w skali roku (zał. 17.12, 17.12.1, 17.12.2). Wraz z obniżaniem się wartości współczynnika obciążenia ujęć geotermalnych, maleje zasięg obszarów, dla których wartości współczynnika mocy przekraczają 1. Dla współczynnika obciążenia $LF = 1$, powierzchnia dyspozycyjnych zasobów geotermalnych wynosi 81 389.82 km². Dla współczynnika obciążenia $LF = 0.7$ powierzchnia zbiornika, dla którego eksploatacja wód może przynieść dodatni efekt ekonomiczny wynosi 71 548.00 km². Przyjmując słaby stopień rocznego wykorzystania zasobów wód geotermalnych zbiornika dolnourajskiego, tj. $LF = 0.4$, powierzchnia dyspozycyjnych zasobów jest najmniejsza i przyjmuje wartość 52 464.00 km².

Powierzchnie obliczeniowe zasobów dyspozycyjnych dla poszczególnych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim przedstawia rys. 12.4.1.



Rys. 12.4.1 Powierzchnie zbiorników wód geotermalnych odpowiadające występowaniu zasobów dyspozycyjnych.

Fig. 12.4.1 Surface areas of geothermal water reservoirs corresponding with occurrence of disposable reserves.

Największą powierzchnią zbiornika, w której zdefiniowano zasoby w klasie zasobów dyspozycyjnych, charakteryzuje się zbiornik dolnej jury.

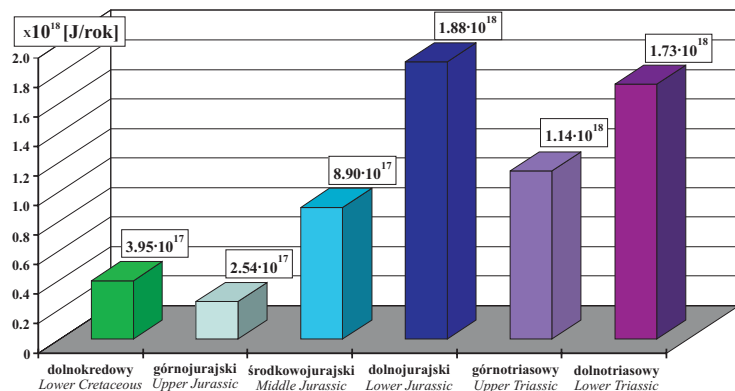
Dolnojurańskie poziomy wodonośne charakteryzują się również największymi zasobami dyspozycyjnymi wśród analizowanych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim.

Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zakumulowane w wodonośnych utworach jury dolnej wynoszą $1.88 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada $4.48 \cdot 10^7$ TOE/rok.

Relatywnie niskie, dyspozycyjne zasoby geotermalne charakteryzują zbiornik górnójurański. Zasoby dyspozycyjne tego zbiornika wynoszą $2.54 \cdot 10^{17}$ J/rok, co odpowiada $6.07 \cdot 10^6$ TOE/rok. (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2).

Niskie zasoby dyspozycyjne górnójurańskiego zbiornika wód geotermalnych wynikają ze słabych wartości kolektorskich oraz hydrogeologicznych utworów wodonośnych tego zbiornika, udokumentowanych wartościami średnimi współczynnika przepuszczalności, rzędu 90 mD, niskimi wartościami przewodności hydraulicznej (Zał. 15.8) oraz stosunkowo niskimi przewidywanymi wydajnościami studni udostępniających poziomy wodonośne górnójurańskiego zbiornika na Niżu Polskim (Zał. 15.9).

Rozkład zasobów dyspozycyjnych dla poszczególnych zbiorników energii geotermalnej przedstawia rys. 12.4.2.



Rys. 12.4.2 Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zbiorników wód geotermalnych formacji mezozoicznej na Niżu Polskim.

Fig. 12.4.2 Disposable reserves of geothermal energy in geothermal water reservoirs in Mesozoic formations of the Polish Lowlands.

12.4.1 Zbiornik dolnokredowy

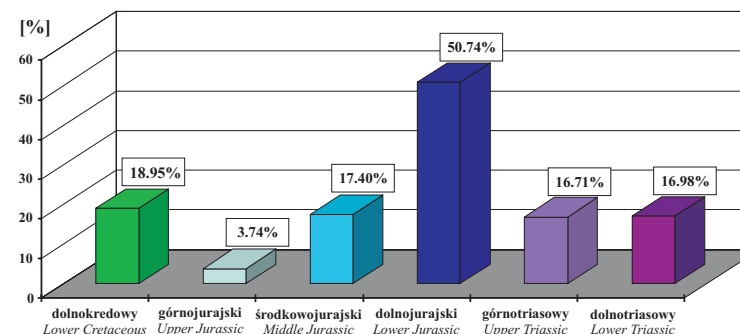
Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych dolnokredowego zbiornika, sklasyfikowanych jako zasoby dyspozycyjne wynosi $24\,235.84$ km², stanowi to 18.95% powierzchni całego zbiornika kredy dolnej na Niżu Polskim.

Obliczono, że zasoby dyspozycyjne tego zbiornika wynoszą $3.95 \cdot 10^{17}$ J/rok, co odpowiada $9.43 \cdot 10^6$ TOE/rok energii (rys. 12.4.2, tab. 12.4.1), stanowi to 6.28% sumarycznych zasobów dyspozycyjnych zbiorników mezozoicznych na Niżu Polskim.

W przedziale temperaturowym do 60°C zakumulowane jest $2.39 \cdot 10^{17}$ J/rok energii geotermalnej, co stanowi 60.53% zasobów dyspozycyjnych całego zbiornika. W wyższym przedziale temperaturowym, od 60 do 100°C zakumulowane jest 39.47% zasobów zbiornika, tj. $1.56 \cdot 10^{17}$ J/rok. W przedziale temperaturowym powyżej 100°C nie stwierdzono występowania zasobów dyspozycyjnych.

12.4.2 Zbiornik górnójurański

Powierzchnia zbiornika górnójurańskiego zakwalifikowana do wykorzystania w klasie zasobów dyspozycyjnych wynosi $7\,409.00$ km². Stanowi to zaledwie 3.74% powierzchni występowania osadów górnej jury na obszarze Niżu Polskiego (rys. 12.4.1, rys. 12.4.3).



Rys. 12.4.3 Relacje powierzchni zasobów dyspozycyjnych do zasobów statycznych dla zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim.

Fig. 12.4.3 Relationship between surface area of disposable reserves and static resources for geothermal water reservoirs in the Polish Lowlands.

Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zbiornika górnójurańskiego wynoszą $2.54 \cdot 10^{17}$ J/rok (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2), co stanowi 4.04% zasobów dyspozycyjnych analizowanych zbiorników mezozoicznych oraz 2.76% obliczonych zasobów dyspozycyjnych energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Największy udział w sumarycznych zasobach dyspozycyjnych tego zbiornika przypada na klasę temperaturową 60 - 100°C, zajmuje ona powierzchnię $5\,334.38$ km², co stanowi 72.00% powierzchni występowania zasobów dyspozycyjnych i zaledwie 2.70% powierzchni całego zbiornika górnójurańskiego. W powyższym przedziale temperatur zakumulowane jest $1.99 \cdot 10^{17}$ J/rok energii, co odpowiada $4.76 \cdot 10^6$ TOE/rok energii.

W tej najwyższej klasie temperaturowej, powyżej 100°C zakumulowane jest 5.72% zasobów dyspozycyjnych zbiornika górnójurańskiego, co odpowiada $1.45 \cdot 10^{16}$ J/rok ($3.47 \cdot 10^5$ TOE/rok).

Analiza rozkładu zasobów dyspozycyjnych (rys. 12.4.2, tab. 12.4.1) wskazuje na stosunkowo słaby potencjał zasobowy zbiornika górnourajskiego na tle pozostałych zbiorników geotermalnych formacji mezozoicznej na Niżu Polskim.

W klasie temperatur poniżej 40°C nie stwierdzono występowania zasobów dyspozycyjnych opisywanego zbiornika.

12.4.3 Zbiornik środkowourajski

Powierzchnia zbiornika środkowourajskiego zakwalifikowana do wykorzystania w klasie zasobów dyspozycyjnych wynosi 35 637.09 km². Stanowi to 17.40% powierzchni występowania zbiornika geotermalnego środkowej jury na obszarze Niżu Polskiego (rys. 12.4.1, rys. 12.4.3).

Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zbiornika środkowourajskiego wynoszą 8.90 · 10¹⁷ J/rok, co odpowiada 2.13 · 10⁷ TOE/rok energii (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2). Stanowi to 14.17% zasobów dyspozycyjnych analizowanych zbiorników mezozoicznych oraz 9.67% obliczonych zasobów dyspozycyjnych energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Największy udział w sumarycznych zasobach dyspozycyjnych tego zbiornika przypada na klasę temperaturową 60 - 100°C, zajmuje ona powierzchnię 15 933.00 km², co stanowi 44.71% powierzchni występowania zasobów dyspozycyjnych i 7.78% powierzchni całego zbiornika środkowourajskiego. W powyższym przedziale temperatur zakumulowane jest 4.99 · 10¹⁷ J/rok energii, co odpowiada 1.19 · 10⁷ TOE/rok energii.

W klasie temperaturowej powyżej 100°C, zakumulowane jest 8.65 · 10¹⁶ J/rok energii, co stanowi 9.71% zasobów dyspozycyjnych zbiornika środkowourajskiego. Zasoby w tej klasie zajmują 0.78% powierzchni całego środkowourajskiego zbiornika wód geotermalnych.

Jak wskazuje tab. 12.4.1, cały obszar występowania wód geotermalnych powyżej 100°C spełnia kryteria kwalifikacji w klasie zasobów dyspozycyjnych.

W klasie temperatur poniżej 40°C nie stwierdzono występowania zasobów dyspozycyjnych środkowourajskiego zbiornika wód geotermalnych.

12.4.4 Zbiornik dolnourajski

Powierzchnia zbiornika dolnourajskiego zakwalifikowana do wykorzystania w klasie zasobów dyspozycyjnych wynosi 81 389.82 km² (rys. 12.4.1), co stanowi 50.74% powierzchni występowania osadów jury dolnej na Niżu Polskim (rys. 12.4.3).

Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zbiornika dolnourajskiego wynoszą 1.88 · 10¹⁸ J/rok, co odpowiada 4.48 · 10⁷ TOE/rok energii (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2). Stanowi to aż 29.86% zasobów dyspozycyjnych analizowanych zbiorników mezozoicznych oraz 20.37% obliczonych zasobów dyspozycyjnych energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Zarówno w kategorii wielkości powierzchni zdefiniowanych zasobów dyspozycyjnych, relacji tej powierzchni do całkowitej powierzchni zbiornika oraz ilości energii zakumulowanej w wodach geotermalnych, zbiornik dolnej jury charakteryzuje się najlepszymi parametrami spośród wszystkich zbiorników wodonośnych na Niżu Polskim.

Analiza rozkładu zasobów dyspozycyjnych uwzględniająca poszczególne klasy temperaturowe (rys. 12.4.4) wskazuje, iż jako jedyny zbiornik geotermalny daje możliwości efektywnego wykorzystania energii wód geotermalnych w pełnym zakresie temperaturowym.

W przedziale temperaturowym do 60°C zakumulowane jest 7.94 · 10¹⁷ J/rok, co odpowiada 1.90 · 10⁷ TOE/rok energii (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2). Stanowi to 42.34% zasobów dyspozycyj-

nych całego zbiornika oraz 12.62% zasobów formacji mezozoicznej i zajmuje 33.04% powierzchni dolnourajskiego zbiornika wód geotermalnych na Niżu Polskim. W klasie temperaturowej od 60 do 100°C zakumulowane jest 49.54% zasobów dyspozycyjnych, co odpowiada energii 9.29 · 10¹⁷ J/rok, tj. 2.22 · 10⁷ TOE/rok energii.

Analiza możliwości ekonomicznego wykorzystania zasobów wód geotermalnych przy uwzględnieniu wariantowego współczynnika obciążenia hipotetycznej instalacji geotermalnej wskazuje na ograniczenie powierzchni występowania zasobów dyspozycyjnych odpowiednio o: 12.09% w przypadku współczynnika obciążenia LF=0.7 i 35.54% w przypadku LF=0.4 (tab. 12.4.1- zasoby). Ograniczeniu ulega również wielkość zasobów, do wielkości odpowiednio: 1.80 · 10¹⁷ J/rok (4.29 · 10⁷ TOE/rok) i 1.54 · 10¹⁷ J/rok (3.68 · 10⁷ TOE/rok).

12.4.5 Zbiornik górnotriasowy

Powierzchnia zbiornika górnotriasowego zakwalifikowana do wykorzystania w klasie zasobów dyspozycyjnych wynosi 29 776.00 km². Stanowi to 16.71% powierzchni występowania zbiornika geotermalnego górnego triasu na obszarze Niżu Polskiego (rys. 12.4.1, rys. 12.4.3).

Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zbiornika górnotriasowego wynoszą 1.14 · 10¹⁸ J/rok, co odpowiada 2.72 · 10⁷ TOE/rok energii (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2). Stanowi to 18.13% zasobów dyspozycyjnych analizowanych zbiorników mezozoicznych oraz 12.37% obliczonych zasobów dyspozycyjnych energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Największy udział w sumarycznych zasobach dyspozycyjnych tego zbiornika przypada na przedział temperaturowy 60 - 100°C. Zajmuje ona powierzchnię 22 135.05 km², co stanowi 74.34% powierzchni występowania zasobów dyspozycyjnych i 12.43% powierzchni całego zbiornika górnotriasowego. W powyższym przedziale temperatur zakumulowane jest 8.92 · 10¹⁷ J/rok energii, co odpowiada 2.13 · 10⁷ TOE/rok energii.

W klasie temperaturowej powyżej 100°C, zakumulowane jest 1.07 · 10¹⁷ J/rok energii, co stanowi 9.41% zasobów dyspozycyjnych zbiornika górnotriasowego. Zasoby w tej klasie zajmują 0.92% powierzchni całego górnotriasowego zbiornika wód geotermalnych.

W klasie temperatur poniżej 40°C nie stwierdzono występowania zasobów dyspozycyjnych opisywanego zbiornika.

12.4.6 Zbiornik dolnotriasowy

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych dolnotriasowego zbiornika, sklasyfikowanych jako zasoby dyspozycyjne wynosi 38 839.00 km², stanowi to 16.98% powierzchni całego zbiornika triasu dolnego na Niżu Polskim.

Obliczono, że zasoby dyspozycyjne tego zbiornika wynoszą 1.73 · 10¹⁸ J/rok, co odpowiada 4.13 · 10⁷ TOE/rok energii (rys. 12.4.2, tab. 12.4.1), stanowi to 27.51% sumarycznych zasobów dyspozycyjnych zbiorników mezozoicznych na Niżu Polskim.

W przedziale temperaturowym do 60°C zakumulowane jest 2.07 · 10¹⁷ J/rok energii geotermalnej, co stanowi zaledwie 11.96% zasobów dyspozycyjnych całego zbiornika.

W przedziale temperaturowym od 60 do 100°C zakumulowane jest 9.01 · 10¹⁷ J/rok energii geotermalnej, co stanowi 52.14% zasobów dyspozycyjnych całego zbiornika.

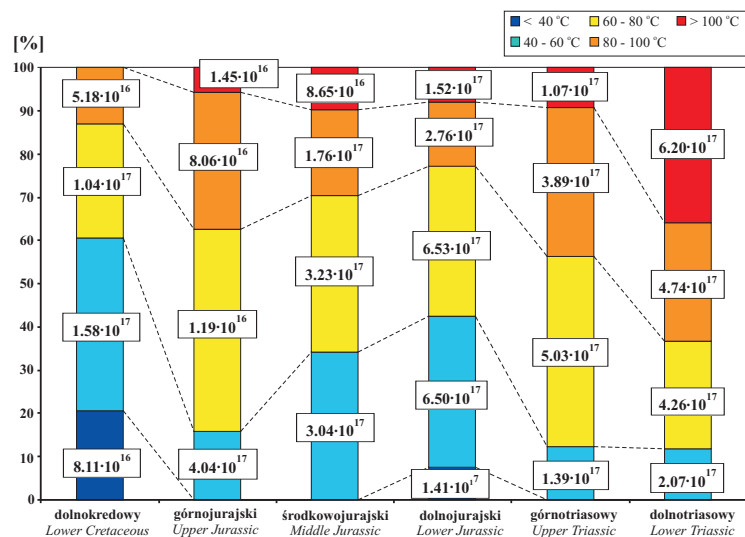
Zwraca uwagę znaczny udział zasobów dyspozycyjnych w najwyższej klasie temperaturowej wód, tj. powyżej 100°C. Zasoby dyspozycyjne w opisywanej klasie temperaturowej wynoszą 6.20 · 10¹⁷ J/rok, co odpowiada 1.48 · 10⁷ TOE/rok energii (rys. 12.4.2, tab. 12.4.1), stanowi

to aż 35.90% zasobów zbiornika dolnotriasowego oraz 9.88% sumarycznych zasobów dyspozycyjnych zbiorników mezozoicznych na Niżu Polskim.

W klasie temperatur poniżej 40°C nie stwierdzono występowania zasobów dyspozycyjnych opisywanego zbiornika.

Analiza rozkładu zasobów dyspozycyjnych z uwzględnieniem klas temperaturowych (rys.12.4.4) uwidacznia analogię z rozkładem zasobów statycznych. Procentowy udział zasobów dyspozycyjnych w obrębie poszczególnych zbiorników wód geotermalnych wzrasta z głębokością (wiekiem) zalegania zbiorników na Niżu Polskim.

Charakterystycznym jest fakt, iż poza zbiornikami dolnokredowym oraz dolnojurajskim zasoby dyspozycyjne są reprezentowane w klasach temperaturowych z wyłączeniem klasy najniższych temperatur, tj. do 40°C (rys. 12.4.4, tab. 12.4.1 zasoby).



Rys. 12.4.4 Rozkład zasobów dyspozycyjnych w obrębie poszczególnych klas temperaturowych dla zbiorników geotermalnych na Niżu Polskim - wykres skumulowany procentowy.

Fig. 12.4.4 Distribution of disposable reserves within particular temperature classes for geothermal reservoirs in the Polish Lowlands - cumulative percent diagram.

Podsumowanie

Wielkość obliczonych zasobów dyspozycyjnych energii geotermalnej na Niżu Polskim można korelować z wartością zasobów energii geotermalnej obliczoną dla obszaru Europy przez Cataldiego (1993, 1994). Szacuje on wielkość zasobów energii geotermalnej (*geothermal reserves*)

na 6.00 · 10¹⁹ J/rok, co odpowiada 1433 · 10⁶ TOE/rok. Cataldi uważa, że energię geotermalną można w Europie wykorzystywać na stosunkowo niewielkim obszarze, obejmującym w sumie kilka tysięcy kilometrów kwadratowych, gdzie znajduje się 5 - 10% wymienionych zasobów. Na obszarach tych własności zasobów geotermalnych są szczególnie korzystne, a równocześnie warunki rynku ciepłowniczego są na tyle atrakcyjne, że mogą przyciągnąć kapitał inwestycyjny.

Łączne zasoby dyspozycyjne formacji mezozoicznej na Niżu Polskim wynoszą 6.28 · 10¹⁸ J/rok, co odpowiada wielkości 150 · 10⁶ TOE /rok.

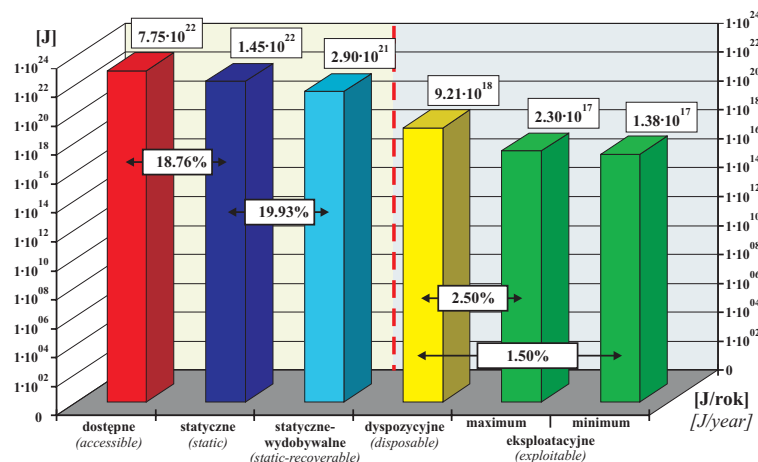
Łączne zasoby dyspozycyjne formacji paleozoicznej na Niżu Polskim wynoszą 2.93 · 10¹⁸ J/rok, co odpowiada wielkości ok. 70 · 10⁶ TOE/rok.

Sumaryczne zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej na Niżu Polskim obejmujące energię zakumulowaną w 9 zbiornikach geotermalnych wynoszą 9.21 · 10¹⁸ J/rok, co odpowiada wielkości ok. 220 · 10⁶ TOE/rok.

Przy założeniu, że wykorzystane zostanie 1.5 - 2.5% zasobów dyspozycyjnych, wielkość zasobów eksploatacyjnych wyniosłaby 1.38 · 10¹⁷ - 2.30 · 10¹⁷ J/rok (3.3 - 5.5 · 10⁶ TOE/rok). Stanowi to równowartość 300 - 500 instalacji geotermalnych, z których każda uzyskuje rocznie około 500 TJ ciepła.

Dla porównania, Jonatansson (1993) podaje, że na obszarze Słowacji możliwe jest wykorzystanie w sposób ekonomicznie opłacalny potencjału geotermalnego, stanowiącego w przybliżeniu ekwiwalent 2000 MW mocy cieplnej. Przy założeniu pełnego wykorzystania tych zdolności produkcyjnych można oszacować, iż roczna ilość pozyskanego ciepła geotermalnego wyniesie około 6.3 · 10¹⁶ J, czyli około 1.5 · 10⁶ TOE.

W podsumowaniu należy stwierdzić, że wykorzystanie energii geotermalnej w sposób ekonomicznie uzasadniony jest realne na wielu obszarach Niżu Polskiego. Skala wykorzystania tej energii zależeć jednak będzie od licznych uwarunkowań wymienionych w niniejszej pracy. Nie mniej istotne jest przełamanie pewnych przyzwyczajzeń i niewłaściwych wzorców, jakie przyjęły się w krajowej polityce energetycznej w ostatnich kilkudziesięciu latach.



Rys. 12.4.5 Relacje wielkości zasobów w poszczególnych klasach zasobowych na Nizie Polskiej.

Fig. 12.4.5 Relationship between resources within particular resource classes in the Polish Lowlands.

Rysunek 12.4.5 przedstawia relacje wielkości zasobów (w skali logarytmicznej) w poszczególnych klasach zasobowych. Stosunek statycznych zasobów geologicznych do zasobów dostępnych wynosi 18.76%, stosunek zasobów statycznych-wydobywalnych do statycznych wynosi 19.93%. Praktyczne możliwości wykorzystania zasobów zakumulowanych w skorupie ziemskiej dotyczą jedynie od 1.5 do 2.5% zasobów dyspozycyjnych, tj. od 1.38 do $2.30 \cdot 10^{17}$ J energii na rok, co stanowi ekwiwalent od 3.3 - 5.5 mln. ton ropy na rok.

Tabela 12.4.1 Zestawienie wielkości zasobów energii geotermalnej na Nizie Polskiej.

Zbiornik geotermalny	Temperatura złożowa wód [°C]	Powierzchnia [km ²]	ZASOBY				
			Zasoby statyczne [J]	Zasoby statyczne wydobywalne [J]	Zasoby dyspozycyjne		
					Powierzchnia [km ²]	Energia [J/rok]	Energia [TOE/rok]
Dolnokredowy	do 40	102 506.25	1.96E+20	1.81E+19	9 616.69	8.11E+16	1.94E+06
	40 - 60	18 094.65	1.27E+20	2.33E+19	10 155.99	1.58E+17	3.77E+06
	60 - 80	6 015.32	6.62E+19	1.37E+19	3 292.01	1.04E+17	2.48E+06
	80 - 100	1 256.38	3.46E+19	8.81E+18	1 171.15	5.18E+16	1.24E+06
	SUMA	127 872.60	4.23E+20	6.59E+19	24 235.84	3.95E+17	9.43E+06
Górnojurajski	do 40	161 450.18	1.29E+21	8.55E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	40 - 60	26 710.34	6.93E+20	1.26E+20	1 825.98	4.04E+16	9.64E+05
	60 - 80	7 458.62	2.50E+20	5.78E+19	3 628.03	1.19E+17	2.83E+06
	80 - 100	1 939.69	1.22E+20	3.09E+19	1 706.35	8.06E+16	1.92E+06
	pow. 100	282.65	1.39E+19	3.67E+18	248.65	1.45E+16	3.47E+05
SUMA	197 841.48	2.37E+21	3.04E+20	7409.00	2.54E+17	6.07E+06	
Śródkowojurajski	do 40	140 829.23	2.65E+20	1.86E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	40 - 60	43 191.91	3.16E+20	6.14E+19	18 109.71	3.04E+17	7.27E+06
	60 - 80	15 000.58	1.93E+20	4.50E+19	11 728.00	3.23E+17	7.72E+06
	80 - 100	4 251.68	4.95E+19	1.27E+19	4 205.00	1.76E+17	4.21E+06
	pow. 100	1 594.38	2.19E+19	5.89E+18	1 594.38	8.65E+16	2.07E+06
SUMA	204 867.78	8.44E+20	1.44E+20	35 637.09	8.90E+17	2.13E+07	
Dolnojurajski	do 40	91 061.45	6.91E+20	5.39E+19	17 094.62	1.41E+17	3.38E+06
	40 - 60	39 569.27	1.09E+21	2.15E+20	35 898.51	6.53E+17	1.56E+07
	60 - 80	21 086.06	8.64E+20	2.05E+20	20 110.82	6.53E+17	1.56E+07
	80 - 100	6 190.50	2.46E+20	6.36E+19	5 908.41	2.76E+17	6.60E+06
	pow. 100	2 490.96	9.64E+19	2.65E+19	2 377.46	1.52E+17	3.63E+06
SUMA	160 398.25	2.99E+21	5.64E+20	81 389.82	1.88E+18	4.48E+07	
Dla współczynnika obciążenia LF=0.7					71 548.00	1.80E+18	4.29E+07
Dla współczynnika obciążenia LF=0.4					52 464.00	1.54E+18	3.68E+07
Górntriasowy	do 40	88 914.23	2.24E+20	1.98E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	40 - 60	45 122.74	3.07E+20	6.05E+19	6 006.01	1.39E+17	3.33E+06
	60 - 80	27 927.33	3.54E+20	8.48E+19	14 216.14	5.03E+17	1.20E+07
	80 - 100	12 259.49	2.00E+20	5.19E+19	7 918.90	3.89E+17	9.28E+06
	pow. 100	3 924.73	6.69E+19	1.83E+19	1 634.94	1.07E+17	2.56E+06
SUMA	178 148.52	1.15E+21	2.35E+20	29 776.00	1.14E+18	2.72E+07	
Dolnotriasowy	do 40	93 917.50	4.01E+20	3.59E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	40 - 60	53 190.90	6.50E+20	1.29E+20	9 376.80	2.07E+17	4.93E+06
	60 - 80	34 829.21	4.97E+20	1.20E+20	11 877.27	4.26E+17	1.02E+07
	80 - 100	24 509.16	4.38E+20	1.15E+20	9 100.90	4.74E+17	1.13E+07
	pow. 100	22 311.23	7.52E+20	2.12E+20	8 484.03	6.20E+17	1.48E+07
SUMA	228 758.00	2.74E+21	6.13E+20	38 839.00	1.73E+18	4.13E+07	
MEZOZOIK	SUMA		1.05E+22	1.93E+21		6.28E+18	1.50E+08
NIŻ POLSKI	SUMA	272 126.00	1.45E+22	2.90E+21		9.21E+18	2.20E+08

12 Calculation results of geothermal resources in the Polish Lowlands (M.Hajto)

Evaluation of geothermal resources on global scale is uncertain (Górecki, 1990). The following estimations were provided during the world energy conferences: $1.3 \cdot 10^{23}$ TOE in 1974, $2.1 \cdot 10^{22}$ in 1977, $3.5 \cdot 10^{21}$ TOE in 1980 (Górecki, 1990), $2.0 \cdot 10^{20}$ TOE in 1990 and $1.0 \cdot 10^{15}$ TOE of accessible resources (down to 3 000 meters depth) in 1993 (Website of the WEC).

Similar, extreme estimations were made also for geothermal resources in Poland. In 1987 geothermal energy resources in Poland were preliminary estimated as $7 \cdot 10^9$ TCE, which corresponds to $4.9 \cdot 10^9$ TOE (Ney, Sokołowski, 1987). Szargut (1990) recalculated geothermal resources in Poland assuming their utilization only for heat generation and obtained $2.6 \cdot 10^6$ TCE (i.e. $1.8 \cdot 10^6$ TOE).

Such extreme differences result from various methodology of calculations and various possibilities of geothermal energy recovery and utilization.

Geothermal energy resources accumulated in selected the geothermal aquifers in the Polish Lowlands: Upper Cretaceous, Upper Jurassic, Middle Jurassic, Lower Jurassic, Upper Triassic, Lower Triassic, Lower Permian, Carboniferous and Devonian were evaluated basing upon verified hydrogeological models with the application of digital mapping techniques.

Estimation of energy resources was related to economic indicator analysis (see Chapter 9), which enabled the objective evaluation of the possibilities of geothermal waters utilization in the Polish Lowlands and the selection of most perspective areas.

Calculations of geothermal energy resources in the selected classes (Chapter 8) was made for the Polish Lowlands. This area is a part of the Central-european Lowlands and extends between the Baltic Sea in the north, the Sudety Mts. in the southwest and the highlands in the south.

From geological point of view the southern boundary of the Polish Lowlands is the line Zielona Góra-Legnica-Wrocław-Opole-Katowice-Kraków-Tarnów-Rzeszów-Przemysł (Encl. 13.10 - location map) along which the lowlands contact the Sudety Mts. in the southwest, the Upper Silesian Foredeep and the Outer Carpathians in the south.

Due to complicated geological setting and the lack of sufficient data, the Holy-Cross Massif of total area $13\,280.68\text{ km}^2$ was excluded from the considerations. In this area the geothermal aquifers of commercial value do not occur. Therefore, the area for which resources calculation was carried on includes $272\,126.32\text{ km}^2$, which constitutes 87.25% of the territory of Poland.

Resources calculation in the selected geothermal water aquifers of the Mesozoic formation refers to the geological (erosional) extent of these aquifers in the Polish Lowlands. Fig. 12.0.1 illustrates the areas of Mesozoic geothermal water aquifers in the Polish Lowlands considered for the resources calculations.

The largest Mesozoic geothermal aquifer analyzed in the Atlas is the Lower Triassic one. It covers an area $228\,758\text{ km}^2$, which constitutes 84.06% of the Polish Lowlands area and 73.34% of the whole territory of Poland.

Considering the areas of the Mesozoic geothermal aquifers, i.e. their regional extent in the Polish Lowlands, the studied aquifers can be arranged in the following order: Lower Triassic ($228\,758\text{ km}^2$ - 73.34% of the territory of Poland), Middle Jurassic ($204\,867.78\text{ km}^2$ - 65.68%), Upper Jurassic ($197\,841.48\text{ km}^2$ - 63.43%), Upper Triassic ($178\,148.52$ - 57.12%), Lower Jurassic ($160\,398.25\text{ km}^2$ - 51.43%) and Lower Cretaceous ($127\,872.60\text{ km}^2$ - 41%).

12.1 Accessible geothermal resources

The total accessible geothermal resources accumulated in the rock formations down to 3 000 meters depth or down to the top surface of crystalline basement constitute a sum of energy accumulated in all calculation blocks. Accessible geothermal resources of the Polish Lowlands amount $7.753 \cdot 10^{22}$ J, which is an equivalent of $1.85 \cdot 10^{12}$ TOE (fig. 12.4.5).

According to Jonatansson (1993), the accessible geothermal energy resources in Hungary calculated to 3 000 meters depth are $3.0 \cdot 10^{23}$ J, which corresponds to $7.17 \cdot 10^{12}$ TOE. It is well-known fact that the Pannonian Basin located in the inner part of the Carpathian orogen reveals high values of heat flow: 80 - 100 mW/m² (Čermak & Kucerova, 1993).

The heat flow value in Poland (encl. 13.8) is much lower in comparison with the Hungary and varies from 40 - 50 mW/m² in the northeastern and central parts to 80 - 100 mW/m² in the western and southwestern parts of the country. Thus, it is obvious that in Hungary geothermal waters show much higher temperatures and that the accessible geothermal resources are nearly four times higher than in Poland.

12.2 Static geothermal energy resources

The total static geothermal resources accumulated in groundwaters and rocks in the selected geothermal aquifers were estimated as $1.05 \cdot 10^{22}$ J, which corresponds to $2.51 \cdot 10^{11}$ TOE (tab.12.4.1, fig. 12.2.1).

In this resources category the most valuable is the Lower Jurassic aquifer for which accumulated energy of $2.99 \cdot 10^{21}$ J was calculated, i.e. 28.41% of total static resources of all Mesozoic geothermal aquifers in the Polish Lowlands.

The smallest static geothermal energy resources are accumulated in the Lower Cretaceous aquifer and amount $4.23 \cdot 10^{20}$ J, which corresponds to $1.01 \cdot 10^{10}$ TOE. The Cretaceous formations occur at relatively shallow depths (encl. 14.2) and their thickness in most of the study area does not exceed 200 - 300 meters. However, it must be emphasized that geothermal resources accumulated in the Lower Cretaceous aquifer can be developed at proportionally low geological risk as drilling of deep wells developing the groundwater horizons is unnecessary in this aquifer.

Considering the distribution of static resources per area unit, the best parameters among the Mesozoic aquifers are revealed by the Lower Jurassic aquifer - $1.86 \cdot 10^{16}$ J of energy per 1 km². Mean unit static resources for the Mesozoic aquifer are $9.41 \cdot 10^{15}$ J/km².

Distribution analysis of static resources accumulated within the selected temperatures classes of geothermal waters (fig. 12.2.2) indicates that percentage of resources in the low-temperature classes decreases with the age (burial depth) of particular aquifer at the expense of higher-temperature classes.

Percentage of static resources accumulated in <40°C temperature class decreases from 46.23% for the Lower Cretaceous aquifer to 14.66% for the Lower Triassic one. Relatively high percentage (54.51%) of static resources of the Upper Jurassic aquifer in <40°C temperature class results from significant difference between the areas of both aquifers (the area of Upper Jurassic aquifer is 54.72% larger than that of the Lower Cretaceous one) at comparable temperature parameters of both aquifers.

The Lower Cretaceous aquifer accumulates resources in temperature classes below 100°C. Percentage of resources in >100°C temperature class increases from 0.59% for the Upper Jurassic aquifer to 27.46% for the Lower Triassic one (fig. 12.2.2).

These data allow to conclude that significant geothermal resources accumulated in high-temperature classes suggest the possible development of deep aquifers whereas the low-temperature resources are available over considerable areas and at relatively shallow depths.

Below, the static resources of Mesozoic aquifers in the Polish Lowlands are specified.

12.2.1 The Lower Cretaceous aquifer

The Lower Cretaceous aquifer covers the area of 127 872.60 km².

The static resources of geothermal energy in this aquifer amount $4.23 \cdot 10^{20}$ J (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1), which makes 4.02% of static resources of all Mesozoic aquifers and 2.91% of static resources of geothermal energy calculated for the whole Polish Lowlands.

Results of calculations indicate that 94.31% of the aquifer area reveal reservoir temperatures below 60°C. Static resources accumulated in this temperature class are $3.22 \cdot 10^{20}$ J, i.e. 76.18% of the resources of the whole aquifer and 3.07% of the whole resources in Mesozoic aquifers. The Lower Cretaceous aquifer does not accumulate resources in temperature class >100°C.

12.2.2 The Upper Jurassic aquifer

The Upper Jurassic aquifer covers the area of 197 841.48 km².

The static resources of geothermal energy in this aquifer are $2.37 \cdot 10^{21}$ J (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1), which constitutes 22.54% of static resources of all Mesozoic aquifers and 16.30% static resources calculated for the whole Polish Lowlands. The temperature class <60°C covers 95.11% of the aquifer area and energy accumulated in this class is $1.98 \cdot 10^{21}$ J, which makes 83.73% of total static resources of the Upper Jurassic aquifer and 18.87% of static resources of all Mesozoic aquifers. Static resources of >100°C temperature class cover 282.65 km², which is only 0.14% of total area of the Upper Jurassic aquifer. This highest-temperature class accumulates 0.59% of static resources, i.e. $1.39 \cdot 10^{19}$ J.

12.2.3 The Middle Jurassic aquifer

The Middle Jurassic aquifer covers the area of 204 867.78 km²

The static resources of geothermal energy in this aquifer amount $8.44 \cdot 10^{20}$ J (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1), which is 8.03% of static resources of all Mesozoic aquifers and 5.81% of static resources calculated for the whole Polish Lowlands.

The results point out that over 89.82% of Middle Jurassic aquifer area groundwaters show temperatures below 60°C. Static resources accumulated in this temperature class are $5.80 \cdot 10^{20}$ J, which gives 68.74% of total resources of the Middle Jurassic aquifer and 5.52% of total resources of all Mesozoic aquifers. In the temperature class >100°C, the aquifer accumulates the energy of $2.19 \cdot 10^{19}$ J, which is only 2.59% of its static resources. This temperature class covers only 0.78% of total Middle Jurassic aquifer area.

12.2.4 The Lower Jurassic aquifer

The Lower Jurassic aquifer covers the area of 160 398.25 km².

The static geothermal energy resources in this aquifer are $2.99 \cdot 10^{21}$ J (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1), which is 28.41% of static resources of all Mesozoic aquifers and 20.54% of static resources accumulated in the whole Polish Lowlands. The temperature class <60°C covers

81.44% of the aquifer area and energy accumulated in this class is $1.78 \cdot 10^{21}$ J, i.e. 59.59% of total static resources of the Lower Jurassic aquifer and 16.93% of static resources of all Mesozoic aquifers.

The temperature class 60 - 100°C accumulates 37.18% of static resources of the Lower Jurassic aquifer and covers the area of 27 276.56 km², which is 17.01% of total area of this aquifer. The static resources accumulated in >100°C temperature class cover the area of 2 490.96 km², i.e. 1.55% of the aquifer total area. This class accumulates 3.23% of static resources of the aquifer, i.e. $9.64 \cdot 10^{19}$ J of geothermal energy.

12.2.5 The Upper Triassic aquifer

The Upper Triassic aquifers covers the area of 178 148.52 km², which corresponds to the fourth place among all studied Mesozoic aquifers.

The static geothermal energy resources of this aquifer are $1.15 \cdot 10^{21}$ J (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1), which makes 10.96% of static resources of all Mesozoic aquifers and 7.93% of static resources of the whole Polish Lowlands.

The results demonstrate that 75.24% of the aquifer area show temperatures <60°C. This temperature class accumulates $5.32 \cdot 10^{20}$ J of geothermal energy, which is 46.10% of static resources of the whole aquifer and 5.05% of static resources of all Mesozoic aquifers. The temperature class >100°C accumulates the energy of $6.69 \cdot 10^{19}$ J, which makes 5.81% of static resources of the Upper Triassic aquifer. These resources cover 2.20% of the whole area of this aquifer.

12.2.6 The Lower Triassic aquifer

The Lower Triassic aquifer covers the area of 228 758.00 km², hence, it is the largest geothermal aquifer in the Polish Lowlands.

The static resources of geothermal energy in this aquifer are $2.74 \cdot 10^{21}$ J (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1), which makes 26.04% of static resources of all Mesozoic aquifers and 18.83% of static resources calculated for the whole Polish Lowlands.

The average value of unit static resources in this aquifer is $1.20 \cdot 10^{16}$ J/km², which is the second result after that of the Lower Jurassic aquifer.

Analysis of distribution of static resources in temperature classes of geothermal waters (tab. 12.4.1, fig. 12.2.2) reveals relatively uniform distribution of energy accumulated in all the classes. The <80°C class accumulates $1.55 \cdot 10^{21}$ J of energy, which is 72.54% of static resources of the whole aquifer.

The temperature class <60°C covers 64.31% of Lower Triassic aquifer area and accumulates $1.05 \cdot 10^{21}$ J of geothermal energy, i.e. 38.39% of the whole resources of this aquifer.

The static resources accumulated in >100°C temperature class cover the area of 22 311.23 km², which constitutes 9.75% of total area of this aquifer. This class accumulates $7.52 \cdot 10^{20}$ J of geothermal energy, i.e. 27.46% of static resources of the whole Lower Triassic aquifer and 7.15% of total static resources of all Mesozoic aquifers in the Polish Lowlands.

These results demonstrate that the Lower Triassic aquifer may supply relatively highest-temperature geothermal waters among all aquifers of the Polish Lowlands.

12.3 The static-recoverable geothermal energy resources

According to the definition presented in Chapter 8, the static-recoverable resources constitute a part of the static resources of geothermal energy reduced by the recovery index R_o .

The amount of static-recoverable resources informs how big part of geological (static) resources can be theoretically recovered under defined technical parameters of exploitation and utilization of geothermal medium, i.e. at given cooling temperature and with given exploitation method.

The value of R_o index depends on exploitation method (single- or double-well system) and on relationships between the reservoir temperature, the injection temperature (in doublet system) and the mean annual temperature at the Earth's surface.

Averaged values of recovery index calculated for all aquifers of the Polish Lowlands are from 12.82% for the Upper Jurassic aquifer to 26.66% for the Lower Permian one. Average R_o value for all Mesozoic aquifers from the Polish Lowlands is 18.31%. Average R_o value calculated for all 9 geothermal aquifers of the Polish Lowlands is 19.93%.

These results demonstrate that under geological and temperature conditions dominating in the Polish Lowlands it will be possible to recover less than 20% of geological resources of accumulated geothermal energy.

Distribution of recovery index values in particular geothermal aquifers calculated as ratios of static-recoverable resources to static resources in given temperature classes varies from 6.62% to 28.23%.

Values of recovery index within the temperature classes reveal distinct stability.

Relationships between the static-recoverable and the static resources in Mesozoic geothermal aquifers of the Polish Lowlands are illustrated in fig. 12.3.1.

In the temperature class $<40^\circ\text{C}$ the recovery index varies from 6.62% for the Upper Jurassic aquifer to 9.25% for the Lower Cretaceous one. Average value of the R_o index for all Mesozoic aquifers in this temperature class is 8.08%.

In the temperature class 40 - 60°C average R_o value is 19.24% (max. 19.87%, min. 18.21%), in the 60 - 80°C class the average R_o value is 23.66% (max. 24.13%, min. 23.15%) and in the 80 - 100°C class it is 25.75% (max. 26.32%, min. 25.29%).

In the $>100^\circ\text{C}$ temperature class the average R_o value (excluding the static resources of the Lower Cretaceous aquifer) is 27.26% (max. 28.23% was calculated for the Lower Triassic aquifer, min. 26.33% was found in the Upper Jurassic aquifer) (fig. 12.3.1).

Distribution of unit static-recoverable resources within the particular aquifers is shown in Encl. 14.11, 15.11, 16.11, 17.11, 18.11, 20.11.

Comparison of total static-recoverable and static resources for particular aquifers of the Polish Lowlands is shown in fig. 12.2.1.

The largest static-recoverable resources are accumulated in the Lower Triassic aquifer. Total static resources of geothermal energy of the Lower Triassic aquifer which can be recovered with the specified production method amount $6.13 \cdot 10^{20}$ J.

The smallest static-recoverable resources - $6.59 \cdot 10^{19}$ J - are accumulated in the Lower Cretaceous aquifer. These resources constitute only 10% of static-recoverable resources of the Lower Triassic aquifer.

Distribution of static-recoverable resources accumulated in particular geothermal aquifers and in temperature classes of geothermal waters is shown in fig. 12.3.2.

Distribution of static-recoverable resources in specific temperature classes reveals high similarity to that of the static resources. Resources accumulated in high-temperature classes tend to increase in older (and deeper) aquifers.

12.4 The disposable geothermal energy resources

Economic verification of recovered geothermal heat can be carried on with various methods of various precision. Hydrogeothermal aquifers can be evaluated economically in a simplified way in order to identify and classify the perspective zones from which the geothermal heat can be commercially produced and utilized.

In economic evaluations the so-called „power factor” was applied (Gosk, 1982). This value indicates how many times the thermal power of given geothermal water intake exceeds the thermal power equivalent of capital expenditures and running costs of this intake. The power factor value below 1 indicates that the „energetic value” of incurred costs is higher than the obtained effects. The power factor is a quasi-economic indicator, which comprehensively combines both the economic and the energetic aspects of heat recovery from geothermal waters. However, this factor cannot be the base of conclusions on competitiveness of geothermal heat production in relation to conventional heat-generation technologies.

The power factor was applied to selection and systematization of perspective areas within the aquifers from the point of view of commercial production of hot groundwaters.

The power factor was applied also to determination of disposable geothermal resources. The disposable geothermal energy resources were determined for these parts of studied aquifers in which the power factor values were $F > 1$ at the load factor values of intakes $LF = 1$. Hence, the areas were selected in which commercial production of geothermal heat is possible.

The maps of power factors of Lower Jurassic aquifer were constructed for assumed, three mean, annual load factors, which express various loads of thermal power of given intakes (encl. 17.12, 17.12.1, 17.12.2). With the decreasing load factor of geothermal intake the areas for which the $LF = 1$ also decrease. For the load factor $LF = 1$ the area of disposable geothermal resources is $81\,389.82\text{ km}^2$. For the load factor $LF = 0.7$ the area from which commercial production of geothermal heat can be obtained decreases to $71\,548.00\text{ km}^2$. In the case of low values of the load factor $LF = 0.4$ the area of Lower Jurassic aquifer from which commercial heat production can be obtained - i.e. the area of disposable geothermal resources - is only $52\,464.00\text{ km}^2$.

Areas of particular geothermal aquifers of the Polish Lowlands applied in the calculations of disposable resources are shown in fig. 12.4.1.

The largest area covered by disposable resources occurs in the Lower Jurassic aquifer. Moreover, the Lower Jurassic groundwater horizons reveal the largest disposable resources among all geothermal aquifers of the Polish Lowlands, which amount $1.88 \cdot 10^{18}$ J/year (corresponding to $4.48 \cdot 10^7$ TOE/year).

Relatively low disposable geothermal resources occur in the Upper Jurassic aquifer - $2.54 \cdot 10^{17}$ J/year, which corresponds to $6.07 \cdot 10^6$ TOE/year (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2). Such low resources result from poor reservoir properties and unfavourable hydrogeological conditions of this aquifer, as revealed by average permeability about 90 mD, low hydraulic transmissivity (Encl. 15.8) and relatively low prognosed production rates of wells developing the Upper Jurassic geothermal horizons in the Polish Lowlands (Encl. 15.9).

Distribution of disposable resources in particular geothermal aquifers is shown in fig. 12.4.2.

12.4.1 The Lower Cretaceous aquifer

The area of the occurrence of disposable geothermal resources in the Lower Cretaceous aquifer is 24 235.84 km², which constitutes 18.95% of total area of this aquifer in the Polish Lowlands.

The disposable resources calculated for this aquifer are $3.95 \cdot 10^{17}$ J/year, which corresponds to the energy of $9.43 \cdot 10^6$ TOE/year (fig. 12.4.2, tab. 12.4.1) and to 6.28% of total disposable resources accumulated in Mesozoic aquifers of the Polish Lowlands.

In the temperature class <60°C geothermal energy of $2.39 \cdot 10^{17}$ J/year is accumulated, which constitutes 60.53% of disposable resources of the whole aquifer. The temperature class 60 - 100°C accumulates 39.47% of the aquifer resources, i.e. $1.56 \cdot 10^{17}$ J/year. In the class >100°C the disposable resources have not been found.

12.4.2 The Upper Jurassic aquifer

The area of the occurrence of disposable resources in the Upper Jurassic aquifer is 7 409.00 km², which corresponds to only 3.74% of total area covered by Upper Jurassic sediments in the Polish Lowlands (fig. 12.4.1, 12.4.3).

The disposable resources of geothermal energy in the Upper Jurassic aquifer are $2.54 \cdot 10^{17}$ J/year (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2), which constitutes 4.04% of disposable resources of all Mesozoic aquifers and 2.76% of disposable resources of the whole Polish Lowlands.

The largest disposable resources are accumulated in the temperature class 60 - 100°C. These resources cover 5 334.38 km², which makes 72.00% of the whole disposable resources area but only 2.70% of the whole Upper Jurassic aquifer area. This temperature class accumulates energy of $1.99 \cdot 10^{17}$ J/year, which corresponds to $4.76 \cdot 10^6$ TOE/year.

The temperature class >100°C accumulates 5.72% of disposable resources of the Upper Jurassic aquifer, which corresponds to the energy of $1.45 \cdot 10^{16}$ J/year ($3.47 \cdot 10^5$ TOE/year). In the temperature class <40°C the disposable resources have not been found.

Analysis of distribution of disposable resources (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2) reveals the relatively low geothermal potential of the Upper Jurassic aquifer in comparison to other Mesozoic aquifers of the Polish Lowlands.

12.4.3 The Middle Jurassic aquifer

The area of Middle Jurassic aquifer in which the disposable resources are accumulated is 35 637.09 km², which is 17.40% of the total area this aquifer in the Polish Lowlands (fig. 12.4.1, 12.4.3).

The disposable resources of this aquifer are $8.90 \cdot 10^{17}$ J/year, which corresponds to the energy of $2.13 \cdot 10^7$ TOE/year (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2). This constitutes 14.17% of all disposable resources accumulated within the all Mesozoic aquifers in the Polish Lowlands and 9.67% of total disposable resources of the Polish Lowlands.

The most part of Middle Jurassic disposable resources is accumulated in the temperature class 60 - 100°C. The area of these resources covers 15 933.00 km², which is 44.71% of the whole area of Middle Jurassic disposable resources and 7.78% of total area of the Middle Jurassic aquifer. This temperature class accumulates energy of $4.99 \cdot 10^{17}$ J/year, which corresponds to $1.19 \cdot 10^7$ TOE/year.

The high-temperature class (>100°C) accumulates $8.65 \cdot 10^{16}$ J/year of energy, which makes 9.71% disposable resources of the Middle Jurassic aquifer. The area covered by this temperature class makes 0.78% of total area of the Middle Jurassic geothermal aquifer. As concluded from Tab. 12.4.1, the whole area covered by the >100°C class meets the criteria of disposable resources. The temperature class <40°C does not accumulate disposable resources in the Middle Jurassic aquifer.

12.4.4 The Lower Jurassic aquifer

The area covered by disposable resources in the Lower Jurassic aquifer is 81 389.82 km² (fig. 12.4.1), which is 50.74% of the area of Lower Jurassic sediments in the Polish Lowlands (fig. 12.4.3).

The disposable geothermal energy resources of Lower Jurassic aquifer amount $1.88 \cdot 10^{18}$ J/year, which is an equivalent of $4.48 \cdot 10^7$ TOE/year (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2). This figure constitutes 29.86% of total disposable resources of all Mesozoic aquifers and 20.37% of total disposable geothermal energy resources in the Polish Lowlands.

The Lower Jurassic aquifer reveals most favourable parameters among all geothermal aquifers in the Polish Lowlands, in terms of the area covered by disposable resources, the ratio of the area of disposable resources to that of total area of the Lower Jurassic aquifer and the energy accumulated in geothermal waters.

Distribution of disposable resources among the temperature classes of geothermal waters (fig. 12.4.4) points out that the Lower Jurassic aquifer is the only one in the Polish Lowlands in which full temperature range of geothermal waters can be commercially utilized.

In the temperature class <60°C the Lower Jurassic aquifer accumulates energy of $7.94 \cdot 10^{17}$ J/year (i.e. $1.90 \cdot 10^7$ TOE/year, tab. 12.4.1, fig. 12.4.2), which corresponds to 42.34% of disposable resources of the whole aquifer and 12.62% of resources of all the Mesozoic aquifers. Simultaneously, this class covers 33.04% of the total surface of the Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands. The temperature class 60 - 100°C accumulates 49.54% of disposable resources, which corresponds to the energy of $9.29 \cdot 10^{17}$ J/year (i.e. $2.22 \cdot 10^7$ TOE/year).

Analysis of economic efficiency of geothermal resources utilization referred to the variants of load factor of hypothetical geothermal installation demonstrates that the area of disposable resources is reduced to 12.09% at the load factor LF=0.7 and to 35.54% at the LF=0.4 (tab. 12.4.1). Simultaneously, the resources are reduced to $1.80 \cdot 10^{17}$ J/year ($4.29 \cdot 10^7$ TOE/year) and $1.54 \cdot 10^{17}$ J/year ($3.68 \cdot 10^7$ TOE/year), respectively.

12.4.5 The Upper Triassic aquifer

The area covered by disposable resources in the Upper Triassic aquifer is 29 776.00 km², which corresponds to 16.71% of the total area of this aquifer in the Polish Lowlands (fig. 12.4.1, 12.4.3).

The disposable geothermal energy resources accumulated in this aquifer are $1.14 \cdot 10^{18}$ J/year, i.e. $2.72 \cdot 10^7$ TOE/year (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2), which is 18.13% of disposable resources of all Mesozoic aquifers and 12.37% of disposable resources of all geothermal aquifers in the Polish Lowlands.

The largest disposable resources are accumulated in the temperature class 60 - 100°C. This class covers the area of 22 135.05 km², which is 74.34% of total area of disposable resources

and 12.43% of total area of the Upper Triassic aquifer. Simultaneously, this class accumulates energy of $8.92 \cdot 10^{17}$ J/year, i.e. $2.13 \cdot 10^7$ TOE/year.

The temperature class $>100^\circ\text{C}$ accumulates energy of $1.07 \cdot 10^{17}$ J/year, which constitutes 9.41% of all disposable resources of the Upper Triassic aquifer. This class covers 0.92% of the area of Upper Triassic geothermal aquifer.

The temperature class $<40^\circ\text{C}$ does not accumulate the disposable resources.

12.4.6 The Lower Triassic aquifer

The disposable resources of Lower Triassic aquifer cover the area of 38 39.00 km², which is 16.98% of total area of this aquifer in the Polish Lowlands.

The calculated disposable energy resources of this aquifer amount $1.73 \cdot 10^{18}$ J/year, i.e. $4.13 \cdot 10^7$ TOE/year (fig. 12.4.2, tab. 12.4.1), which is 27.51% of total disposable resources accumulated in all the Mesozoic aquifers in the Polish Lowlands.

In the temperature class $<60^\circ\text{C}$ the geothermal energy of $2.07 \cdot 10^{17}$ J/year is accumulated, which constitutes only 11.96% of all disposable resources of this aquifer.

In the temperature class 60 - 100°C the energy of $9.01 \cdot 10^{17}$ J/year is accumulated, which is 52.14% of all disposable resources of this aquifer.

Attention should be paid to significant disposable resources accumulated in the temperature class $>100^\circ\text{C}$, which are $6.20 \cdot 10^{17}$ J/year (equivalent of $1.48 \cdot 10^7$ TOE/year, fig. 12.4.2, tab. 12.4.1). This energy constitutes 35.90% of total disposable resources of Lower Triassic aquifer and 9.88% of all disposable resources accumulated in Mesozoic aquifers of the Polish Lowlands.

The temperature class $<40^\circ\text{C}$ does not accumulate disposable resources of geothermal energy.

Distribution of disposable resources within the temperature classes of geothermal waters (fig. 12.4.4) shows similarities to that of the static resources. Percentages of disposable resources within the particular aquifers in the Polish Lowlands increase with the depth (i.e. with the age) of the aquifers.

It should be emphasized that in the geothermal aquifers of the Polish Lowlands (except for the Lower Cretaceous and Lower Jurassic ones) the disposable resources are accumulated in all the selected temperature classes excluding the lowest-temperature $<40^\circ\text{C}$ class (fig. 12.4.4, tab. 12.4.1).

Summary

The calculated disposable resources of geothermal energy in the Polish Lowlands can be correlated with the geothermal energy resources obtained for Europe by Cataldi (1993, 1994), who quoted „geothermal reserves” of $6.00 \cdot 10^{19}$ J/year, i.e. $1433 \cdot 10^6$ TOE/year. According to his opinion, geothermal resources in Europe can be utilized in the relatively limited areas of, totally, several thousands of square kilometers, where about 5 - 10% of these resources are accumulated. In these areas the reservoir properties of geothermal aquifers are particularly favourable and, simultaneously, the heat markets are attractive for potential investors.

Total disposable resources accumulated within all the Mesozoic aquifers of the Polish Lowlands are $6.28 \cdot 10^{18}$ J/year, which corresponds to the energy of $150 \cdot 10^6$ TOE/year.

Total disposable resources accumulated within all the Paleozoic aquifers in the Polish Lowlands are $2.93 \cdot 10^{18}$ J/year, which corresponds to the energy of about $70 \cdot 10^6$ TOE/year.

Total disposable resources of geothermal energy in the Polish Lowlands, accumulated in 9 geothermal aquifers are $9.21 \cdot 10^{18}$ J/year, i.e. about $220 \cdot 10^6$ TOE/year.

Assuming the recovery of 1.5 - 2.5% of disposable resources, the exploitable resources of geothermal energy are estimated as $1.38 - 2.30 \cdot 10^{17}$ J/year ($3.3 - 5.5 \cdot 10^6$ TOE/year). Such resources are sufficient for supply of 270 - 460 geothermal installations, each producing annually the energy of 500 TJ.

For comparison, Jonatansson (1993) reports that in Slovakia geothermal energy equivalent to about 2 000 MW of thermal power can be commercially produced. Assuming the full load of installations, the annual amount of recovered geothermal energy will be about $6.3 \cdot 10^{16}$ J, i.e. about $1.5 \cdot 10^6$ TOE.

It should be emphasized that geothermal energy can be commercially utilized in vast areas of the Polish Lowlands. However, the scale of this utilization will depend on numerous factors described in the Atlas. Very important problem is to break the still existing bad habits and improper standards, which have dominated the State energy policy in last decades.

Table 12.4.1 *Compilation of geothermal energy resources in the Polish Lowlands.*

Aquifer	Temperature [°C]	Area [km ²]	RESOURCES				
			Static Resources [J]	Static Recoverable Resources [J]	Disposable Reserves		
					Area [km ²]	Energy [J/year]	Energy [TOE/year]
I.	do 40	102 506.25	1.96E+20	1.81E+19	9 616.69	8.11E+16	1.94E+06
Lower Cretaceous	40-60	18 094.65	1.27E+20	2.33E+19	10 155.99	1.58E+17	3.77E+06
	60-80	6 015.32	6.62E+19	1.57E+19	3 292.01	1.04E+17	2.48E+06
	80-100	1 256.38	3.46E+19	8.81E+18	1 171.15	5.18E+16	1.24E+06
	TOTAL	127 872.60	4.23E+20	6.59E+19	24 235.84	3.95E+17	9.43E+06
	do 40	161 450.18	1.29E+21	8.55E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
Upper Jurassic	40-60	26 710.34	6.93E+20	1.26E+20	1 825.98	4.04E+16	9.64E+05
	60-80	7 458.62	2.50E+20	5.78E+19	3 628.03	1.19E+17	2.83E+06
	80-100	1 939.69	1.22E+20	3.09E+19	1 706.35	8.06E+16	1.92E+06
	above 100	282.65	1.39E+19	3.67E+18	248.65	1.45E+16	3.47E+05
	TOTAL	197 841.48	2.37E+21	3.04E+20	7409.00	2.54E+17	6.07E+06
III.	do 40	140 829.23	2.65E+20	1.86E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
Middle Jurassic	40-60	43 191.91	3.16E+20	6.14E+19	18 109.71	3.04E+17	7.27E+06
	60-80	15 000.58	1.93E+20	4.50E+19	11 728.00	3.23E+17	7.72E+06
	80-100	4 251.68	4.95E+19	1.27E+19	4 205.00	1.76E+17	4.21E+06
	above 100	1 594.38	2.19E+19	5.89E+18	1 594.38	8.65E+16	2.07E+06
	TOTAL	204 867.78	8.44E+20	1.44E+20	35 637.09	8.90E+17	2.13E+07
IV.	do 40	91 061.45	6.91E+20	5.39E+19	17 094.62	1.41E+17	3.38E+06
Lower Jurassic	40-60	39 569.27	1.09E+21	2.15E+20	35 898.51	6.53E+17	1.56E+07
	60-80	21 086.06	8.64E+20	2.05E+20	20 110.82	6.53E+17	1.56E+07
	80-100	6 190.50	2.46E+20	6.36E+19	5 908.41	2.76E+17	6.60E+06
	above 100	2 490.96	9.64E+19	2.65E+19	2 377.46	1.52E+17	3.63E+06
	TOTAL	160 398.25	2.99E+21	5.64E+20	81 389.82	1.88E+18	4.48E+07
	Load Factor LF=0.7				71 548.00	1.80E+18	4.29E+07
	Load Factor LF=0.4				52 464.00	1.54E+18	3.68E+07
V.	do 40	88 914.23	2.24E+20	1.98E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
Upper Triassic	40-60	45 122.74	3.07E+20	6.05E+19	6 006.01	1.39E+17	3.33E+06
	60-80	27 927.33	3.54E+20	8.48E+19	14 216.14	5.03E+17	1.20E+07
	80-100	12 259.49	2.00E+20	5.19E+19	7 918.90	3.89E+17	9.28E+06
	above 100	3 924.73	6.69E+19	1.83E+19	1 634.94	1.07E+17	2.56E+06
	TOTAL	178 148.52	1.15E+21	2.35E+20	29 776.00	1.14E+18	2.72E+07
VI.	do 40	93 917.50	4.01E+20	3.59E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
Lower Triassic	40-60	53 190.90	6.50E+20	1.29E+20	9 376.80	2.07E+17	4.93E+06
	60-80	34 829.21	4.97E+20	1.20E+20	11 877.27	4.26E+17	1.02E+07
	80-100	24 509.16	4.38E+20	1.15E+20	9 100.90	4.74E+17	1.13E+07
	above 100	22 311.23	7.52E+20	2.12E+20	8 484.03	6.20E+17	1.48E+07
	TOTAL	228 758.00	2.74E+21	6.13E+20	38 839.00	1.73E+18	4.13E+07
MESOZOIK	TOTAL		1.05E+22	1.93E+21		6.28E+18	1.50E+08
POLISH LOWLANDS	TOTAL	272 126.00	1.45E+22	2.90E+21		9.21E+18	2.20E+08

TOE - Tons of oil equivalent, 1 TOE = 4.18 · 10¹⁰ J

Literatura (References):

- Cataldi R., 1993 - Problemy środowiska i kosztów zagospodarowania energii geotermalnej. *Techn. Poszuk. Geol. - Geosynoptyka i Geotermia* nr 5-6.
- Cataldi R., 1994 - Outline of General Problems and Costs of Geothermal Development, with Particular Reference to Europe. Conference held at the University of Mining and Metallurgy in Cracow, 9 June 1994.

- Čermak V., Kucerowa L., 1993 - Warunki termiczne w litosferze Europy Środkowej - Podstawy teoretyczne dla wstępnej oceny potencjału geotermalnego. *Techn. Poszuk. Geol. - Geosynoptyka i Geotermia* nr 5-6.
- Gosk E., 1982 - Geothermal Resources Assessment. In: *Geothermics and Geothermal Energy*. Stuttgart, Eds. V.Čermak & R.Haenel. E.Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung.
- Górecki W. i in., 1990 - Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. ISE AGH Kraków, Okr. Przeds. Geod. Kartogr. Poznań.
- Jonatansson S., 1993 - Perspektywy wykorzystania energii geotermalnej w Europie środkowej i wschodniej. *Techn. Poszuk. Geol. - Geosynoptyka i Geotermia* nr 5-6.
- Ney R., Sokołowski J., 1987 - Wody geotermalne Polski i możliwości ich wykorzystania. *Nauka Polska* nr 6.
- Szargut J., 1990 - Zasoby energii geotermalnej w Polsce. *Gospodarka paliwami i energią*, nr 7, Warszawa.
- <http://www.worldenergy.org> - The potential role of geothermal energy and hydropower in the world energy scenario in year 2020. World Energy Council. Strona internetowa.

13 Rozkład parametrów termicznych na Niżu Polskim (J.Szewczyk, A.Szczepański, A.Haładus, J.Kania, R.Wagner, J.Pokorski, M.Hajto)

Zarys budowy geologicznej Niżu Polskiego

Ponad 80% terytorium Polski pokrywają utwory mezozoiczno-trzeciorzędowe, w obrębie których występują liczne formacje wodonośne. Z geologicznego punktu widzenia, Niż Polski zajmuje obszar pomiędzy tarczą Bałtyku na północnym-wschodzie, Sudetami na południowym-zachodzie i antyklinorium Dolnego Sanu na południowym-wschodzie. Niż Polski tworzy głęboką strukturę wypełnioną osadami mezozoiku i paleozoiku, przykryta cienką pokrywą kenozoiczną (Zał. 13.12.1 - 13.12.9). Badania sejsmiczne wykazały, że całkowita miąższość pokrywy osadowej w najgłębszej części basenu paleozoicznego może osiągać 20 km (Guterch et al., 1999). Jednak osady te charakteryzują się znacznie mniejszą miąższością w obrębie platformy prekambryjskiej. Waha się ona w granicach od 200 do 500 m w północno-wschodniej części Polski, gdzie osady kenozoiczno-mezozoiczne leżą bezpośrednio na krystalicznym podłożu prekambryjskim, do 8 km w południowo-zachodniej części platformy.

Na obszarze Niżu Polskiego wyróżniono dwa kompleksy strukturalne: starszy - od kambru do syluru i młodszy - od permu do kenozoiku. Podłoże permsko-mezozoicznego basenu w obrębie platformy paleozoicznej, składa się z osadów karbonu, dewonu i starszych formacji, sfałdowanych podczas orogenezy waryscyjskiej. Podłoże osadów permskich osiąga 5 - 7 km grubości w centralnej części Polski oraz na północno-zachodnim skraju platformy paleozoicznej i zmniejsza się na południowym-zachodzie, południu, wschodzie i północnym-wschodzie. Warstwy górnego permu stanowią głównie osady ewaporatowe, które ostatecznie zostały uformowane w diapirowe struktury solne podczas laramijskich ruchów tektonicznych. W tym czasie powstały łańcuchy poduszek i wysadów solnych wzdłuż krawędzi inwersyjnego wału śródpolskiego.

Basen osadowy mezozoiku został zdeformowany podczas laramijskiej fazy tektonicznej, pomiędzy kredą a trzeciorzędem. Podczas tej fazy, plastyczne warstwy solne zostały „wyciśnięte” do powierzchni, przerywając prawie 6 km wyżej leżących utworów triasu, jury i kredy (Zał. 13.12.2). Wzmagające się ruchy tektoniczne podzieliły basen na dwa subbaseny: synklinorium szczecińsko-lódzkie i synklinorium grudziądzko-warszawskie. Pomiędzy tymi subbasenami uformowało się antyklinorium śródpolskie. Po tej deformacji struktury mezozoiczne zostały zerodowane, a później przykryte przez płasko zalegające utwory trzeciorzędu.

13 Distribution of the main geothermal parameters referred to the geological setting in the Polish Lowlands (J.Szewczyk, A.Szczepański, A.Haładus, J.Kania, R.Wagner, J.Pokorski, M.Hajto)

Geological evolution of the Polish Lowlands

Over 80% of the Polish territory covered with Mesozoic-Tertiary infill of sedimentary basins with numerous aquifers. From geological point of view, the Polish Lowlands occupy the area between the Baltic Shield in the northeast, the Sudetian Mountains massif in the southwest and Lower San River Elevation of Carpathian Foredeep substratum in southeast. The Lowlands form an intercratonic deep filled with Palaeozoic and Mesozoic sediments overlain by thin Cenozoic cover (Encl. 13.12.1 - 13.12.9).

Based on seismic investigations, the total thickness of the sedimentary cover in the deepest part of Palaeozoic platform the basin may reach as much as 20 km (Guterch et al., 1999). The sediments are much thinner within the Precambrian craton. Their thickness varies from 200 to 500 m in NE-Poland (East European Platform), where the Cenozoic-Mesozoic sediments overlie directly the crystalline Precambrian basement, up to 8 km south west of the craton.

Two main structural complexes are present: the lower unit of Cambrian to Silurian age and the upper unit of Permian to Cenozoic age. The basement of Permian-Mesozoic sedimentary basin within the Palaeozoic Platform of Western Lowlands, consists mostly of Carboniferous, Devonian and older formations, folded during the Variscan Orogenesis. The base of the Permian sediments reaches 5 - 7 km depths in Central Poland and at the northern part of Palaeozoic platform, decreasing to southwest, south, east and northeast. Upper Permian strata consist mostly of evaporate sediments which were finally deformed due to Laramian tectonic inverse movements. At that time plastic Zechstein salts formed pillow and diapire structures along Mid-Polish High. The large Mesozoic sedimentary basin was inversively deformed during the Laramidae movements at the turn of Cretaceous and Tertiary periods.

During this phase Zechstein salt layer was pressed up to the surface, piercing almost 6 km thick overlying Triassic, Jurassic and Cretaceous deposits (Encl. 13.12.2). Inverse Laramide movements split the basin into two sub-basins: the Szczecin-Lódź synclinorium and the Grudziądz-Warsaw depression belts with Mid-Polish High trending NW-SE between them. Elevated Mesozoic structures were eroded after that Laramide deformation, and then covered by flatly overlying Tertiary and Quaternary horizontally strata.

Literatura (References):

1. Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller R., 1999 - POLONAISE '97 - International seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. Tectonophysics.

Tab. 13.1⁶⁶ Zestawienie otworów wiertniczych wykorzystanych do konstrukcji cyfrowych modeli rozkładu parametrów hydrogeologicznych oraz geotermalnych na Niziu Polskim
Compilation of boreholes and wells used for construction of digital models of distribution of hydrogeological and geothermal parameters in the Polish Lowlands

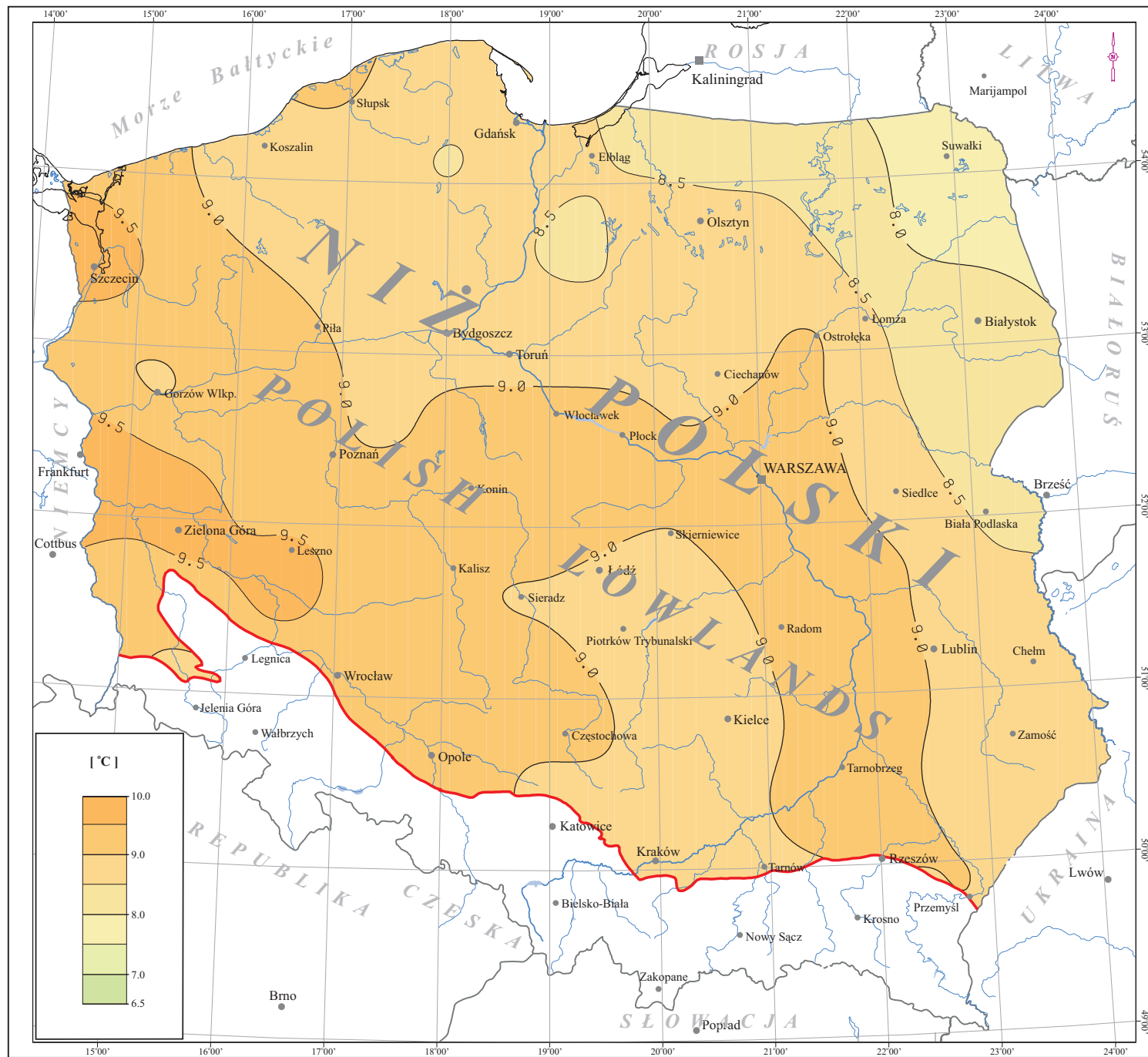
nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name
2626	Suwałki/Szlimokiemie IG-1	2701	Podedworze IG-1	2776	Sawin IG-2
2627	Wigry IG-1	2702	Cieszanów 1	2777	Komarów 10
2628	Milejów IG-5	2703	Cyców IG-3	2778	Grabowiec IG-1
2629	Parczew IG-4	2704	Izbica IG-1	2779	Chełm Lubelski IG-1
2630	Rudno IG-1	2705	Orzechów IG-5	2780	Tamawałka IG-1
2631	Łęczna IG-10	2706	Syczyn IG-3	2781	Komarów IG-1
2632	Milejów IG-3	2707	Sawin 10	2782	Komarów 11
2633	Boksze IG-1	2708	Krasnystaw IG-3	2783	Ochymy IG-1
2634	Ryki IG-1	2709	Syczyn IG-6	2784	Ozaryby IG-1
2635	Piaski IG-2	2710	Syczyn IG-2	2785	Komarów 2
2636	Mielnik IG-1	2711	Białobrzegi IG-1	2786	Zubowice 2
2637	Rozkopaczew 1	2712	Lublin IG-1	2787	Skapowo 6
2638	Piaski Lubelskie IG-2	2713	Cyców IG-7	2788	Kunów IG-3
2639	Łęczna IG-3	2714	Chełm 10	2789	Grabowiec IG-2
2640	Łęczna IG-4	2715	Pawłów 1	2790	Zubowice IG-5
2641	Przewłoka IG-1	2716	Marynin 3	2791	Rachanie 5
2642	Milejów IG-2	2717	Michałów IG-1	2792	Rachanie IG-1
2643	Krasnopol IG-2	2718	Krzywa	2793	Suków 3
2644	Krasnopol PIG-6	2719	Syczyn IG-1	2794	Jadagne
2645	Sulowice IG-1	2720	Chełm IG-4	2795	Rachanie 4
2646	Strabla	2721	Sawin 18	2796	Grabowiec IG-3
2647	Biała Podlaska 2	2722	Marynin 2	2797	Krzyże 4
2648	Łęczna IG-5	2723	Rejowice IG-2	2798	Jareźów IG-2
2649	Rostoły IG-1	2724	Syczyn IG-5	2799	Narecki IG-2
2650	Lublin 5	2725	Marynin 1	2800	Grabowiec IG-4
2651	Lublin 4	2726	Mosty IG-1	2801	Kunów IG-1
2652	Trawniki 1	2727	Sawin IG-5	2802	Tomaszów Lubelski IG-1
2653	Piaseczno IG-1	2728	Lublin 100	2803	Roskocz 1
2654	Gorzów IG-1	2729	Lubaczów 141	2804	Szlatyń 1
2655	Jastrzębna IG-1	2730	Małochwiej 2	2805	Szlatyń 2
2656	Uhin IG-1	2731	Chełm IG-3	2806	Machnów 1
2657	Łęczna IG-2	2732	Rejowice IG-3	2807	Machnów 2
2658	Rajsk IG-3	2733	Narol PIG-2	2808	Hosynne IG-1
2659	Łęczna IG-1	2734	Ruskie Piaski IG-2	2809	Dymiska 1
2660	Milejów IG-1	2735	Lopiennik IG-1	2810	Białobrzegi IG-1
2661	Krasnopol IG-5	2736	Małochwiej 1	2811	Tyszowce IG-1
2662	Orzechów IG-1	2737	Czyże IG-1	2812	Tyszowce IG-2
2663	Biała Podlaska 1	2738	Syczyn IG-4	2813	Ulińków IG-1
2664	Piaseczno IG-2	2739	Chełm IG-2	2814	Terebin IG-4
2665	Nadrybie 1	2740	Krasnystaw IG-1	2815	Telatyn IG-1
2666	Lublin 2	2741	Świeca IG-1	2816	Terebin IG-5
2667	Łęczna IG-18	2742	Świeca 1	2817	Terebin IG-3
2668	Łęczna IG-13	2743	Krasnystaw IG-6	2818	Hrubieszów IG-1
2669	Lublin 11	2744	Bachus 1	2819	Terebin IG-1
2670	Orzechów IG-3	2745	Młodów 1	2820	Terebin IG-2
2671	Lublin 13	2746	Holeszów IG-2	2821	Mierze IG-1
2672	Orzechów IG-2	2747	Rejowice IG-1	2822	Strzelec IG-2
2673	Chrabalów IG-1	2748	Sawin 43	2823	Teptuików IG-1
2674	Lubyczyn IG-1	2749	Michałów IG-4	2824	Strzelec IG-1
2675	Łęczna IG-11	2750	Chylin 3	2825	Korczmin IG-1
2676	Rzepniewo IG-1	2751	Sawin IG-6	2826	Husynie IG-1
2677	Dorohuczka IG-1	2752	Sawin 26	2827	Horodno 1
2678	Rajsk IG-1	2753	Kaplonosy IG-1	2828	Witków 360 1
2679	Hryniewicze IG-1	2754	Saki IG-1	2829	Korczmin IG-2
2680	Rzepniewo IG-4	2755	Wierzbica 1	2830	Dobobychów IG-1
2681	Sejny IG-1	2756	Wierzbica 2	2831	Korczmin IG-3
2682	Łęczna IG-9	2757	Narol PIG-1		
2683	Zawadów IG-1	2758	Sawin IG-7		
2684	Krasnystaw IG-5	2759	Sawin IG-4		
2685	Krasnystaw IG-2	2760	Narew		
2686	Piaseczno IG-3	2761	Terzespol 1		
2687	Zawadów IG-2	2762	Chylin 2		
2688	Cyców IG-2	2763	Sawin 34		
2689	Zawadów IG-3	2764	Iwaniki 2		
2690	Panów IG-1	2765	Grabowiec IG-5		
2691	Cyców IG-1	2766	Włodawa IG-2		
2692	Orzechów IG-4	2767	Sawin IG-3		
2693	Cyców IG-6	2768	Niwa 1		
2694	Krowiec Bagno IG-1	2769	Włodawa IG-4		
2695	Ostrówek IG-1	2770	Ruszków IG-1		
2696	Podedworze IG-3BIS	2771	Rejowice IG-4		
2697	Cyców IG-5	2772	Wąski 2		
2698	Wyhalew IG-1	2773	Sawin IG-1		
2699	Cyców IG-4	2774	Podborowisko 1		
2700	Ostrówek IG-2	2775	Kunów IG-2		

Zestawienie studni głębinowych - zbiornik dolnojurski
List of hydrogeological wells - Lower Jurassic aquifer

nr otworu na mapie well number	nazwa studni well name	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name
1	Aleksandria	61	Czarniecka Góra
2	Biskupice	62	Czeremo
3	Blachownia	63	Drzewica FMSt
4	Borki Male	64	Drzewica PKP
5	Barowe	65	Falków
6	Budzów Gómy	66	Gowarczów
7	Czestochowa	67	Hucisko
8	Długi Kał	68	Iadkowiec
9	Drapacz	69	Jadagne
10	Golec	70	Janików
11	Gorzów Śląski	71	Jasice
12	Herby	72	Kazanów
13	Herby	73	Kiesz Niedzwiecki
14	Herby	74	Końskie
15	Jamy	75	Końskie
16	Jastrząb	76	Końskie
17	Kaniew	77	Kozia Wola
18	Kościeliska	78	Kraszków
19	Kozłowiec	79	Kunów
20	Kozmin	80	Kunów
21	Ligota Oleska	81	Majdów
22	Nowa Wieś Oleska	82	Maleniec
23	Osiek	83	Mierzec
24	Pakoszew	84	Modliszewice
25	Pajk	85	Mokra
26	Punki	86	Mroczków
27	Prasza	87	Nieświn
28	Prasza	88	Odróż
29	Przybyłów	89	Ostrowiec
30	Siedlec Duży	90	Pilzno
31	Sowezycze	91	Prusy
32	Stareza	92	Przeczyn
33	Szczurówice	93	Radzice
34	Uszyce	94	Rozwady
35	Uszyce Nowe	95	Rusinów SKR
36	Uszyce	96	Ruski Bród
37	Zamlynie	97	Rzaców
38	Zdziechowice	98	Sadek
39	Zarki Letnisko	99	Sadek
40	Batkowo	100	Skarżysko Kamiennie
41	Brodnik	101	Słobry
42	Czame	102	Skrzonia
43	Dźwirzyno	103	Smarków
44	Kamień Pomorski 1	104	Smyków
45	Kamień Pomorski 2	105	Soltyków
46	Krajnka	106	Starachowice
47	Lobez	107	Szewna
48	Lugowina	108	Szyby
49	Piła	109	Szydłowice
50	Piła	110	Wymysłów
51	Ploty	111	Szczepanowo

Zestawienie studni głębinowych - zbiornik dolnokredowy
List of hydrogeological wells - Lower Cretaceous aquifer

nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name
1	Gostynin	62	Tomaszów
2	Zduny	63	Dąbrowa
3	Łowicz	64	Biała Góra
4	Łowicz	65	Smardzewice
5	Łowicz	66	Trzciniec
6	Łowicz	68	Trzciniec
7	Skiermiewice	69	Stara Wieś
8	Skiermiewice	70	Inowrocław
9	Skiermiewice	71	Leźnica Wielka
10	Przytyk	72	Leźnica Wielka
11	Fordon	73	Czerchów
12	Fordon	75	Ozorków
14	Bydgoszcz	76	Ozorków
15	Jagodowo	78	Ozorków
16	Wyspa Wolin	79	Ozorków
17	Wyspa Wolin	80	Ozorków
18	Bydgoszcz ul.	81	Ozorków
19	Bydgoszcz	82	Stanisławów
20	Bydgoszcz	83	Słowak
22	Bydgoszcz, Fordon	84	Budy Wojskie
24	Bydgoszcz	85	Łódź
25	Bydgoszcz	87	Łódź Zbocze
26	Bydgoszcz	88	Łódź
28	Włocławek	89	Grudzien Las
29	Włocławek	90	Grudzien Las
30	Włocławek	91	Bukowiec
31	Stępno	92	Liszczyn
32	Solec Kujawski	93	Liszczyn
33	Czerniewice	94	Ślawno
34	Gieczno	95	Sulmierzyce
37	Cełstynów - Unewel	96	Przedbórz
38	Sępno - Radon	97	Jezowice
40	Smardzewice	98	Borków Stary
42	Kaźnica Wielka	99	Radliczyce Staw
44	Stanisławów	100	Radliczyce Staw
45	Chociw	101	Błaski
46	Szczerców	102	Dąbrowa Wielka
47	Uszczyń	103	Dąbrowa Wielka
48	Śladków	104	Dębogłoka
49	Jozefów	105	Tumidaj
51	Łódź	106	Skotniki
52	Łódź	107	Lelów



Zal. 13.1

MAPA ROZKŁADU TEMPERATUR ŚREDNICH ROCZNYCH NA GŁĘBOKOŚCI 0.5 m ppt.




Encl. 13.1

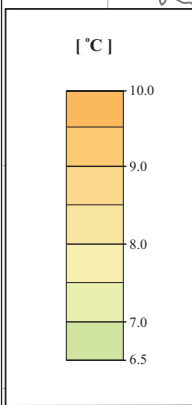
DISTRIBUTION MAP OF MEAN ANNUAL TEMPERATURES AT 0.5 m DEPTH BELOW SURFACE

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermie na głębokości 0.5 m ppt [°C]*
- Isotherms at 0.5 m depth below surface [°C]
-  - *Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands

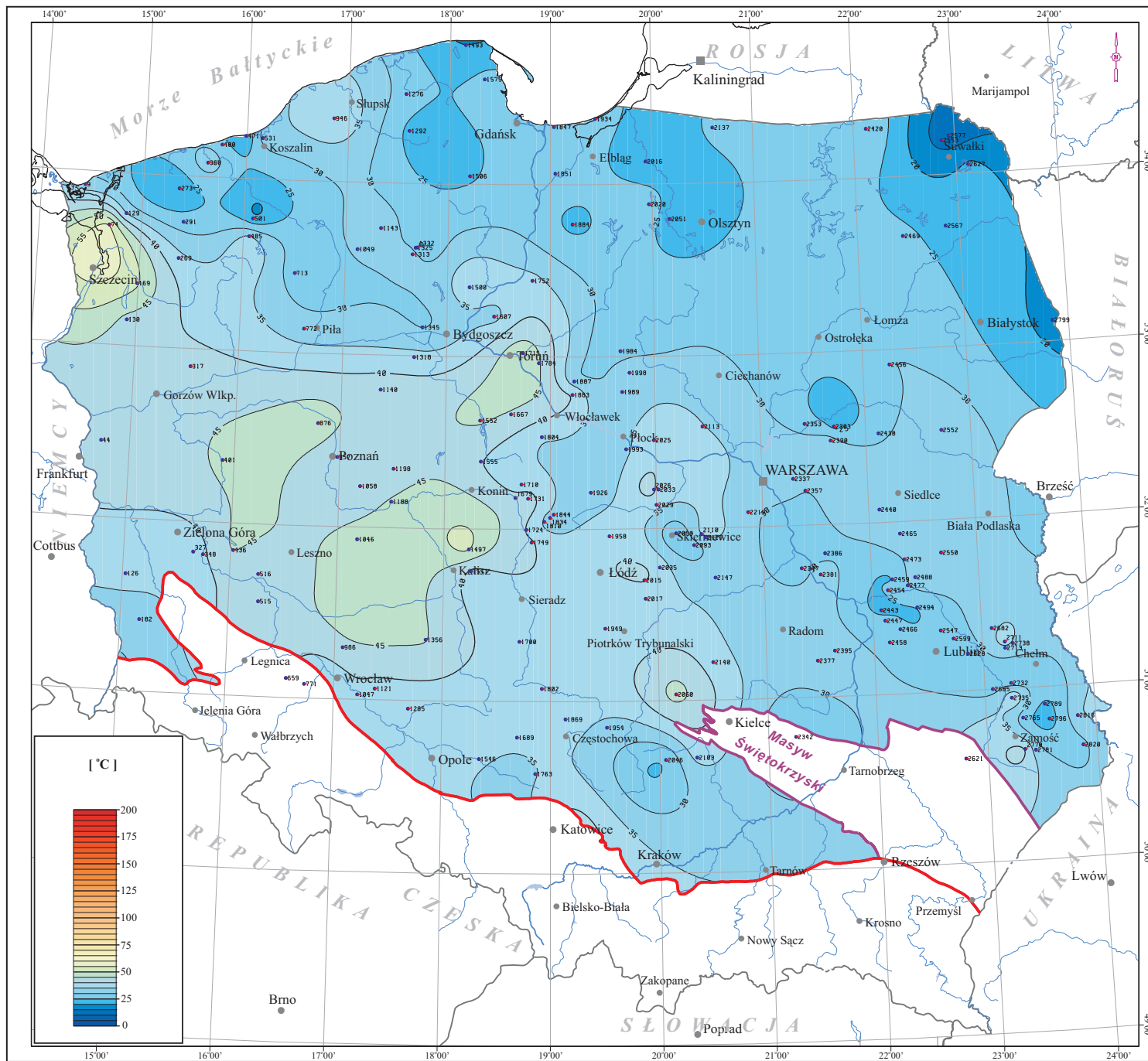


Zał. 13.2 Mapa rozkładu temperatur na głębokości 1 000 m ppt. na obszarze Niżu Polskiego

Najwyższe temperatury o wartościach przewyższających 45°C obserwowane są na obszarze niecki szczecińskiej oraz na obszarze przedsudeckim, a także lokalnie w niecce łódzkiej. Rozkład wartości temperatury wykazuje duże podobieństwo do mapy strumienia ciepłego dla Niżu Polskiego. Najniższe wartości temperatury, niższe od 20°C obserwowane są na obszarze wyniesienia mazursko-suwałskiego oraz we wschodniej części syneklizy bałtyckiej. Ze względu na możliwość występowania silnych zaburzeń równowagi termicznej dla tego zakresu głębokości związanych zarówno z procesem wiercenia, a także wpływem zjawisk paleoklimatycznych (rozdz. 7) przedstawiony obraz rozkładu temperatury ma charakter zgeneralizowany. Uzyskanie bardziej szczegółowych informacji na temat reżimu termicznego dla poszczególnych obszarów wymaga bardziej szczegółowych analiz uwzględniających wpływ wymienionych czynników na temperaturę.

Encl. 13.2 Distribution map of temperatures at 1,000 m below surface in the Polish Lowlands

The highest temperatures, exceeding 45°C, can be observed in the Szczecin Trough and in the Fore-Sudetic Region, and locally in the Łódź Trough. The distribution of the temperature values shows great similarity to the heat flow map for the Polish Lowlands. The lowest temperatures, below 20°C, can be observed in the area of the Mazury-Suwałki Elevation and in the eastern Baltic Syncline. Due to possible strong disturbances in thermal equilibrium for this depth range, which are related both to drilling process and paleoclimatic effects (see Chapter 7), the presented image of the temperature distribution is generalized. To obtain more detailed information on thermal regime in particular areas it is necessary to carry out more detailed analyses taking into account influence of the above-mentioned factors on temperature.



Zal. 13.2

MAPA ROZKŁADU TEMPERATUR NA
GŁĘBOKOŚCI 1000 m ppt. NA
OBSZARZE NIŻU POLSKIEGO


Encl. 13.2

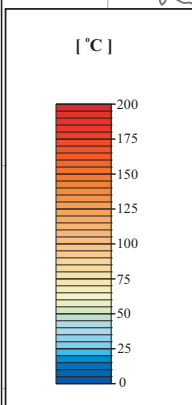
DISTRIBUTION MAP OF
TEMPERATURES AT 1,000 m
DEPTH BELOW SURFACE
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermia na głębokości 1000 m ppt [°C]*
- Isotherms at 1,000 m depth below surface [°C]
-  Warszawa - *Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Punkty pomiarowe*
- Measurement sites
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of th Polish Lowlands
-  - *Obrzeżenie Masywu Świętokrzyskiego*
- Margin of the Holy Cross Mountains

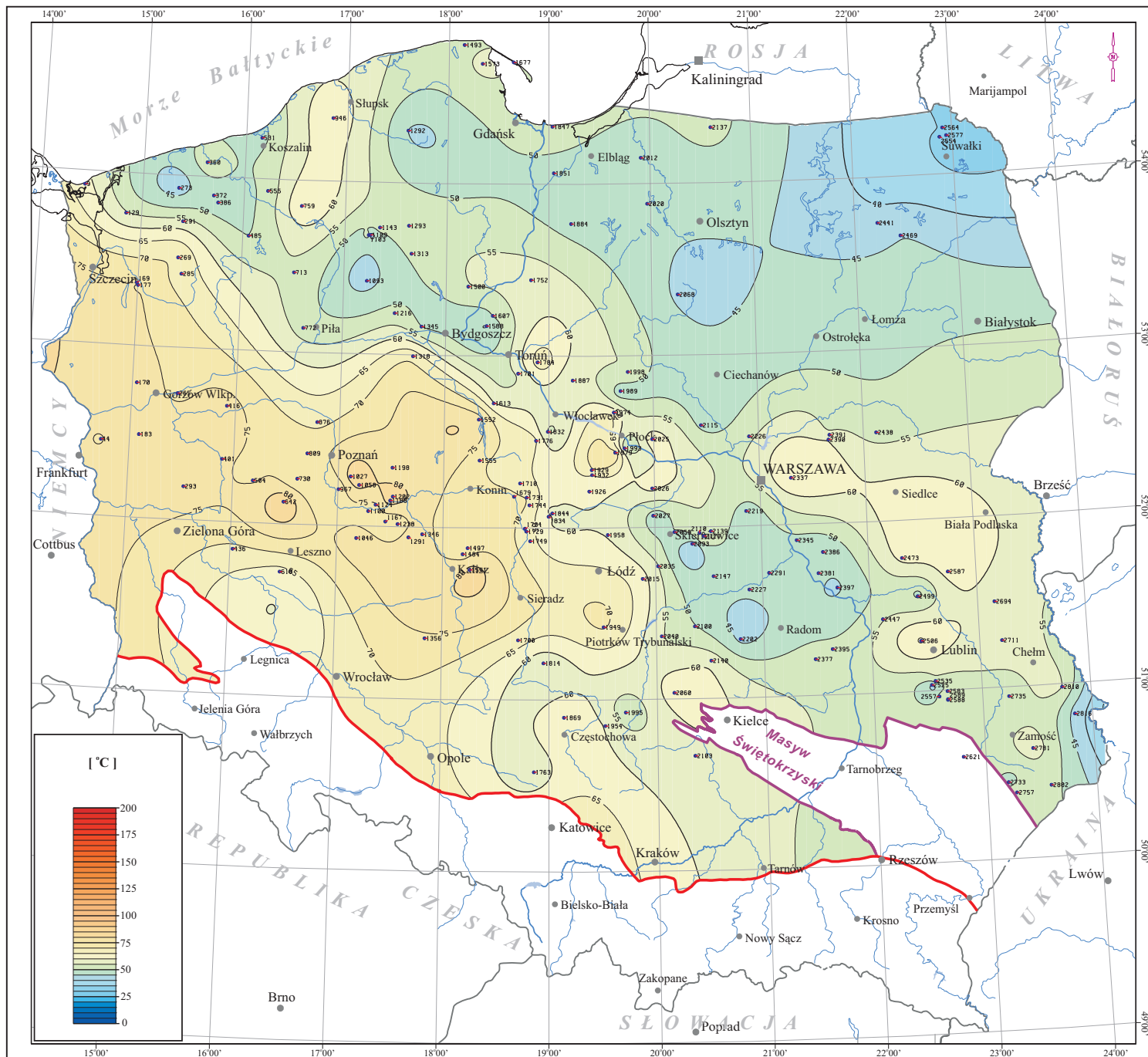


Zał. 13.3 Mapa rozkładu temperatur na głębokości 2 000 m ppt. na obszarze Niziu Polskiego

Najwyższe wartości temperatur o wartościach przewyższających 75°C, a lokalnie 80°C obserwowane są na obszarze niecki szczecińskiej, na obszarze przedśudeckim oraz lokalnie w niecce łódzkiej. Rozkład wartości temperatury wykazuje duże podobieństwo do mapy strumienia ciepłego dla Niziu Polskiego (Zał. 13.8). Wyraźnie wyższe wartości temperatury sięgające 60°C obserwowane są na obszarze południowej części wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego, a także zachodniej części wyniesienia Leby oraz południowej części monokliny śląsko-krakowskiej. Najniższe wartości temperatury, niższe od 40°C obserwowane są na obszarze wyniesienia mazursko-suwańskiego oraz we wschodniej części syneklizy bałtyckiej, nieco wyższe w południowej części niecki warszawskiej 45 - 50°C (rejon Skierniewice-Radom) oraz na obszarze wału pomorskiego.

Encl. 13.3 Distribution map of temperatures at 2,000 m below surface in the Polish Lowlands

The highest temperature values, exceeding 75°C and locally 80°C, can be observed in the area of the Szczecin Trough, in the Fore-Sudetic Region and locally in the Łódź Trough. The distribution of the temperature values is similar to the heat flow map for the Polish Lowlands. Distinctly increased temperatures, reaching 60°C, can be observed in the southern part of the Łuków-Hrubieszów Elevation, as well as in the western part of the Leba Elevation and southern part of the Cracow-Silesian Monocline. The lowest temperature values, lower than 40°C, can be noticed in the area of the Mazury-Suwałki Elevation and eastern part of the Baltic Syncline, slightly higher, from 45 to 50°C, in the southern part of the Warsaw Trough (in the Skierniewice-Radom region) and in the area of the Pomeranian Swell.



Zal. 13.3

MAPA ROZKŁADU TEMPERATUR NA
GŁĘBOKOŚCI 2000 m ppt.
NA OBSZARZE NIŻU POLSKIEGO





Encl. 13.3

DISTRIBUTION MAP OF
TEMPERATURES AT 2,000 m
DEPTH BELOW SURFACE
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermie na głębokości 2000 m ppt [°C]*
- Isotherms at 2,000 m depth below surface [°C]
-  Warszawa
- *Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  2820
- *Punkty pomiarowe*
- Measurement sites
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands
-  - *Obrzeżenie Masywu Świętokrzyskiego*
- Margin of the Holy Cross Mountains

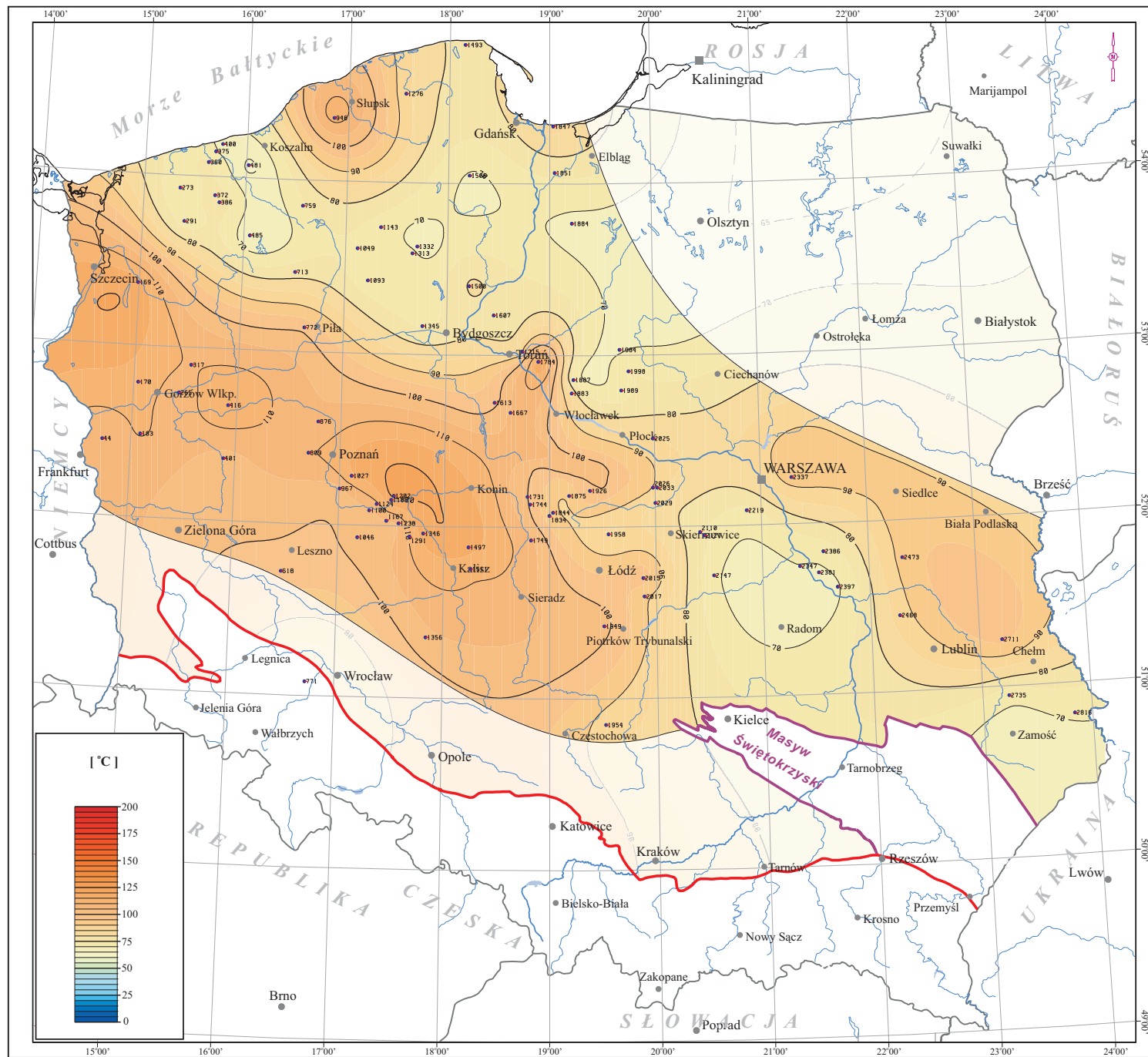
0 50 100 km

Zał. 13.4 Mapa rozkładu temperatur na głębokości 3 000 m ppt. na obszarze Niżu Polskiego

Najwyższe wartości temperatur przewyższające 100°C, a lokalnie 110°C obserwowane są na obszarze niecki szczecińskiej oraz na obszarze przedsudeckim w jego północnej oraz centralnej części. Najniższe wartości temperatury, niższe od 75°C, występują w północnej części Niżu. Obserwowane są one na wale pomorskim, w niecce pomorskiej oraz na obszarze północnej oraz południowej części niecki warszawskiej. Niskie wartości temperatury obserwowane są również w niecce lubelskiej oraz zapadlisku przedkarpackim. Ze względu na brak wiarygodnych informacji o temperaturach, szczególnie z obszaru północno-wschodniej oraz południowej-zachodniej części Niżu, rozkład temperatur dla tych obszarów pozostaje nierozpoznany. Ze względu na podobieństwo rozkładu temperatur do rozkładu strumienia można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że obszary te charakteryzują się generalnie niskimi wartościami temperatury.

Encl. 13.4 Distribution map of temperatures at 3,000 m below surface in the Polish Lowlands

The highest temperature values, exceeding 100°C and locally 110°C, can be observed in the Szczecin Trough and in the northern and central parts of the Fore-Sudetic Region. The lowest temperature values, lower than 75°C, occur in the northern part of the Polish Lowlands. They can be observed in the Pomeranian Swell area, in the Pomeranian Trough, and in the northern and southern parts of the Warsaw Trough. Low temperature values can be noticed also in the Lublin Trough and Carpathian Foredeep. Because of lacking reliable information on temperatures, particularly from the north-eastern and south-western parts of the Polish Lowlands, distribution of temperatures in these areas remains unknown. On account of the similarity of the temperature distribution to the heat flow distribution it can be assumed, with high probability, that these areas are characterized, in general, by low temperature values.



Zal. 13.4

MAPA ROZKŁADU TEMPERATUR NA
GŁĘBOKOŚCI 3000 m ppt.
NA OBSZARZE NIŻU POLSKIEGO







Encl. 13.4

DISTRIBUTION MAP OF
TEMPERATURES AT 3,000 m
DEPTH BELOW SURFACE
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermia na głębokości 3000 m ppt [°C]*
- Isotherms at 3,000 m depth below surface [°C]
-  - *Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Punkty pomiarowe*
- Measurement sites
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands
-  - *Obrzeżenie Masywu Świętokrzyskiego*
- Margin of the Holy Cross Mountains
-  - *Obszar słabo udokumentowany*
- Poorly recognized area



Zał. 13.5 Mapa rozkładu temperatur na głębokości 4 000 m ppt. na obszarze Niżu Polskiego

Ze względu na ograniczony tak pod względem liczby, jak i rozmieszczenia otworów wiertniczych pozwalających na rozpoznanie rzeczywistych wartości temperatury na tej głębokości, stopień rozpoznania tego parametru jest wyraźnie niższy w stosunku do poziomów płytszych.

Najwyższe wartości temperatur o wartościach przewyższających 135°C, a lokalnie powyżej 140°C obserwowane są na obszarze północnej części niecki szczecińskiej oraz na obszarze przedśudeckim w jego północnej części. Lokalnie temperatury powyżej 130°C występować mogą również lokalnie na obszarze centralnej części wału kujawskiego. Strefa temperatury powyżej 120°C obserwowana w zachodniej części wyniesienia Łeba.

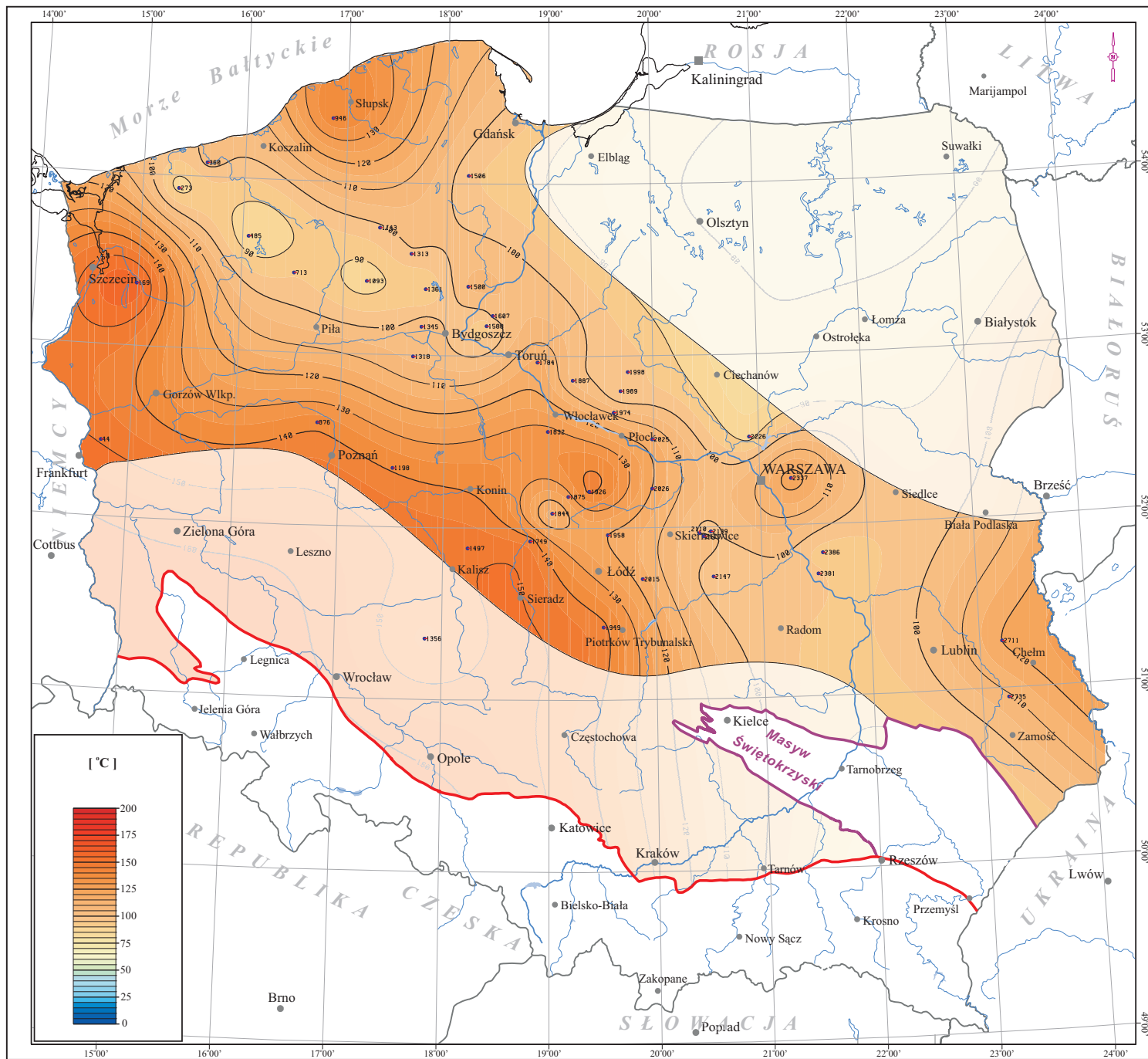
Najniższe wartości temperatury w północnej części Niżu, niższe od 100°C obserwowane są na wale pomorskim, w niecce pomorskiej oraz na obszarze niecki warszawskiej i lubelskiej. Ze względu na brak wiarygodnych informacji o temperaturach dla głębokości 4 000 metrów dla obszaru północno-wschodniej oraz południowej-zachodniej części Niżu, rozkład temperatur dla tych obszarów pozostaje nierozpoznany. Ze względu na podobieństwo rozkładu temperatur do rozkładu strumienia można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że obszary te charakteryzują się generalnie niskimi wartościami temperatury.

Encl. 13.5 Distribution map of temperatures at 4,000 m below surface in the Polish Lowlands

On account of limited number and distribution of wells that allow to measure actual temperatures at this depth, knowledge of this parameter is distinctly worse than it is for shallower levels.

The highest temperature values, exceeding 135°C and locally 140°C, can be noticed in the northern part of the Szczecin Trough and in the northern part of the Fore-Sudetic Region. Temperatures higher than 130°C can occur also locally in the central part of the Kujawy Swell. The zone of temperatures exceeding 120°C can be observed in the western part of the Leba Elevation.

The lowest temperature values in the northern part of the Polish Lowlands, lower than 100°C, can be observed in the areas of the Pomeranian Swell, Pomeranian Trough, Warsaw Trough and Lublin Trough. Due to lacking credible information on temperatures at 4000 m from the areas of the north-eastern and south-western parts of the Polish Lowlands, distribution of temperatures in these areas is still unknown. On account of the similarity of the temperature distribution to the heat flow distribution, it can be accepted, with high degree of probability, that in general these areas are characterized by low temperature values.



Zal. 13.5

MAPA ROZKŁADU TEMPERATUR NA
GŁĘBOKOŚCI 4000 m ppt.
NA OBSZARZE NIŻU POLSKIEGO







Encl. 13.5

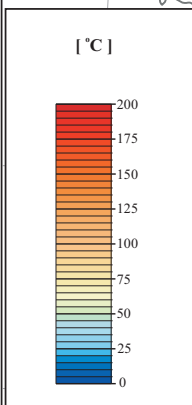
DISTRIBUTION MAP OF
TEMPERATURES AT 4,000 m
DEPTH BELOW SURFACE
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermy na głębokości 4000 m ppt [°C]*
- Isotherms at 4,000 m depth below surface [°C]
-  Warszawa - *Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  2820 - *Punkty pomiarowe*
- Measurement sites
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands
-  - *Obrzeżenie Masywu Świętokrzyskiego*
- Margin of the Holy Cross Mountains
-  - *Obszar słabo udokumentowany*
- Poorly recognized area



Załącznik 13.6 Mapa rozkładu temperatur na głębokości 5 000 m ppt. na obszarze Niziu Polskiego

Ze względu na ograniczony tak pod względem liczby, jak i rozmieszczenia otworów wiertniczych pozwalających na rozpoznanie rzeczywistych wartości temperatury na tej głębokości stopień rozpoznania tego parametru jest wyraźnie niższy w stosunku do poziomów płytszych.

Najwyższe wartości temperatur o wartościach przewyższających 160°C, a lokalnie powyżej 180°C obserwowane są na obszarze północnej części niecki szczecińskiej oraz na obszarze przed-sudeckim w jego północnej części. Lokalnie temperatury powyżej 160°C występować mogą również lokalnie na obszarze centralnej części wału kujawskiego. Strefa temperatury powyżej 160°C obserwowana jest w zachodniej części wyniesienia Leby.

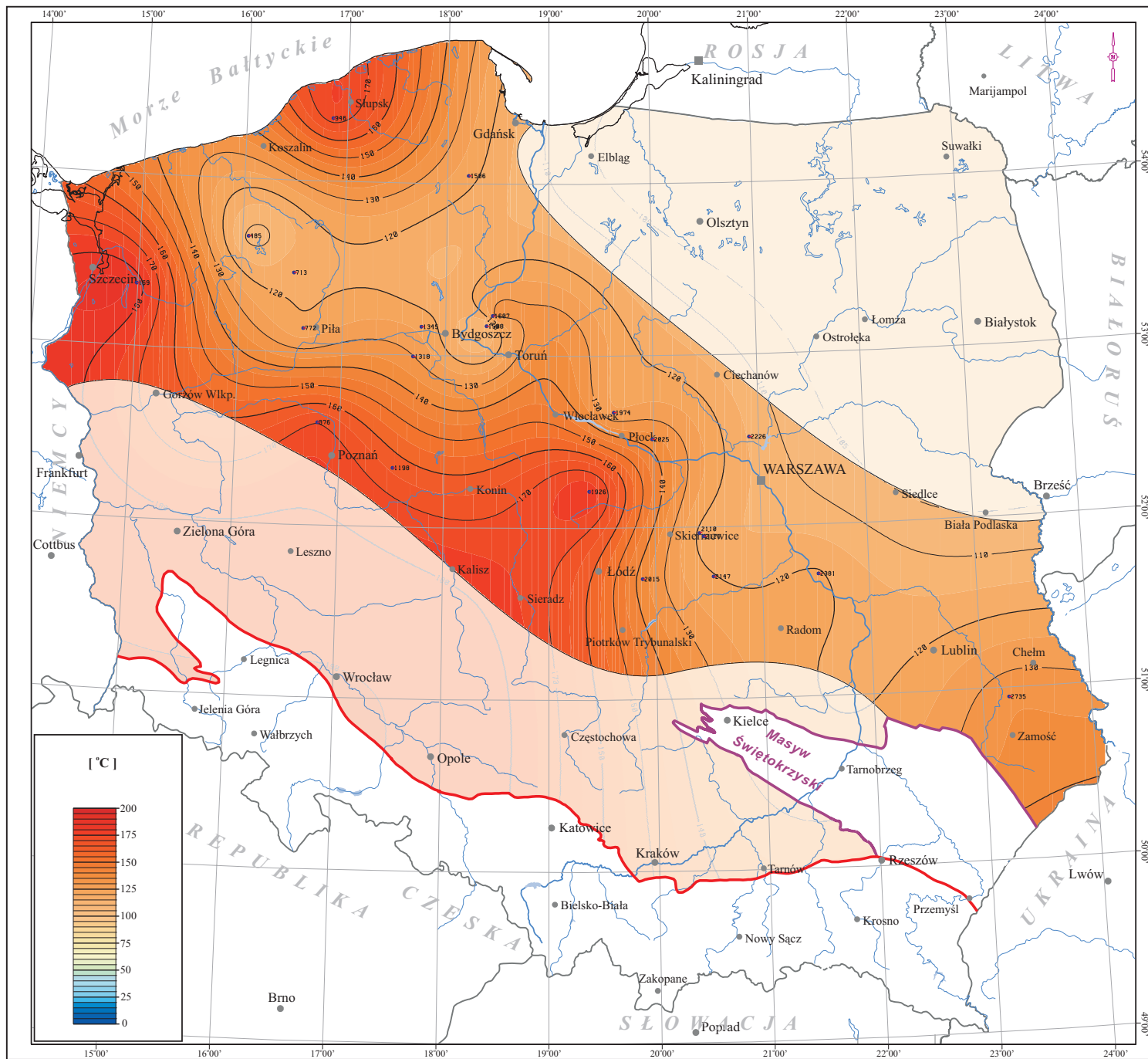
Najniższe wartości temperatury w północnej części Niziu, niższe od 130°C obserwowane są na wale pomorskim, niecce pomorskiej oraz na obszarze niecki warszawskiej oraz lubelskiej. Ze względu na brak wiarygodnych informacji o temperaturach dla głębokości 4 000 metrów dla obszaru północno-wschodniej oraz południowej-zachodniej części Niziu, rozkład temperatur dla tych obszarów pozostaje nierozpoznany. Ze względu na podobieństwo rozkładu temperatur do rozkładu strumienia ciepłego można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że obszary te charakteryzują się generalnie niskimi wartościami temperatury.

Encl. 13.6 Distribution map of temperatures at 5,000 m below surface in the Polish Lowlands

On account of limited number and distribution of wells that allow to measure actual temperatures at this depth, knowledge of this parameter is distinctly worse than it is for shallower levels.

The highest temperature values, exceeding 160°C and locally 180°C, can be observed in the northern part of the Szczecin Trough and in the northern part of the Fore-Sudetic Region. Temperatures higher than 160°C can occur also locally in the central part of the Kujawy Swell. The zone of temperatures exceeding 160°C is noticeable in the western part of the Leba Elevation.

The lowest temperature values in the northern part of the Polish Lowlands, below 130°C, can be observed in the areas of the Pomeranian Swell, Pomeranian Trough, Warsaw Trough and Lublin Trough. Due to lacking reliable information on temperatures at the depth of 5000 m from the north-eastern and south-western parts of the Polish Lowlands, temperature distribution for these areas remains unknown. On account of the similarity between the temperature distribution and the heat flow distribution it can be assumed, with high probability, that these areas are characterized by generally low temperature values.



Zal. 13.6

MAPA ROZKŁADU TEMPERATUR NA GŁĘBOKOŚCI 5000 m ppt. NA OBSZARZE NIŻU POLSKIEGO

Encl. 13.6

DISTRIBUTION MAP OF TEMPERATURES AT 5,000 m DEPTH BELOW SURFACE IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

- *Izotermy na głębokości 5000 m ppt [°C]*
- Isotherms at 5,000 m depth below surface [°C]
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities
- *Punkty pomiarowe*
- Measurement sites
- *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands
- *Obrzeżenie Masywu Świętokrzyskiego*
- Margin of the Holy Cross Mountains
- *Obszar słabo udokumentowany*
- Poorly recognized area



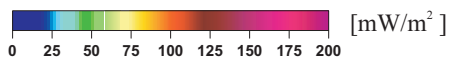
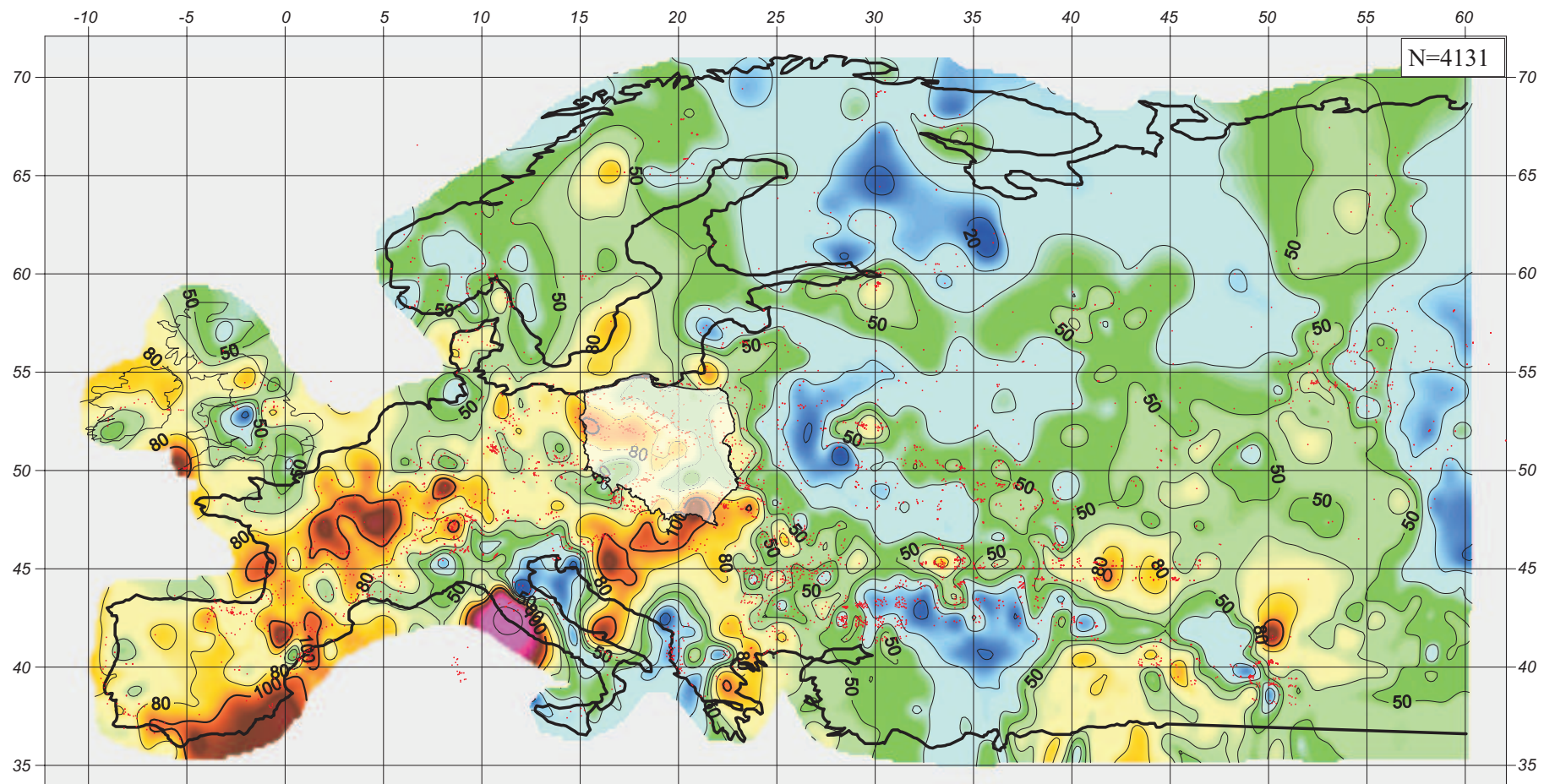
Zał. 13.7 Mapa rozkładu ziemskiego strumienia ciepłego w Europie

Obszar Europy charakteryzuje się znaczną zmiennością wielkości gęstości strumienia ciepłego. Zmienia się on w zakresie od 20 mW/m² do ponad 400 mW/m². Zróżnicowaniu budowy geologicznej obszaru Europy towarzyszy duża zmienność wartości gęstości strumienia ciepłego. Najniższe wartości obserwowane są na obszarze Finlandii oraz w północnej, europejskiej części Rosji, natomiast najwyższe występują na obszarze Bałkanów, Półwyspu Apenińskiego, Masywu Centralnego, Niziny Węgierskiej oraz Azji Mniejszej. Zmienność przestrzennego rozkładu strumienia Europy, jak również innych własności fizycznych całej litosfery, odpowiada przejściu od młodych struktur paleozoicznych Europy Centralnej i Zachodniej przez strefę transeuropejskiego szwu do starych struktur prekambryjskich Europy Północnej i Wschodniej.

Encl. 13.7 Distribution map of terrestrial heat flow density in Europe

The area of Europe is characterized by considerable variability of terrestrial heat flow density. It ranges from 20 mW/m² to more than 400 mW/m². The diversified geological structure of Europe is accompanied by great variations of the heat flow density. Its lowest values can be observed in Finland and northern, European part of Russia, whereas the highest ones appear in the areas of Balkans, Apennine Peninsula, Central Massif, Hungarian Lowlands and Asia Minor. The variability of spatial distribution of the heat flow in Europe, as well as other physical properties of the whole lithosphere, correspond with transition from young Paleozoic structures of Central and Western Europe through the Trans-European Suture Zone to old Precambrian structures of Northern and Eastern Europe.

Mapa rozkładu ziemskiego strumienia ciepłego w Europie [mW/m²]
Distribution map of terrestrial heat flow density in Europe [mW/m²]



- - Otwór wiertniczy
- Borehole
- ▭ - Obszar Polski
- Poland

Mapa sporządzona na podstawie danych "Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission" uzupełnionych danymi z „Atlas of Geothermal Resources in Europ”, 2002 oraz danymi z obszaru Polski, opracowanymi w ramach grantu KBN nr 5T12B02122, 2004.

Zał. 13.8 Mapa rozkładu gęstości ziemskiego strumienia ciepłego na Niżu Polskim

Na tle mapy strumienia ciepłego Europy obszar Niżu Polskiego charakteryzuje się niskimi, a lokalnie w części północno-zachodniej średnimi wartościami strumienia ciepłego. Zmienność gęstości ziemskiego strumienia ciepłego na tym obszarze związana jest przede wszystkim z występowaniem na obszarze Niżu dwóch podstawowych jednostek tektonicznych budujących kontynent europejski tj. platformy prekambryjskiej Wschodniej Europy oraz platformy paleozoicznej Centralnej i Zachodniej Europy. Pierwszy z tych obszarów charakteryzuje się zdecydowanie niższymi wartościami strumienia sięgającymi 35 - 55 mW/m², drugi natomiast wyraźnie większymi i bardziej zróżnicowanymi zmieniającymi się w zakresie 55 - 105 mW/m². Najmniejsze wartości strumienia ciepłego (około 35 - 40 mW/m²) obserwowane są w Polsce północno-wschodniej w rejonie suwalskiego masywu anortozytowego. Zbliżone niskie wartości strumienia obserwowane są również na obszarze kętrzyńskiego masywu anortozytowego. Niskie wartości strumienia są w tych przypadkach związane z niskimi wartościami produkcji ciepła radiogenicznego anortozytów budujących te masywy.

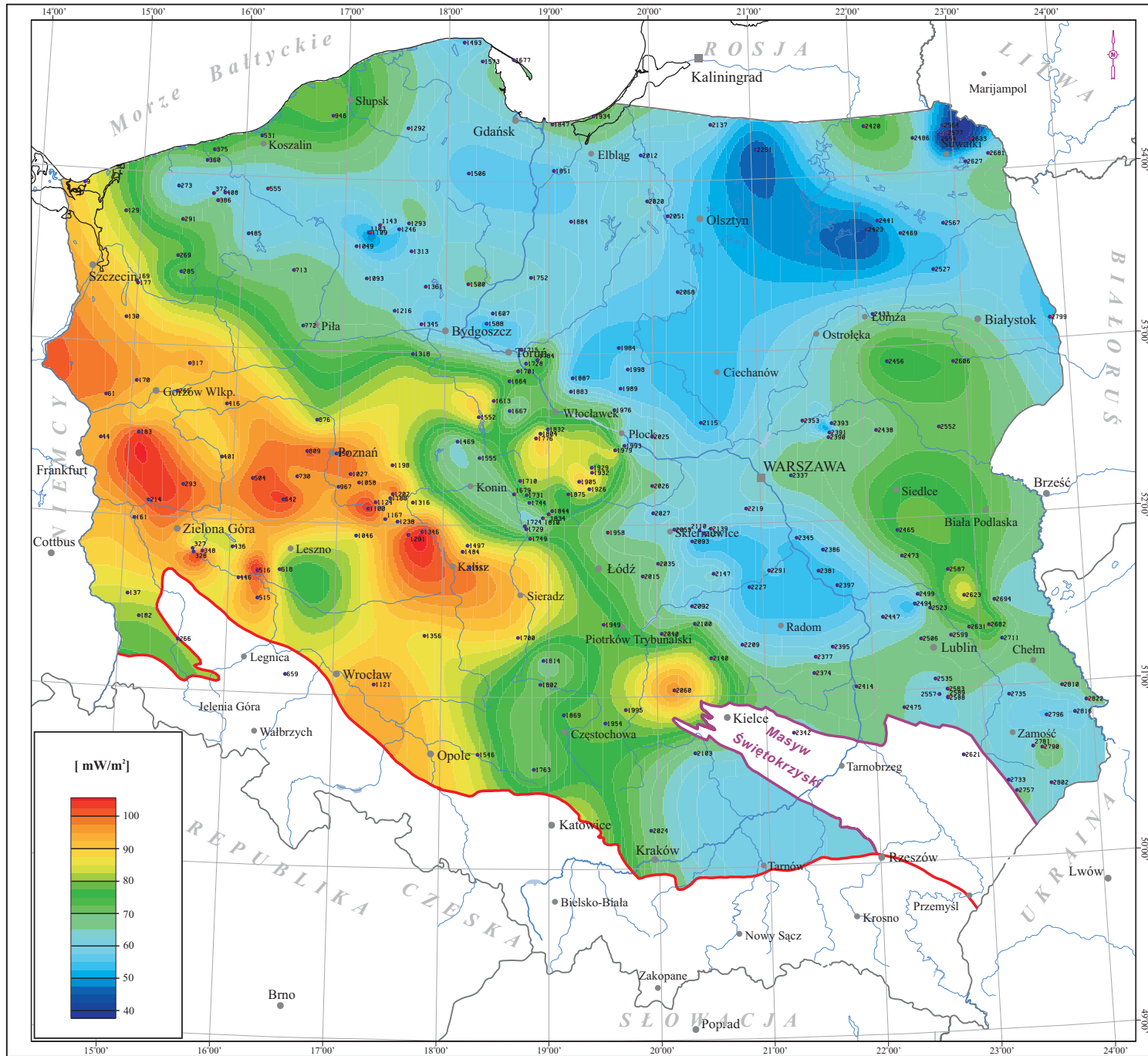
Największe wartości strumienia ciepłego sięgające 90 - 105 mW/m² występują w Polsce północno-zachodniej na obszarze monokliny przedsudeckiej w szerokim na około 50 - 70 km pasie. Wysokie wartości strumienia związane są z występowaniem orogenu warwicyjskiego zbudowanego, jak można przypuszczać z utworów o wysokiej produkcji ciepła radiogenicznego. Obszar podwyższonych wartości strumienia obserwowany jest ponadto w rejonie śląskich eksternidów warwicyjskich mając swoją wyraźną kontynuację na obszarze Czech. Wzrost wartości strumienia obserwowany jest ponadto w środkowej części wału kujawskiego w jego części rozciągającej się między Toruniem a Płockiem. Również centralna część zrębu Łukowa o rozciągłości N-S wykazuje podwyższoną wartość strumienia. Wymienione powyżej obszary wysokich wartości strumienia na Niżu Polskim należy uznać za obszary o największych perspektywach dla pozyskiwania energii geotermalnej.

Encl. 13.8 Distribution map of heat flow density in the Polish Lowlands

Against the background of heat flow in Europe, the Polish Lowlands area is characterized by low, and locally in the north-western part also medium values of the heat flow. The variability of the terrestrial heat flow density in the Polish Lowlands is related, first and foremost, to the occurrence of two fundamental tectonic units of the European continent, i.e. the East-European Platform and the Paleozoic Platform of Central and Western Europe. The former is characterized by decisively lower heat flow values reaching 35 - 55 mW/m², whereas the latter has distinctly higher and more diversified values in the range of 55 - 105 mW/m². The lowest heat flow values (approximately 35 - 40 mW/m²) can be observed in north-eastern Poland, in the vicinity of the Suwałki anorthosite massif. Similarly low heat flow values can be observed also in the area of the Kętrzyn anorthosite massif. The low heat flow values in both the cases are related to low production of radiogenic heat by anorthosites that build these massifs.

The highest heat flow values, reaching 90 - 105 mW/m², occur in north-western Poland in the area of the Fore-Sudetic Monocline, within a belt, approximately 50 - 70 km wide. The high heat flow values are related to the occurrence of the Variscan orogen that is presumably built up of deposits with high radiogenic heat production. An area of increased heat flow values can be observed also in the region of the Silesian Variscan externides and it has distinct extension to the territory of Czech Republic. Moreover, the increase in the heat flow values can be observed in the central part of the Kujawy Swell, between Toruń and Płock. Also the central part of the Łuków Horst, striking N-S, reveals increased heat flow values.

The above-discussed areas of high heat flow values in the Polish Lowlands should be regarded as most prospective for geothermal energy recovery.



Zal. 13.8

MAPA ROZKŁADU GĘSTOŚCI
ZIEMSKIEGO STRUMIENIA
CIEPLNEGO NA NIŻU POLSKIM

Encl. 13.8

DISTRIBUTION MAP OF TERRESTRIAL
HEAT FLOW DENSITY IN
THE POLISH LOWLANDS

[mW/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie gęstości strumienia ciepłego [mW/m²]*
- *Isolines of heat flow density [mW/m²]*
-  - *Punkty pomiarowe*
- *Measurement sites*
-  - *Poludniowa granica Niżu Polskiego*
- *Southern boundary of the Polish Lowlands*
-  - *Obrzeżenie Masywu Świętokrzyskiego*
- *Margin of the Holy Cross Mountains*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 13.9 Mapa jednostkowych dostępnych zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim

Mapa przedstawia rozkład bilansowej ilości ciepła na Niżu Polskim przypadającego na jednostkę powierzchni zakumulowanego do głębokości 3 000 m lub do stropu podłoża krystalicznego.

Największe ilości zakumulowanego ciepła przypadającego na jednostkę powierzchni do głębokości 3 000 m występują w synklinorium szczecińsko-mogileńsko-łódzkim oraz w rejonie Słupska i wynoszą od 450 do 550 GJ/m².

Na monoklinie przedsudeckiej i śląsko-krakowskiej waha się ona w przedziale od 300 do 450 GJ/m² i maleje w kierunku południowo-zachodnim i południowo-wschodnim. Na obszarze antyklinorium środkowo-polskiego mieści się ona w przedziale od 200 do 400 GJ/m² i ogólnie maleje w kierunku północno-wschodnim.

W synklinorium brzeżnym (pomorsko-warszawsko-lubelskim) ilości zakumulowanego ciepła przypadającego na jednostkę powierzchni są mniejsze i wynoszą od 250 do 350 GJ/m² i maleją w kierunku północno-wschodnim. Na obszarze zapadliska przedkarpackiego ilość ta jest stała i wynosi od 350 do 400 GJ/m².

W północno-wschodniej Polsce (wschodnia część syneklizy perybałtyckiej, wyniesienie mazursko-suwańskie i obniżenie podlaskie), w rejonie występowania podłoża krystalicznego powyżej 3 000 m, ilości zakumulowanego ciepła przypadającego na jednostkę powierzchni maleją w kierunku północno-wschodnim od 250 do ok. 5 GJ/m².

Encl. 13.9 Map of unit accessible resources of geothermal energy in the Polish Lowlands

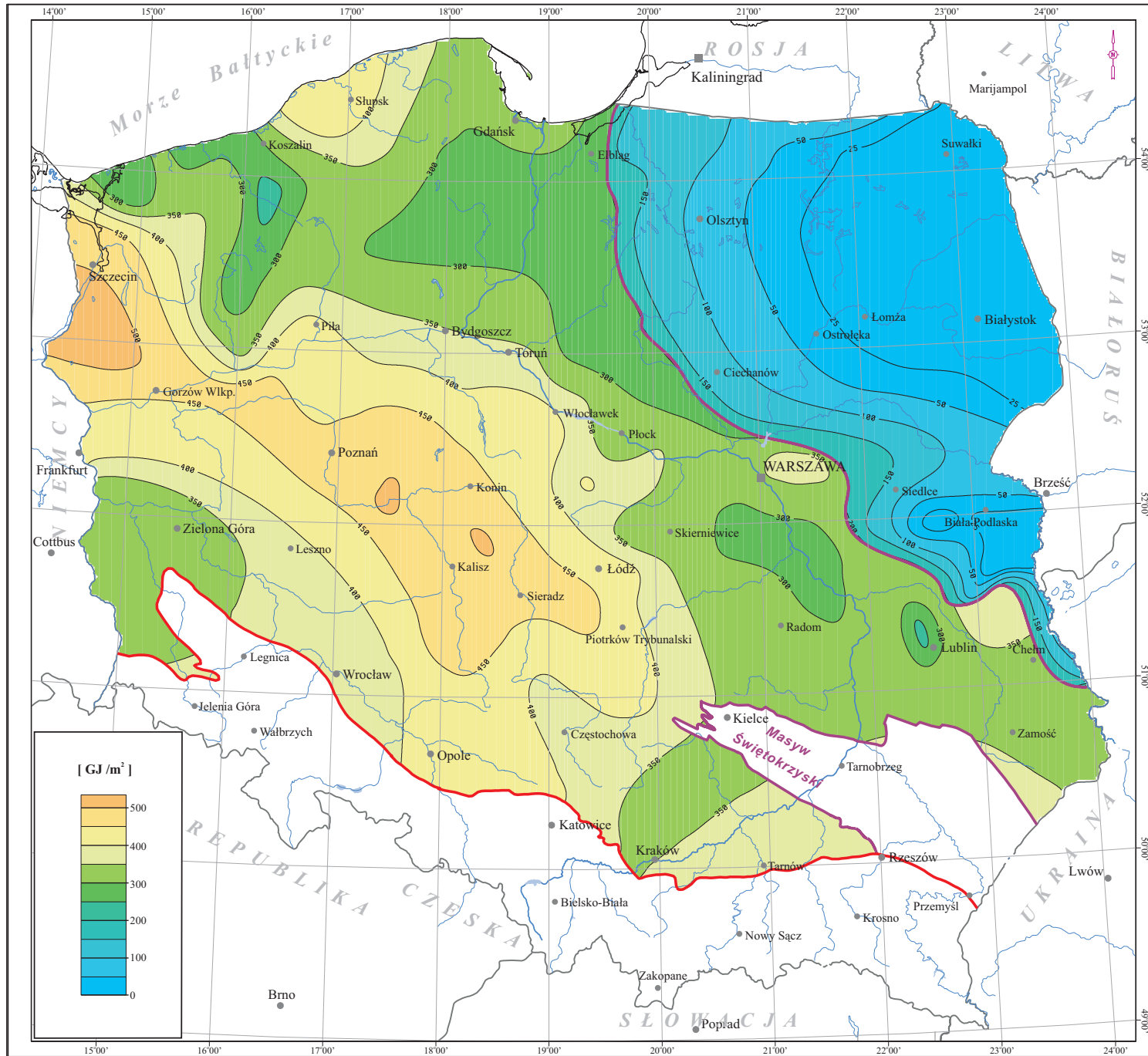
The map presents the distribution of the economic quantity of accumulated heat per unit area to a depth of 3,000 m or to the top of the crystalline basement in the Polish Lowlands.

The greatest quantities of accumulated heat per unit area to a depth of 3,000 m appear in the Szczecin-Mogilno-Łódź Synclinorium and in the vicinity of Słupsk, and are equal to 450 - 550 GJ/m².

In the Fore-Sudetic Monocline and in the Silesian-Cracow Monocline, the heat quantity ranges from 300 to 450 GJ/m² and decreases to the south-west and south-east. In the area of the Central Polish Anticlinorium it ranges from 200 to 400 GJ/m² and generally decreases to the north-east.

In the Marginal Synclinorium (the Pomeranian-Warsaw-Lublin Synclinorium), quantities of accumulated heat per unit area are lower they amounting to 250 - 350 GJ/m² and decreasing to the north-east. In the Carpathian Foredeep, the heat quantity is uniform reaching up to 350 - 400 GJ/m².

In north-eastern Poland (the eastern part of the Peribaltic Synclise, Mazury-Suwałki Elevation and Podlasie Depression), in areas with a crystalline basement shallower than 3,000 m, quantities of accumulated heat per unit area decrease to the north-east from 250 to about 5 GJ/m².



Zal. 13.9

MAPA JEDNOSTKOWYCH
DOSTĘPNYCH ZASOBÓW ENERGII
GEOTERMALNEJ NA NIŻU POLSKIM

Encl. 13.9

MAP OF UNIT ACCESSIBLE
RESOURCES OF GEOTERMAL
ENERGY IN THE POLISH LOWLANDS

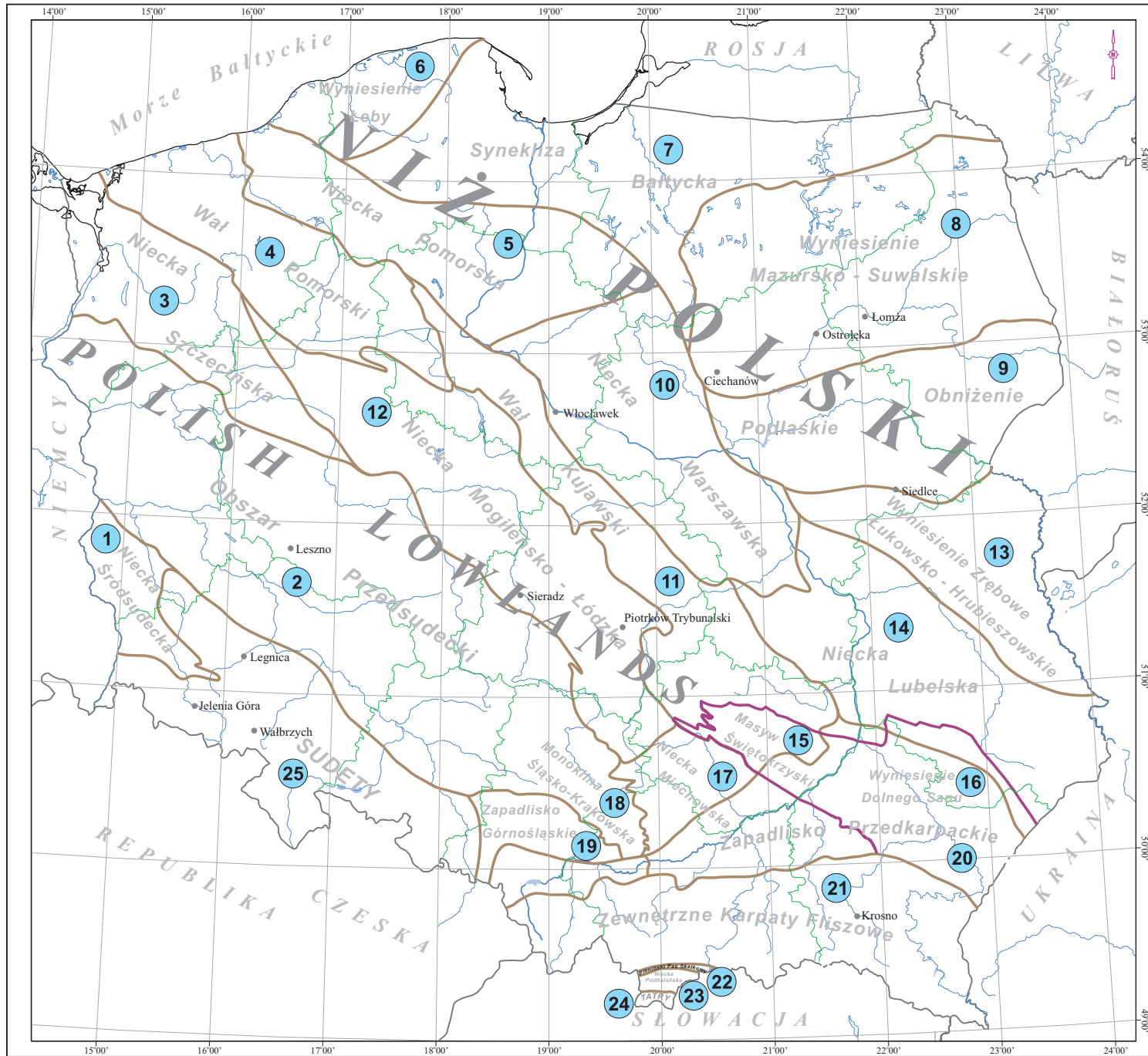
[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie jednostkowych dostępnych zasobów [GJ/m²]
- Isolines of unit accessible resources of geothermal energy [GJ/m²]
-  - Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands
-  - Granica podłoża krystalicznego poniżej 3000 m
- Boundary of crystalline basement below 3000 m depth
-  - Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km



Zal. 13.10

MAPA LOKALIZACYJNA GŁÓWNYCH
JEDNOSTEK STRUKTURALNYCH NA
NIŻU POLSKIM

Encl. 13.10

LOCATION MAP OF THE MAIN
STRUCTURAL UNITS IN THE POLISH
LOWLANDS

Legenda:

Legend:

- Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
- Granice jednostek strukturalnych wg Pożaryskiego
- Tectonic boundaries of structural units (after Pożaryski)
- Granica podłoża krystalicznego poniżej 3000 m
- Boundary of crystalline basement below 3,000 m depth

Structural units:

- | | |
|---------------------------------|--------------------------------|
| 1 - Intra-Sudetic Depression | 14 - Lublin Trough |
| 2 - Fore-Sudetic Region | 15 - Holy Cross Mts. Massif |
| 3 - Szczecin Trough | 16 - Lower San Elevation |
| 4 - Pomeranian Swell | 17 - Miechów Trough |
| 5 - Pomeranian Trough | 18 - Cracow-Silesian Monocline |
| 6 - Leba Elevation | 19 - Upper Silesian Foredeep |
| 7 - Peribaltic Syncline | 20 - Carpathian Foredeep |
| 8 - Mazury-Suwałki Elevation | 21 - Outer Flysch Carpathians |
| 9 - Podlasie Depression | 22 - Pieniny Klippen Belt |
| 10 - Warsaw Trough | 23 - Podhale Trough |
| 11 - Kujawy Swell | 24 - Tatra Mts. |
| 12 - Mogiła-Łódź Trough | 25 - Sudety Mts. |
| 13 - Łuków-Hrubieszów Elevation | |



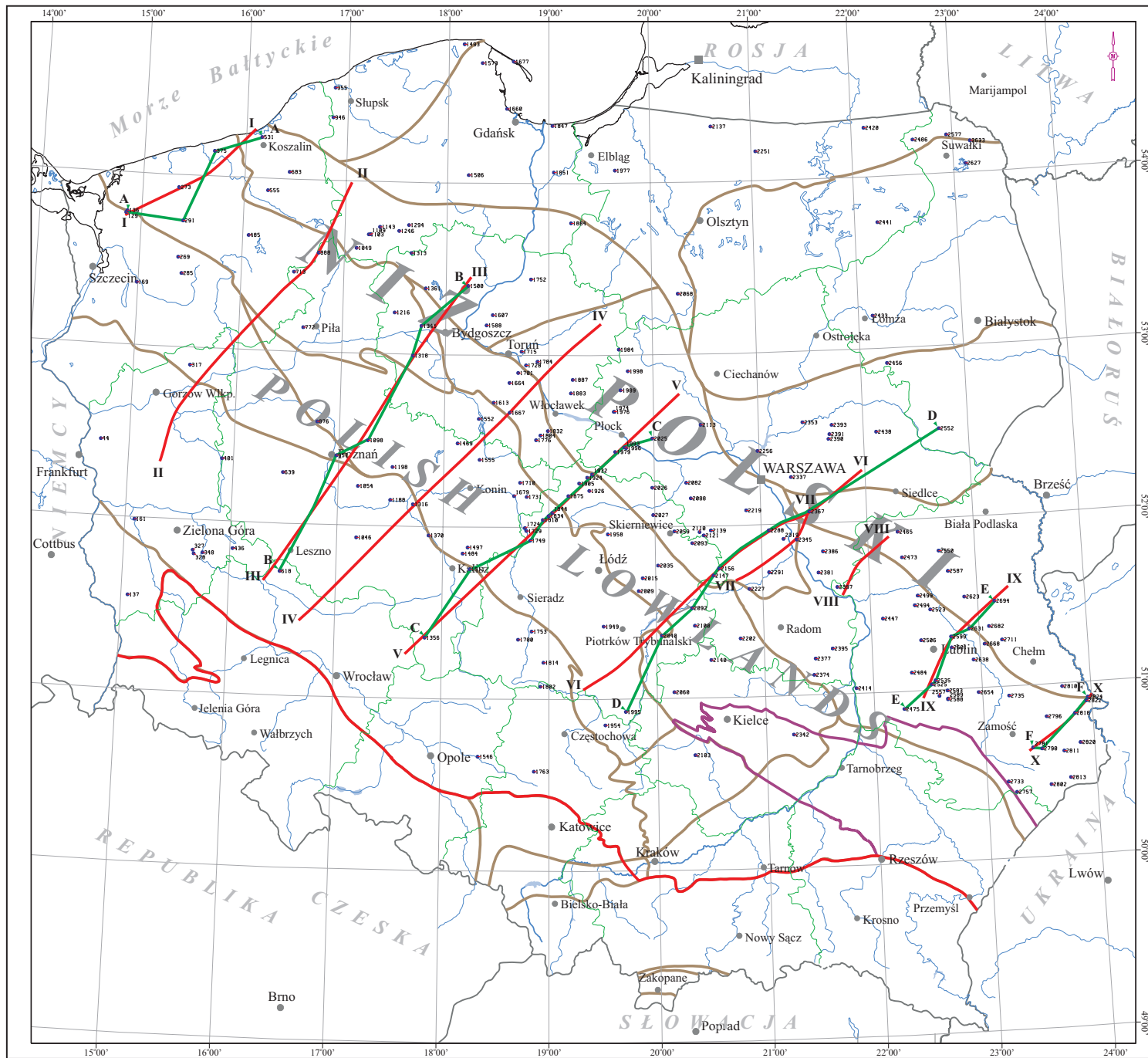
W redagowaniu tekstów dla formacji mezozoicznej brali udział: A.Feldman-Olszewska, K.Leszczynski i W.Strzetelski.

Opisy do map geologicznych, hydrogeotermalnych i zasobowych przygotowali: A.Szczepański, M.Hajto i W.Strzetelski.

Regionalne przekroje geologiczne przez obszar Niżu Polskiego opracowano na podstawie:

- zintegrowanych profili sejsmicznych, autorstwa: R.Wagner, J.Pokorski i K.Leszczynski - Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie. Przekroje były wykonane w ramach tematu pt. „Potencjał i bilans węglowodorowy utworów dolomitu głównego basenu permńskiego Polski” (M.Kotarba, 2000) oraz;
- przekrojów geologicznych wykonanych w ramach tematu pt. „Budowa geologiczna i system naftowy rowu lubelskiego a perspektywy poszukiawcze” (M.Narkiewicza i M.Kotarby, red., 2000).

Mapy wykonał: Marek Hajto



Zal. 13.11









MAPA LOKALIZACJI PRZEKROJÓW
GEOLOGICZNYCH I
HYDROGEOLOGICZNYCH
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 13.11

LOCATION MAP OF GEOLOGICAL
AND HYDROGEOLOGICAL CROSS
SECTIONS IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:

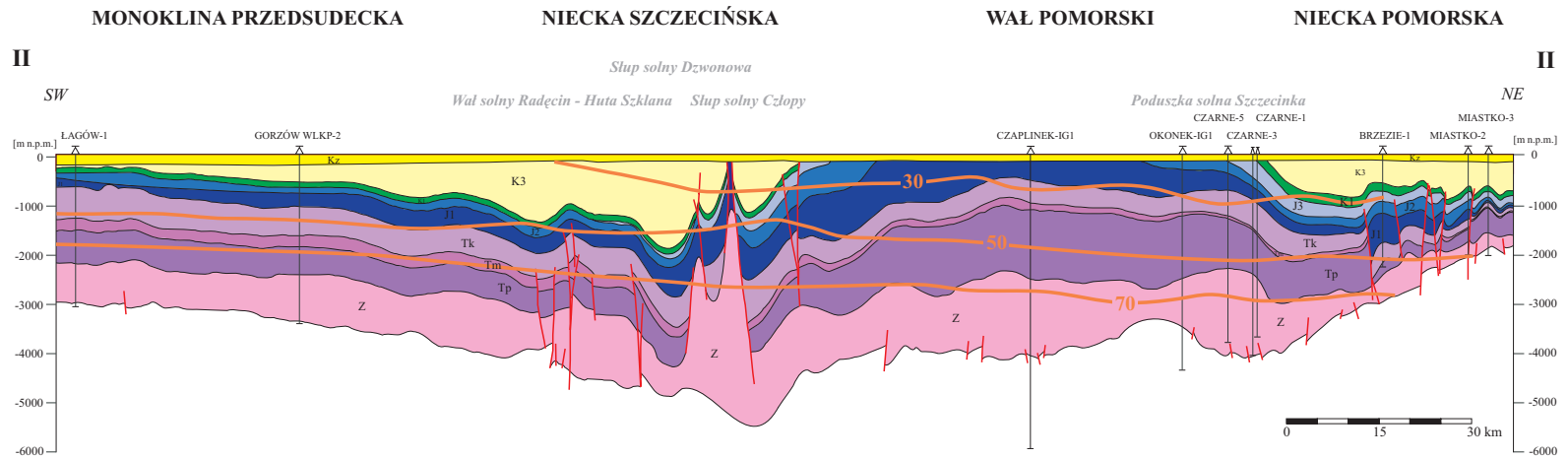
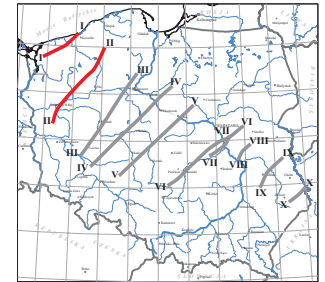
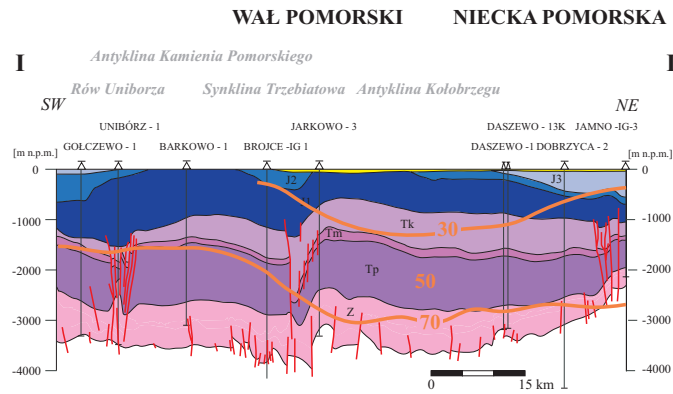
Legend:

-  - Otwory PIG z pomiarami geof. i wiertniczej
- Borehole with well-log measurements (PGI Warszawa)
-  - Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
-  - Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
-  - Granice jednostek strukturalnych wg Pożaryskiego
- Tectonic boundaries of structural units (after Pożaryski)
-  - Linie przekrojów geologicznych
- Geological cross-section lines
-  - Linie przekrojów korelacyjno-hydrogeologicznych
- Correlation hydrogeological cross-section lines
-  - Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands
-  - Obniżenie Masywu Świątokrzyskiego
- Margin of the Holy Cross Mountains



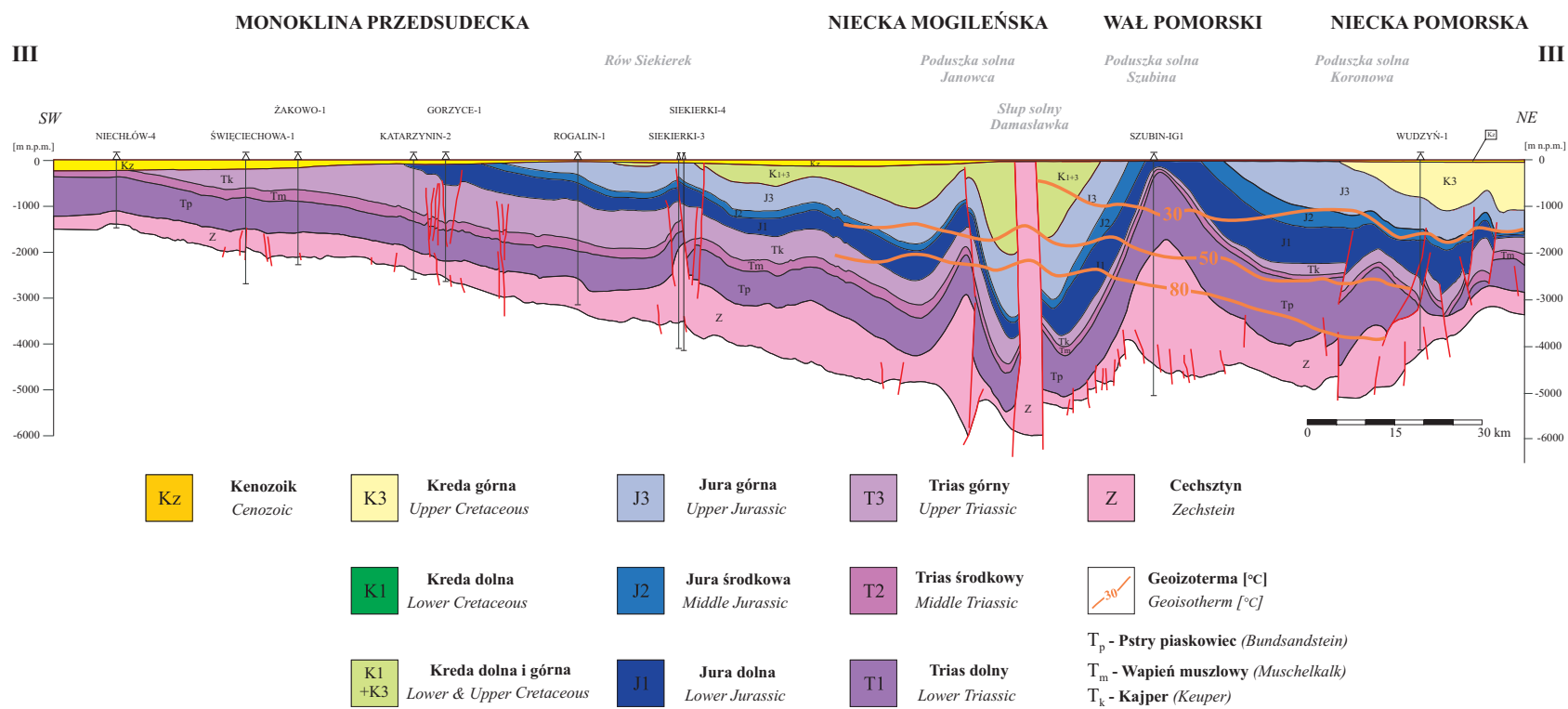
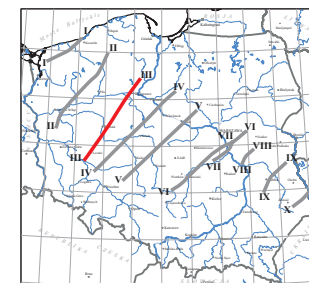
PRZEKROJE GEOLOGICZNE PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (I-I, II-II)
GEOLOGICAL CROSS-SECTIONS THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.12.1
 Encl. 13.12.1



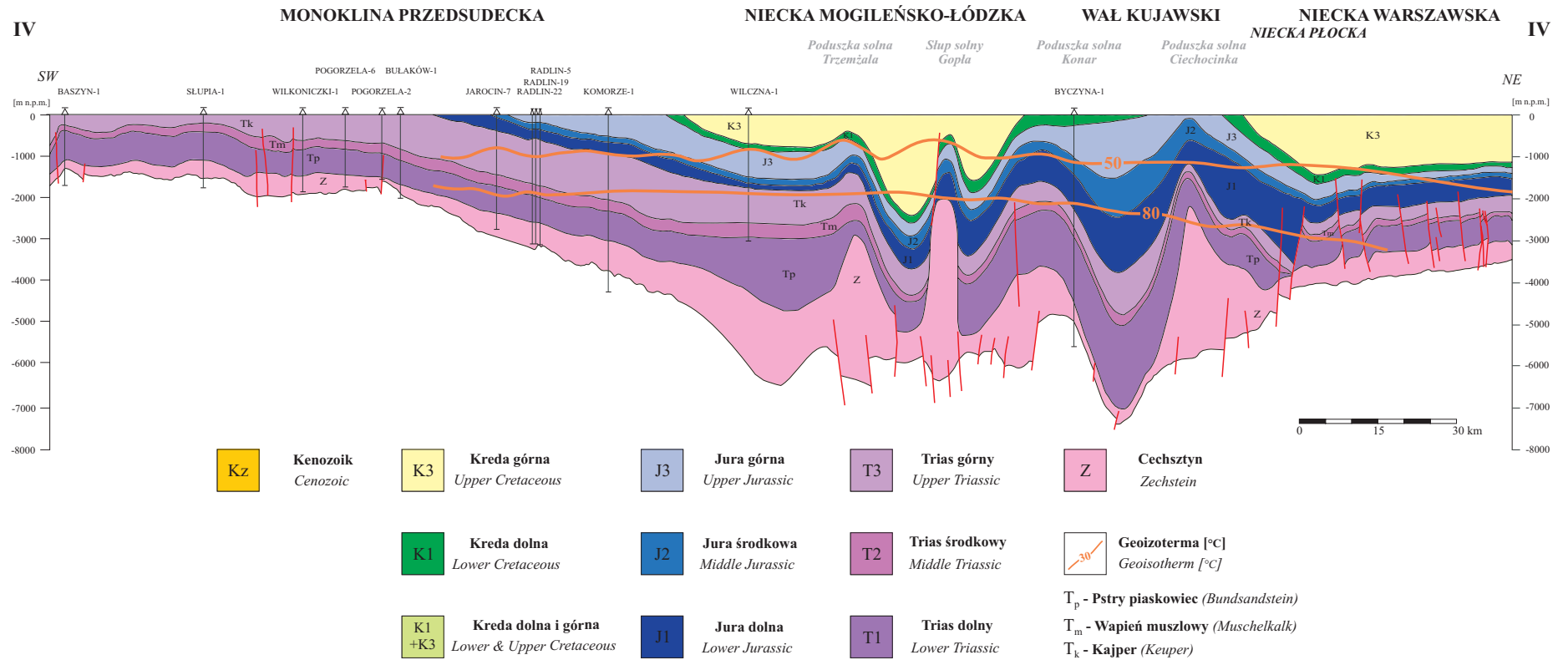
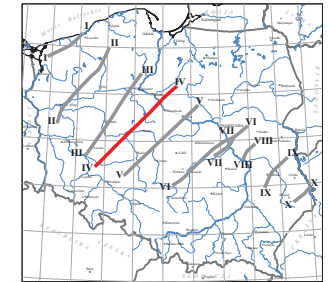
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (III-III)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.12.2
 Encl. 13.12.2



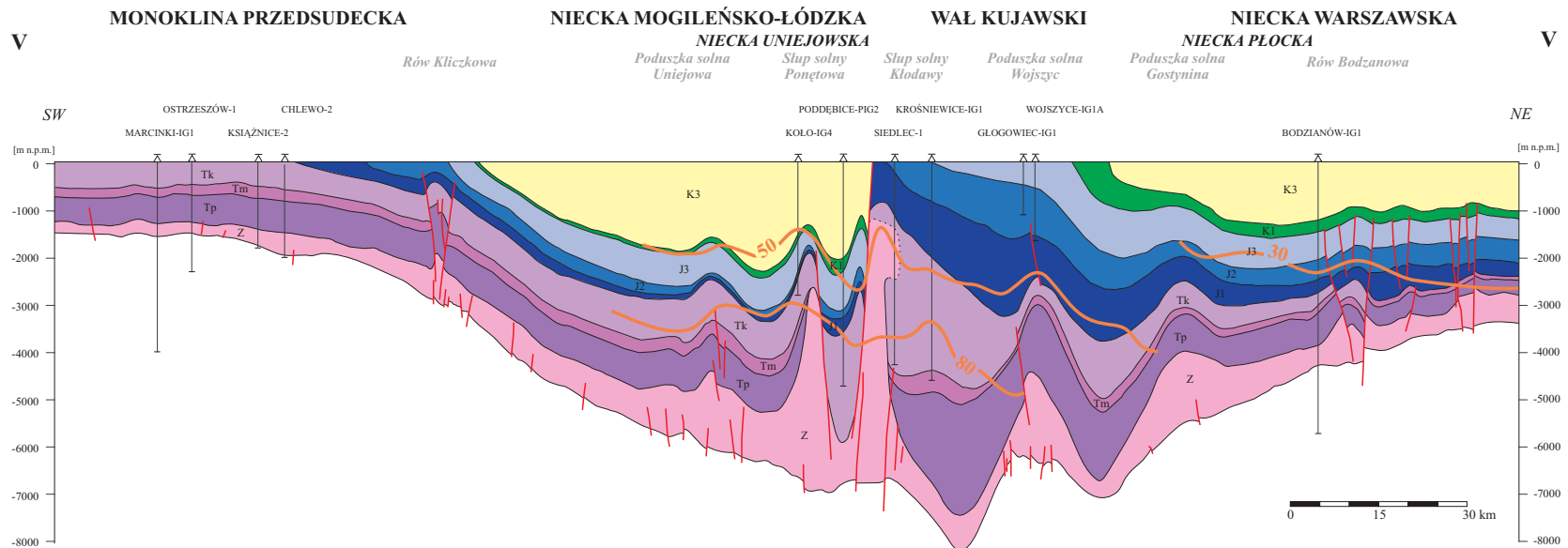
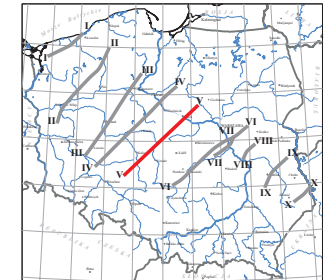
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (IV-IV)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zał. 13.12.3
 Encl. 13.12.3



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (V-V)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

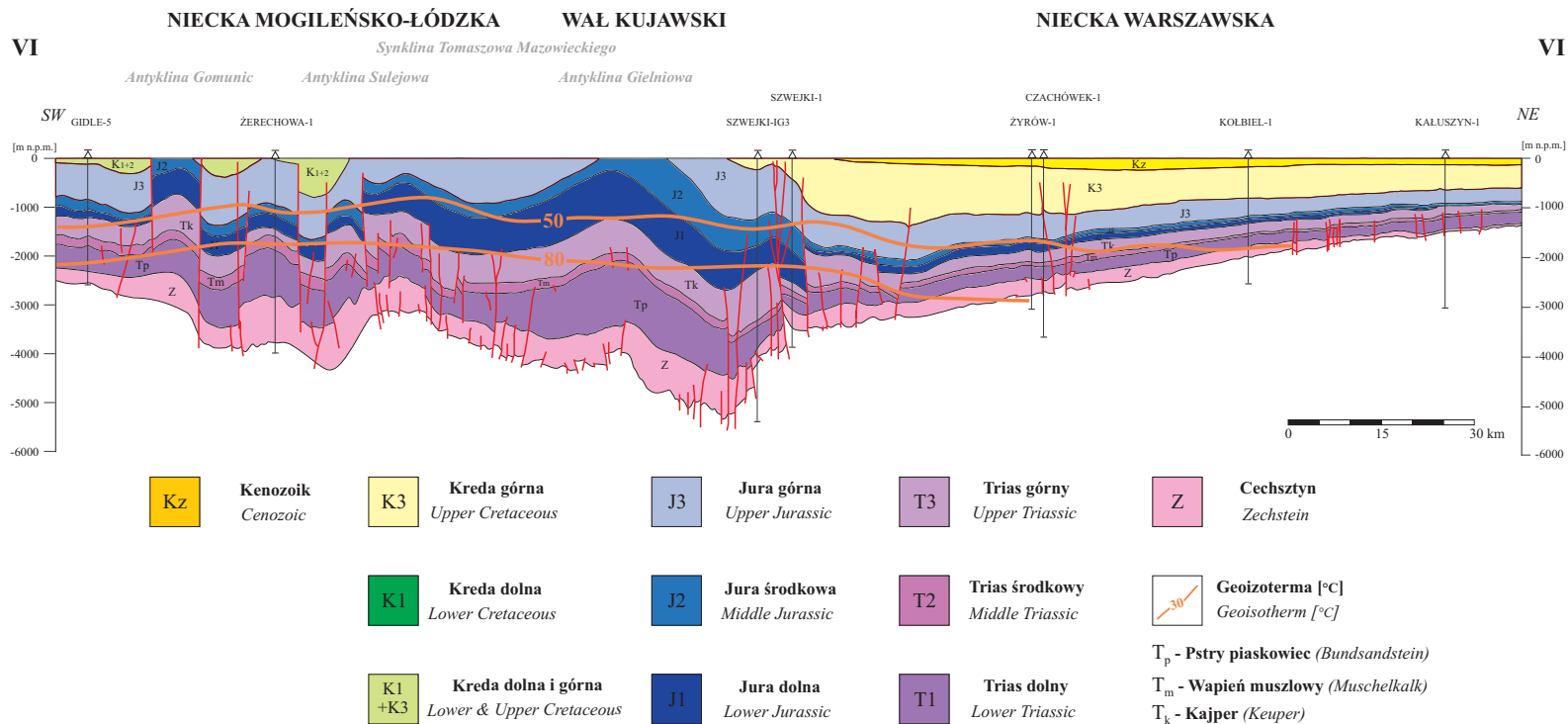
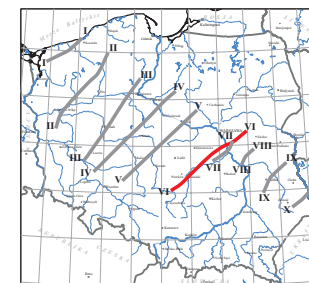
Zał. 13.12.4
 Encl. 13.12.4



Kz	Kenozoik Cenozoic	K3	Kreda górna Upper Cretaceous	J3	Jura górna Upper Jurassic	T3	Trias górny Upper Triassic	Z	Cechstyn Zechstein
		K1	Kreda dolna Lower Cretaceous	J2	Jura środkowa Middle Jurassic	T2	Trias środkowy Middle Triassic		Geozoterma [°C] Geoisotherm [°C]
		K1 + K3	Kreda dolna i górna Lower & Upper Cretaceous	J1	Jura dolna Lower Jurassic	T1	Trias dolny Lower Triassic	T_p	Pstry piaskowiec (Bundsandstein)
								T_m	Wapień muszlowy (Muschelkalk)
								T_k	Kajper (Keuper)

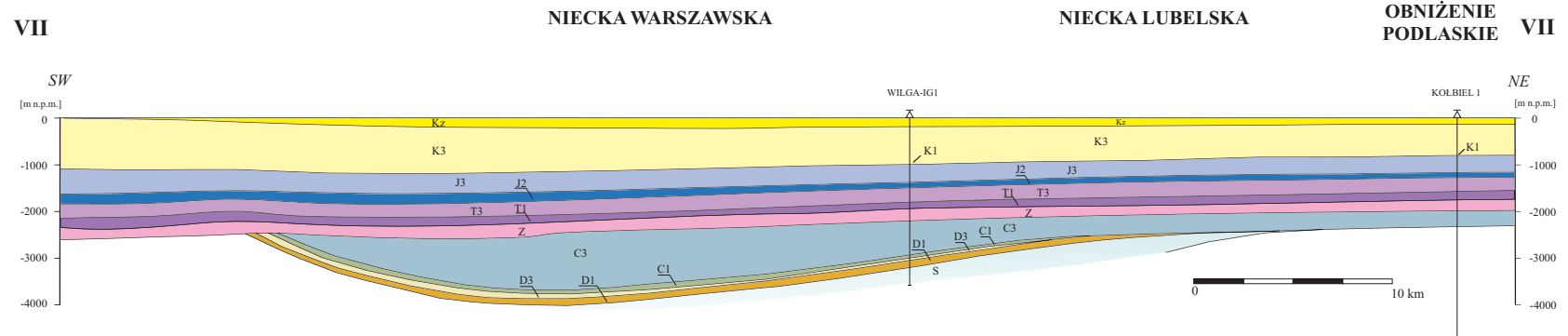
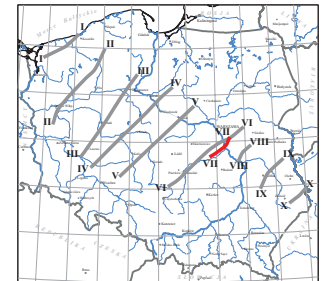
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (VI-VI)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.12.5
 Encl. 13.12.5



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (VII-VII)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.12.6
 Encl. 13.12.6

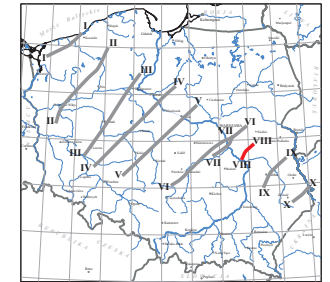
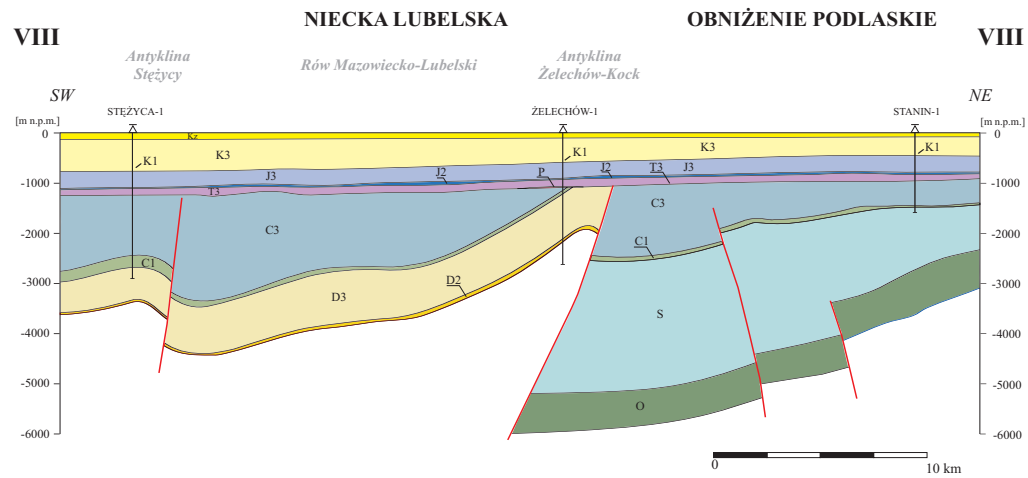


Kz	Kenozoik <i>Cenozoic</i>	J3	Jura górna <i>Upper Jurassic</i>	T3	Trias górny <i>Upper Triassic</i>	Z	Cechsztyń <i>Zechstein</i>	C3	Karbon górny <i>Upper Carboniferous</i>	D3	Dewon górny <i>Upper Devonian</i>	S	Sylur <i>Silurian</i>
K3	Kreda górna <i>Upper Cretaceous</i>	J2	Jura środkowa <i>Middle Jurassic</i>	T1	Trias dolny <i>Lower Triassic</i>	P	Perm <i>Permian</i>	C1	Karbon dolny <i>Lower Carboniferous</i>	D2	Dewon środkowy <i>Middle Devonian</i>	O	Ordowik <i>Ordovician</i>
K1	Kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i>									D1	Dewon dolny <i>Lower Devonian</i>	Cm	Kambr <i>Cambrian</i>

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (VIII-VIII)

GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

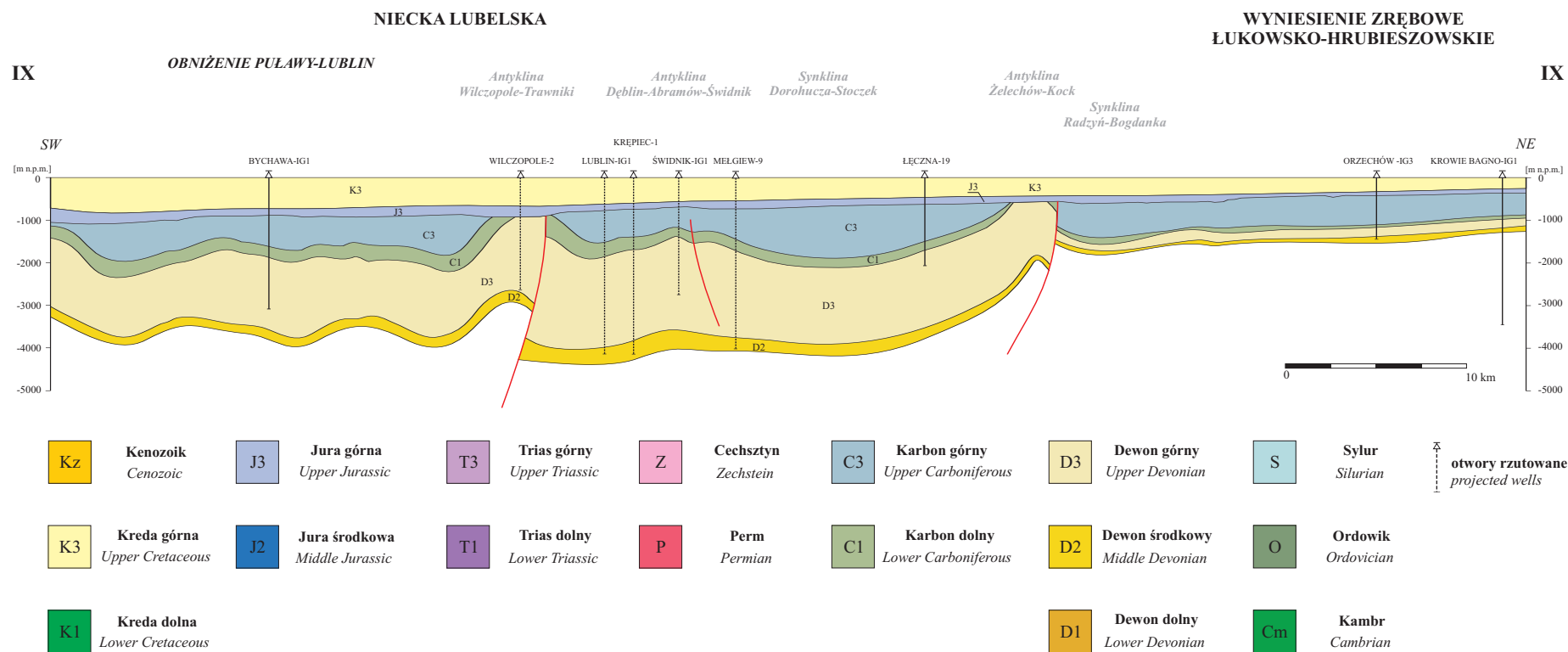
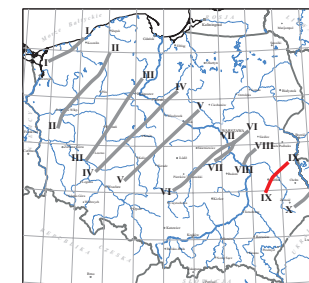
Zal. 13.12.7
Encl. 13.12.7



Kz Kenozoik <i>Cenozoic</i>	J3 Jura górna <i>Upper Jurassic</i>	T3 Trias górny <i>Upper Triassic</i>	Z Cechsztyń <i>Zechstein</i>	C3 Karbon górny <i>Upper Carboniferous</i>	D3 Dewon górny <i>Upper Devonian</i>	S Sylur <i>Silurian</i>
K3 Kreda górna <i>Upper Cretaceous</i>	J2 Jura środkowa <i>Middle Jurassic</i>	T1 Trias dolny <i>Lower Triassic</i>	P Perm <i>Permian</i>	C1 Karbon dolny <i>Lower Carboniferous</i>	D2 Dewon środkowy <i>Middle Devonian</i>	O Ordowik <i>Ordovician</i>
K1 Kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i>					D1 Dewon dolny <i>Lower Devonian</i>	Cm Kambr <i>Cambrian</i>

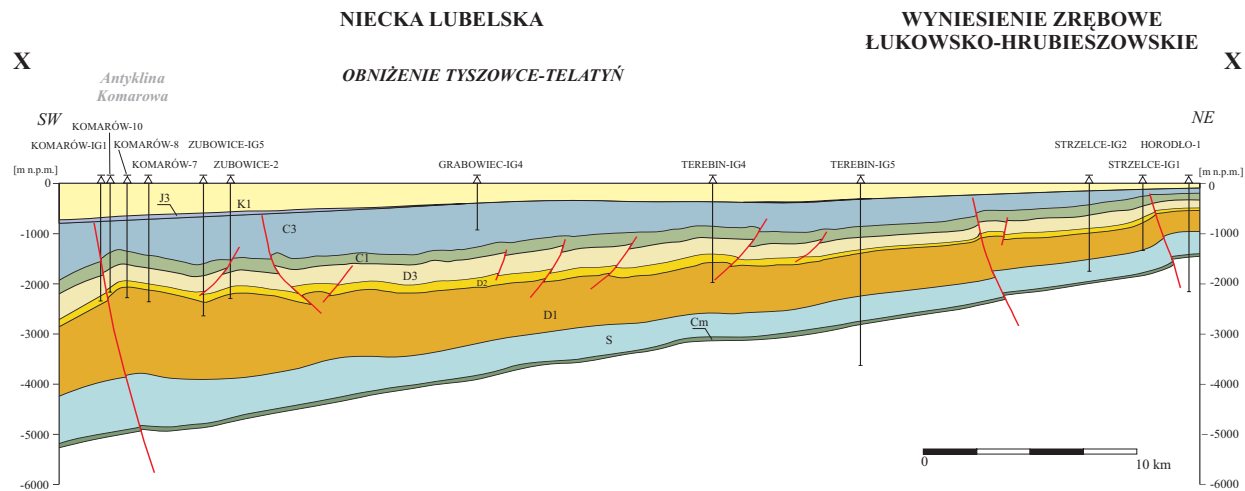
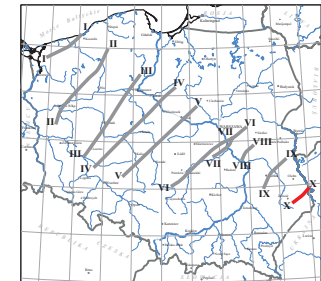
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (IX-IX)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.12.8
 Encl. 13.12.8



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (X-X)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.12.9
 Encl. 13.12.9



Kz Kenozoik <i>Cenozoic</i>	J3 Jura górna <i>Upper Jurassic</i>	T3 Trias górny <i>Upper Triassic</i>	Z Cechsztyń <i>Zechstein</i>	C3 Karbon górny <i>Upper Carboniferous</i>	D3 Dewon górny <i>Upper Devonian</i>	S Sylur <i>Silurian</i>
K3 Kreda górna <i>Upper Cretaceous</i>	J2 Jura środkowa <i>Middle Jurassic</i>	T1 Trias dolny <i>Lower Triassic</i>	P Perm <i>Permian</i>	C1 Karbon dolny <i>Lower Carboniferous</i>	D2 Dewon środkowy <i>Middle Devonian</i>	O Ordowik <i>Ordovician</i>
K1 Kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i>				D1 Dewon dolny <i>Lower Devonian</i>		Cm Kambr <i>Cambrian</i>

Zał. 13.13.1 Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny przez utwory Niżu Polskiego (A-A)

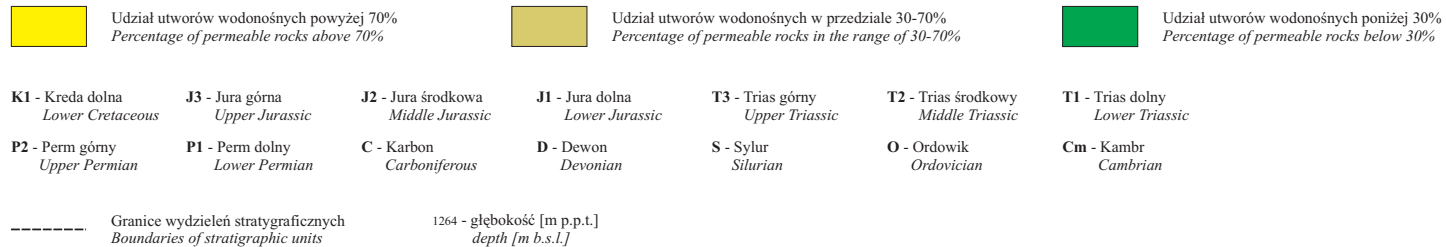
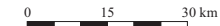
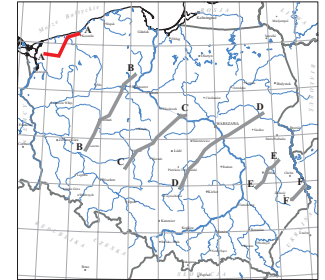
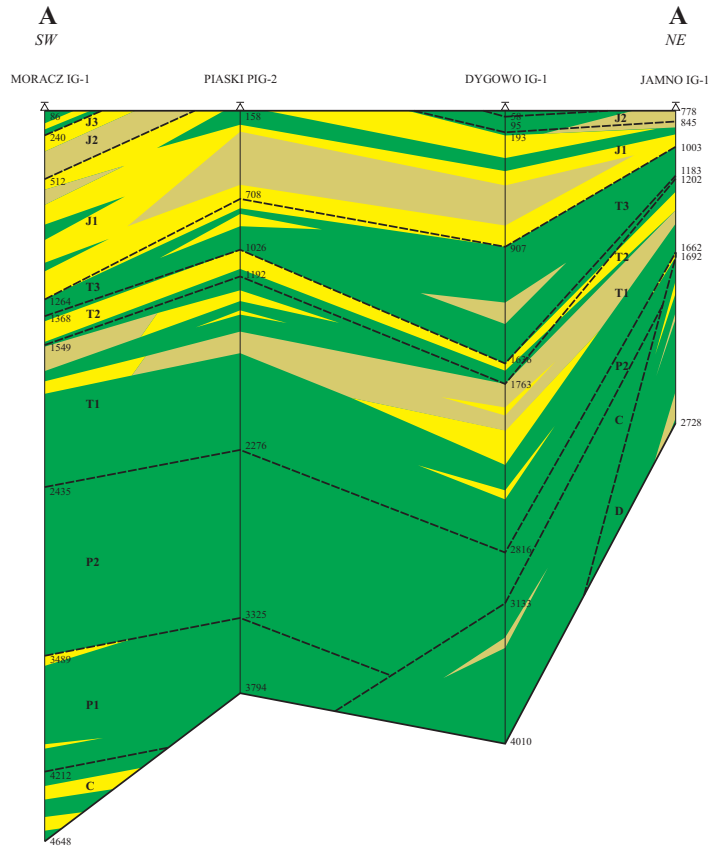
Utwory wodonośne w przekroju korelacyjno-hydrogeologicznym przeważają do głębokości około 1 550 m w obrębie niecki pomorskiej, a nawet 2 200 m w obszarze wału pomorskiego. W niecce szczecińskiej sięgają do około 1 850 m. Najbardziej miąższe kompleksy wodonośne, nawet rzędu kilkuset metrów, zalegają w utworach jury dolnej i stropowej części triasu dolnego. Ponadto w niecce szczecińskiej w osadach jury środkowej stwierdzono występowanie głównie utworów wodonośnych. W osadach triasu środkowego przeważają utwory wodonośne o miąższości dochodzącej do ponad 100 m. Natomiast w utworach triasu górnego dominują osady nieprzepuszczalne i tylko sporadycznie występują kompleksy wodonośne. W utworach paleozoiku przeważają osady słabo lub nieprzepuszczalne. Większe, kilkudziesięciometrowe miąższości utworów zawadzionych stwierdzono w skałach karbońskich.

Encl. 13.13.1 Correlation-hydrogeological cross section through the Polish Lowlands (A-A)

In the correlative-hydrogeological cross section, the water-bearing deposits are prevailing to the depth of approximately 1,550 m in the Pomeranian Trough, and even 2,200 m in the area of the Pomeranian Swell. In the Szczecin Trough, they reach the depth of 1,850 m. The thickest water-bearing complexes, on the order of several hundred meters in thickness, occur in the Lower Jurassic formations and in the uppermost Lower Triassic formations. Moreover, in the Szczecin Trough, occurrence of principally water-bearing deposits in the Middle Jurassic profile was proved. In the Middle Triassic formations, water-bearing deposits with thickness exceeding 100 m are predominant. On the other hand, in the Upper Triassic, impermeable sediments predominate and water-bearing complexes occur only sporadically. In the Paleozoic strata, poorly permeable or impermeable deposits are prevailing. Larger intervals of water-saturated deposits, tens meters thick, were found in the Carboniferous rocks.

PRZEKRÓJ KORELACYJNO - HYDROGEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (A-A)
CORRELATION - HYDROGEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.13.1
 Encl. 13.13.1



Zał. 13.13.2 Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny przez utwory Niżu Polskiego (B-B)

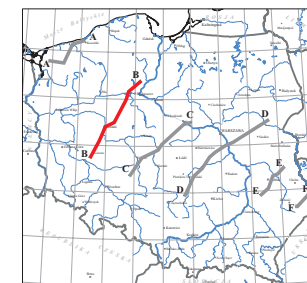
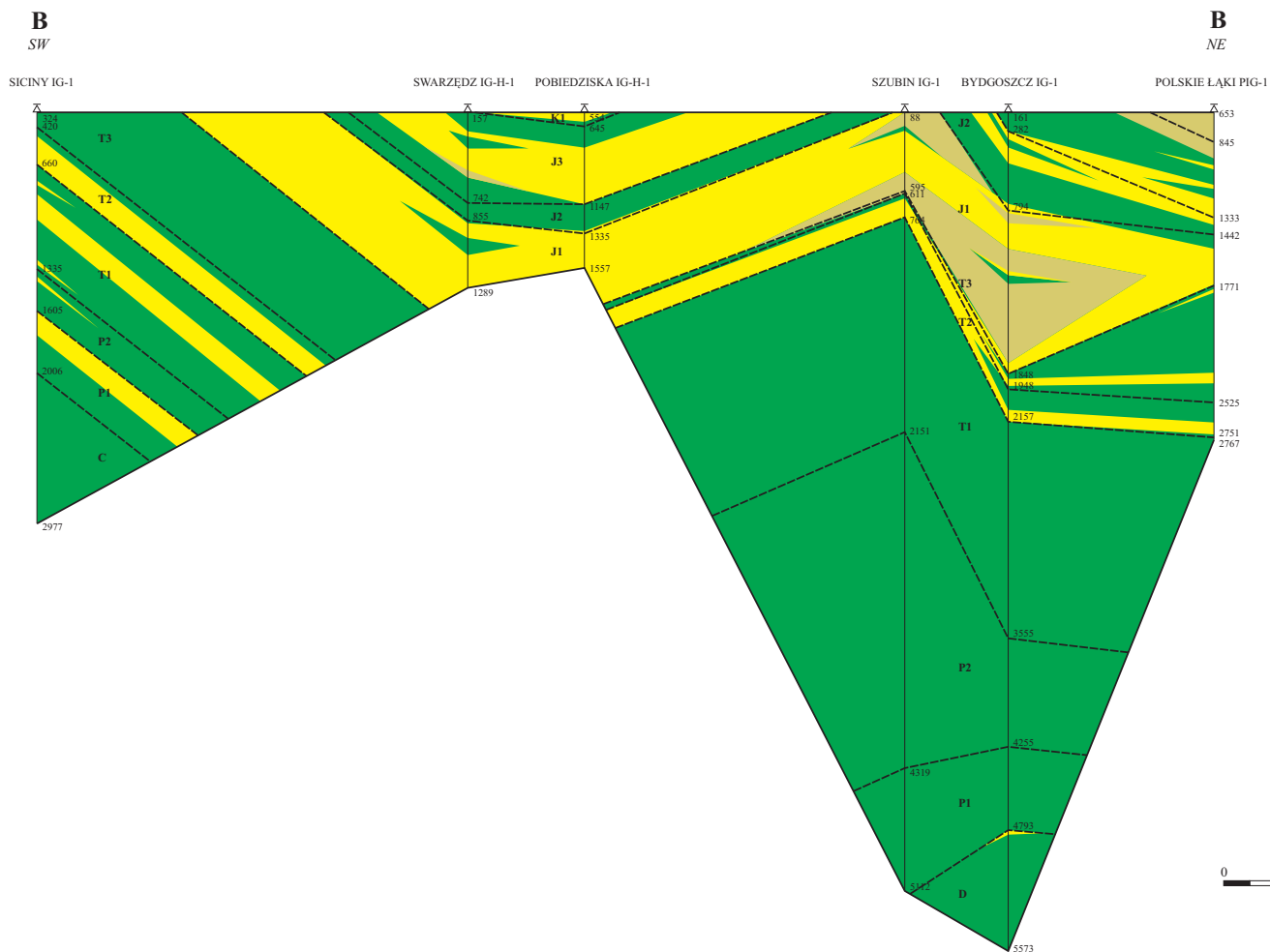
Największe, rzędu kilkuset metrów miąższości kompleksy wodonośne występują w utworach jury górnej i dolnej. W granicach przekroju zalegają one nawet do głębokości około 1 850 m. W osadach jury środkowej zalegają głównie utwory słabo lub nieprzepuszczalne. Tylko w stropowej części, w obrębie zwłaszcza wału kujawskiego i niecki pomorskiej, zalega kompleks utworów wodonośnych dochodzący do ponad 100 m grubości. Natomiast osady kredy dolnej, występujące w obrębie przekroju tylko w niecce łódzkiej i pomorskiej, są na ogół przepuszczalne. W utworach triasu środkowego i stropowej części triasu dolnego miąższości utworów zawodnionych mogą osiągać nawet 200 m. W paleozoiku, tylko w obszarze przedsudeckim, w stropie warstw permu dolnego stwierdzono występowanie znaczącej miąższości kompleksu osadów wodonośnych na głębokościach rzędu 1 600 m.

Encl. 13.13.2 Correlation-hydrogeological cross section through the Polish Lowlands (B-B)

The largest water-bearing complexes, with thickness on the order of several hundred meters, occur in the Upper Jurassic and Lower Jurassic rocks. Within the limits of this cross section, they rest even as deep as at 1,850 m. In the Middle Jurassic formations, chiefly poorly permeable or impermeable deposits occur. Only in their uppermost part, especially in the Kujawy Swell and Pomeranian Trough areas, a water-bearing complex appears; its thickness exceeds 100 m. On the other hand, the Lower Cretaceous deposits, within the limit of this cross section occurring only in the Łódź Trough and Pomeranian Trough, are, in general, permeable. In the Middle Triassic formations and the uppermost part of the Lower Triassic, thickness of water-bearing deposits can be as great as 200 m. In the Paleozoic, only in the Fore-Sudetic Region, at the top of the Lower Permian interval, occurrence of a significantly thick complex of water-bearing sediments was noted at depth on the order of 1,600 m.

PRZEKRÓJ KORELACYJNO - HYDROGEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (B-B)
CORRELATION - HYDROGEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.13.2
Encl. 13.13.2



Udział utworów wodonośnych powyżej 70%
 Percentage of permeable rocks above 70%

Udział utworów wodonośnych w przedziale 30-70%
 Percentage of permeable rocks in the range of 30-70%

Udział utworów wodonośnych poniżej 30%
 Percentage of permeable rocks below 30%

K1 - Kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i>	J3 - Jura górna <i>Upper Jurassic</i>	J2 - Jura środkowa <i>Middle Jurassic</i>	J1 - Jura dolna <i>Lower Jurassic</i>	T3 - Trias górny <i>Upper Triassic</i>	T2 - Trias środkowy <i>Middle Triassic</i>	T1 - Trias dolny <i>Lower Triassic</i>
P2 - Perm górny <i>Upper Permian</i>	P1 - Perm dolny <i>Lower Permian</i>	C - Karbon <i>Carboniferous</i>	D - Devon <i>Devonian</i>	S - Sylur <i>Silurian</i>	O - Ordowik <i>Ordovician</i>	Cm - Kambr <i>Cambrian</i>

----- Granice wydzieleni stratygraficznych
 Boundaries of stratigraphic units

1335 - głębokość [m p.p.t.]
 depth [m b.s.l.]

Zał. 13.13.3 Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny przez utwory Niżu Polskiego (C-C)

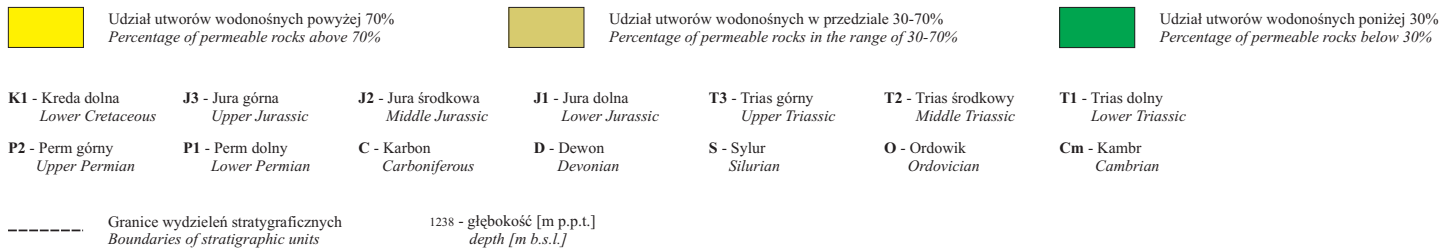
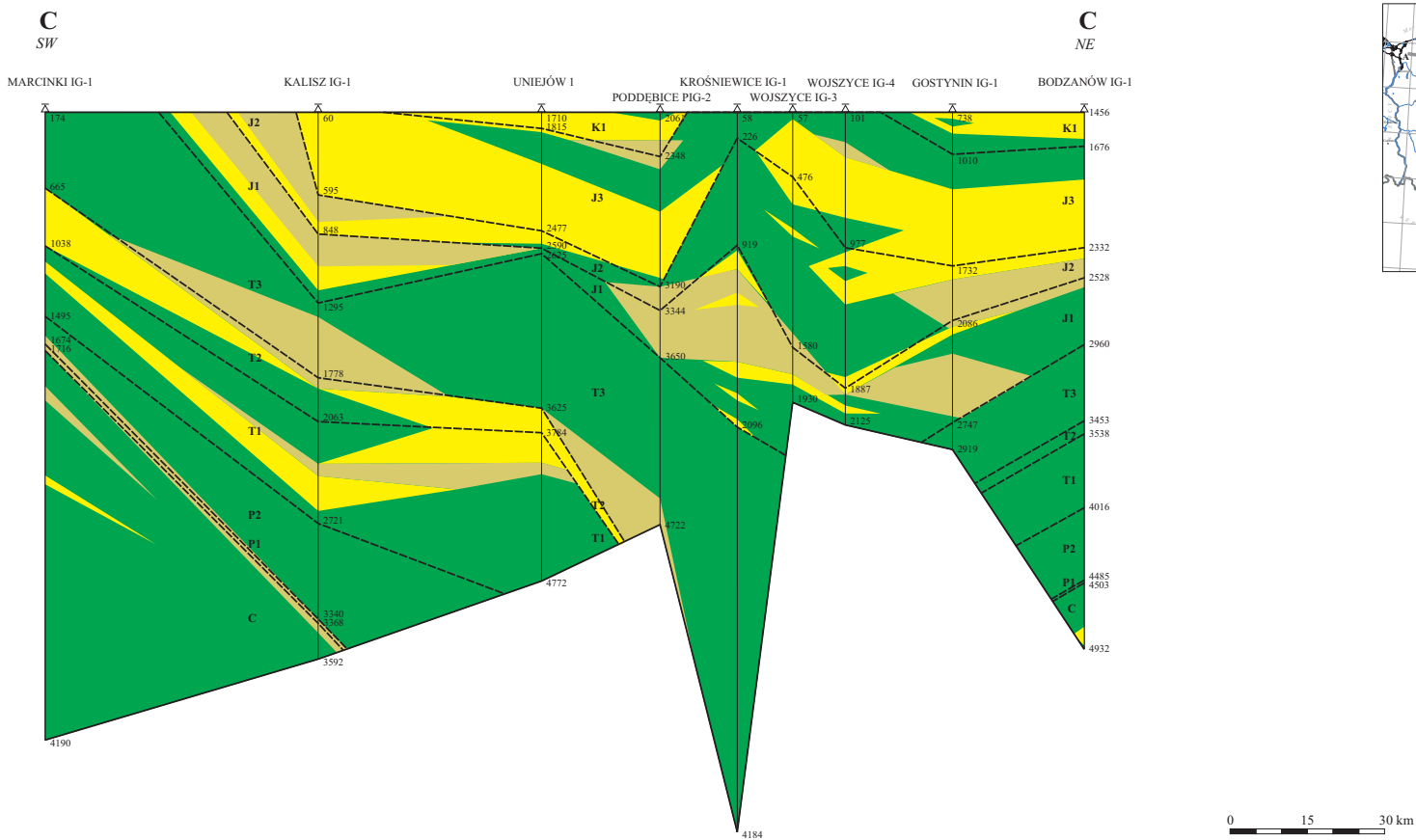
W obrębie przekroju duże kompleksy wodonośne, osiągające nawet kilkaset metrów, zalegają w utworach kredy dolnej, jury górnej, środkowej i dolnej, przy czym ich maksymalny zasięg głębokościowy wynosi około 3 600 m. Utwory słabo lub nieprzepuszczalne zalegają głównie w części stropowej jury górnej zwłaszcza w północno-wschodniej części niecki łódzkiej, na wale kujawskim i w niecce warszawskiej. Osady te dominują także w utworach jury środkowej w obrębie wału pomorskiego. W obszarze przedsudeckim i niecce łódzkiej, w triasie środkowym i dolnym, zalegają utwory wodonośne o grubości nawet kilkuset metrów w przedziale głębokości od około 600 do ponad 4 000 m. Natomiast w spągowej części triasu górnego w obszarze przedsudeckim i niecce łódzkiej występują utwory zawodnione o miąższości dochodzącej do kilkudziesięciu metrów. Ponadto w paleozoiku sporadycznie zalegają osady wodonośne, o grubości sięgającej także kilkudziesięciu metrów.

Encl. 13.13.3 Correlation-hydrogeological cross section through the Polish Lowlands (C-C)

Within this cross-section, large water-bearing complexes, up to several hundred meters thick, occur in the Lower Cretaceous, and Upper, Middle and Lower Jurassic formations, with maximum depth range of these complexes being on the order of 3 600 m. Weakly permeable or impermeable deposits can be found mainly in the uppermost interval of the Upper Jurassic profile, particularly in the north-eastern part of the Łódź Trough, in the Kujawy Swell area and in the Warsaw Trough. Such deposits are prevailing also in the Upper Jurassic profile of the Pomeranian Swell. In the areas of the Fore-Sudetic Region and Łódź Trough, in the Middle and Lower Triassic formations, water-bearing deposits, even several meters thick, can be found within the depth range from 600 to more than 4 000 m. In the bottom part of the Upper Triassic section of the Fore-Sudetic Region and Łódź Trough, water-bearing deposits are present; their thickness reaches tens of meters there. Moreover, in the Paleozoic profile, water-bearing deposits can be sporadically encountered; their thickness also reaches tens of meters.

PRZEKRÓJ KORELACYJNO - HYDROGEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (C-C) CORRELATION - HYDROGEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.13.3
Encl. 13.13.3



Zał. 13.13.4 Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny przez utwory Niżu Polskiego (D-D)

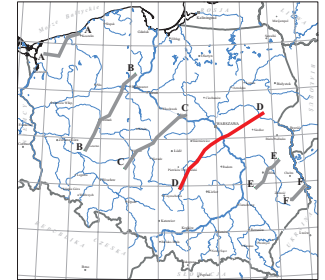
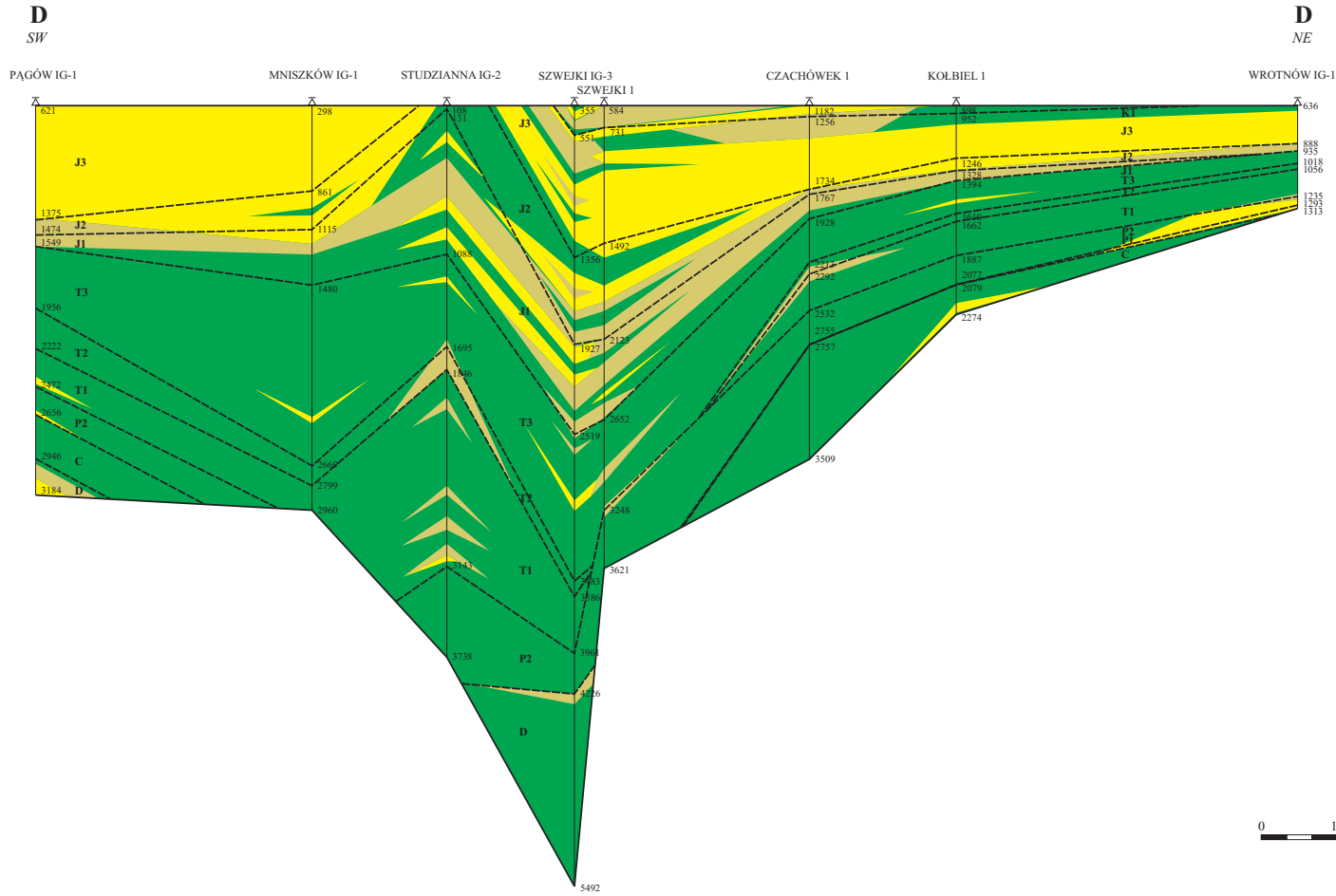
Bardzo miąższe utwory wodonośne, rzędu kilkuset metrów, w granicach prawie całego przekroju, występują w skałach jury górnej. W obrębie niecki miechowskiej i warszawskiej grubość tych utworów może dochodzić nawet do ponad 600 m. Osady te zalegają do głębokości od około 850 m do około 1 500 m. Natomiast kompleksy utworów zawodnionych, o miąższości od kilkudziesięciu do nawet 300 m, stwierdzono w osadach jury środkowej, a nieco mniejsze w utworach kredy dolnej i jury dolnej. W obrębie wyniesienia zrębowego łukowsko-hrubieszowskiego osady kredy górnej są na ogół niewodonośne. Także w utworach jury środkowej w rejonie północno-wschodnim wału kujawskiego oraz w spągowej części jury dolnej w rejonie południowym i środkowym wału, przeważają osady słabo lub nieprzepuszczalne. Ponadto w utworach triasu i paleozoiku spotyka się kompleksy wodonośne o miąższości rzędu kilkudziesięciu metrów.




Encl. 13.13.4 Correlation-hydrogeological cross section through the Polish Lowlands (D-D)

Very thick water-bearing deposits, on the order of several hundred meters in thickness, within the limits of this cross section occur in the Upper Jurassic formations. In the Miechów Trough and Warsaw Trough, their thickness can exceed 600 m. These deposits can be found at depths from 850 to approximately 1,500 m. Complexes of water-bearing deposits, thickness of which ranges from tens to 300 m, were encountered in the Middle Jurassic formations, and slightly thinner in the Lower Cretaceous and Lower Jurassic formations. In the area of the Łuków-Hrubieszów horst-like Elevation, the Upper Cretaceous deposits are not, in general, water-bearing. Also in the Middle Jurassic formations of the north-eastern part of the Kujawy Swell and in the lowermost interval of the Lower Jurassic of the southern and middle parts of the Kujawy Swell, weakly permeable or impermeable deposits predominate. Besides, in the Triassic and Paleozoic profile, water-bearing complexes with thickness on the order of tens meters can be met.

PRZEKRÓJ KORELACYJNO - HYDROGEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (D-D)
CORRELATION - HYDROGEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.13.4
Encl. 13.13.4



- | | | | | | | |
|---|---|---|--|---|---|---|
|  Udział utworów wodonośnych powyżej 70%
Percentage of permeable rocks above 70% |  Udział utworów wodonośnych w przedziale 30-70%
Percentage of permeable rocks in the range of 30-70% |  Udział utworów wodonośnych poniżej 30%
Percentage of permeable rocks below 30% | | | | |
| K1 - Kreda dolna
Lower Cretaceous | J3 - Jura górna
Upper Jurassic | J2 - Jura środkowa
Middle Jurassic | J1 - Jura dolna
Lower Jurassic | T3 - Trias górny
Upper Triassic | T2 - Trias środkowy
Middle Triassic | T1 - Trias dolny
Lower Triassic |
| P2 - Perm górny
Upper Permian | P1 - Perm dolny
Lower Permian | C - Karbon
Carboniferous | D - Devon
Devonian | S - Sylur
Silurian | O - Ordowik
Ordovician | Cm - Kambryj
Cambrian |
| ----- Granice wydzieleni stratygraficznych
Boundaries of stratigraphic units | | 1375 - głębokość [m p.p.t.]
depth [m b.s.l.] | | | | |

Zał. 13.13.5 Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny przez utwory Niżu Polskiego (E-E)

Utwory wodonośne występują w obrębie prawie całego zbiornika jury górnej na przekroju E-E. Kompleksy wodonośne osiągają tu grubości od około 90 do około 200 m, przy czym zalegają do głębokości około 1 250 m. Tylko w południowo-zachodniej części niecki lubelskiej, w środkowej części jury górnej, przeważają osady niewodonośne. Podobnej miąższości zawodnione kompleksy stwierdzono w utworach dewonu, w obrębie wyniesienia zrębowego łukowsko-hrubieszowskiego. Generalnie w pozostałej części przekroju w obrębie paleozoiku dominują utwory słabo lub nieprzepuszczalne. Jednak występują tu także utwory wodonośne o miąższości kilkudziesięciu metrów w utworach karbonu, dewonu i kambru.

Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny przez utwory Niżu Polskiego (F-F)

Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny F-F został poprowadzony przez południowo-wschodni fragment niecki lubelskiej. W jego obrębie dominują utwory niewodonośne. Kompleksy zawodnione występują tylko sporadycznie w utworach jury górnej, karbonu, dewonu i kambru. Osiągają one miąższości do kilkudziesięciu metrów.

Encl. 13.13.5 Correlation-hydrogeological cross section through the Polish Lowlands (E-E)

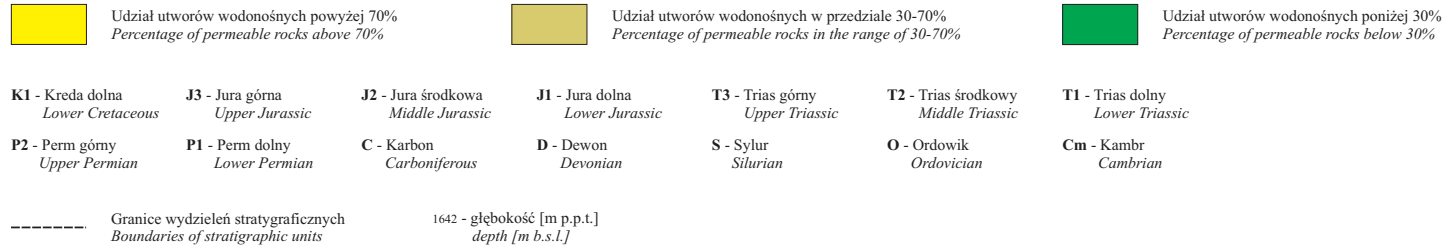
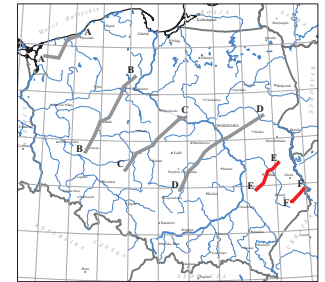
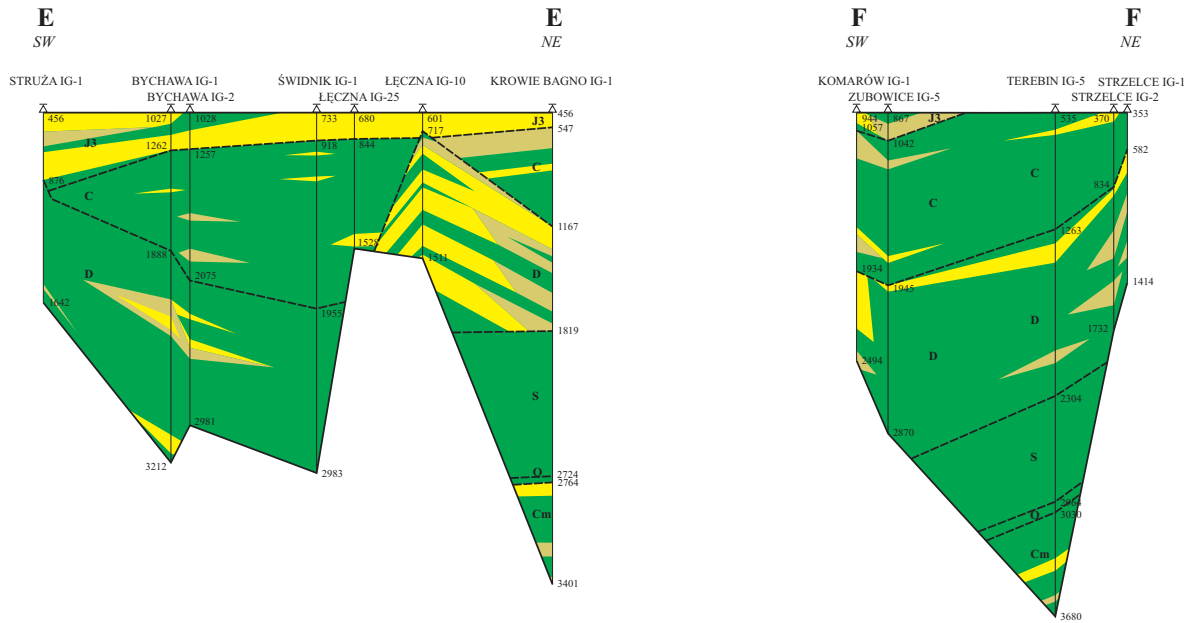
In this cross section, water-bearing deposits appear within almost the whole Upper Jurassic basin. Thickness of water-bearing complexes ranges here from 90 to approximately 200 m, with their depth range reaching 1,250 m. Only in the south-western part of the Lublin Trough, in the middle interval of the Upper Jurassic profile, deposits which are not water-bearing predominate. Water-bearing complexes with similar thickness were encountered in the Devonian profile in the area of the Łuków-Hrubieszów Elevation. In general, however, in the remaining part of the cross section, in the Paleozoic profile, weakly permeable or impermeable deposits are predominant. On the other hand, water-bearing deposits, tens meters thick, appear in the Carboniferous, Devonian and Cambrian formations.

Correlation-hydrogeological cross section through the Polish Lowlands (F-F)

The correlative-hydrogeological cross section F-F was drawn across the south-eastern part of the Lublin Trough. Within its limits, not water-bearing deposits predominate. Water-bearing complexes occur only sporadically in the Upper Jurassic, Carboniferous, Devonian and Cambrian formations. Their thickness reaches tens of meters.

PRZEKROJE KORELACYJNO - HYDROGEOLOGICZNE PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (E-E, F-F)
CORRELATION - HYDROGEOLOGICAL CROSS-SECTIONS THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 13.13.5
Encl. 13.13.5



14 Zbiornik hydrogeotermalny kredy dolnej

Plytkomorskie i przybrzeżno-deltowe utwory kredy dolnej osadzone były głównie w bruzdzie środkowopolskiej o przebiegu NW-SE i tylko okresowo rozprzestrzeniały się na zewnątrz tj. ku SW i NE. Stąd też największe miąższości dolnej kredy (ponad 700 m) stwierdzono w segmencie kujawskim dawnej bruzdy środkowopolskiej (Leszczyński, 1997).

Są to przeważnie utwory klastyczne z przewagą skał piaszczystych oraz osady mułowcowo-łowcowe tworzące rytmiczne cykle transgresywno-regresywne (J. Dadlez, R. Dadlez, 1987). Epizody transgresywne zaznaczają się sedimentacją ciemnych osadów aleurytowo-pelitycznych w środkowych obniżeniach basenu, podczas gdy w okresach transgresji dominowały facje piaszczyste. Jedynie w SE części Niżu Polskiego wzrasta udział skał węglanowych (margli i wapieni piaszczystych). Zróżnicowanie miąższościowo-litofacjalne w utworach kredy dolnej było w znacznym stopniu determinowane halokinetycznym i halotektonicznym wzrastaniem struktur solnych i stowarzyszonych z nimi uskoków synsedymencyjnych, co powodowało lokalne redukcje osadów dolnokredowych. Paleostruktury soli cechsztyńskich formowały się głównie na przełomie wczesnego i środkowego beriasu, w późnym walańzynie, na przełomie walańzynu/hoterywu i prawdopodobnie w okresie barrem-apt-wczesny alb. Z końcem albu nastąpiła transgresja, która przyniosła sedimentację przeważnie węglanowych utworów kredy górnej.

Ruchy soli cechsztyńskich oraz transpresja laramijska wywołana ostatecznym dosuwaniem się Karpat z południa doprowadziła do przebudowy bruzdy środkowopolskiej w wał śródpolski, a co za tym idzie do inwersyjnego przekształcenia dawnych skrzydeł tej bruzdy w pasmo niecek brzeżnych (pomorskiej-warszawskiej-lubelskiej) po NE stronie wału śródpolskiego oraz niecki szczecińsko-mogileńsko-lódzko-(nidziańskiej) miechowskiej po stronie SW. Stąd też na przeważającej części obszaru obecnego wału śródpolskiego osady kredy dolnej zostały całkowicie zerodowane. Zachowały się one jedynie na przejściu wału pomorskiego i kujawskiego, tj. na odcinku w strefie Bydgoszcz - Włocławek (Zał. 14.2, 14.3). Natomiast w strefach niecek przyległych bezpośrednio do wału śródpolskiego, biegnących po jego obydwu stronach z NW na SE, strop kredy dolnej został pograżony do znacznych głębokości od kilkuset do -1500 m (niecka warszawska), a nawet ponad -2000 m (niecka mogileńsko-lódzka) (Zał. 14.2).

Dzięki temu w strefach niecek sąsiadujących z wyniesieniem śródpolskim zachowały się stosunkowo największe poerozyjne miąższości utworów kredy dolnej, szczególnie na granicy wału pomorskiego i niecki szczecińskiej (do 300 - 600 m) oraz wzdłuż wału kujawskiego do 400 m w rejonie Rogoźna (14 km na N od Łodzi), a nawet 500 m w Gniewkowie, rej. Inowrocławia (Zał. 14.3).

W osi niecki pomorsko-warszawskiej (Bydgoszcz - Toruń - Włocławek - Płock - Skierniewice) miąższość kredy dolnej wzrasta do 200 - 300 m. Zwiększone miąższości kredy dolnej występują też w okresie aktywnych, długich i wąskich rowach synsedymencyjnych takich jak rów Grzędna i Człopa - Szamotuły wzdłuż NE krawędzi niecki szczecińskiej i na granicy z niecką mogileńską oraz rowy Żuromin - Płońsk czy Nasielsk - Dębe wzdłuż wschodniego skrzydła niecki warszawskiej (Leszczyński, 1997) (Zał. 14.2).

W strefie fleksuralno-dyslokacyjnej (NNW-SSE): Grzędno - Drawno - Człopa - Szamotuły wzdłuż krawędzi wału pomorskiego zaznacza się względnie najpełniejszy rozwój kredy dolnej o miąższości od około 100 m do 300 - 500 m. W innych paleobruzdach tektonicznych miąższość kredy dolnej rośnie gwałtownie od 10 - 40 m do 120 - 250 m (Strzetelski, Górecki (red.), 1990). Według S.Juchy (Górecki, 1990) wzdłuż granicy niecki szczecińskiej z wałem

pomorskim i niecką mogileńską (NW-SE: Kamień Pomorski - Gryfice - Nowogard - Człopa - Poznań) układ izopachyt kredy dolnej (100 - 500 m) o kierunku NE-SW wskazuje na rozciągłość sedimentacyjną poprzeczną w stosunku do kierunku tektonicznego NW-SE. W stronę południowej krawędzi niecki szczecińskiej miąższość kredy dolnej spada poniżej 25 m do zera w strefie równoleżnikowej (W-E): Kostrzyn n.Odra - Międzyrzecz - Międzychód - Pniewy (na WNW od Poznania) (Zał. 14.3).

W niecce mogileńskiej maksymalne miąższości kredy dolnej (przeważnie do 200 - 300 m) zaznaczają się również w najgłębiej pograżonej (zazwyczaj do -1600 m ÷ -2600 m) strefie osiowej przylegającej bezpośrednio do wału kujawskiego (Zał. 14.2, 14.3). Całkowita miąższość kredy w niecce mogileńsko-lódzkiej rośnie więc ogólnie w kierunku NW i jest uzależniona od halotektoniki i z nią tektoniki dyzjunktywnej (np. zasadnicza sterfa dyslokacyjna wzdłuż krawędzi wału kujawskiego na linii NW-SE: Mogilno - Ponętów - Pabianice), gdzie zaznaczają się gwałtowne przyrosty miąższości np. ponad 200 - 300 m w strefie Damastówek - Młyny czy do 200 - 400 m w rejonie Rogoźna (14 km na N od Łodzi - Zgierza). Na zewnątrz, jak np. w obrębie bloku Gnieszno - Łask zaznacza się redukcja miąższości kredy dolnej (poniżej 150 m) poprzez wypadanie starszych ogniw neokomu tj. beriasu i niższego walańzynu. Ogniwa te wraz z utworami hoterywu wypełniają paleodepresje, przy czym wyżej leżące utwory barremu i aptu zalegają przekraczając ponad paleowyniesieniami. W kierunku SW krawędzi niecki mogileńsko-lódzkiej, tj. w stronę monokliny przedsudeckiej miąższość kredy dolnej maleje konsekwentnie poniżej 60 - 50 m również poprzez wypadanie z profilu dolnych ogniw (w tym przypadku wyższego walańzynu i dolnego hoterywu) aż do zupełnego zaniku kredy dolnej wzdłuż granicy (NW-SE): Poznań - Kalisz - Sieradz (Zał. 14.3). Tutaj wzdłuż SW krawędzi niecki mogileńsko-lódzkiej strop utworów kredy dolnej zalega na głębokości do -250 ÷ -500 m (Zał. 14.2).

Po przeciwnej północno-wschodniej stronie wału śródpolskiego w niecce pomorskiej utworu kredy dolnej pograżone są najgłębiej w strefie osiowej wzdłuż wału pomorskiego do głębokości -500 ÷ -1000 m (SE-NW: Tuchola - Chojnice - Człuchów - Miastko (Zał. 14.2), gdzie miąższość całkowita kredy dolnej (Zał. 14.3) rośnie ku SE wzdłuż osi niecki pomorskiej od 0 - 25 m do 50 - 100 m na odcinku Koszalin - Biały Bór i do 100 m ponad 200 m na odcinku (NW-SE): Miastko - Człuchów - Chojnice - Tuchola - Świecko n.Wisła - Bydgoszcz - Toruń.

Jak już wspomniano, we względnie labilnym i zróżnicowanym basenie dolnokredowym zaznaczało się szereg bruzd synsedymencyjno-tektonicznych o przebiegu NW-SE. W niecce pomorskiej główna bruzda przebiegała w pasie NW-SE: Sucha Koszalińska (na NE od Koszalina) - Wierchow (na S od Bobolic) - Człuchów (k. Chojnic), gdzie sumaryczna miąższość samych tylko piaskowców zbiornikowych dolnej kredy może przekraczać 75 - 100 m. Strefa ta przedłuża się o co najmniej 20 km na południe, gdzie w profilu otworu Orzełek PN-1 koło Kamienia Krajeńskiego miąższość piaskowców kredy dolnej przekracza 100 m. Profil utworów kredy dolnej ulega redukcji zarówno na zachód jak i na północ od głównej paleobruzd pomorskiej wskutek narastających luk sedimentacyjno-erozyjnych, a także na wschód i południe od niej, gdzie miąższość piaskowców wodonośnych dolnej kredy maleje do kilkunastu metrów w stronę syneklizy perybałtyckiej i nie przekracza 50 m wzdłuż skłonu wału pomorskiego w rejonie Bydgoszczy.

W niecce warszawskiej (Toruń - Włocławek - Gostynin - Sochaczew - Żyrardów) obecna miąższość utworów dolnej kredy wynosi przeważnie 25 - 100 m (na głębokości do -750 ÷ -900 m) do 200 - 300 m w strefie osiowej (Toruń - Włocławek - Gostynin - Sochaczew) wzdłuż krawędzi wyniesienia śródpolskiego (Zał. 14.3), gdzie strop kredy dolnej pograżony jest zwykle

do głębokości -1000 ÷ -1500 m (Zał. 14.2).

Na obszarze Kujaw występują na ogół jedynie utwory walańzynu i hoterywu, a sumaryczna miąższość piaskowców zbiornikowych kredy dolnej nie przekracza 12 - 70 m. Miąższość tych piaskowców wzrasta w pasie południowym od południowej części syneklizy perybałtyckiej po północną nieckę warszawską wzdłuż zachodniego skłonu wyniesienia mazursko-suwałskiego, tj. w strefie (N-S): Kwidzyn - (Grudziądz) - (Golub Dobrzyń) - (Wielgie) - Karnkowo k.Lipna. Dalej na E i SE stwierdzono następne, równoległe paleobruzdę o charakterze rowów tektonicznych (NW-SE): Żuromin - Płońsk (wzdłuż skłonu wyniesienia mazursko-suwałskiego) oraz Nasielsk - Dębe (bezpośrednio na E od Warszawy), gdzie sumaryczna miąższość potencjalnie zbiornikowych piaskowców dolnokredowych może przekraczać 75 - 100 m. Miąższość tych piaskowców wodonośnych rośnie bezpośrednio wzdłuż NE skłonu wału kujawskiego do ponad 100 - 150 m. W SW części niecki warszawskiej zachowany jest najpełniej profil utworów kredy dolnej o sumarycznej miąższości sięgającej nawet 300 - 500 m (Jucha, Strzetelski, 1990; Górecki, 1990).

W południowej części niecki warszawskiej wzdłuż wyniesienia śródpolskiego (Mszczonów - Grójec - Białobrzegi) miąższość kredy dolnej spada poniżej 25 m (Zał. 14.3), a strop kredy dolnej spłyca się do około -750 m tworząc południowo-wschodnie peryklinalne zamknięcie niecki (Zał. 14.2). Na wschód od Warszawy w strefie Mińsk Mazowiecki - Żebrak oraz w środkowej części niecki lubelskiej na zachód (Opole Lub. - Bychawa) i na wschód od Lublina (Dorohucza - Krasnystaw) zaznaczają się obszerne okna erozyjne, w których brak utworów kredy dolnej (Zał. 14.2).

Również wzdłuż wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego w pasie (NNW-SSE) Chełm Lub. - Tomaszów Lub. - Rawa Ruska utwory kredy dolnej są erozyjnie ścięte do zerowej miąższości na niewielkiej głębokości do -500 m. Wzdłuż SW krawędzi niecki lubelskiej przy granicy z wyniesieniem świętokrzyskim, na odcinku Ostrowiec Świętokrzyski - Kraśnik Lub. - Biłgoraj utwory kredy dolnej o miąższości nie większej niż 25 m (Zał. 14.3) wyniesione są do głębokości rzędu -250 ÷ -500 m. Dopiero na południe od Zamościa zarysowuje się następny subbasen pograżający się osiowo ku SSE do głębokości -750 m ÷ ponad -1000 m w strefie Tomaszów Lubelski - Lubaczów (Zał. 14.2), gdzie miąższość dolnej kredy wzrasta powyżej 25 m (Zał. 14.3).

Berias

Berias dolny reprezentuje formacja kcyńska złożona z morskich, lokalnie brakicznych litofacji wapienno-anhydrytowo-gipsowych przechodzących w strefach brzeżnych w utwory ilasto-mułowcowo-piaszczyste. Berias środkowy i dolny (piętro riazai) złożony jest przeważnie z utworów piaszczysto-wapiennych i piaszczysto-mułowcowych zaliczanych do niższej części formacji rogoźniańskiej, wśród których zaznacza się wzrost udziału skał węglanowych w SE części Niżu Polskiego (Leszczyński, 1997).

W niecce szczecińskiej utwory beriasu występują wyłącznie w paleoobniżeniach np. w bruzdzie fleksuralno-depresyjnej (NW-SE): Grzęzno - Drawno - Człopa - Szamotuły. Są to ilowce margliste (fm. kcyńska ok. 23 m) przykryte mułowcowo-piaszczystym kompleksem niższej fm. rogoźniańskiej (riazań) o miąższości od 4 m do 75 - 90 m (Człopa - Szamotuły). Przeważnie ilasto-mułowcowe osady beriasu tworzą (wraz z wyżej leżącymi ilowcami dolnego walańzynu wyższej fm. rogoźniańskiej) wspólny kompleks uszczelniający, zalegający na dnie paleobruzd o miąższości rzędu 20 m (np. otw. Oświno IG-1, rej. Chociw - Grzęzno k.Dobrej na NE od Stargardu Szczecińskiego).

Podobnie, w niecce mogileńsko-łódzkiej brakiczne, piaszczysto-węglanowe utwory fm. kcyńskiej beriasu dolnego osiagające w paleoobniżeniach miąższość 15 - 40 m oraz zalegające na nich ilasto-mułowcowe, uszczelniające utwory beriasu górnego i dolnego walańzynu fm. rogoźniańskiej (miąższości od 10 - 20 m do 50 m w paleodepresjach) wyklinowują się aż do zupełnego zaniku na zewnątrz.

W całości, utwory beriasu o sumarycznej miąższości sięgającej w paleobruzdach ok. 50 - 70 m cieniają na zewnątrz do 15 - 20 m aż do zupełnego wyklinowania i przekraczającego przykrycia osadami walańzynu lub hoterywu na krawędzi basenu (Strzetelski, Górecki (red.), 1990).

W niecce poznańskiej występują wyłącznie morskie utwory wyższego beriasu (riazań) formacji rogoźniańskiej (miąższość 4 - 74 m) obejmujące strefę pomorską paleobruzdę środkowej w pasie NW-SE: Biały Bór - Szczecinek - Człochów k.Chojnic - Debrzno (19 km na SW od Człochowa) - Koronowo (27 km na N od Bydgoszczy).

Dalej ku SE w pasie niecek brzeżnych, brakiczno-morskie łupki margliste dolnego beriasu (fm. kcyńska) o zasięgu ograniczonym w zasadzie do strefy wału śródpolskiego (kujawskiego) występują wyłącznie wzdłuż SW krawędzi niecki warszawskiej oraz w rowie tektonicznym (NW-SE) Żuromin - Płońsk wzdłuż NE krawędzi tejże niecki.

Iłowce i mulowce piaszczyste wyższego beriasu (riazań - fm. rogoźniańska) o miąższości 4 - 38 m, zalegają przekraczając sięgając dalej ku E. W całości, uszczelniające, ilasto-mułowcowe utwory beriasu o miąższości rzędu 5 - 20 m zanikają ostatecznie na zewnątrz pod przekraczającym przykryciem walańzynu.

Walańzyn

W walańzynie zaznacza się ogólne spłylenie i wzrost zasięgu zbiornika dolnokredowego z jednoznacznym wzrostem zapiaszczenia w profilu. Walańzyn dolny jest w swojej niższej części reprezentowany przez utwory ilaste (ilowce ze sferosyderytami) i osady mułowcowo-piaszczyste górnej fm. rogoźniańskiej, które wraz z niżej leżącymi utworami beriasu, a w szczególności z ilasto-mułowcowymi utworami górnego beriasu niższej części fm. rogoźniańskiej tworzą wspólny kompleks uszczelniający (fm. rogoźniańska).

Wyższą część dolnego walańzynu tworzą wodonośne piaskowce zbiornikowe fm. bodzanowskiej. Są to przeważnie osady piaszczyste i piaszczysto-mułowcowe z wkładkami ilasto-mułowcowymi, przy czym w NW części Niżu Polskiego rozwijają się wśród nich bagienne facje mułowcowo-piaszczyste (Leszczyński, 1997).

Poza tym, w obrębie fm. bodzanowskiej wyróżniono przeważającą na całym obszarze fację piaskowcową i piaskowcowo-lupkową oraz litofację mułowcowo-łowcową ograniczającą się jedynie do części obszaru Kujaw i wschodniego skraju niecki łódzkiej (uniejuńskiej) (Leszczyński, 1997; Feldman-Olszewska, Raczyńska (red.), 1979; Marek, 1988; Marek, Pajchłowa, 1997).

Walańzyn górny reprezentowany jest przez niższą część fm. włocławskiej, w obrębie której w NW i środkowej części basenu sedymentacyjnego dominuje litofacja mułowcowo-lupkowa z wkładkami piaszczysto-dolomitycznymi i syderytowymi, ze wzrastającym udziałem wapieni i margli (często organodetrytycznych i oolitowych) w kierunku południowym. W strefach brzeżnych utwory walańzynu górnego przechodzą w litofacje piaszczyste i węglanowo-piaszczyste (Leszczyński, 1997).

W niecce szczecińskiej utwory walańzynu górnego rozrastają się do 100 - 140 m miąższości

i redukują do 8 - 10 m nad paleowyniesieniami, ulegając wyklinowaniu pod przekraczającym przykryciem hoterywu.

Wyższą część dolnego walażynu tworzy nieciągły kompleks piaskowców zbiornikowych fm. bodzanowskiej pogrubiający się do 100, a nawet 200 m (Szamotoły) i cieniejący do 5 - 15 m ponad paleowyniesieniami. Wyżej rozwija się piaszczysto-mułowcowy kompleks walażynu górnego (niższa część fm. włocławskiej), którego miąższość może sięgać 57 m (Szamotoły). Wodonośne horyzonty piaskowcowe w profilu walażynu są przykryte, a zarazem w całości uszczelnione utworami hoterywu lub barremu + aptu + albu środkowego (Strzetelski, Górecki (red.), 1990). Również w niecce mogileńskiej osady ilasto-mułowcowe najniższego walażynu (miąższość 20 - 40 m do 80 m) i górnego beriasu (riazań) łączą się w jeden regionalny kompleks uszczelniający.

W wyższej części dolnego walażynu rozwijają się wodonośne piaskowce zbiornikowe fm. bodzanowskiej osiagające miąższość 20 - 50 m w paleoobniżeniach i wyklinowujące się ponad paleowyniesieniami. Są one uszczelnione od góry ilasto-mułowcowymi utworami walażynu górnego niższej fm. włocławskiej (śr. 8 - 12 m do 22 m), które łącząc się na zewnątrz z niżej leżącym kompleksem nieprzepuszczalnym fm. rogoźniańskiej zapewniają boczne uszczelnienie dla wyklinowujących się piaskowców zbiornikowych fm. bodzanowskiej. Całkowita miąższość walażynu w niecce mogileńsko-łódzkiej sięgająca 80 - 145 m w paleoobniżeniach spada poniżej 20 m w zewnętrznych strefach krawędziowych, aż do zupełnego zaniku pod zalegającymi przekraczającą i uszczelniającymi utworami hoterywu - np. profil otw. Uniejów 1 o 24 km na E od Turka.

W niecce pomorskiej utwory walażynu zalegają przekraczającą ku E ponad utworami beriasu. W niecce warszawskiej występują one na całym obszarze, a miąższość ich zmniejsza się od 100 - 200 m w osi obniżenia do 20 - 80 m na jego krawędzi. Zarówno w niecce pomorskiej, jak i warszawskiej, ilasto-mułowcowe utwory najniższego walażynu łączą się z ilowcami wyższego beriasu (riazań) we wspólny poziom uszczelniający fm. rogoźniańskiej o miąższości od 5 - 12 m do 20 - 55 m w osi paleoobniżenia.

Wyższą część walażynu dolnego tworzą tu również szeroko rozprzestrzenione piaskowce zbiornikowe fm. bodzanowskiej oraz ilasto-mułowcowo-piaszczystego ogniwa wierzchosławickiego cieniejące od 60 - 80 m w osiach paleodepresji do 20 - 40 m na zewnątrz. Piaskowce bodzanowskie rozwinięte w niecce pomorskiej cienieją stopniowo od ok. 80 m do 20 - 40 m aż do 0.5 m na peryferiach basenu.

W przyosiowej części basenu w niecce warszawskiej na granicy z wałem kujawskim może tu dominować facja ilasta (np. profil otw. Gostynin 8 na SW od Płocka), a wówczas piaskowce bodzanowskie o miąższości 12 - 20 m wyklinowują się obustronnie na skłonie paleowyniesienia (Strzetelski, Górecki (red.), 1990). W pasie niecek brzeźnych obniżenia pomorskiego i warszawskiego ilowce i mułowce górnego walażynu (tj. niższej fm. włocławskiej i jej tu-tejszego odpowiednika - fm. białobrzzeskiej) zrastają się z wyżej leżącymi ilowcami hoterywu (wyższej części fm. włocławskiej) tworząc wspólną, regionalną pokrywę uszczelniającą (fm. włocławska).

Hoteryw: wyższa część fm. włocławskiej

Hoteryw reprezentowany jest przez wyższą część fm. włocławskiej, która w NW i centralnej części basenu zbudowana jest z ilowców i mułowców z wkładkami sydereytów (hoteryw dolny) przechodzących ku górze (hoteryw górny) w facje piaszczyste tj. w serię ilasto-mułowcową

z piaszczystymi osadami w stropie. Powszechnie występują tu osady oolitowo-syderytowo-szamozytowe. Ku SE dominują litofacje ilasto-węglanowe, a w brzeźnych strefach basenu - litofacje piaskowcowo-mułowcowe (Leszczyński, 1997).

We wczesnym hoterywie trwała nadal sedimentacja morskich utworów mułowcowo-ilastych kontynuująca się od późnego walażynu, co ukształtowało wspomnianą już regionalną pokrywę uszczelniającą fm. włocławskiej.

Hoteryw górny niecki szczecińskiej to przeważnie utwory ilaste wyklinowujące się pod przykryciem osadów fm. mogileńskiej (barrem - alb środkowy), a rozrastające się w paleoobniżeniach do ok. 55 m miąższości głównie dzięki pojawianiu się izolowanego kompleksu piaszczystego (32 m) o ograniczonym zasięgu. Całkowita miąższość hoterywu w SE części niecki szczecińskiej (NW-SE: Człopa - Szamotoły na NW od Poznania) sięga miejscami 40 - 220 m ulegając stopniowej redukcji ku NW do 5 - 10 m (Strzetelski, Górecki (red.), 1990).

W niecce mogileńsko-łódzkiej na ilasto-mułowcowych utworach hoterywu dolnego (5 - 45 m) tworzących wspólny poziom uszczelniający fm. włocławskiej, zalega kompleks piaskowcowy hoterywu górnego z utworami ilasto-mułowcowymi w stropie. Kompleks ten pogrubia się w paleoobniżeniach do 50 - 120 m i cienieje nad paleowyniesieniami do 80 - 50 m ulegając niekiedy rozczłonkowaniu na 2 - 3 horyzonty piaskowcowe. Zasadniczo nie jest on uszczelniony od góry, lecz przyrośnięty do wyżej leżących piaskowców fm. mogileńskiej barremu - albu środkowego.

W niecce pomorskiej miąższość całkowita hoterywu zmniejsza się od 30 - 60 m w osi obniżenia po stronie SW do 0 - 30 m w kierunku krawędzi ku NE. Zaznacza się tu również trójdzielność litologiczna profilu hoterywu od ilasto-mułowcowych utworów hoterywu dolnego po kompleks piaskowcowy w niższej części hoterywu górnego, aż do ilowców w jego partiach przystropowych.

W niecce warszawskiej miąższość hoterywu jest również względnie wyrównana i wynosi od 40 - 50, a nawet 100 m w osi obniżenia do 10 - 40 ÷ 12 - 35 m w strefach krawędziowych. Ilasto-mułowcowe utwory hoterywu dolnego wyróżnione jako ogniwo gniewkowskie (od 10 - 15 m do 50 m) tworzą jak zwykle z ilowcami walażynu górnego regionalną pokrywę uszczelniającą fm. włocławskiej sięgającą daleko ku NW na obszar niecki pomorskiej.

Hoteryw górny niecki warszawskiej wyróżniany jako ogniwo żychlińskie (15 - 35 m) złożony jest również głównie z ilowców i mułowców z szybko zanikającymi warstwami piaszczystymi (o miąższości do 10 m) rozwiniętymi w paleoobniżeniach (np. Wielgie IG-2 - rów tektoniczny Kwidzyn - Lipno), a przyrastającymi do piaskowców fm. mogileńskiej (barrem) w strefach zewnętrznych. Miąższość całkowita utworów hoterywu górnego sięgająca 80 m wzdłuż SW granicy niecki warszawskiej z wałem kujawskim (Włocławek - Gostynin - Żychlin) maleje szybko ku NE do ok. 20 m.

Również w NW części niecki lubelskiej miąższość hoterywu waha się w granicach 3 - 80 m. W niższej części hoterywu górnego występuje tu także kompleks piaskowcowy przykryty utworami ilasto-mułowcowymi rozwiniętymi w przystropowej części hoterywu, jakkolwiek granica hoteryw/barrem pozostaje kontrowersyjna w skali całego Niżu Polskiego (Marek, Raczynska, 1979; Marek, Shulgina, 1996; Marek, 1997).

Barrem

Kompleks wyższej kredy dolnej od barremu do środkowego albu włącznie jest reprezentowany przeważnie przez utwory piaszczyste tworzące trzy kolejne ogniwa: pagórczańskie (barrem)

będące istotnym poziomem piaskowców zbiornikowych kredy dolnej; goplańskie (apt) złożone z częściowo uszczelniających facji piaszczysto-mułowcowych i łupkowych; kruszwickie (alb dolny i środkowy) wybitnie piaskowcowe z wkładkami piasków gruboziarnistych i żwirowych o zasadniczym znaczeniu zbiornikowym. W sumie razem tworzą one ogólnie zbiornikową formację mogileńską (barrem - alb środkowy) złożoną z transgresywnych płytkomorskich utworów piaszczystych o najszerszym zasięgu poziomym, układających się przekraczając na starszych ogniwach kredy dolnej.

W środkowej części basenu tj. na obszarze dawnej bruzdy śródpolskiej i w strefach bezpośrednio do niej przylegających dominowała litofacja piaskowcowo-łupkowa sięgająca dość daleko na NE od obecnego wału śródpolskiego. Natomiast na pozostałych obszarach zewnętrznych basenu dolnokredowego dominowała facja piaskowcowa.

W niecce szczecińsko-mogileńsko-lódzkiej w obrębie fm. mogileńskiej (barrem - alb środkowy) wyodrębniono już dawniej trzy kompleksy odpowiadające ogniwu pagórczańskiemu barremu (dawn. kompleks A) złożonemu z piaskowców o miąższości 2 - 40 m przechodzących ku górze w utwory ilaste ogniwa goplańskiego (~ apt, dawn. kompleks B) o miąższości 25 - 40 m oraz ogniwa kruszwickie albu dolnego i środkowego (dawn. kompleks C) złożone z piaskowców o największym rozprzestrzenieniu (Strzetelski, Górecki (red.), 1990).

W niecce szczecińskiej piaskowce ogniwa pogońskiego (barrem) rozwinięte w N i NE części obszaru mają na ogół miąższość 2 - 15 m i tylko wyjątkowo 32 - 37 m (wzdłuż granicy z wałem pomorskim: Oświno k.Dobrej - Szamotyły na NW od Poznania). Uszczelnione są kompleksem ogniwa goplańskiego (~ apt), nad którym występuje szeroka pokrywa piaskowców ogniwa kruszwickiego (alb dolny - środkowy) o miąższości zwykle poniżej 10 m, lecz rosnącej do ponad 50 m ku NE w stronę wału pomorskiego (Szamotyły). Transgresywnie piaskowce kruszwickie zalegają niezgodnie na jurze na obszarze monokliny przedsudeckiej i rozprzestrzeniają się daleko w stronę niecki mogileńsko-lódzkiej i Kujaw. W całości jednak w utworach fm. mogileńskiej niecki szczecińskiej przeważają osady ilaste o nieciągłym rozwoju, tworzące cienkie (5 m) płyty w strefach paleowyniesień, rozrastające się do 35 m miąższości w paleoobniżeniach przy granicy z wałem pomorskim (Oświno). Wraz z cienkimi (do 5 m) iłowcami albu środkowego ogniwa kruszwickiego w N części niecki szczecińskiej (Świnoujście - Goleniów - Oświno) tworzą dość skuteczny system uszczelniający dla piaskowców fm. mogileńskiej. W strefach, w których miąższość albu dolnego i środkowego wzrasta do 20 - 40 m pojawia się szeroko rozwinięty, gruby kompleks piaskowców kruszwickich (15 - 40 m) przykrytych uszczelniającą powłoką margli albu górnego o miąższości 5 - 50 m.

W niecce mogileńsko-lódzkiej utwory fm. mogileńskiej (barrem - alb środkowy) tworzą praktycznie jeden duży kompleks piaszczysty o rozprzestrzenieniu przekraczającym znacznie zasięg leżącego neokomu. Jego miąższość sięga 150 - 250 m w paleoobniżeniach i zmniejsza się do 100 - 240 m nad płaskimi nad płaskimi paleowyniesieniami. Same piaszczyste utwory ogniwa pagórczańskiego (barrem) rozrastają się do 25 - 40 m w paleoobniżeniach i cienieją do 5 - 20 m nad paleowyniesieniami, aż do zupełnego zaniku i wyklinowania w strefach krawędziowych pod przekraczającym przykryciem piaszczystych utworów albu środkowego (ogn. kruszwickie). Bezpośrednio powyżej zalegają iłowcowo-piaszczyste, na w pół uszczelniające utwory ogniwa goplańskiego ~ aptu (1 - 40 m). Przechodzą one ku górze w wyżej wspomniane zbiornikowe piaskowce ogniwa kruszwickiego albu dolnego - środkowego tworzące szeroką pokrywę o dość wyrównanej miąższości od 55 - 80 m do 80 - 115 m.

Tak więc, w całości w obrębie niecki mogileńsko-lódzkiej piaskowce fm. mogileńskiej barremu - albu środkowego tworzą wodonośną, zbiornikową serię dolnokredową o zasadniczym

znaczeniu, uszczelnioną regionalnie pokrywają ilasto-marglistą albu górnego o miąższości 5 - 50 m.

W paśmie niecek brzeźnych (NW-SE) pomorskiej i warszawskiej w dolnej części piaszczystych utworów fm. magnuszewskiej (barrem - alb środkowy) występują również zbiornikowe piaskowce ogniwa pagórczańskiego (barrem) o miąższości od 20 - 40 m do 50 - 70 m rozwinięte w sąsiedztwie dawnej bruzdy kujawskiej (obecnie wału kujawskiego) oraz w rowie (NW-SE) Żuromin - Płońsk. Jak wynika z korelacji litostratygraficznej (Strzetelski, Górecki, (red.), 1990) piaskowce pagórczańskie rozrastają się w paleoobniżeniach do 60 - 70 m i cienieją do 25 - 45 m na zewnątrz, tworząc ciągly wodonośny poziom zbiornikowy o szerokim rozprzestrzenieniu. Siegają one daleko na obszar niecki pomorskiej aż po Miastko (miąższość 30 - 40 m) oraz w kierunku NE wkraczając na obszar syneklizy perybałtyckiej.

Wyżej w profilu, rozwijają się ilasto-mułowcowo-piaszczyste osady ogniwa goplańskiego (apt) o miąższości od 15 - 30 m do 40 - 50 m (w rowach tektonicznych, bruzdach i paleoobniżeniach) tworząc nieprzepuszczalne przykrycie dla piaskowców pagórczańskich barremu. Pokrywa ta nie jest zupełnie szczelna, gdyż zanika w strefach marginalnych basenu i wydaje się tracić swój ilasty charakter facjalny w niecce pomorskiej. Granica litologiczna pomiędzy ilasto-marglistymi utworami aptu, a leżącymi powyżej piaszczystymi utworami albu dolnego i środkowego ma charakter diachroniczny. Alb dolny i środkowy reprezentowany jest głównie przez piaskowce ogniwa kruszwickiego stanowiące najistotniejszy wodonośny poziom zbiornikowy dolnokredowej fm. mogileńskiej. Miąższość ogniwa kruszwickiego zmniejsza się od 40 - 100 m w osiach paleodepresji do 12 - 40 m w strefach krawędziowych.

W dolnej części profilu pojawia się zasadniczy kompleks piaskowców kruszwickich pogrubiających się do 50 - 65 m (a nawet 90 m) w paleoobniżeniach i cieniejących do 20 - 40 m w strefach zewnętrznych i marginalnych. W obrębie piaskowców kruszwickich mogą się pojawiać interwały o zwiększonym stopniu zailenia (do 12 m miąższości) lub też pojedyncze przeławienia ilaste o miąższości 4 - 8 m.

W zachodniej części niecki pomorskiej (na W od linii Człuchów k.Chojnic - Stobno k.Tucholi) utwory albu dolnego i środkowego rozwinięte są w facji ilasto-piaszczystej przechodzącej ku E w stosunkowo jednorodny kompleks piaskowców kruszwickich.

Alb górny

W późnym albie postępująca, eustatyczna transgresja morska rozszerza się znacznie obejmując przyległe obszary lądowe. Granica między albem środkowym (strop ogniwa kruszwickiego fm. mogileńskiej) a górnym stawiana jest w spągu cienkiej warstwy piaskowców glaukonitowych z fosforytami. Alb górny w centralnych partiach dolnokredowego basenu Niżu Polskiego reprezentowany jest przez utwory margliste i węglanowe rozpoczynające cykl sedymentacji osadów węglanowych i węglanowo-krzemionkowych kredy górnej (Leszczyński, 1997).

W niecce szczecińskiej stwierdzono wyraźną dwudzielność albu górnego, w którym w dolnej części profilu wciąż przeważają piaskowce o miąższości 0.5 - 5 m, natomiast w górnej - dominują margle. Utwory albu górnego o sumarycznej miąższości 1 - 22 m pogrubiają się w synklinach i cienieją ponad antyklinami ulegając ogólnej redukcji ku S i SW tj. od synkliny Chociwela na NE od Stargardu Szczecińskiego w kierunku monokliny przedsudeckiej.

Przeważnie margliste osady albu górnego tworzą w sumie stosunkowo cienką powłokę uszczelniającą zalegającą przeważnie na utworach albu środkowego (piaskowce kruszwickie fm. mogileńskiej) lub też przekraczającą na różnych ogniwach jury. Regionalna pokrywa uszczel-

niająca albu górnego ma charakter ciągły za wyjątkiem wierzchołkowych partii struktur solnych oraz bloku Gorzowa Wielkopolskiego.

Warunki hydrodynamiczne zbiornika dolnokredowego

Basen wodonośny kredy dolnej o powierzchni ok. 108 tys. km² jest rozdzielony wododziałem wału śródpolskiego na dwie części: nieckę szczecińsko-mogileńsko-łódzko-miechowską oraz niecki brzeżne - pomorską, warszawską i lubelską.

Basen niecki szczecińsko-mogileńsko-łódzko-miechowskiej (nidziańskiej) ograniczony jest stroną tektoniczną krawędzi zasilania (niecka łódzka) i rozładowania (niecka mogileńska) po stronie NE wzdłuż granicy z wałem kujawsko-pomorskim oraz płasko ułożoną, lecz stosunkowo wąską strefą zasilania podkenozoicznych wychodni kredy dolnej wzdłuż skrzydła południowo-wschodniego po stronie strefy przedsudeckiej na linii (SE-NW) Częstochowa - Sieradz - Kalisz - Poznań (Zał. 14.2, 14.6). W niecce szczecińskiej strop kredy obniża się ku NE od ok. 250 - 500 m na skrzydle SW do ok. 1500 - 1800 m w osi depresji przy granicy wału pomorskiego. Południowa krawędź niecki szczecińskiej w pasie równoleżnikowym (W-E) Kostrzyn n.Odrą - Sulęcín - Międzyrzecz - Międzychód - Pniewy na WNW od Poznania stanowi zapewne krawędź zasilania basenu. Można o tym wnioskować na podstawie ekscentrycznego przesunięcia położenia stref wysokiej mineralizacji wód w stosunku do skrzydeł i osi basenu (Zał. 14.6). Umożliwia to zarazem wytyczenie strzałek poziomego hydrodynamicznego przepływu (naporu) wód.

W niecce mogileńskiej strop kredy dolnej obniża się odpowiednio od ok. -250 ÷ -500 m w rejonie Poznania do ok. -1000 ÷ -1200 m przy krawędzi wału pomorskiego. Natomiast NE krawędź niecki szczecińskiej na odcinku (SE-NW): Drawsko Pomorskie - Dobra - Nowogard stanowi najwyraźniej strefę rozładowania (Zał. 14.2, 14.6). Ogólny kierunek naporu hydrodynamicznego jest tu skierowany ku N i NW.

Krawędź SW niecki mogileńskiej na odcinku (NW-SE) Poznań - Kalisz tworzy strefę zasilania, a krawędź przeciwną na przejściu wału kujawskiego do pomorskiego z rozwiniętą halotektoniką, stanowi strefę rozładowania. Ogólny kierunek przepływu hydrodynamicznego w niecce łódzkiej jest tu więc zorientowany ku NNE, NNW, NW i WNW od strefy Kalisz - Sieradz na głębokości 0 ÷ -500 m do -2000 m na N i NE od Konina oraz na NE od Sieradza wzdłuż wału kujawskiego, a w niecce miechowskiej do ok. -500 m przy zachodnim obrzeżeniu masywu świętokrzyskiego (Zał. 14.2). Praktycznie cała niecka łódzka z przejściem do niecki nidziańsko-miechowskiej na SE jest otoczona strefami zasilania zarówno wzdłuż krawędzi południowo-wschodniej (Kalisz - Złoczew - Radomsko - Częstochowa - Jędrzejów), południowej (od strony Wyżyny Małopolskiej) i północno-wschodniej wzdłuż antyklinorium świętokrzyskiego i wału kujawskiego w pasie (SE-NW) Chęciny k.Kielc - Piotrków Tryb. - Tomaszów Maz. - Łódź - Zgierz - Łęczyca. Dalej ku NW na Kłodawę - Strzelno krawędź ta staje się strefą rozładowania. Ogólny przepływ hydrodynamiczny skierowany jest ku NW w stronę niecki mogileńskiej.

Basen niecek brzeżnych obejmujący SW i S część niecki pomorskiej i nieckę warszawską sięga daleko swoim płaskim NE skrzydłem po południową synklizę perybałtycką, zachodni skłon wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz zachodnią część obniżenia podlaskiego. Basen ten znajduje swoje południowo-wschodnie przedłużenie w niecce lubelskiej i na zachodnim skłonie łukowsko-hrubieszowskiego wyniesienia zrębowego (Zał. 14.2).

Strop kredy dolnej obniża się tu od -500 ÷ -900 m na wschodzie (Elbląg - Olsztyn - Cie-

chanów - Warszawa - Siedlce) do -1000 ÷ -1500 m w strefie osiowej wzdłuż stromej krawędzi wału pomorsko-kujawskiego. Na obszarze lubelskim strop kredy dolnej obniża się od -200 ÷ -500 m wzdłuż skłonu wyniesienia zrębowego w kierunku SW i S do -750 ÷ -1000 m w osi niecki lubelskiej (na S od Lublina i Zamościa). Krawędź NE (wyniesienie łukowsko-hrubieszowskie) stanowi tu strefę zasilania, a krawędź SW na odcinku Biłgoraj - Lubaczów (zapadisko przedkarpackie) jest zapewne strefą rozładowania. Przepływ hydrodynamiczny w centrum południowej niecki lubelskiej (Zamość - Tomaszów Lub.) jest skierowany ku S i SE (Zał. 14.2, 14.6).

Na pograniczu niecki lubelskiej i warszawskiej zasilanie basenu dolnokredowego następuje zarówno od strony SW (Białobrzegi - Radom - Sandomierz), jak i od skrzydła podlasko-łukowskiego (Siedlce - Biała Podlaska - Radzyń Podl. - Parczew). Na północ od równoleżnikowego wododziału okien erozyjnych kredy dolnej w strefie Lublin - Chełm Lub. ogólny kierunek przepływu hydrodynamicznego odwraca się ku NNW.

Dolnokredowy basen warszawsko-mazurski o osi południkowej (S-N) Grójec - Warszawa - Ciechanów - Olsztyn (Zał. 14.6) zasilany jest zarówno od strony SW wzdłuż krawędzi wału kujawskiego (w pasie SE-NW: Skierniewice - Kutno - Włocławek) jak i od strony wschodniego skrzydła mazursko-podlaskiego w pasie (N-S) Mragowo - Ostrołęka - Wyszów - Mińsk Mazowiecki. W rezultacie wypadkowa ogólnego przepływu hydrodynamicznego skierowana jest na północ.

Zasilanie wzdłuż rowów tektonicznych (NW-SE) w strefie Żuromin - Płońsk, a także całego systemu dyslokacyjnego środkowej Wisły (SE-NW: Skierniewice - Płock - Włocławek - Toruń) wraz z oknem erozyjnym na S od Torunia powoduje, iż na N od Płocka tworzy się mały subbasen Rypin - Lipno - Sierpc, a dominujący przepływ hydrodynamiczny skierowany jest na NNW i N (Zał. 14.6). W rezultacie cała północna granica paleowychodni kredy dolnej w pasie równoleżnikowym (E-W) Olsztyn - Elbląg - Malbork - Kościerzyna - Miastko - Koszalin ma charakter strefy rozładowania.

Strefę rozładowania stanowi także halotektoniczno-dyslokacyjna NE krawędź wału śródpolskiego na przejściu od wału kujawskiego do pomorskiego na SW od Torunia w strefie Inowrocławia. Dalej ku NW wzdłuż niecki pomorskiej, krawędź wału pomorskiego ma zapewne częściowo charakter strefy zasilania (Bydgoszcz - Zabartowo, Debrzno - Człuchów i Białogard), a częściowo rozładowania (rej. Kamienia Krajeńskiego i Szczecinek - Wierchowo). W strefie Kamień Kraj. - Człuchów - Chojnice zarysowuje się mały basen wodnonaporowy. Jak już wspomniano, północna granica basenu niecki pomorskiej na obszarze Kościerzyna - Miastko - Koszalin ma charakter strefy rozładowania, a ogólny przepływ hydrodynamiczny jest tu skierowany na NNW i NW.

Ogólnie można stwierdzić (Szczepański, Górecki (red.), 1990), że jednym z głównych obszarów alimentacyjnych basenu wodonośnego kredy dolnej jest jego płaskie skrzydło południowo-wschodnie, tj. obszar przedsudecki aż po wododział niecki nidziańskiej na SE, gdzie w strefie wychodni dolnokredowych notowano najwyższe ciśnienia wód. Wzdłuż stosunkowo wąskich paleowychodni podkenozoicznych, głównie podczwartorzędowych, utwory kredy dolnej zasilane są bezpośrednio lub pośrednio wodami atmosferycznymi. Występują tu więc wody o zwierciadle swobodnym. W krawędziowych alimentacyjnych strefach wychodni powierzchniowych i podkenozoicznych strop warstw zbiornikowych dolnej kredy zalega na rzędnych od +270 m npm do -280 m ppm (na krawędzi niecki mogileńsko-łódzkiej). W całym basenie strop dolnej kredy pozostaje przeważnie na głębokości -800 ÷ -1200 m. Zbiornik dolnokredowy nie tworzy ciągłego, jednorodnego poziomu wodonośnego, lecz stanowi kompleks nieciągłych, naprze-

mianległych przepuszczalnych, słabo przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych warstw piaszczystych, piaszczysto-marglistych i piaszczysto-mułowcowych, rozbitych dodatkowo uskokiemi na kilka jednostek hydrogeostukturalnych. Jednakże, wewnętrzna więź hydrauliczna istniejąca w obrębie kompleksu dolnokredowego sprawia, iż można go traktować jako jeden, wspólny poziom wodonośny (Szczepański, Górecki (red.), 1990).

Ze względu choćby na swój mniejszy zasięg, basen dolnokredowy jest oczywiście mniej pojemny i zasobny aniżeli dolnojurański. Również, ze względu na mniejszą powierzchnię stref alimentacyjnych zasilanie basenu dolnokredowego jest mniejsze aniżeli dolnojurańskiego. Jednakże większa przepuszczalność horyzontów wodonośnych oraz wyższa dynamika i wydajność wód nadają zbiornikowi dolnokredowemu większą zdolność eksploatacyjną (Szczepański, Górecki (red.), 1990). Zasilanie tego zbiornika jest ułatwione łącznością hydrauliczną jaka istnieje zarówno z niżej leżącymi poziomami wodonośnymi jury jak i z nadleżącymi, silnie spękanymi utworami węglanowymi kredy górnej. Na obszarze niecki miechowskiej poziom dolnokredowy łączy się w jeden kompleks wodonośny z piaskami i piaskowcami cenomanu.

Pionowa łączność hydrauliczna jest szczególnie silna w strefach zaangażowanych tektonicznie i halotektonicznie, a więc w przyosiowych strefach synklinalnych i wzdłuż poddanych przyuskokowych skrzydeł obniżen brzeżnych na granicy z wałem śródpolskim. Wał pomorsko-kujawski wzdłuż obydwu krawędzi po stronie SW i NE stanowi tu więc istotną strefę po części alimentacji (zasilania), a po części drenażu (rozładowania) hydrodynamicznego (Górecki (red.), 1995). Strefę alimentacji wód tworzy także obrzeżenie Gór Świętokrzyskich oraz skłon starej platformy wschodnio-europejskiej po stronie perybałtycko-mazursko-podlasko-lukowsko-hrubieszowskiego skrzydła basenu dolnokredowego. Tu również w SE części niecki lubelskiej zanotowano podwyższone ciśnienia. Na ogół jednak gradienty ciśnień są niskie i zbliżone do ciśnienia hydrostatycznego (Bojarski, 1996).

Rozkład ciśnień zredukowanych (Szczepański, Górecki (red.), 1990) wskazuje na istnienie ogólnego systemu krążenia wód skierowanego z SE na NW (Górecki (red.), 1995), a ponadto systemu krążenia regionalnego, w którym bazami drenażowymi są pradoliny i doliny rzek współczesnych oraz systemów krążenia lokalnego warunkowanych oknami hydraulicznymi, dolinami rzecznyymi, nieciągłościami erozyjnymi i tektonicznymi lub miejscową eksploatacją wód dolnokredowych. Wał śródpolski odgrywa tu bez wątpienia rolę wododziału w krążeniu ogólnym, szczególnie na granicy niecki mogileńsko-łódzkiej i wału kujawsko-świętokrzyskiego. Intensywna, wieloletnia eksploatacja zwykłych (słodkich) wód dolnokredowych w niecce łódzkiej (rejon miasta Łodzi) doprowadziła do znacznego obniżenia zwierciadła wody i zaburzenia reżimu hydrodynamicznego w tej części basenu. Może to spowodować ascencję wód słonych z głębszych części niecki łódzkiej (Bojarski, 1996).

Ponadto, jak już wspomniano, w dolnokredowym basenie wodonośnym Niżu Polskiego istnieją lokalne strefy drenażowe związane z pradolinami i dolinami rzecznyymi wciągymi aż do stropu utworów dolnokredowych. Występowanie skierowanego na północ przepływu wód dolnokredowych w północnej części basenu (Górecki (red.), 1995) można wiązać z drenującą rolą doliny Wisły, a także z wieloletnią eksploatacją słodkich wód górnokredowych tzw. kredy gdańskiej (Szczepański, Górecki (red.), 1990).

Warunki zbiornikowe poziomów wodonośnych kredy dolnej

Zasadniczymi poziomami wodonośnymi kredy dolnej są piaskowce zbiornikowe fm. bo-dzanowskiej dolnego walażynu uszczelnione ilasto-mułowcowymi utworami fm. wrocławskiej

(grn. walażyn - hoteryw), a tym bardziej piaskowce ogniwa pagórczańskie (apt), zaś nade wszystko piaskowce ogniwa kruszwickiego (alb dolny i środkowy) najwyższej części fm. mogileńskiej uszczelnione marglisto-węglanowymi utworami albu górnego.

Poziomy zbiornikowe kredy dolnej o maksymalnej miąższości sięgają w głębszych partiach basenu do głębokości 2700 m (Bojarski, 1996). W niecce mogileńsko-łódzkiej strop utworów kredy dolnej występuje przeważnie na głębokości 400 - 1600 m w zakresie od 0 na obszarze wychodni południowoschodnich do ponad 2800 m w rejonie Trzemiżala i Wilczyna na W od Gniezna (ZSE, AGH, 1996).

Sumaryczna miąższość dolnokredowych zbiornikowych piaskowców wodonośnych wynosi przeważnie 10 - 100 m. Jedynie lokalnie, zwłaszcza w niecce mogileńsko-łódzkiej i miechowskiej, a także na granicy niecki warszawskiej z wałem kujawskim wzdłuż osi niecki na NE od linii Wisły (Bydgoszcz - Toruń - Włocławek - Płock (Zał. 14.3) miąższość ta może przekraczać 100 - 200 m, dochodząc do 300 m w rejonie Torunia. Ogólnie rzecz biorąc, w całym pasie niecek pomorskiej i warszawskiej sumaryczna miąższość dolnokredowych warstw wodonośnych rośnie od 25 - 100 m na szerokim NE skrzydle zasilania do 100 - 150 m w strefie osiowej wzdłuż wału śródpolskiego (Miastko - Chojnice - Bydgoszcz - Toruń - Włocławek - Płock - Skierniewice) (Zał. 14.4).

Sumaryczna miąższość piaskowców zbiornikowych kredy dolnej w niecce mogileńsko-łódzkiej pozostaje na ogół w granicach 50 - 150 m rosnąc ku NE lokalnie do ponad 200 m przy granicy z wałem kujawskim (Janowiec Wlkp. na S od wysadu solnego Damasławka) (Zał. 14.4). Ogólnie można stwierdzić, że miąższość całego kompleksu kredy dolnej w niecce mogileńsko-łódzkiej wynosi przeważnie 100 - 200 m (Zał. 14.3). Miąższość ta rośnie od 20 - 50 m w pasie krawędziowych podkenozoicznych wychodni kredy do 100 - 150 m w osi basenu mogileńsko-łódzkiego i ponad 300 m wzdłuż NE granicy z wałem kujawskim (Janowiec Wlkp., Strzelno).

Zmiany miąższości kredy dolnej uwarunkowane są nie tylko inwersją laramijską, która sprawia, iż największe miąższości zachowały się wzdłuż krawędzi dawnej bruzdy, a obecnie wału śródpolskiego, lecz także wiąże się z synsedymacyjną tektoniką dyzjunktywną i halotektoniką. Jedną z zasadniczych stref dyslokacyjnych jest strefa Mogilno - Ponętów - Pabianice. Na zachód od niej w obrębie bloku Gniezno - Łask zaznacza się z kolei redukcja starszych ogniwi neokomu oraz spadek całkowity miąższości kredy dolnej poniżej 150 m. Tak więc w NW części niecki mogileńsko-łódzkiej rozwinięty jest pełny profil kredy dolnej od beriasu po alb, zaś w części południowo-zachodniej brak jest utworów beriasu - dln. walażynu, a także częściowo grn. walażynu - dln. hoterywu, lokalnie również górnego hoterywu (fm. wrocławska) - ZSE/AGH, 1996.

Procentowy udział warstw przepuszczalnych w profilu kredy dolnej pozostaje na ogół w granicach 30 - 90%, rosnąc nawet do ponad 90% wzdłuż paleowychodni dolnokredowych skrzydła południowo-wschodniego. W środkowej części niecki mogileńsko-łódzkiej udział potencjalnie zbiornikowych piaskowców w profilu kredy dolnej wynosi 60 - 80%.

W niecce szczecińskiej, a więc na NW od linii (NE-SW) Kcynia - Wągrowiec - Rogoźno - Oborniki - Szamotuły sumaryczna miąższość wodonośnych piaskowców dolnokredowych nie przekracza 100 m (w strefie paleowychodni poniżej 25 m). Na W od południa (Piła) - Chodzież - Oborniki - (Poznań) udział utworów przepuszczalnych w profilu kredy dolnej jest stosunkowo najmniejszy.

Ku SE w niecce łódzkiej w strefie Łódź - Piotrków Trybunalski miąższość utworów wodonośnych kredy dolnej nie przekracza 100 m za wyjątkiem rejonu Tuszyń (28 km na SE od

Łodzi). W południowej części niecki łódzkiej (Sieradz - Belchatów - Wola Krzysztoforska) udział warstw przepuszczalnych w profilu kredy dolnej wzrasta do ponad 90%.

Wody wglębne z utworów kredy dolnej ujmują się na większą skalę jedynie w strefie wychodni tych utworów na NE obrzeżeniu niecki łódzkiej, a w mniejszym zakresie na SW obrzeżeniu niecki warszawskiej oraz sporadycznie w innych jednostkach hydrogeostrukturalnych, m.in. w Lubelskim Zagłębiu Węglowym (LZW), gdzie wykonano większą ilość parametrycznych badań hydrogeologicznych (Szczepański, Górecki (red.), 1990).

Na obszarze lubelskim i częściowo w syneklizie perybałtyckiej podstawowym poziomem wodonośnym są raczej szczelinowate wapienie i margle kredy górnej. Do kredy górnej zaliczony jest także regularny poziom piasków i piaskowców występujących w spągu serii węgalnowej na obszarze lubelskim (Bojarski, 1996).

Porowatość efektywna piaskowców dolnokredowych waha się w zakresie 3 - 45%, najczęściej 15 - 25%. Współczynnik odsączalności grawitacyjnej oznaczony laboratoryjnie w LZW wynosi 0.011 - 0.03 (Rogoż, Rózkowski in: Rózkowski, Wilk red., 1989), a obliczony na jego podstawie współczynnik przepuszczalności dla wody w temperaturze 10°C wynosi $k_{10} = 8.07 \cdot 10^{-8} - 3.16 \cdot 10^{-5}$ (sr. geom. $2.48 \cdot 10^{-6}$) m/s (ZSE/AGH, 1996). Na podstawie próbnych pompowań wykonanych w 60 studniach głębinowych współczynnik filtracji horyzontów wodonośnych kredy dolnej waha się w przedziale $5.6 \cdot 10^{-6} - 5.5 \cdot 10^{-4}$ (sr. $7.8 \cdot 10^{-5}$) m/s. W rejonie miasta Łodzi, gdzie pobór użytkowych wód dolnokredowych jest największy, średni współczynnik filtracji wynosi $2.4 \cdot 10^{-5}$ m/s. Współczynnik filtracji dla utworów kredy dolnej ustalony w wyniku próbnych pompowań wykonanych w 31 otworach wiertniczych na Niżu Polskim (poza obszarem lubelskim) waha się w szerokim zakresie $2.94 \cdot 10^{-8} - 6.05 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Średnią wartość współczynnika filtracji dla utworów kredy dolnej określoną na podstawie próbnych pompowań wykonanych zarówno w studniach głębinowych, jak i w otworach wiertniczych ustalono na $5.41 \cdot 10^{-5}$ m/s (sr. arytm.) oraz $2.13 \cdot 10^{-5}$ (sr. harm.) (Szczepański, Górecki (red.), 1990). Natomiast wartość współczynnika filtracji obliczoną z przepuszczalności (k_{10}) oznaczonej laboratoryjnie dla wody słodkiej o temperaturze 10°C ustalono na $1.11 \cdot 10^{-9} - 3.33 \cdot 10^{-5}$ (sr. $5.16 \cdot 10^{-6}$) m/s. Biorąc zaś pod uwagę rzeczywiste warunki panujące w poziomie wodonośnym kredy dolnej wartość średnią współczynnika filtracji ustalono na $1.5 \cdot 10^{-5}$ m/s. Współczynnik filtracji ustalony w studniach głębinowych na płytko położonych obszarach paleowychodni kredy dolnej nie może być oczywiście reprezentowany dla całego basenu, choćby dlatego, że jego wartość maleje wraz ze wzrostem głębokości, co potwierdzają wyniki próbnych pompowań w otworach wiertniczych. Do obliczeń hydrogeologicznych (Szczepański, Górecki (red.), 1990) przyjęto więc współczynnik filtracji o wartości $2 \cdot 10^{-5}$ m/s, a dla albu lubelskiego $5 \cdot 10^{-5}$ m/s.

Na obszarze lubelskim współczynnik filtracji ustalony próbnymi pompowaniami w otworach wiertniczych wynosi $2.94 \cdot 10^{-8} - 1.38 \cdot 10^{-5}$ (sr. $3.94 \cdot 10^{-6}$) m/s, w tym dla utworów albu w rejonie LZW = $5 \cdot 10^{-6}$ m/s. Według (Szczepański, Górecki (red.), 1990) współczynnik filtracji piaskowców zbiornikowych kredy dolnej w niecce warszawskiej wynosi $2.26 \cdot 10^{-6} - 6.05 \cdot 10^{-5}$ m/s, a w niecce mogileńsko-łódzkiej $1.3 \cdot 10^{-7} - 2.9 \cdot 10^{-5}$ m/s. Wartość tego współczynnika

obliczono na podstawie przepuszczalności laboratoryjnej ustalono w granicach $4.0 \cdot 10^{-8} - 1.1 \cdot 10^{-6}$ m/s w niecce szczecińskiej, $1.25 \cdot 10^{-5} - 3.33 \cdot 10^{-6}$ m/s w niecce mogileńsko-łódzkiej i średnio ok. $8.0 \cdot 10^{-6}$ w niecce miechowskiej.

Na podstawie próbnych pompowań wykonanych w 8 otworach w rejonie (NW-SE) Wągrowiec - Strzelno - Wilczyn (15 km na S od Strzelna) - Ślesin - Dobrów (7 km na S od Koła) - Uniejów (AGH 1 i 2) w optymalnej strefie niecki mogileńsko-łódzkiej (NW-SE) Wągrowiec - Gniezno - Konin - Koło - Turek - Łęczycza wzdłuż krawędzi wału kujawskiego, określono wartość współczynnika filtracji (k) w granicach $1.3 \cdot 10^{-7} - 2.09 \cdot 10^{-5}$ (sr. geom. $3.08 \cdot 10^{-6}$ m/s). Wartości te wg klasyfikacji hydrogeologicznej kwalifikują badane piaskowce kredy dolnej do utworów średnio- i słabo przepuszczalnych. Stwierdzono, że najwyższe wartości współczynnika filtracji występują w rejonach Czarnkowa + (Damaśławek - Mogilno - Strzelno na NE od Gniezna) + (Koło - Tuliszków - Szadek - Tuszyn - Poddębice - Dąbie między Koninem a Łodzią), tj. na ok. 20% powierzchni niecki mogileńsko-łódzkiej (ZSE/AGH, 1996).

Jak wynika z mapy w niecce mogileńsko-łódzkiej w pasie (NW-SE) Wągrowiec - Gniezno - Konin - Koło - Turek - Uniejów - Zduńska Wola współczynnik filtracji utworów wodonośnych kredy dolnej jest rzeczywiście najkorzystniejszy i pozostaje w granicach $20 \cdot 10^{-6} - 30 \cdot 10^{-6}$ m/s. Wysoki współczynnik filtracji rzędu $20 \cdot 10^{-6} - 25 \cdot 10^{-6}$ m/s pojawia się też w niecce szczecińskiej na N od Szczecina w stosunkowo niewielkiej strefie (SE-NW) Stargard Szczeciński - Goleniów - Trzebież - Solec na granicy niemieckiej (Puszcza Wkrzańska). W osiowej strefie basenu niecki warszawskiej przy krawędzi wału kujawskiego w strefie (NW-SE) Płock - Sochaczew - Łowicz - Żyrardów - Skierniewice najwyższe wartości współczynnika filtracji sięgają $16 \cdot 10^{-6} - 20 \cdot 10^{-6}$ m/s. Na podstawie rozkładu wartości współczynnika filtracji i miąższości warstw wodonośnych ustalono zmienność przewodności hydraulicznej (T = transmissivity) utworów zbiornikowych kredy dolnej (Zał. 14.8). Największą przewodność hydrauliczną rzędu $400 - 500 \cdot 10^{-5}$ m²/s stwierdza się wzdłuż NE krawędzi niecki mogileńsko-łódzkiej przy granicy z wałem kujawsko-pomorskim w pasie (NW-SE) Wągrowiec - Janowiec Wlkp. - Mogilno - Strzelno - Kłodawa - Krośnice k. Kutna. Na połowie obszaru środkowej części niecki mogileńsko-łódzkiej przewodność hydrauliczna (T) jest względnie najwyższa i zmienia się w granicach $4 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$ m²/s przy czym najwyższe wartości T (ponad $2 \cdot 10^{-3}$ m²/s) stwierdzono w pobliżu wydaju solnego Damaśławka. Względnie wysoka przewodność hydrauliczna utrzymuje się także NE krawędzi niecki na granicy z wałem kujawskim w strefie NW-SE Janowiec Wlkp. (na N od Gniezna) - Uniejów (na SW od Łęczycy). W kierunku SW krawędzi niecki mogileńsko-łódzkiej, a także w jej części południowo-wschodniej (Sieradz - Ozorków - Tomaszów Maz. - Kamieńsk) przewodność hydrauliczna spada poniżej $4 \cdot 10^{-4}$ m²/s (ZSE/AGH, 1996).

Podwyższone wartości przewodności hydraulicznej od $100 \cdot 10^{-5}$ m²/s do ponad $200 \cdot 10^{-5}$ m²/s występują na granicy niecki mogileńskiej i szczecińskiej w pasie (SE-NW) Czarnków - Człopa - Drawno między Piłą a Gorzowem Wielkopolskim (Zał. 14.8). W osi niecek brzeźnych (pomorskiej i warszawskiej) na NE od linii Szczecinek - Bydgoszcz - Toruń - Włocławek - Płock - Skierniewice przewodność hydrauliczna piaskowców zbiornikowych kredy dolnej przekracza $100 \cdot 10^{-5} - 200 \cdot 10^{-5}$ m²/s, a lokalnie, na S od Torunia nawet $300 \cdot 10^{-5}$ m²/s (Zał. 14.8).

Stwierdzono również, że na przeważającym (ok. 70% powierzchni) obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej, utwory kredy dolnej charakteryzują się zdecydowanie najwyższymi wydajnościami tak, iż można się tu spodziewać znacznej wydajności eksploatacyjnej wód z tego poziomu przekraczającej 120 m³/h. Jak wynika z mapy (Zał. 14.9) wydajność wód dolnokredowych w środkowej i przysiołowej części niecki mogileńsko-łódzkiej powinna przekraczać 200

- 250 m³/h, a lokalnie nawet 300 m³/h. Największe wydajności (ponad 270 m³/h) stwierdzono w strefie Uniejów - Dobrów - Ponętów (na E od Koła), a także w rejonie Sampolna, Strzelna i Czarnkowa. Wysokie wydajności wód kredy dolnej pojawiają się też w pasie (NW-SE) Tuszyn - Konstantynów Łódzki - Uniejów, a także w całym środkowym obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej o szerokości ok. 50 km (ZSE/AGH, 1996). Na przejściu między niecką mogileńską a szczecińską, na południe od Piły w pasie równoleżnikowym (E-W) Kcynia - Margonin - Chodzież - Trzcianka - Człopa - Drawno n. Drawą (Zał. 14.9) zaznacza się również wzrost wydajności wód powyżej 100 - 150 m³/h. W północnej części niecki szczecińskiej w pasie Złocieniec - Drawsko Pom. - Dobra - Goleniów - Trzebież - N. Warno (zalew Szczeciński, nad granicą niemiecką) obserwuje się stosunkowo niewielki wzrost wydajności wód dolnokredowych do 50 - 100 m³/h. W szerokiej, przyosiowej strefie niecki pomorskiej i warszawskiej (NW-SE) Miastko - Chojnice - Grudziądz - Brodnica (na NE od Torunia) - Rypin - Sierpc (na NE od Włocławka) - Płońsk (na ENE od Płocka) - Sochaczew - Żyrardów (na NE od Skierniewic) wydajność z utworów wodonośnych kredy dolnej wzrasta do ponad 100 - 150 m³/h, a lokalnie (Sochaczew na E od Warszawy) przekracza 200 m³/h (Zał. 14.4).

Warunki hydrogeotermalne zbiornika dolnokredowego

W najbardziej perspektywnej strefie jaką jest niecka mogileńsko-łódzka temperatury wód dolnokredowych pozostają w przedziale od kilku °C (w rejonie wychodni kredy dolnej) do ponad 80°C wzdłuż krawędzi wału śródpolskiego, szczególnie na przejściu od wału kujawskiego na SE do wału pomorskiego na NW tj. w pasie (SE-NW): Zduńska Wola (na E od Sieradza) - Turek (na NE od Kalisza) - Koło - Konin - Gniezno - Mogilno - Damasławek - Wągrowiec. Temperatura w stropie kredy dolnej w obrębie tej najbardziej optymalnej strefy sięga 50 - 98°C (Zał. 14.5). Najwyższe temperatury stwierdzono tutaj w rejonach (SE-NW) Uniejowa n. Wartą (25 km na E od Turka, Uniejów 1, temp. 64.1°C), Poddębic (17 km na SE od Uniejowa, otw. Poddębice IG-1, temp. 63.7°C), Koła (27 km na E od Konina) i Przybyłowa (5 km na SE od Koła) oraz Wilczyna (15 km na S od Strzelna) - Strzelna - Mogilna - Damasławka (Damasławek 22 - 70°C) (Łapinkiewicz, Górecki (red.), 1990). W związku z tym przedstawiono koncepcję wykorzystania wód geotermalnych w Uniejowie (Górecki, Kuźniak, 1990), gdzie już wcześniej (Płochniński, Stachowiak, 1979) z piaskowców dolnokredowych na głębokości 1927 - 2078 m uzyskano wody chlorkowo-sodowe, borowe o mineralizacji 8 g/dm³ o temperaturze eksploatacyjnej 67°C.

Ogółem oceniono (ZSE, AGH, 1996), że w niecce mogileńsko-łódzkiej (o pow. 19 600 km²) na ok. 18% powierzchni (tj. 3350 km²) strop zbiornika dolnokredowego pozostaje w zakresie temperatur rzędu 60 - 100°C.

Na pozostałym obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej, a przede wszystkim na jej skrzydle południowo-zachodnim aż do linii (NW-SE) Poznań - Kalisz - Sieradz - Piotrków Tryb. (Zał. 14.5) temperatura węglbna wód dolnokredowych pozostaje w granicach 20 - 50°C. W niecce szczecińskiej strefa niskotemperaturowa (25 - 50°C) wód dolnokredowych obejmuje szerokie skrzydło południowe między Szczecinem a Gorzowem Wielkopolskim (w otw. Gorzów Wlkp. IG-1, temp.=31.9°C).

Jak wynika z mapy Zał. 14.5 podwyższone temperatury rzędu 50 - 70°C w stropie kredy dolnej występują również w północnej części niecki szczecińskiej w strefie (ESE-WNW) Drawsko Pom. - Chociwel - Goleniów - Szczecin - Police - Lubieszyn/Linken na granicy niemieckiej (najwyższa temperatura w otw. Stargard 1 = 77.6°C).

Stosunkowo wysokie temperatury wód dolnokredowych w niecce szczecińskiej wynikają z podwyższonego gradientu geotermicznego sięgającego 37 - 38°C/km. Natomiast w nieckach brzeźnych - pomorskiej i warszawskiej gradient geotermiczny jest znacznie niższy i pozostaje w granicach 20 - 25°C/km.

Już na wstępnym etapie badań (Górecki, 1990) można było stwierdzić, że na obszarze Niżu Polskiego zbiornik dolnokredowy z wodami o niskich temperaturach rzędu 20 - 50°C obejmuje ok. 86 500 km² tj. ok. 89% powierzchni całego obszaru. Jedynie na powierzchni ok. 10 000 km² stanowiącej ok. 10.5% obszaru basenu występują temperatury wyższe rzędu 50 - 85°C. Najwyższych temperatur rzędu 85 - 100°C można się spodziewać jedynie na powierzchni 420 - 430 km² stanowiących zaledwie 0.45% obszaru dolnokredowego zbiornika wodonośnego. Ten najbardziej optymalny obszar ogranicza się oczywiście do NE części niecki mogileńsko-łódzkiej tj. do strefy (SE-NW): Zduńska Wola - Łęczycza - Uniejów - Turek - Kłodawa - Konin - Ślesin - Strzelno - Mogilno - Gniezno - Janowiec Wlkp. - Damasławek - Wągrowiec (Górecki, Szklarczyk, 1990).

Warunki hydrogeochemiczne zbiornika dolnokredowego

Łączność hydrauliczna wodonośnych utworów kredy dolnej z podłożem i nadkładem (szczególnie z piaskowcami cenomanu) powoduje, iż zarówno pionowa strefowość wód dolnokredowych jak i wzrost stopnia ich zasolenia wraz z głębokością zaznacza się słabo i niewyraźnie (Adamczyk, 1990). Tym niemniej widoczna jest odrębność hydrochemiczna wód dolnokredowych pomiędzy basenem szczecińsko-mogileńsko-łódzkim a pasem niecek brzeźnych po przeciwnych stronach wału śródpolskiego. Pionowe zmiany mineralizacji wód w pasie niecek szczecińsko-mogileńsko-łódzko-miechowskiej są co prawda niewyraźne, gdyż zmiany wartości dokonują się w szerokim zakresie, jednakże zasolenie wód dolnokredowych wykazuje ogólną tendencję wzrostu wraz z głębokością od ok. 1 - 55 (śr. 25) g/dm³ na głębokości ok. 500 m do 2 - 88 (śr. 20) g/dm³ na głębokości 1000 m i do ok. 9 - 173 (śr. 88) g/dm³ na głębokości 2000 m.

Wydaje się, iż w pasie niecek brzeźnych tj. pomorskiej, warszawskiej, lubelskiej zasolenie wód dolnokredowych jest nieco mniejsze, lecz wzrasta nieco szybciej wraz z głębokością od ok. 1 - 25 (śr. 8) g/dm³ na głębokości ok. 500 m do 2 - 67 (śr. 20) g/dm³ na głębokości 1000 m i do ok. 10 - 150 (śr. 74) g/dm³ na głębokości 2000 m. Tutaj, w pasie niecek brzeźnych wody dolnokredowe występują na mniejszych głębokościach (zwykle 500 - 1000 m) aniżeli po SW stronie wału śródpolskiego. Najpłycej zostały one opróbowane w studniach głębinowych odwierconych wzdłuż SW granicy niecek brzeźnych na głębokości 100 do kilkuset metrów, gdzie ich mineralizacja nie przekracza 0.1 - 0.2 g/dm³. Tak więc na kontakcie niecki warszawskiej i wału kujawskiego występują wody zwykle o znaczeniu użytkowym (Bojarski, Sokołowski, 1994).

Najgłębiej wody dolnokredowe zostały opróbowane w otw. Nadarzyn IG-1 pod Warszawą (głęb. 1600 - 1630 m), gdzie ich zasolenie okazało się nadal niskie (ok. 10 g/dm³). Zaskakująco niska (0.8 - 1.0 g/dm³) była też mineralizacja wód dolnokredowych w głęboko położonych partiach zbiornika w otw. Mszczonów IG-1 i IG-2 ok. 10 km na SE od Żyrardowa (Bojarski, 1996). Natomiast stosunkowo wysoką mineralizację wód powyżej 50 g/dm³ stwierdzono w otw. Narol IG-1 ok. 35 km na S od Zamościa w SE części niecki lubelskiej oraz w otw. Unisław 2 (zasolenie wód 87 g/dm³) na granicy niecki pomorskiej i syneklizy perybałtyckiej, ok. 30 km na ENE od Bydgoszczy. Wszystko to wskazywało iż rozkład mineralizacji wód

dolnokredowych w pasie niecek brzeżnych przebiega niezgodnie z głębokością występowania zbiornika wodonośnego (Adamczyk, 1990). Potwierdza to mapa mineralizacji wód w stropie utworów kredy dolnej (Zał. 14.6), gdzie strefa wzrostu zasolenia powyżej 10 g/dm³ (zwykle ok. 20 g/dm³) jest przesunięta ku NE przede wszystkim w stosunku do osi niecki warszawskiej i przebiega w pasie (SSE-NNW-NW): Lubaczów - Tomaszów Lub. - Biłgoraj - Puławy n. Wisłą - Dęblin oraz Grójec - Warszawa - Nowy Dwór n. Wisłą - Ciechanów - Nidzica - Olsztyn - Ostróda - Iława - Kwidzyn n. Wisłą - Tuchola - Chojnice - Szczecinek - Koszalin. Widać więc także, iż powyższa strefa wzrostu mineralizacji pokrywa się w znacznym stopniu z osią niecki pomorskiej wzdłuż granicy z wałem pomorskim oraz z przebiegiem niecki lubelskiej wzdłuż granicy z antyklinorium dolnego Sanu (w podłożu zapadliska przedkarpackiego), gdzie na S od Zamościa zasolenie wód dolnokredowych rośnie do ponad 50 g/dm³ (Zał. 14.6). Wydaje się, iż efekt ekscentrycznego przebiegu strefy wzrostu mineralizacji wód dolnokredowych w nieckach brzeżnych w stosunku do planu strukturalnego mógł być wywołany inwersją laramijską. Pozostały, największy (ok. 80% powierzchni) obszar zbiornika dolnokredowego zajmują wody o mineralizacji poniżej 2-10 g/dm³.

Wzdłuż północnej krawędzi niecki szczecińskiej i mogileńskiej oraz SW krawędzi niecki mogileńsko-łódzkiej, a następnie SE obniżenia tego basenu w pasie Piła - Wągrowiec - Poznań - Września - Kalisz - Sieradz oraz w południowej części niecki łódzkiej na przejściu do niecki nidziańskiej-miechowskiej (Łódź - Piotrków Tryb. - Częstochowa - Jędrzejów) dominują wody dolnokredowe o mineralizacji nie przekraczającej 1 - 2 g/dm³ (Zał. 14.6). Wody o najniższej mineralizacji występują w niecce nidziańsko-miechowskiej na pograniczu z antyklinorium świętokrzyskim oraz w rejonie Łodzi. Są to wody słodkie, spełniające wymogi wód pitnych i eksploatowane w dużej ilości studni głębinowych, szczególnie w Łodzi. Według L.Bojarskiego (1996) intensywne i długotrwałe eksploatacja wód zwykłych w niecce łódzkiej doprowadziła do zaburzenia reżimu hydrodynamicznego. Wody zwykle sięgają tu aż do głębokości 1700 m, a najgłębsze studnie z ujęciami wód - do ok. 900 m. Eksploatacyjny spadek pierwotnych ciśnień złożowych spowodował, iż w odległości zaledwie 10 km od granicy wód zwykłych pojawiają się solanki o mineralizacji 70 g/dm³, a w odległości 45 km - solanki o stężeniu 100 g/dm³. Powoduje to lateralną ascenzję zasolonych wód z głębszych części niecki łódzkiej. Ascenzja solanek może mieć także charakter wertykalny od niżej leżących horyzontów jurajskich jak np. w rejonie Sarnów - Madeje na W od Łodzi. Wody zwykle sięgają tam 1500 - 1700 m podczas, gdy zaledwie 250 m niżej w utworach jury górnej mineralizacja rośnie o 80 - 111 g/dm³, co powoduje skokową różnicę ciśnień 45 · 10³⁰ hPa (Bojarski, 1996).

Głębiej w basenie, w środkowej części niecki szczecińskiej na obszarze (W-E) Kostrzyn n.Odrą - Międzyrzecz - Międzychód - Szamotuły na NW od Poznania oraz Świnoujście - Nowogard - Kalisz Pomorski - Człopa - Trzcianka na SW od Piły, występują wody o zasoleniu od 10 - 20 g/dm³ do 50 - 100 g/dm³ i więcej (Zał. 14.6). Mineralizację wód dolnokredowych przekraczającą 100 g/dm³ stwierdzono m.in. w otworach wiertniczych Chociwel 3 (25 km na NE od Stargardu Szczec.) i Mężyk 1 k.Wielenia n.Notecią ok. 62 km na SW od Piły. Według L.Bojarskiego (1996) mineralizacja wód dolnokredowych w całym nieomal polu niecki szczecińskiej waha się w granicach 60 - 126 g/dm³.

Strefa maksymalnej mineralizacji wód dolnokredowych wiąże się także ze środkową częścią niecki mogileńskiej na obszarze Wągrowiec - Września - Konin - Turek - Koło - Ślesin - Strzelno - Mogilno - Damasławek, gdzie zasolenie rośnie od 10 - 20 g/dm³ do 50 - 100 g/dm³ wzdłuż krawędzi wału kujawsko-pomorskiego (Zał. 14.6). Wody o mineralizacji powyżej 10 g/dm³ mają w przeważającej większości ustabilizowany skład jonowy typu Cl-Na. Typowe

wody chlorkowo-sodowe o stężeniu 10 - 50 g/dm³ pojawiają się więc w północnej części niecki łódzkiej i w środkowej części niecki mogileńskiej oraz w strefie przegłębień tektonicznych w aureoli wysadów Kłodawy i Damasławka.

Solanki o mineralizacji 50 - 100 mg/dm³ rozprzestrzenione są w najgłębszej części basenu na granicy niecki łódzkiej i mogileńskiej (strefa SE-NW: Koło - Konin - Ślesin - Strzelno - Mogilno - Janowiec Wlkp. - Wągrowiec) wzdłuż struktur solnych przy krawędzi z wałem kujawsko-pomorskim (Zał. 14.6).

Mapa (Zał. 14.7) ukazuje również optymalny obszar rozprzestrzenienia wód dolnokredowych o mineralizacji do 70 mg/dm³ i temperaturze poniżej 60°C nadających się do wykorzystania balneologiczno-rekreacyjnego. Obszar ten obejmuje południową część niecki łódzkiej od Sieradza - Łodzi na północy po pogranicze z niecką nidziańsko-miechowską (Częstochowa - Jędrzejów) na południu oraz strefę (SE-NW) w niecce mogileńsko-łódzkiej w pasie Sieradz - Kalisz - Września - Poznań - Gniezno - Oborniki - Wągrowiec - Chodzież (na S od Piły), a także praktycznie cały obszar niecki szczecińskiej z szeroką strefą wód balneologicznych w pasie (SE-NW) Wieleń - Człopa - Drawno - Kalisz Pom. - Drawsko Pom. - Szczecin - Goleniów - Nowe Warpno w części osiowej (Zał. 14.7).

14 The Lower Cretaceous aquifer

The Cretaceous aquifer covers about 128 000 km² and it is almost entirely limited by erosional outcrops or subcrops. Only the small, northwestern and eastern edges of the basin extend beyond the state border.

Lower Cretaceous water saturated beds (permeable sandy, sandy-marly and sandy-muddy sediments) belong mainly to Valanginian, Hauterivian, Middle Barremian-Aptian and locally to Albian. Undivided Albian sands and sandstones are known from some geotectonic units: Lublin Synclinorium, southwestern part of the Warsaw Depression, Podlasie-Lublin Horst zone and northern part of the Miechów Depression. In the Miechów Depression undivided Albian sediments and Cenomanian sands and sandstones form common aquifer.

In comparison with the Lower Jurassic aquifer, the Lower Cretaceous one is less continuous, which is due to tectonic events. Several hydrostructural units can be distinguished, each showing regional differences in lithology of water-bearing horizons and various discontinuities in system of permeable, semipermeable and impermeable beds.

From the hydrodynamic point of view, the Lower Cretaceous geothermal aquifer forms common water-bearing horizon.

The structure of the Lower Cretaceous aquifer (including locally the Upper Albian) is more diversified, when compared with the Lower Jurassic one, which results in more complicated morphology of the top surface of the former. The elevations change from +270 metres a.s.l. (in the areas of outcrops or incrops under the Cenozoic cover) to -280 metres in the Mogilno - Łódź Depression. In the deeper parts of the basin the depth between -800 and -1200 metres predominate.

Total thickness of Lower Cretaceous formation varies from several to over 400 m (the Mogilno Trough) with dominating values between 20 and 200 m. Largest thickness usually occur in axial parts of troughs (over 200 m) and decrease to several or a dozen of meters towards their marginal parts. Local anomalies were observed in the vicinity of salt diapirs and faults. Lowest total thicknesses of Lower Cretaceous strata were noted in the Lublin Trough, in the Łuków-Hrubieszów Horst, in the Mazury-Suwalki Uplift and in the Baltic Syncline (maximum 50 m) as well as in the Szczecin Trough and in the Fore-sudetic area.

Generally, the distribution of cumulative thickness of Lower Cretaceous groundwater horizons corresponds to the total thickness of this formation and varies from 150 to 300 m. Highest thickness values were observed in the Mogilno Trough and in the northeastern part of the Łódź Trough, slightly lower thicknesses occur in the southwestern part of the Warsaw Trough. In all the structural units total thickness of aquifers decreases from centre towards the margins of Lower Cretaceous Basin. Lowest thicknesses were reported from the Lublin Trough, the northeastern part of the Warsaw Trough, the Podlasie Depression, the Łuków-Hrubieszów Horst zone, the Pomerania and Szczecin troughs as well as in the Fore-Sudetic area and Miechów Depression.

Temperature distribution shows dominance of values from 20 to 40°C. Only in some areas: the Skierniewice-Płock region, the northwestern part of the Mogilno-Łódź Trough (Konin vicinity), and the northwestern part of the Szczecin Trough temperatures rise to over 50°C being related to the axial zones along the central parts of these units. Highest temperatures were observed in the Konin area (over 90°C, particularly north and northwest from this town).

The TDS of Lower Cretaceous groundwaters reservoirs in the top part of the aquifer varied from marginal (outcrops) to central parts of structural units. Along the outcrops the TDS

decreases to below 2 g/dm³ and rises up to 20 g/dm³ with the depth along the flow directions. Locally, values even over 50 g/dm³ (Konin and Mogilno areas) and over 100 g/dm³ (the Szczecin Trough) were reported. The lowest TDS was found in Lower Cretaceous groundwaters of the Kujawy Block (1 - 10 g/dm³), in the southeastern part of the Warsaw Trough, in the Miechów Trough and in the southeastern and western parts of the Mogilno-Łódź Trough.

The knowledge of the hydraulic parameters of permeable and semipermeable rocks is rather limited as the Lower Cretaceous water-bearing horizon has not been a subject of interest and large-scale exploitation. Exceptions are the outcrops along the northeastern margins of the Łódź Depression, at the southwestern margin of the Warsaw Depression and, to some extent, in other hydrostructural units where water intakes operate at present.

Pump tests in 60 water wells showed the filtration coefficient from $5.6 \cdot 10^{-8}$ to $6.05 \cdot 10^{-5}$ m/s, the average being $7.8 \cdot 10^{-5}$ m/s. In the vicinity of Łódź, which is the area of the most intense water exploitation from these horizons, the average filtration coefficient is $2.47 \cdot 10^{-5}$ m/s.

A wide range of filtration coefficient values comes from calculated results of pump tests on 31 deep boreholes: from $2.94 \cdot 10^{-8}$ to $6.05 \cdot 10^{-5}$ m/s, the average being $8.86 \cdot 10^{-6}$ m/s or $1.74 \cdot 10^{-5}$ m/s if the results from the Lublin Depression and the Podlasie - Lublin Horst zone are omitted. From the Mogilno - Łódź Depression the filtration coefficient determined from pump tests on deep boreholes ranges from $1.3 \cdot 10^{-7}$ to $2.9 \cdot 10^{-5}$ m/s. Similar determination for the Warsaw Depression gave $2.26 \cdot 10^{-6}$ to $6.05 \cdot 10^{-5}$ m/s in a wide range from $2.94 \cdot 10^{-8}$ and $1.38 \cdot 10^{-5}$ m/s (average: $3.94 \cdot 10^{-6}$ m/s).

For the Szczecin Depression the filtration coefficient varies between $4.0 \cdot 10^{-8}$ and $1.1 \cdot 10^{-6}$ m/s, for the Mogilno - Łódź Depression - between $1.25 \cdot 10^{-5}$ and $3.33 \cdot 10^{-5}$ m/s, for the Miechów Depression the average value is $8.0 \cdot 10^{-6}$ m/s.

The geothermal aquifer of the Lower Cretaceous permeable beds shows the artesian head at almost the whole area. Unconfined conditions occur only at the outcrops or subcrops under Cenozoic (mostly Quaternary) cover.

The alternative are the zones of both direct and indirect recharge of the aquifer with the meteoric waters. Narrow feeding zones occur along the southern boundaries of the aquifer (the Fore-Sudetic Monocline, and the Synclinoria: Mogilno - Łódź, Miechów, Lublin, Warsaw, and Pomeranian). Similar narrow zones were found along the boundary between the Pomeranian and the Kujawy Anticlinoria. The most extended recharge area occurs in northern part of the Kujawy Anticlinorium.

The comparison of the recharge zone of the Lower Jurassic aquifer, and that of the Lower Cretaceous one leads to the conclusion that the latter covers much more limited area. The intensity of recharge is expected to be proportionally lower but it is balanced by higher average permeability of the Lower Cretaceous rocks. It is suggested, therefore, that the estimated volumes of infiltration waters supplying both aquifers can be comparable.

Considering the pressure field, recharge conditions, thickness of permeable beds and the extent of the geothermal aquifer in the Lower Cretaceous strata, it is expected that the aquifer should reveal lower water potential (as suggested by the storage capacity of the reservoir rocks) but better exploitation properties in comparison with the Lower Jurassic one. The Lower Cretaceous rocks reveal a higher permeability and occur generally at smaller depths but show comparable pressures. However, owing to the high local lithological variability of both the aquifers and their hydrogeological conditions any estimation of water reserves must be taken with care. The credibility of hydrogeological model (especially with respect to recharge

conditions and hydrogeological parameters) is also influenced by the insufficient and irregular exploration of the aquifer.

The spatial distribution of the chemical types of waters is closely related to their mineralization. The class of the salinity below 2 g/dm³ includes multi-ionic waters dominated by HCO₃ and Ca. The 2 - 10 g/dm³ class characterises of Na-Cl and Na-Cl-HCO₃ waters, whereas that of over 10 g/dm³ salinity comprises mostly the Cl-Na type brines.

The economic concentrations of iodine and bromine were found in about 20% of samples collected from deep boreholes. These elements are concentrated in the southeastern part of the Lublin Depression, (in the Albian occurrence area) and in the Mogilno - Łódź Depression. The economic concentration of potassium in waters was found only in two boreholes.

Due to the TDS and flow conditions, geothermal waters reservoirised in Lower Cretaceous formation may contain bromide and iodine ions in amounts enabling their therapeutic and recreational utilization after heat extraction. Of balneological value can be geothermal waters from Szczecin Trough and from the northwestern part of the Mogilno-Łódź Trough (north of Konin town). In all the remaining structural units geothermal waters can be used for recreational purposes. In geosstructural units the perspective areas were determined where the TDS, Br and J concentrations, and temperatures were confirmed by data from drillings and by research results.

Literatura (References):

1. **Adamczyk A.F., 1990** - Chemizm wód geotermalnych w zbiornikach dolnojurańskim i dolnokredowym. W: W.Górecki (ed.) „Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego” ISE AGH Kraków.
2. **Bojarski L., 1996** - Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim 1:1 000 000, PIG Warszawa.
3. **Dadlez J., Dadlez R., 1987** - Neocomian facies between Mogilno and Koło (Central Poland). *Kwart.Geol.*, 31, no. 4.
4. **Feldman-Olszewska A., 1979** - W: A.Raczyńska (red.) Stratygrafia i rozwój facjalny młodszej kredy dolnej na Niżu Polskim. *Prace Inst.Geol.* T. 89.
5. **Gosk E., 1982** - Geothermal resources assessment. In: "Geothermics and Geothermal Energy" V.Čermak & R.Haenel (Eds.) E.Schweitzerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart.
6. **Górecki W., 1990** - Klasyfikacja, metodyka i wstępna ocena zasobów wód i energii geotermalnej w zbiornikach dolnojurańskim i dolnokredowym. W: W.Górecki (ed.) "Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego" ISE AGH Kraków.
7. **Górecki W., Kuźniak T., 1990** - Koncepcja wykorzystania dolnokredowych wód geotermalnych w rejonie miasta Uniejowa. W: W.Górecki (ed.) „Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego” ISE AGH Kraków.
8. **Górecki W., Szklarczyk T., 1990** - Strefy optymalne w zbiornikach dolnojurańskim i dolnokredowym. W: W.Górecki (ed.) „Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego” ISE AGH Kraków.
9. **Górecki W. (red.), 1995** - Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Towarzystwo Geosynoptyków „Geos”, Kraków 37 str. + 34 ilustracje.
10. **Jucha S., 1990** - Zbiorniki wód geotermalnych w dolnej jurze i dolnej kredzie na Niżu Polski w świetle wyników cyfrowej kartografii wgłębnej. W: W.Górecki (ed.) „Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego” ISE AGH Kraków.
11. **Jucha S., Strzetelski W., 1990** - Geological characterisation of geothermal aquifers of the Polish Lowlands. W: W.Górecki (ed.) „Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego” ISE AGH Kraków.
12. **Leszczyński K., 1997** - The Lower Cretaceous depositional architecture and sedimentary cyclicity in the Mid-Polish Trough. *Geol.Quart.* vol. 41, no. 4.
13. **Leszczyński K., 1997** - The Upper Cretaceous carbonate - dominated sequences of the Polish Lowlands. *Geol.Quart.* vol. 41, no. 4.
14. **Łapinkiewicz A.P., 1990** - Mapy temperatur w stropach formacji wodonośnych dolnej jury i dolnej kredy. W: W.Górecki (ed.) „Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego” ISE AGH Kraków.
15. **Marek S., 1988** - Paleothickness, lithofacies and paleotectonics of the epicontinental Lower Cretaceous in Poland. *Kwart.Geol.* 32 no.1.
16. **Marek S., 1997** - Kreda dolna. Litostratygrafia. W: S.Marek, M.Pajchłowa (red.) Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Prace PIG.*
17. **Marek S., Raczyńska A., 1979** - Obecny podział litostratygraficzny epikontynentalnej kredy w Polsce i propozycje jego uporządkowania. *Kwart.Geol.* T. 32 nr 3.
18. **Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997** - Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Prace PIG.*
19. **Płochniewski Z., Stachowiak J., 1979** - Dokumentacja zasobów termalnej wody mineralnej utworów kredy dolnej w otworze Uniejów IGH-1.
20. **Poradnik hydrogeologa 1971 pod red. nauk. S.Turka**, Wyd.Geol. Warszawa.
21. **Raczyńska A., 1979** - Stratygrafia i rozwój facjalny młodszej kredy dolnej na Niżu Polskim. *Prace Inst.Geol.* T. 89.
22. **Szczepański A., 1990** - Warunki hydrogeologiczne dolnojurańskiego i dolnokredowego zbiornika geotermalnego. W: W.Górecki (ed.) „Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego” ISE AGH Kraków.
23. **Szczepański A., 1990** - Możliwości eksploatacyjne wód geotermalnych. W: W.Górecki (ed.) „Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego” ISE AGH Kraków.

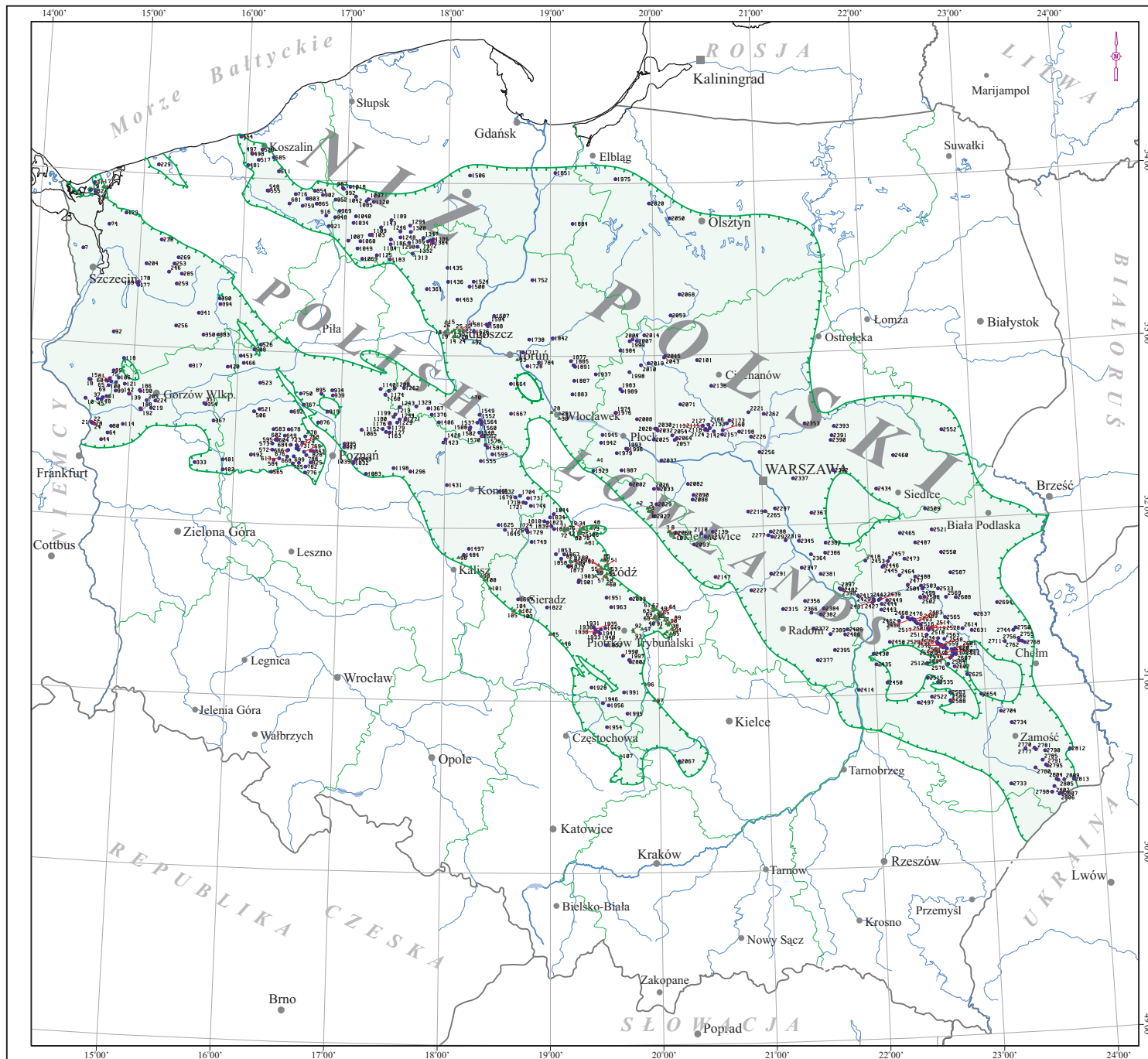
-
24. **Strzetelski W., 1990** - Zbiornik dolnokredowy. W: W.Górecki (ed) „Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego” ISE AGH Kraków .
25. **Strzetelski W., Nowicki M., Roman S., 1990** - Korelacja i litostratygrafia dolnej kredy na obszarze Niżu Polskiego. W: Konf. nt. „Możliwości wykorzystania wód geotermalnych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem synklinorium mogileńsko-lódzkiego”. Ślesin k.Konina 26-27 październik 1990, ISE AGH, Towarzystwo Geosynoptyków „Geos”, wyd. AGH, Kraków.

Zał. 14.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika kredy dolnej na Niżu Polskim

Powierzchnia dolnokredowego zbiornika wód geotermalnych wynosi 127 872.60 km², co stanowi 41% powierzchni Polski oraz ok. 47% powierzchni Niżu Polskiego. Analizę strukturalno-miąższościową zbiornika dolnej kredy oparto na podstawie 529 otworów oraz 92 studni zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego.

Encl. 14.1 Location map of wells drilled to Lower Cretaceous aquifer in the Polish Lowlands

The area of Lower Cretaceous geothermal aquifer is 127,872.60 km², which is 41% of the territory of Poland and about 47% of the whole Polish Lowlands area. The structural and thickness analysis of Lower Cretaceous formation was based upon 529 boreholes and 92 water wells located in the Polish Lowlands.

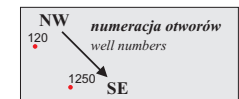


Zal. 14.1

MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA KREDY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 14.1

LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO LOWER CRETACEOUS
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS



Legenda:

Legend:

- 751 - Numer otworu wiertniczego
- Borehole number
- 107 - Numer studni
- Well number
- - Linie zasięgu otworów kredy dolnej
- Extent of Lower Cretaceous formation
- - Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

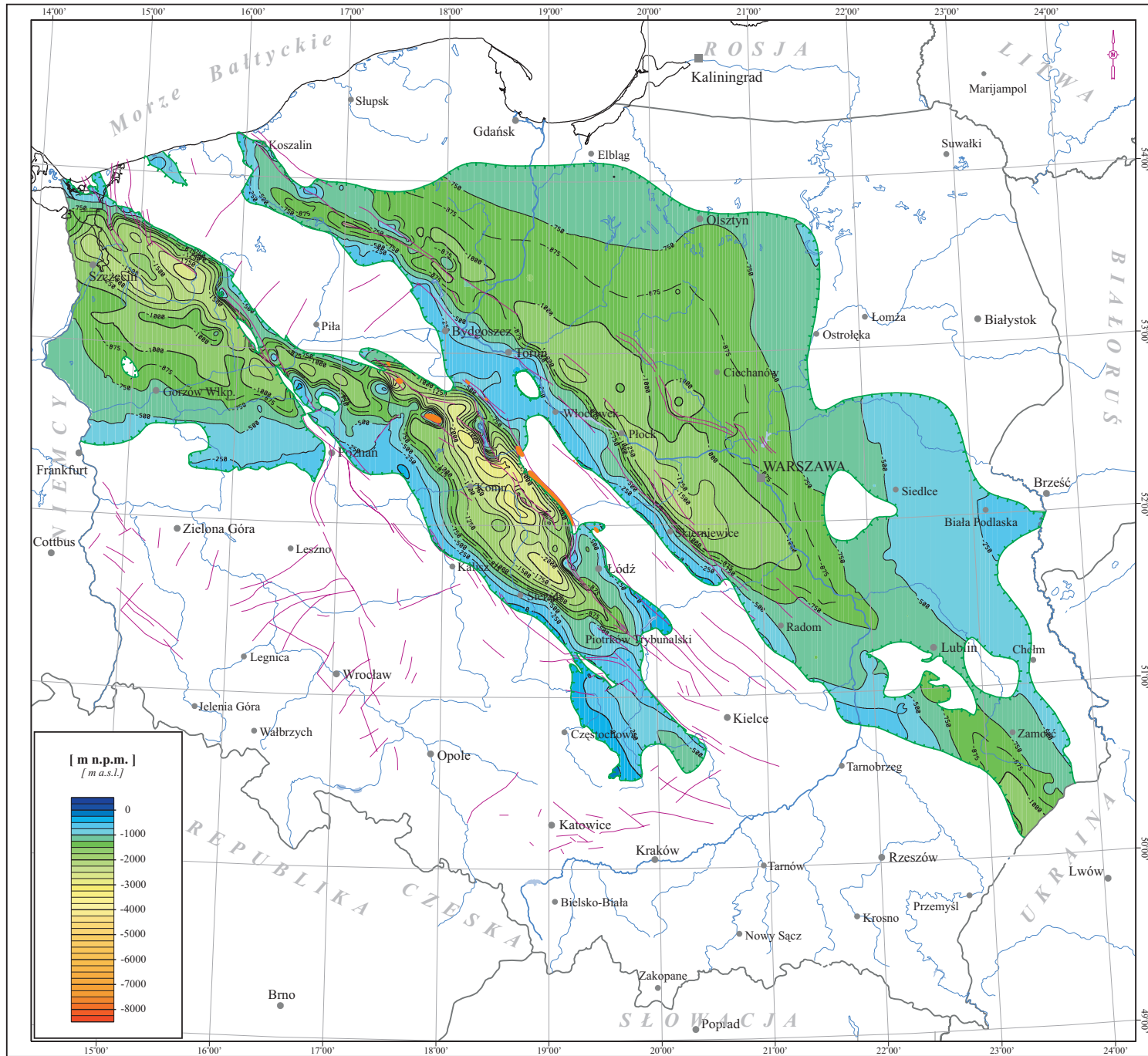


Zał. 14.2 Mapa strukturalna stropu utworów kredy dolnej na Niżu Polskim

Strop utworów kredy dolnej zalega na głębokościach zmiennych w granicach od ok. 250 m npm w rejonie Częstochowy i Kalisza, do ponad -2 500 m npm w rejonie na północny-wschód od Konina. Największe głębokości występowania stropu tych utworów są rejestrowane w centralnych częściach niecki szczecińskiej i mogileńsko-łódzkiej (rzędna poniżej -1 000 m npm). Na podobnych rzędnych układa się powierzchnia stropu utworów dolnokredowych w niecce warszawskiej i lubelskiej. We wszystkich wymienionych jednostkach strukturalnych strop utworów kredy dolnej podnosi się ku strefom brzeżnym do rzędnych powyżej -500 m npm i dochodzi do nawet 270 m npm. Powierzchnia stropu występuje najwyżej na wyniesieniu łukowsko-hrubieszowskim (-500 ÷ 200 m npm) i w północnej części niecki pomorskiej (-750 ÷ -200 m npm).

Encl. 14.2 Structural map of the top surface of Lower Cretaceous formation in the Polish Lowlands

The top part of Lower Cretaceous formation occurs at various altitudes: from about +250 in the vicinity of Częstochowa and Kalisz to below -2,500 m asl northeast from Konin. Greatest depths were noticed in the central parts of the Szczecin and Mogilno-Łódź Troughs (-1,000 m asl). Similar values were found in the top of Lower Cretaceous strata in the Warsaw and Lublin troughs. In all these structural units the altitudes of the top surface of Lower Cretaceous formation rise to -500 m asl and even to +270 m asl. Shallowest values were observed in the Łuków-Hrubieszów Horst (from -500 to +200 m asl) and in the northern part of the Pomerania Trough (from -750 to -200 m asl).



Zal. 14.2

MAPA STRUKTURALNA STROPU
UTWORÓW KREDY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 14.2

STRUCTURAL MAP
OF THE TOP SURFACE
OF LOWER CRETACEOUS FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m.]
[m asl]

Legenda:
Legend:

- *Izohipsy stropu utworów kredy dolnej [m n.p.m.]*
- *Isohypes of the top surface of Lower Cretaceous formation [m. asl.]*
- *Linie zasięgu utworów kredy dolnej*
- *Extent of Lower Cretaceous formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
- *Struktury solne*
- *Salt structures and diapires*

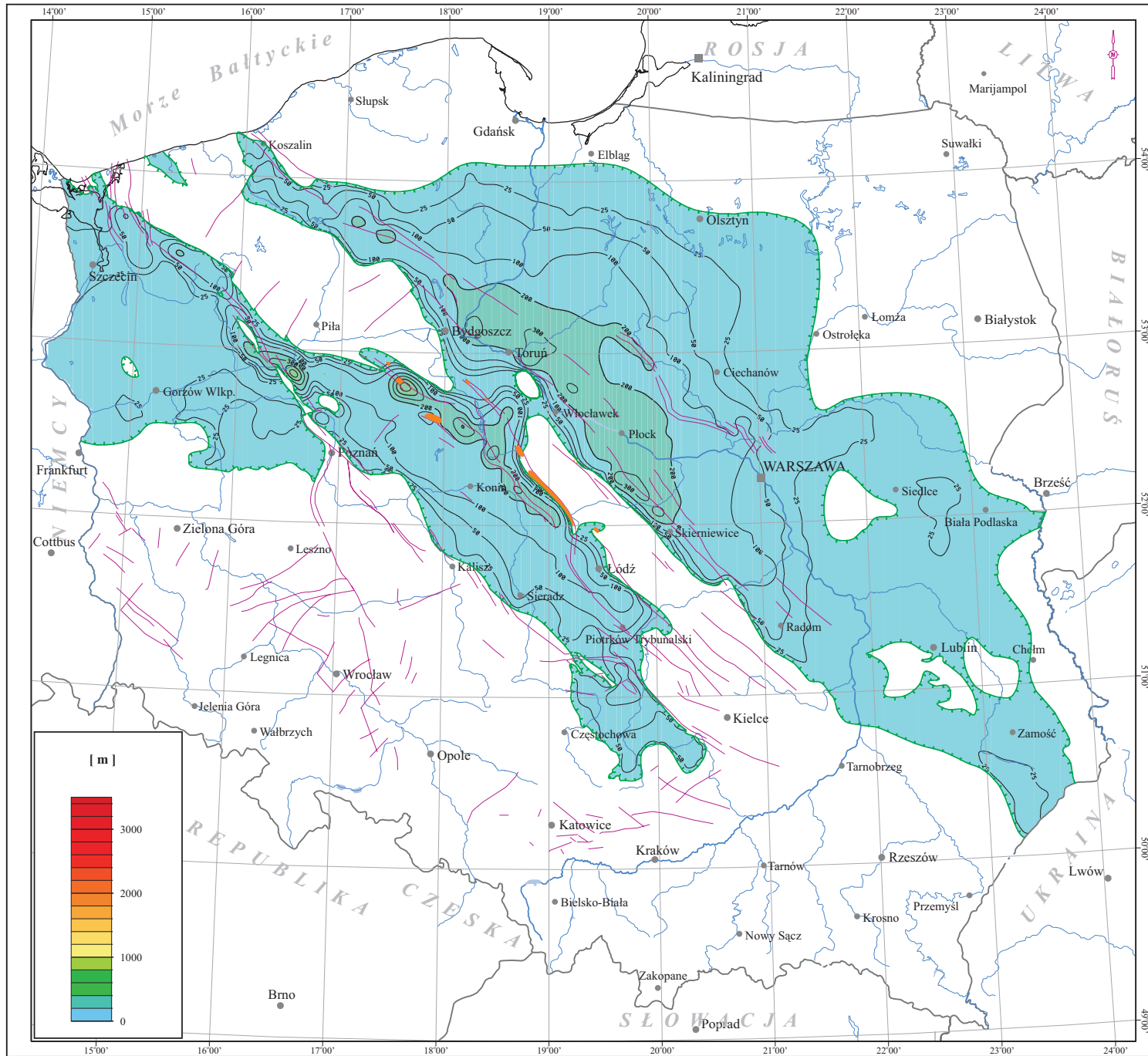


Zał. 14.3 Mapa miąższości całkowitej utworów kredy dolnej na Niżu Polskim

Całkowita miąższość utworów dolnej kredy zawiera się w przedziale od kilku do lokalnie ponad 400 m (niecka mogileńska). We wszystkich jednostkach strukturalnych dominują miąższości od 20 do 200 m. Miąższość utworów dolnokredowych z reguły osiąga największe wartości (powyżej 200 m) w osiowych częściach struktur nieckowych, zmniejszając się do kilku, kilkunastu metrów w częściach peryferyjnych. Strukturalny rozkład miąższości jest lokalnie zaburzony w rejonie wysadów solnych i płaszczyn tektonicznych. Najmniejsze miąższości całkowite tych utworów stwierdzone zostały w niecce lubelskiej, na wyniesieniu łukowsko-hrubieszowskim, wyniesieniu mazursko - suwalskim i syneklizie bałtyckiej (maksymalnie do ok. 50 m) oraz w niecce szczecińskiej i na obszarze przedsudeckim.

Encl. 14.3 Map of total thickness of Lower Cretaceous formation in the Polish Lowlands

Total thickness of Lower Cretaceous formation varies from several to over 400 m (the Mogilno Trough) with dominating values between 20 and 200 m. Highest values usually occur in the axial parts of troughs (over 200 m) and decrease to several or a dozen of meters towards their marginal parts. Local anomalies were observed in the vicinity of salt diapirs and faults. Lowest total thicknesses of Lower Cretaceous strata were found in the Lublin Trough, in the Łuków-Hrubieszów Horst, in the Mazury-Suwalki Uplift and in the Baltic Syncline (maximum 50 m) as well as in the Szczecin Trough and in the Fore-Sudetic area.



Zal. 14.3

MAPA MIĄSZSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW KREDY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 14.3

MAP OF THE TOTAL THICKNESS OF
LOWER CRETACEOUS FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - *Izopachyty utworów kredy dolnej [m]*
- *Isopachytes of Lower Cretaceous formation [m]*
-  - *Linie zasięgu utworów kredy dolnej*
- *Extent of Lower Cretaceous formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapirs*

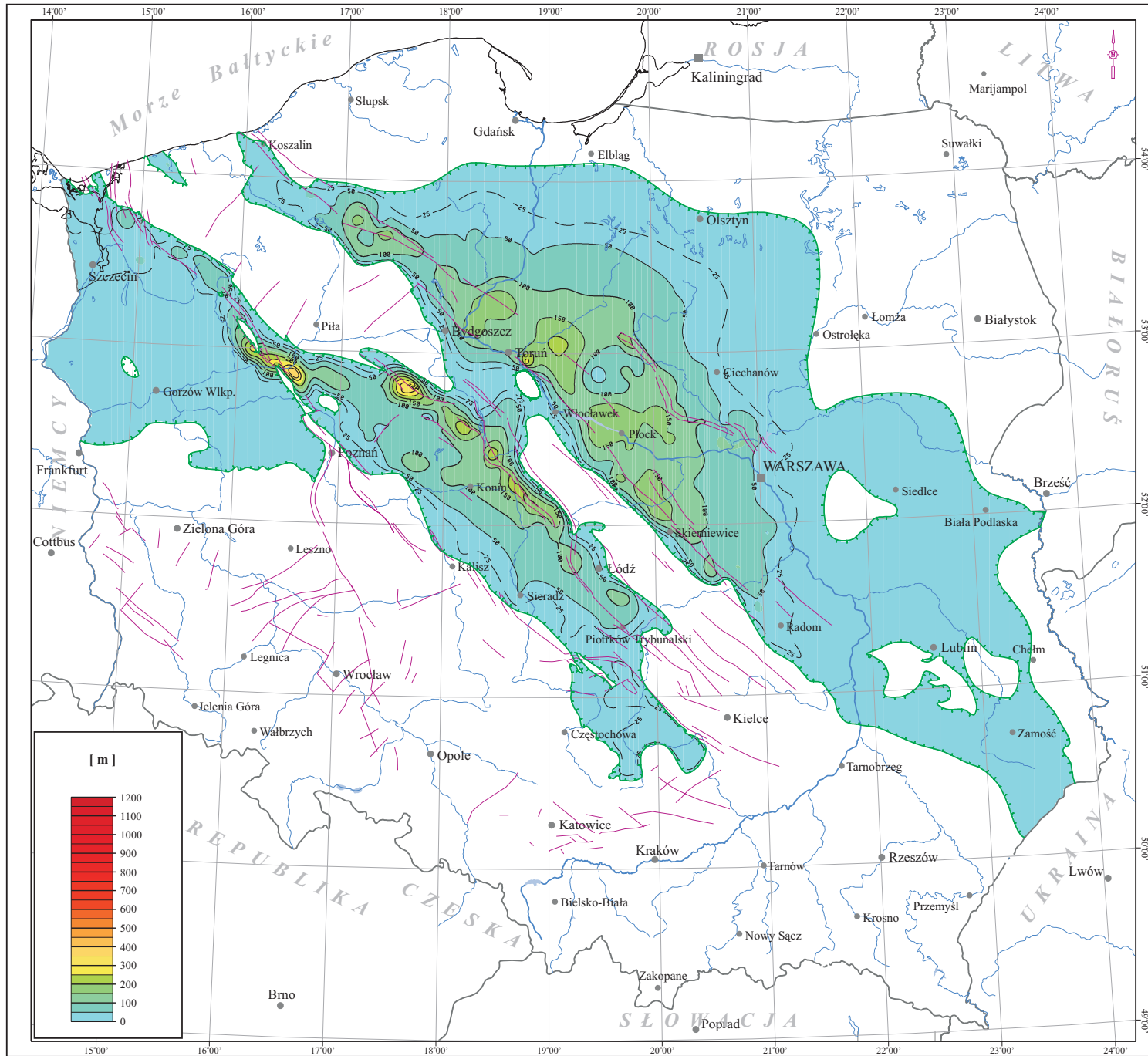
0 50 100 km

Zał. 14.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych kredy dolnej na Niżu Polskim

Ogólny rozkład sumarycznej miąższości warstw wodonośnych występujących w utworach dolnej kredy jest zbliżony do rozkładu całkowitej miąższości utworów tego wieku. Miąższość warstw wodonośnych stwierdzonych w profilu utworów dolnokredowych jest zmienna w granicach od kilku do 150 - 300 m. Największa miąższość występuje w niecce mogileńskiej oraz w północno-wschodniej części niecki łódzkiej, nieco niższe w południowo-zachodniej części niecki warszawskiej. We wszystkich jednostkach strukturalnych stwierdza się tendencję zmniejszania miąższości utworów wodonośnych od części centralnej ku strefom peryferyjnym. Najniższe miąższości tych utworów stwierdzone są w niecce lubelskiej, północno-wschodniej części niecki warszawskiej, w obniżeniu podlaskim, wyniesieniu łukowsko-hrubieszowskim, niecce pomorskiej i szczecińskiej oraz na obszarze przedsudeckim i w niecce miechowskiej.

Encl. 14.4 Map of cumulative thickness of Lower Cretaceous groundwater horizons in the Polish Lowlands

Generally, the distribution of cumulative thickness of Lower Cretaceous groundwater horizons corresponds to total thickness of this formation and varies from 150 to 300 m. Highest values were observed in the Mogilno Trough and in the northeastern part of the Łódź Trough, slightly lower thicknesses were found in the southwestern part of the Warsaw Trough. In all the structural units decreasing thickness trends of groundwater horizons are observed from central towards marginal parts. Lowest thicknesses were reported from the Lublin Trough, the northeastern part of the Warsaw Trough, the Podlasie Depression, the Łuków-Hrubieszów Horst, the Pomerania and Szczecin troughs as well as in the Fore-Sudetic area and in the Miechów Trough.



Zal. 14.4

MAPA SUMARYCZNEJ MIĄŻSZOŚCI
WARSTW WODONOŚNYCH
KREDY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM

Encl. 14.4

MAP OF CUMULATIVE THICKNESS OF
LOWER CRETACEOUS GROUNDWATER
HORIZONS IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

- Isopachyty warstw wodonośnych kredy dolnej [m]
- Isopachytes of cumulative thickness of Lower Cretaceous groundwater horizons [m]
- Linie zasięgu utworów kredy dolnej
- Extent of Lower Cretaceous formation
- Uskoki
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

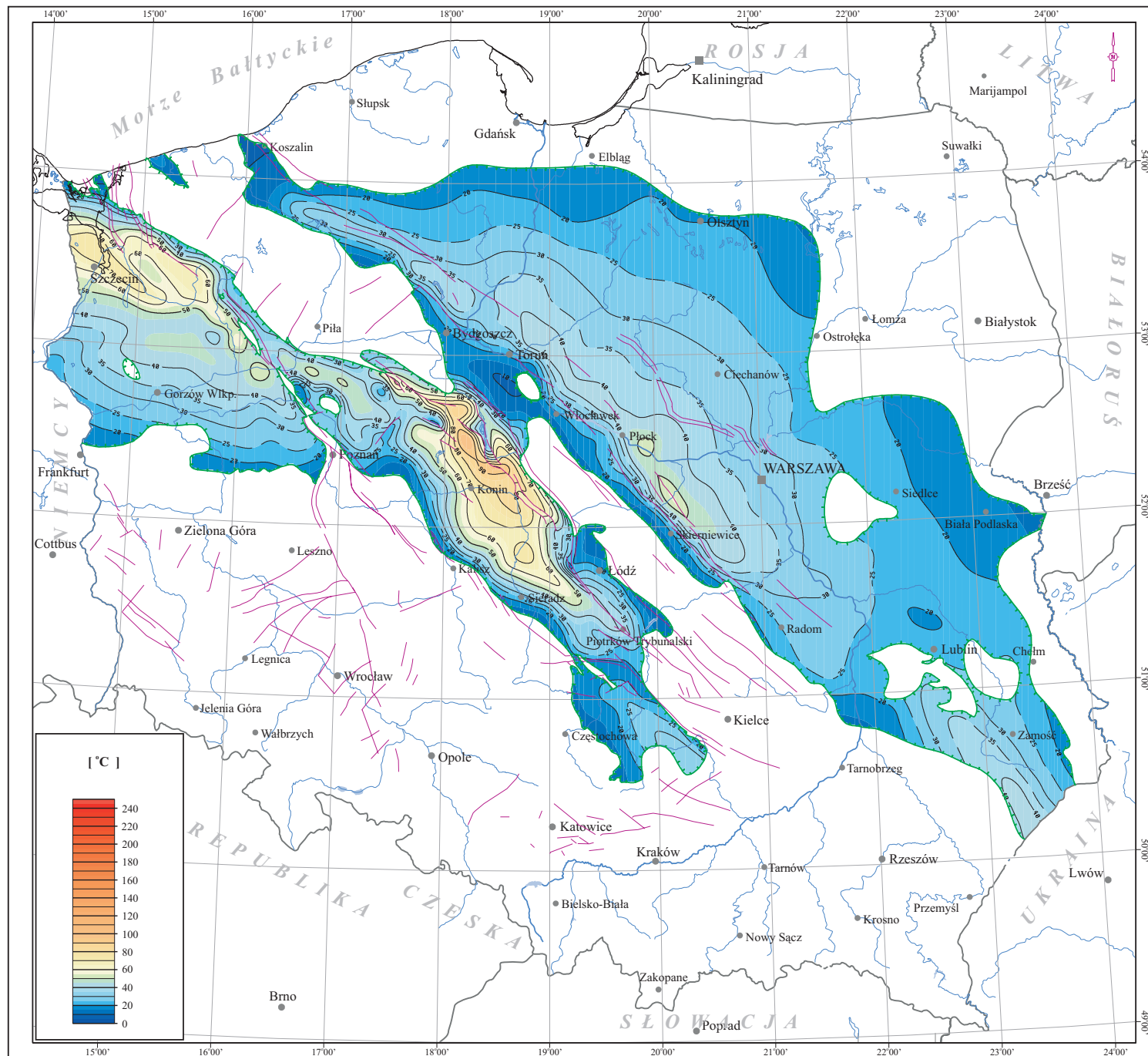
0 50 100 km

Zał. 14.5 Mapa temperatur w stropie utworów kredy dolnej na Niżu Polskim

Rozkład temperatur w stropie utworów dolnokredowych wskazuje na występowanie dominujących obszarowo przedziałów temperaturowych w granicach 20 - 40°C. Jedynie w rejonach Skierniewice - Płock, północno-zachodniej części niecki łódzkiej (rejon Konina) oraz w północno-zachodniej części niecki szczecińskiej temperatury wzrastają do ponad 50°C i są związane z największymi obniżeniami strukturalnymi centralnej części wymienionych jednostek. Występowanie najwyższych temperatur w stropie utworów dolnej kredy stwierdza się w rejonie Konina (zwłaszcza w kierunku północnym i północno-zachodnim od miasta), gdzie osiąga wartości przewyższające 90°C.

Encl. 14.5 Map of temperatures at the top surface of Lower Cretaceous formation in the Polish Lowlands

Temperature distribution points to the dominance of values from 20 to 40°C. Only in some areas: the Skierniewice-Płock region, the northwestern part of the Łódź Trough (Konin vicinity), and the northwestern part of the Szczecin Trough temperatures rise to over 50°C being related to the deepest structural depressions along the central parts of these units. Highest temperatures were observed in the Konin area (over 90°C, particularly north and northwest from this town).



Zal. 14.5

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW KREDY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 14.5

MAP OF TEMPERATURES
AT THE TOP SURFACE
OF LOWER CRETACEOUS FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermie stropu utworów kredy dolnej [°C]*
- Isotherms at the top surface of Lower Cretaceous [°C]
-  - *Linie zasięgu utworów kredy dolnej*
- Extent of Lower Cretaceous formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

[°C]



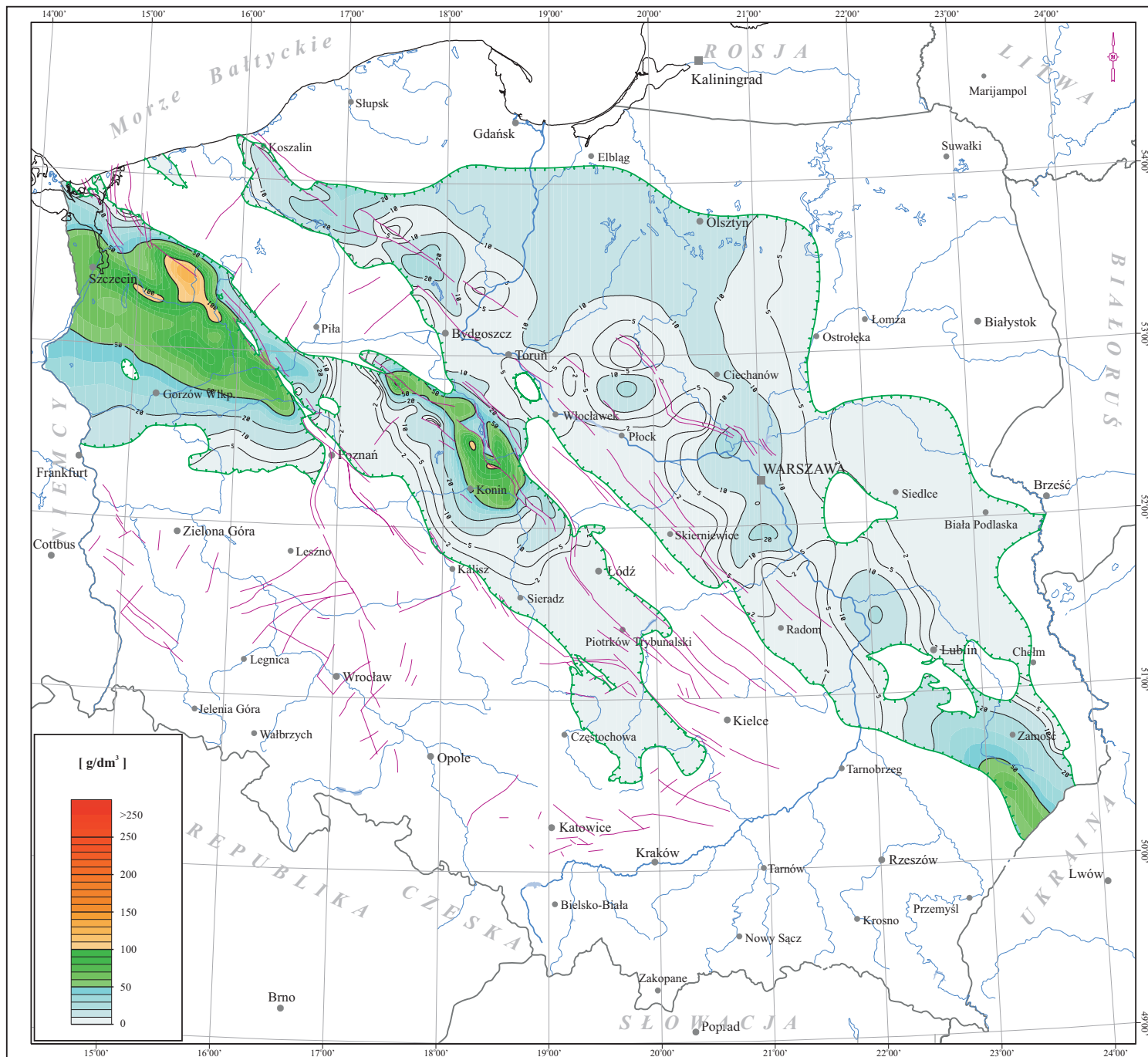
0 50 100 km

Zał. 14.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów kredy dolnej na Niżu Polskim

Mineralizacja wód podziemnych występujących w stropowych warstwach kredy dolnej zmienia się od granic jednostek strukturalnych (strefy wychodni) ku ich partiom centralnym. W strefach wychodni mineralizacja wód spada poniżej 2 g/dm^3 , podwyższając się z kierunkiem przepływu wód i wzrastając z głębokością do 20, a lokalnie nawet powyżej 50 (w rejonach Konina i Mogilna) czy ponad 100 g/dm^3 (niecka szczecińska). Najbardziej wysłodzone dolnokredowe wody podziemne występują w granicach wału kujawskiego (od ok. 1 do 10 g/dm^3), południowo-wschodniej części niecki warszawskiej oraz niecce miechowskiej oraz południowo-wschodniej i zachodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej.

Zał. 14.6 Map of the TDS at the top surface of Lower Cretaceous formation in the Polish Lowlands

The TDS of Lower Cretaceous groundwaters reservoired in the top part of the aquifer varied from marginal (outcrops) to central parts of structural units. In the outcrops the TDS decreases to below 2 g/dm^3 and increases to 20 g/dm^3 with the depth along the flow directions. Locally, values even over 50 g/dm^3 (Konin and Mogilno areas) and over 100 g/dm^3 (the Szczecin Trough) were reported. The lowest TDS was found in Lower Cretaceous groundwaters of the Kujawy Block ($1 - 10 \text{ g/dm}^3$), in the southeastern part of the Warsaw Trough, in the Miechów Trough and in the southeastern and western parts of the Mogilno-Łódź Trough.



Zal. 14.6

MAPA MINERALIZACJI WÓD W
STROPIE UTWORÓW KREDY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 14.6

MAP OF THE TDS
AT THE TOP SURFACE
OF LOWER CRETACEOUS FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolinie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isohalines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów kredy dolnej*
- *Extent of Lower Cretaceous formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Załącznik 14.7 Mapa wód termalnych zbiornika kredy dolnej kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji

Wody geotermalne występujące w utworach dolnokredowych, z uwagi na mineralizację i warunki przepływu zawierają lub mogą zawierać jony bromowe i jodowe w koncentracjach umożliwiających ich balneologiczne oraz rekreacyjne wykorzystanie (po oddaniu energii cieplnej). Do celów leczniczych mogą być wykorzystywane wody geotermalne występujące w niecce szczecińskiej oraz północno-zachodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (na północ od Konina), zaś dla celów rekreacyjnych praktycznie wody występujące we wszystkich pozostałych jednostkach strukturalnych. W obrębie tych zbiorników zostały wyróżnione obszary jednostek strukturalnych, w których dane (mineralizacja, stężenie Br i J, temperatura) zostały udokumentowane wierceńiami i badaniami oraz obszary perspektywiczne.

Wody zbiornika kredy dolnej analizowano w 112 odwiertach. Charakteryzują się one najniższą mineralizacją ze wszystkich analizowanych zbiorników głównie do 40 g/dm³, a temperatura wynosi od 20 do około 80°C. Typ hydrogeochemiczny wód zbiornika kredowego jest Cl-Ca, Cl-Na, Cl-Mg i SO₄-Na. Wody SO₄-Na występują w rejonie: Karsin - Gozd, Kijewo, Gradzanowo - Ciechanów, Gostynin, Opole Lubelskie i Jarczewo. Natomiast wody Cl-Mg stwierdzono w rejonie: Magnuszew - Koch - Lublin - Opole Lubelski - Zamość - Tarnawatka, oraz w rejonie Płocka (Bojarski, 1996).

Do celów rekreacyjnych wytypowano wody z niecki szczecińskiej, monokliny przedsudeckiej, niecki mogileńsko-łódzkiej. Wody zostały udokumentowane na tym obszarze w rejonie Drawno - Myślibórz - Huta Szklana - Gorzów Wielkopolski - Obrzycko - Szamotuły - Owieczki - Trzemżał - Strzelno - Koło - Turek - Uniejów - Madeje Stare - Tuszyn - Bełchatów, oraz w rejonie odwiertu Rokita. Na obszarze niecki pomorskiej, wału kujawskiego, niecki łódzkiej, obszaru lubelskiego, wyniesienia zrębowego podlasko-lubelskie w rejonie Bobolice - Chojnice - Cekcyn - Wudzyń - Unisław - Golub/Dobrzyń - Karnkowo - Sierpc - Działdowo - Ciechanów - Bielsk - Bodzanów - Gostynin - Żychlin - Mszczonów - Raducz - Nadarzyn - Żyrów - Magnuszew - Lisów - Pionki - Łagów - Żyrzyn - Świdnik - Kock - Radzyń - Łuków. Oraz z obszaru lubelskiego w rejonie Komarów - Tarnawatka - Tomaszów Lubelski - Machnów.

Do celów balneologicznych wytypowano wody termalne z niecki szczecińskiej, m.in. w rejonie Oświno - Chociwel oraz obszar niecki mogileńsko-łódzkiej.

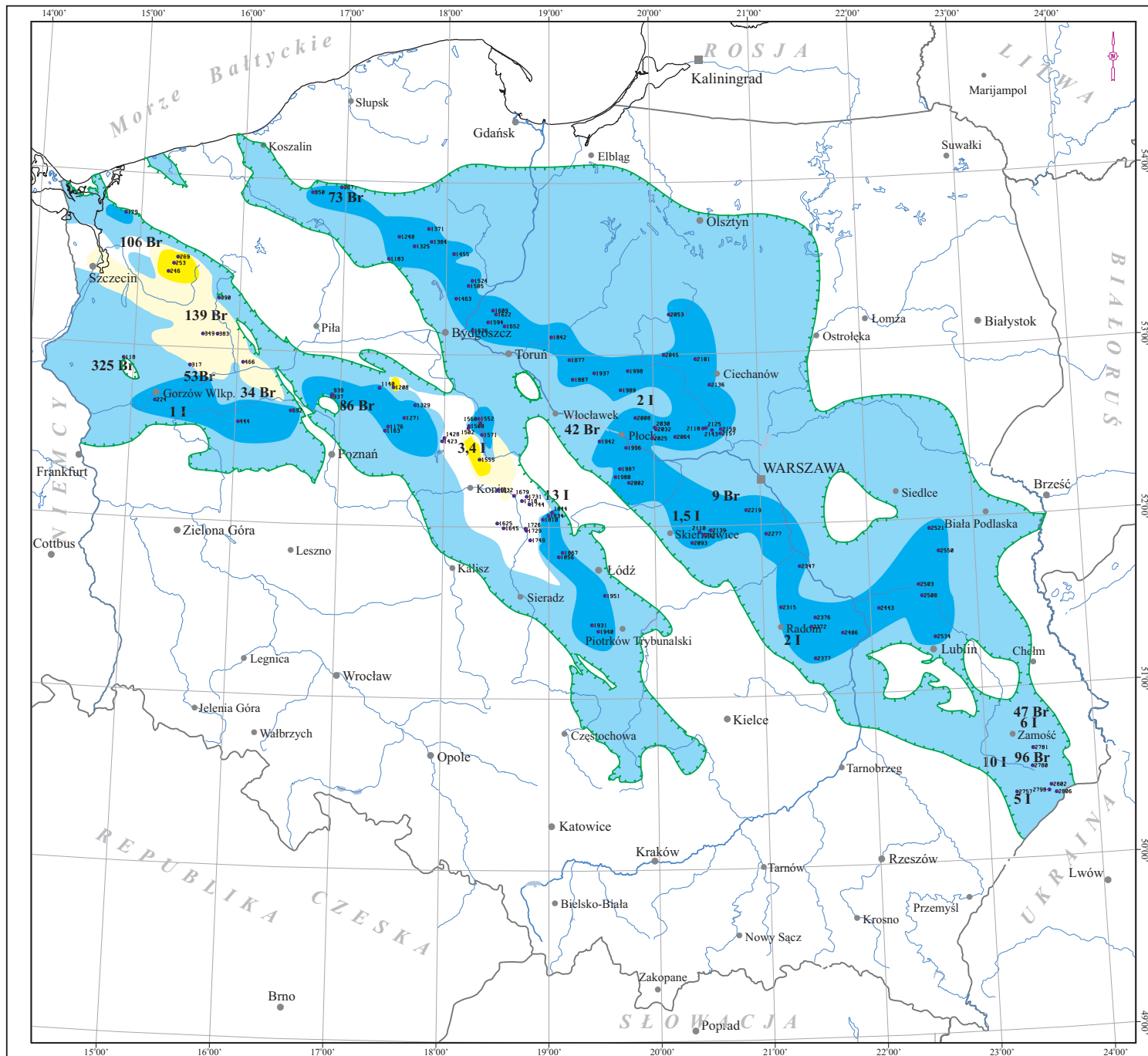
Encl. 14.7 Map of thermal waters of Lower Cretaceous aquifer qualify for balneotherapy and recreation purposes

Due to the TDS and the flow conditions, geothermal waters reservoir in Lower Cretaceous formation may contain bromide and iodide ions in amounts enabling their therapeutic and recreational utilization after heat extraction. Of balneological value can be geothermal waters from the Szczecin Trough and from the northwestern part of the Mogilno-Łódź Trough (north from Konin town). In all the remaining structural units geothermal waters can be utilized for recreational purposes. In the studied units the perspective areas were determined together with those for which the TDS, Br and J concentrations, and temperatures were confirmed by data from drillings and by research results.

Geothermal waters from the Lower Cretaceous aquifer were analyzed in 112 wells. The TDS values are lowest among all studied aquifers and do not exceed 40 g/dm³, at the temperature varying from 20 to about 80°C. These waters belong to Cl-Ca, Cl-Na, Cl-Mg and SO₄-Na types. The SO₄-Na type was found in the areas of Karsin-Gozd, Kijewo, Gradzanowo-Ciechanów, Gostynin, Opole Lubelskie and Jarczewo whereas the Cl-Mg type waters were encountered in the Magnuszew-Koch-Lublin-Opole Lubelskie-Zamość-Tarnawatka area and in the vicinity of Płock (Bojarski, 1996).

For recreational purposes waters can be utilized in the Szczecin and Mogilno-Łódź troughs, and in the Fore - sudetic Monocline (area of Drawno - Myślibórz - Huta Szklana - Gorzów Wielkopolski - Obrzycko - Szamotuły - Owieczki - Trzemżał - Strzelno - Koło - Turek - Uniejów - Madeje Stare - Tuszyn - Bełchatów and in the vicinity of the Rokita well. In the areas of the Pomerania Trough, the Kujawy Block, the Łódź Trough, the Lublin region and the Podlasie - Lublin Horst such waters can also be encountered (the area of Bobolice - Chojnice - Cekcyn - Wudzyń - Unisław - Golub/Dobrzyń - Karnkowo - Sierpc - Działdowo - Ciechanów - Bielsk - Bodzanów - Gostynin - Żychlin - Mszczonów - Raducz - Nadarzyn - Żyrów - Magnuszew - Lisów - Pionki - Łagów - Żyrzyn - Świdnik - Kock - Radzyń - Łuków and the area Komarów - Tarnawatka - Tomaszów Lubelski - Machnów.

For balneological applications waters from the Szczecin Trough area suitable (Oświno - Chociwel area) and in the Mogilno - Łódź Trough.



Zal. 14.7

**MAPA WÓD TERMALNYCH
ZBIORNIKA KREDY DOLNEJ
KWALIFIKUJĄCYCH SIĘ DO
WYKORZYSTANIA W BALNEOTERAPII
I REKREACJI**

Encl. 14.7

**MAP OF THERMAL WATERS OF THE
LOWER CRETACEOUS FORMATION
QUALIFIED FOR BALNEOTHERAPY
AND RECREATION**

Legenda:

Legend:

- 100 - **Otwory wykorzystane do konstrukcji mapy**
- Boreholes used for map construction
- - **Linie zasięgu utworów kredy dolnej**
- Extent of Lower Cretaceous formation
- Warszawa - **Ważniejsze miasta**
- Main cities

Balneoterapia
Balneotherapy

- **Obszar perspektywiczny (mineralizacja > 70 g/dm³)**
- Perspective area (TDS > 70 g/dm³)
- **Obszar udokumentowany wierceńiami**
- Area documented with drillings

Rekreacja
Recreation

- **Obszar perspektywiczny (mineralizacja < 70 g/dm³ i temperatura < 60 °C)**
- Perspective area (TDS < 70 g/dm³ and temperature < 60 °C)
- **Obszar udokumentowany wierceńiami**
- Area documented with drillings

- Br I - **Maksymalne zawartości mg/dm³ (wg Bojarskiego, 1996)**
- Maximum content, mg/dm³ (after Bojarski, 1996)

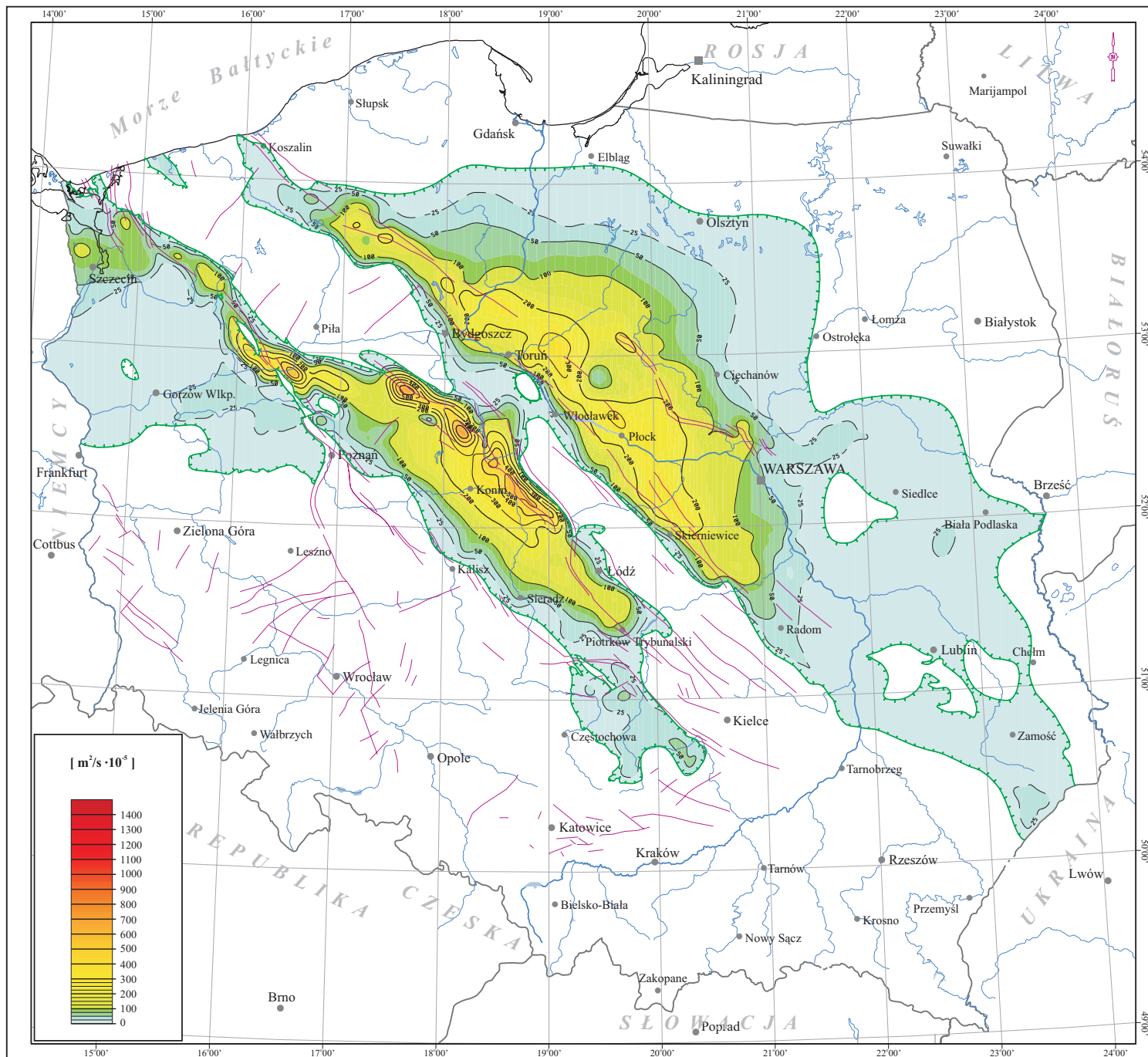


Zał. 14.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów kredy dolnej na Niżu Polskim

Przewodność hydrauliczna warstw wodonośnych utworów dolnej kredy jest zmienna z zależności od rozkładu współczynnika filtracji i ich miąższości. Zdecydowanie najniższymi przewodnościami cechują się warstwy wodonośne wypełniające nieckę lubelską, wyniesienie łukowsko-hrubieszowskie, obniżenie podolskie, wyniesienie mazursko-suwańskie, północno-zachodnią część niecki pomorskiej oraz nieckę szczecińską i miechowską (poniżej $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$). Najwyższe wartości przewodności warstw wodonośnych występują w granicach wału kujawskiego i wału pomorskiego (ponad $100 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, lokalnie nawet ponad $300 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) oraz niecki łódzkiej i mogileńskiej (ponad 100, a lokalnie ponad $500 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$).

Encl. 14.8 Map of hydraulic transmissivity of Lower Cretaceous reservoir rocks in the Polish Lowlands

This parameter shows variability dependent on hydraulic conductivity and thickness of groundwater horizons. The lowest values (below $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) were found in the following units: Lublin Trough, Łuków - Hrubieszów Horst, Podlasie Depression, Mazury - Suwałki Uplift, northwestern part of the Pomerania Trough, Szczecin and Miechów troughs whereas the highest values were reported from the Kujawy and the Pomerania blocks (over $100 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, locally even over $300 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) and from the Mogilno and the Łódź troughs (over $100 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, locally over $500 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$).



Zal. 14.8

MAPA PRZEWODNOŚCI
HYDRAULICZNEJ UTWORÓW
KREDY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM








Encl. 14.8

MAP OF HYDRAULIC
TRANSMISSIVITY IN THE LOWER
CRETACEOUS AQUIFER
OF THE POLISH LOWLANDS

$[m^2/s \cdot 10^5]$

Legenda:

Legend:

-  - *Izoliny przewodności hydraulicznej $[m^2/s \cdot 10^5]$*
-  - *Isolines of hydraulic transmissivity $[m^2/s \cdot 10^5]$*
-  - *Linie zasięgu utworów kredy dolnej*
-  - *Uskok*
-  - *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
-  - *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 14.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w kredzie dolnej na Niżu Polskim

Ze zmiennością przestrzenną przewodności warstw wodonośnych koresponduje rozkład potencjalnych wydajności studni eksploatujących wody geotermalne (dubletów geotermalnych) w zbiornikach dolnokredowych. Wydajności takich potencjalnych studni są niskie (poniżej 25 m³/h) w niecce lubelskiej, na wyniesieniu łukowsko - hrubieszowskim, obniżeniu podlaskim, wyniesieniu mazursko - suwalskim, niecce szczecińskiej i peryferyjnych strefach pozostałych jednostek strukturalnych. Wysokie wydajności potencjalnych dubletów (powyżej 100 m³/h) mogą być spodziewane w granicach wału kujawskiego i pomorskiego (lokalnie do 200 m³/h), a szczególnie w niecce łódzkiej (lokalnie ponad 300 m³/h) i mogileńskiej (lokalnie do 200 m³/h). Osiągnięcie takich wydajności studni jest możliwe pod warunkiem poprawnego technologicznie wykonania otworu wiertniczego oraz zweryfikowanego badaniami konceptualnego modelu krążenia wód podziemnych w dolnokredowych warstwach wodonośnych.

Encl. 14.9 Map of potential discharge of Lower Cretaceous reservoirs in the Polish Lowlands

Spatial distribution of potential discharges of wells (geothermal dublets) corresponds to that of hydraulic transmissivity of Lower Cretaceous groundwater horizons. Low discharges (beneath 25 m³/h) are expected in the Lublin Trough, in the Łuków - Hrubieszów Horst, in the Podlasie Depression, in the Mazury - Suwałki Uplift, in the Szczecin trough and in marginal parts of the remaining structural units. High discharges of potential dublets (over 100 m³/h) are predicted for both the Kujawy and the Pomerania blocks (locally even to 200 m³/h), and, particularly, for the Łódź Trough (locally over 300 m³/h) and for the Mogilno Trough (locally up to 200 m³/h). However, such discharge values will be obtained only if the wells are properly completed and the conceptual model of groundwater circulation in the Lower Cretaceous aquifer is correct and verified by research data.

Zal. 14.9

MAPA POTENCJALNYCH WYDAJNOŚCI
STUDNI (DUBLETÓW)
W KREDZIE DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM





Encl. 14.9

MAP OF POTENTIAL DISCHARGE
OF WELLS (DOUBLETS)
IN LOWER CRETACEOUS
RESERVOIRS
OF THE POLISH LOWLANDS

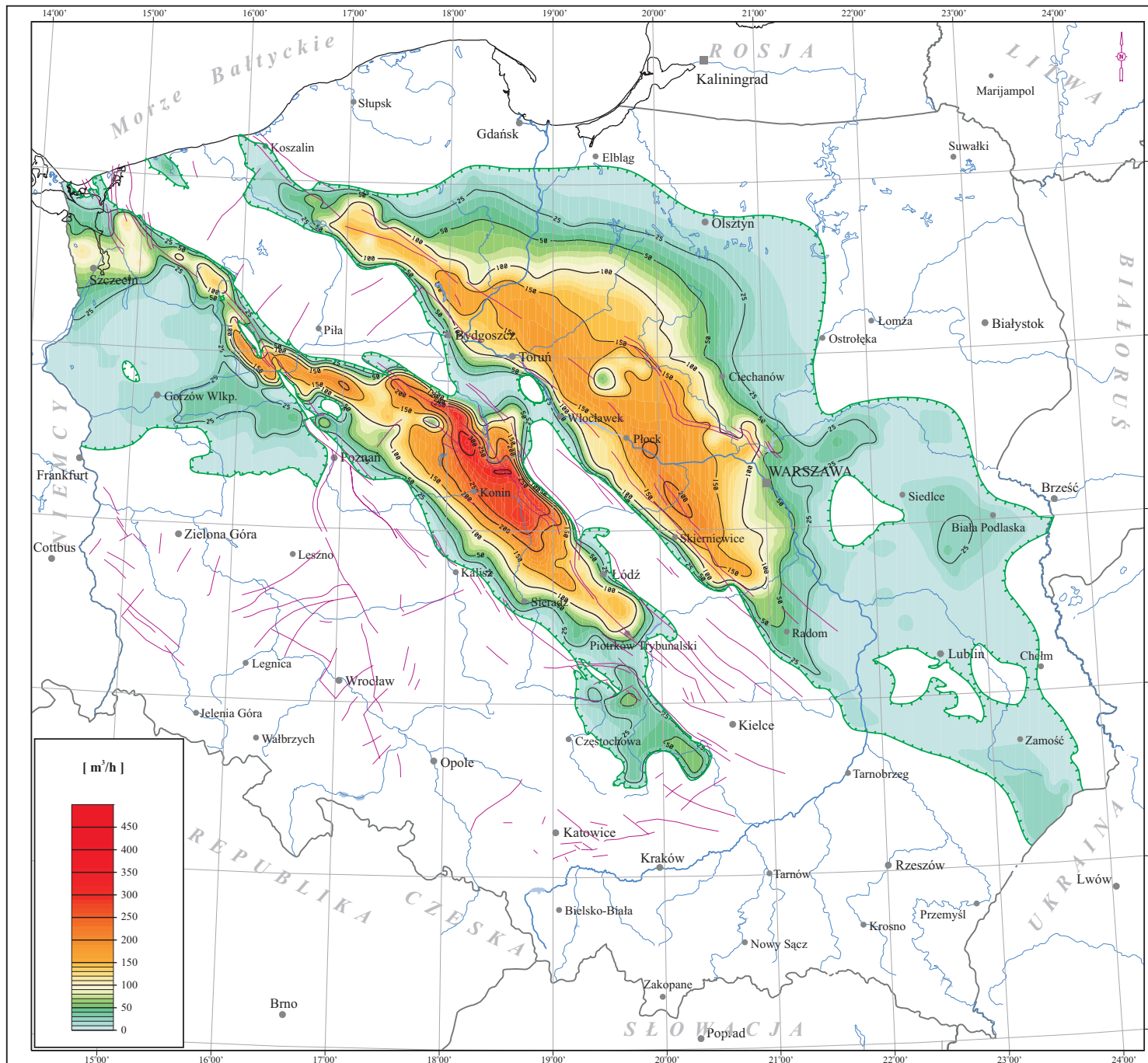
[m³/h]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie wydajności [m³/h]
- Isolines of discharge [m³/h]
-  - Linie zasięgu utworów kredy dolnej
- Extent of Lower Cretaceous formation
-  - Uskoki
- Faults
-  - Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km



Zał. 14.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów kredy dolnej na Niżu Polskim

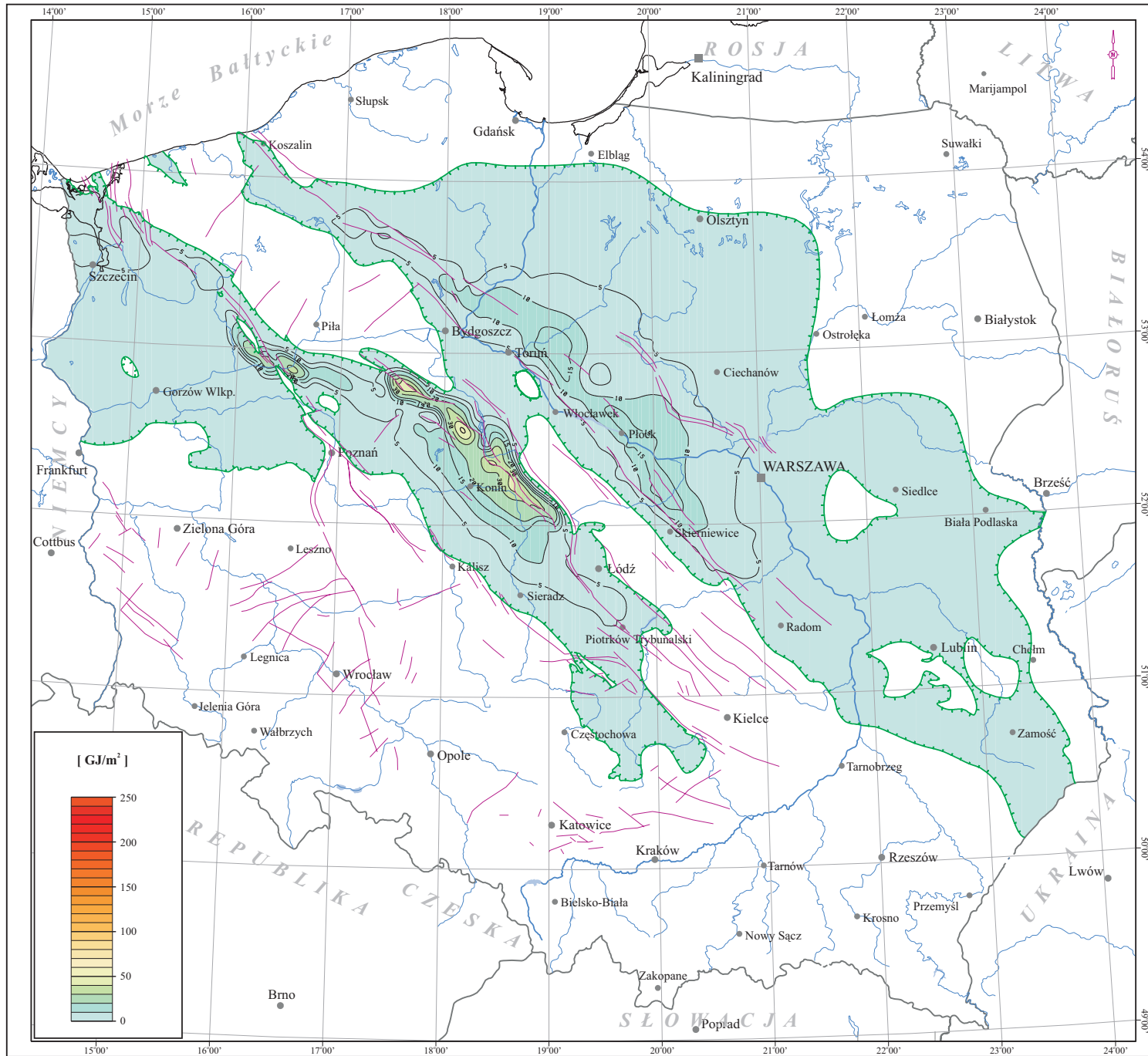
Powierzchnia kalkulacji zasobów statycznych dolnokredowego zbiornika wód geotermalnych wynosi 127 872.60 km². Całkowite zasoby statyczne zbiornika wynoszą 4.23 · 10²⁰ J, co odpowiada 1.01 · 10¹⁰ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1).

Wielkość zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni zbiornika dolnej kredy zmienia się w granicach od poniżej 5 GJ/m², do ponad 50 GJ/m². Najmniejsze wartości charakteryzują brzegowe części zbiornika dolnej kredy, obejmując znaczne obszary: niecki pomorskiej, niecki szczecińskiej, niecki lubelskiej oraz wyniesienia łukawsko-hrubieszowskiego. Lokalne maksima wartości występują w osiowej strefie niecki warszawskiej, gdzie osiągają wartości ponad 15 GJ/m² oraz północno-wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej, gdzie wartości zasobów statycznych przekraczają 50 GJ/m². Największymi zasobami statycznymi energii geotermalnej przypadającymi na jednostkową powierzchnię zbiornika dolnej kredy charakteryzują się rejon na północ i północny-wschód od Konina (30 do ponad 50 GJ/m²) oraz na południowy-zachód od Piły (ponad 30 GJ/m²).

Encl. 14.10 Map of unit static resources of Lower Cretaceous aquifer in the Polish Lowlands

The calculation area of static geothermal resources in the Lower Cretaceous aquifer is 127,872.60 km². The total static resources are 4.23 · 10²⁰ J, which corresponds to the energy of 1.01 · 10¹⁰ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1).

The unit static resources of Lower Cretaceous aquifer vary from below 5 to over 50 GJ/m². The lowest values were determined in the marginal parts of the aquifer, in the vast areas of the Pomerania, Szczecin and Lublin troughs, and the Łuków-Hrubieszów Uplift. Local, high values were encountered in the axial part of the Warsaw trough (over 15 GJ/m²) and in the eastern part of the Mogilno-Łódź Trough (over 50 GJ/m²). The highest values of unit static resources were found in the area north and northeast of Konin (from 30 to over 50 GJ/m²) and southwest of Piła (over 30 GJ/m²).



Zal. 14.10

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH UTWORÓW
KREDY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM





Encl. 14.10

MAP OF UNIT STATIC RESOURCES
OF LOWER CRETACEOUS AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolnie jednostkowych zasobów statycznych [GJ/m²]*
- *Isolines of unit static resources [GJ/m²]*
-  - *Linie zasięgu utworów kredy dolnej*
- *Extent of Lower Cretaceous formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 14.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów kredy dolnej na Niżu Polskim

Sumaryczne zasoby statyczne-wydobywalne zbiornika dolnej kredy wynoszą $6.59 \cdot 10^{19}$ J, co odpowiada $1.57 \cdot 10^9$ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.3.2).

Zasoby statyczne-wydobywalne przypadające na 1m^2 powierzchni zbiornika dolnej kredy oscylują w granicach od poniżej 1 GJ, do powyżej 10 GJ. Największe wartości jednostkowych zasobów wydobywalnych występują w centralnej i wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej, od 5 do 14 GJ/m². Na niewielkich obszarach w północnej i wschodniej części niecki szczecińskiej zasoby statyczne-wydobywalne wahają się w granicach 1 - 2 GJ/m². W rejonie niecki warszawskiej wartości jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych przekraczają 1 GJ/m², a w osiowej strefie jednostki geologicznej osiągają wartości powyżej 2 GJ/m².

Na pozostałym obszarze zbiornika dolnokredowego jednostkowe-wydobywalne zasoby statyczne nie przekraczają zwykle 1GJ/m².

Rozkład jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych wskazuje, że najbardziej perspektywiczne strefy geotermalne, w obrębie zbiornika kredy dolnej powiązane są z obszarem niecki mogileńsko-łódzkiej oraz, drugorzędnie, osiową strefą niecki warszawskiej.

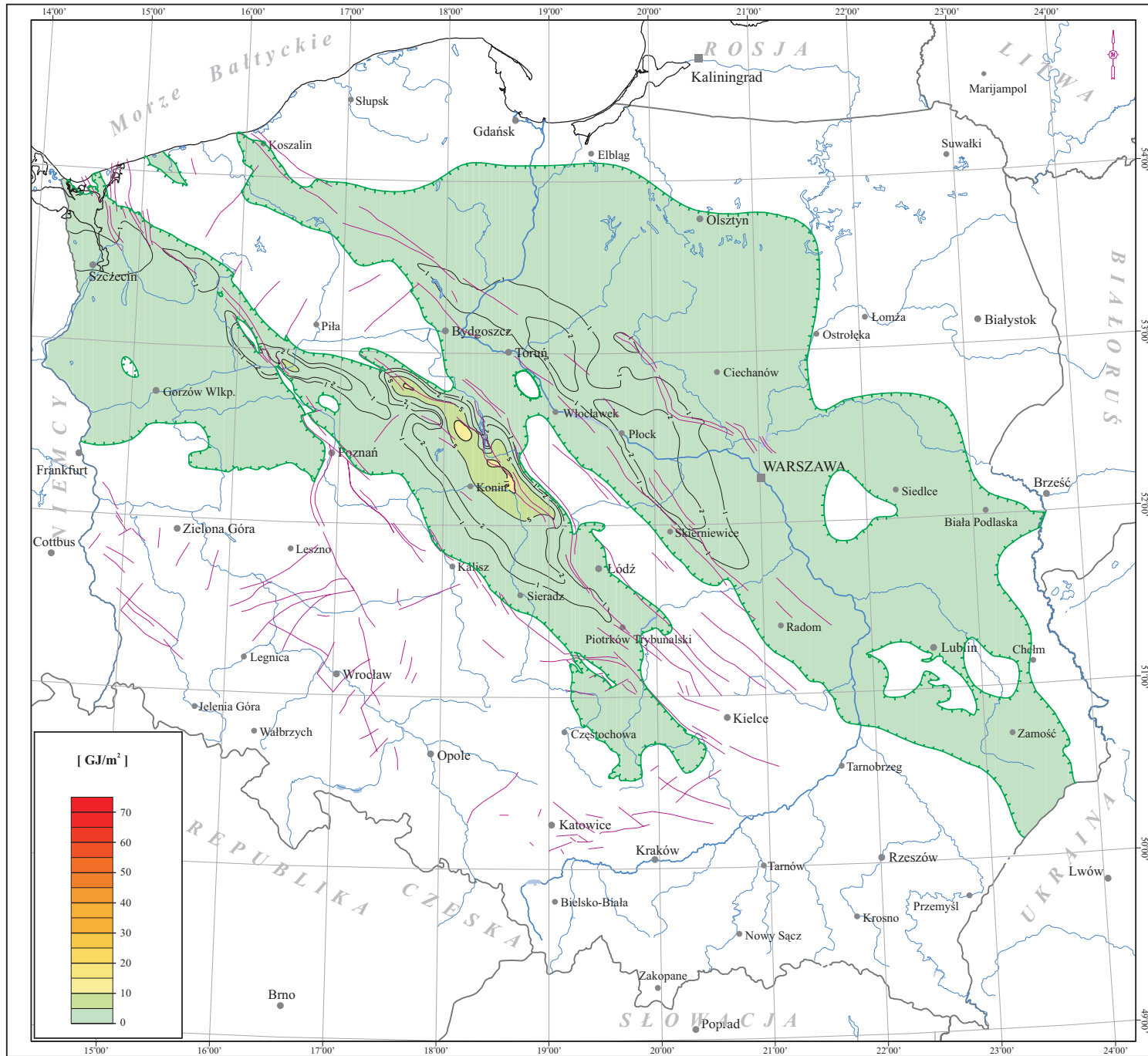
Encl. 14.11 Map of unit static recoverable resources of Lower Cretaceous sediments in the Polish Lowlands

The total static-recoverable resources of the Lower Cretaceous aquifer are $6.59 \cdot 10^{19}$ J, i.e. $1.57 \cdot 10^9$ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.3.2).

The unit static-recoverable resources in this aquifer vary from below 1 GJ to over 10 GJ. The highest values were found in the central and eastern parts of the Mogilno-Łódź Trough (from 5 to 14 GJ/m²). In the small, northern and eastern parts of the Szczecin Trough these values are 1 - 2 GJ/m². In the Warsaw Trough the unit static-recoverable resources are over 1 GJ/m², and in the axial part of this trough these values are over 2 GJ/m².

In the remaining parts of the Lower Cretaceous aquifer the unit static-recoverable resources are usually below 1 GJ/m².

The distribution of unit static-recoverable resources indicates that the most perspective areas in the Lower Cretaceous aquifer are located in the Mogilno-Łódź Trough and, to limited extent, in the axial part of the Warsaw Trough.



Zal. 14.11

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
 STATYCZNYCH-WYDOBYWALNYCH
 UTWORÓW KREDY DOLNEJ
 NA NIŻU POLSKIM





Encl. 14.11

MAP OF UNIT STATIC-RECOVERABLE
 RESOURCES OF LOWER
 CRETACEOUS AQUIFER
 IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie zasobów statycznych-wydobywalnych [GJ/m²]
- Isolines of static-recoverable resources [GJ/m²]
-  - Linie zasięgu utworów kredy dolnej
- Extent of Lower Cretaceous formation
-  - Uskoki
- Faults
-  - Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km

Zał. 14.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia LF=1 utworów kredy dolnej na Niżu Polskim

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych dolnokredowego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy LF=1, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 24 235.84 km², co stanowi 18.95% powierzchni całego zbiornika kredy dolnej na Niżu Polskim. Najbardziej perspektywiczną częścią zbiornika dolnokredowego jest obszar niecki mogileńsko-łódzkiej, gdzie wartości współczynnika mocy wahają się w granicach, od 0.5 do powyżej 7.

Na przeważającym obszarze niecki szczecińskiej wartości współczynnika mocy nie przekraczają 0.5, a lokalnie, w strefie północnej i wschodniej, osiągają wartości od 2 do 3. W południowej części niecki pomorskiej współczynnik mocy, nieznacznie przekracza wartość 1. Dominujący obszar niecki warszawskiej charakteryzuje się współczynnikiem mocy powyżej 1, a w osiowej strefie, lokalnie przekracza wartość 3.

Na pozostałym obszarze wartość współczynnika mocy jest mniejsza od 1, co oznacza, że wykorzystanie ciepła wód w celach grzewczych, na tych obszarach, jest ekonomicznie wątpliwe.

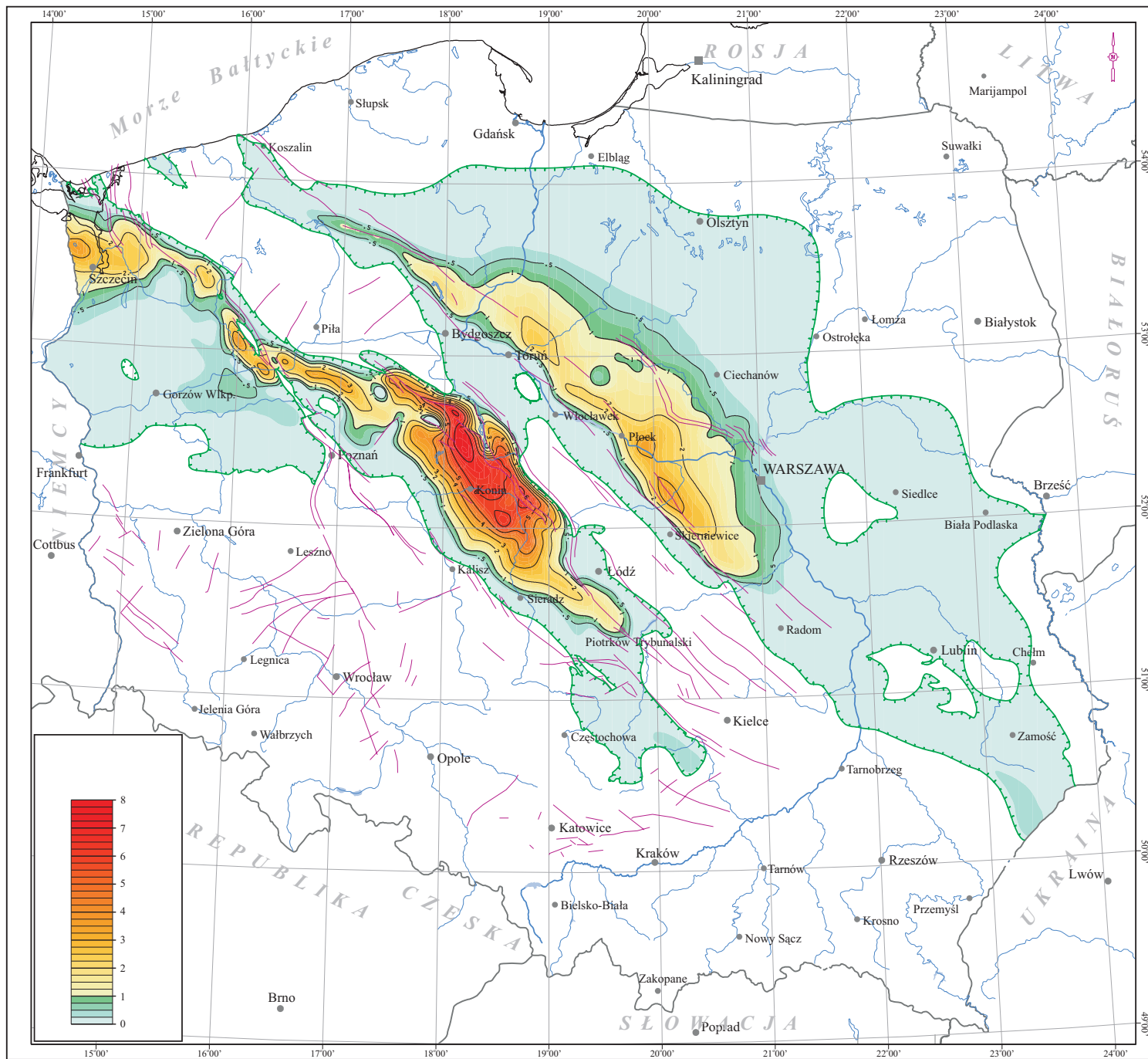
Encl. 14.12 Map of the power factor at LF=1 of Lower Cretaceous aquifer in the Polish Lowlands

The area of Lower Cretaceous aquifer for which the power factor values are F=1 at the load factor value LF=1 is 24,235.84 km², which is 18.95% of the whole Lower Cretaceous aquifer area in the Polish Lowlands.

The most perspective part of the Lower Cretaceous aquifer in the Mogilno-Łódź Trough where the power factor values vary from F=0.5 to F>7.

In the most part of the Szczecin Trough the power factor values are low (F<0.5) except for northern and eastern parts where these values are F=2 - 3. In the southern part of the Pomerania Trough the power factor oscillates around F=1. In the dominant part of the Warsaw Trough this parameters show values F>1 and in the axial zone even F>3.

In the remaining parts of the Lower Cretaceous aquifer the power factor is low (F<1), which makes the commercial utilization of geothermal energy rather doubtful.



Zal. 14.12





MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY PRZY
WSPÓLCZYNNIKU OBCIĄŻENIA
LF=1.0 UTWORÓW KREDY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 14.12

MAP OF POWER FACTOR AT LOAD
FACTOR LF=1.0 OF LOWER
CRETACEOUS AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:

Legend:

-  - Izołinie współczynnika mocy
- Isolines of power factor
-  - Linie zasięgu utworów kredy dolnej
- Extent of Lower Cretaceous formation
-  - Uskoki
- Faults
-  Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km

Zał. 14.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów kredy dolnej na Niżu Polskim

Powierzchnia zbiornika dolnokredowego, odpowiadająca występowaniu zasobów dyspozycyjnych ograniczona jest linią gdzie współczynnik mocy, przy $LF=1$, osiąga wartość równą 1. Powierzchnia ta wynosi $24\,235.84\text{ km}^2$, co stanowi 18.95% powierzchni całego zbiornika kredy dolnej na Niżu Polskim. Całkowite zasoby dyspozycyjne zbiornika określono na $3.95 \cdot 10^{17}\text{ J/rok}$, co odpowiada $9.43 \cdot 10^6\text{ TOE/rok}$ energii (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2).

Zasoby energii geotermalnej zakwalifikowane jako zasoby dyspozycyjne występują jedynie na obszarach dwóch jednostek strukturalnych Niżu Polskiego, tj. niecki warszawskiej oraz niecki mogileńsko-łódzkiej. Na obszarze niecki warszawskiej dyspozycyjne zasoby energii geotermalnej przyjmują wartości powyżej 5 MJ/m^2 . Najbardziej perspektywiczne strefy w obrębie niecki warszawskiej obejmują jej centralną część, gdzie na 1 m^2 powierzchni przypada ponad 10 MJ energii. Lokalne maksimum występuje w strefie na wschód od Płocka i Skierniewic, gdzie jednostkowe zasoby dyspozycyjne przekraczają wartość 20 MJ/m^2 .

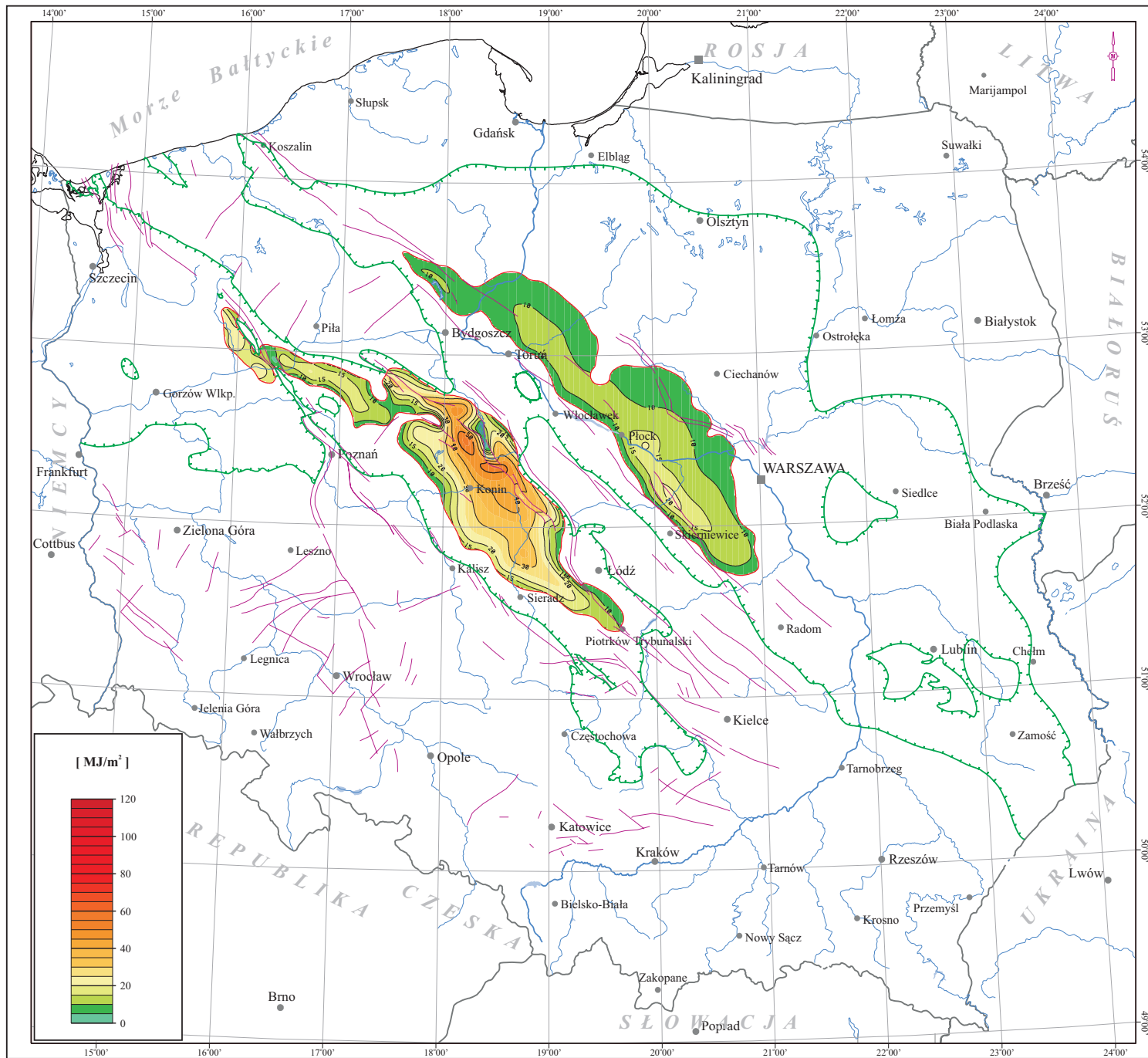
Na obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej jednostkowe zasoby dyspozycyjne przekraczają zwykle wartość 15 MJ/m^2 . Najbardziej perspektywiczne strefy pozyskania energii geotermalnej zakumulowanej w wodonośnych utworach kredy dolnej występują na wschód i północny-wschód od Konina, gdzie z 1 m^2 powierzchni można pozyskać od 30 do ponad 50 MJ energii. Na pozostałym obszarze występowania utworów wodonośnych kredy dolnej nie stwierdzono obecności zasobów geotermalnych nadających się do ekonomicznego wykorzystania w celach ciepłowniczych.

Encl. 14.13 Map of unit disposable resources of Lower Cretaceous aquifer in the Polish Lowlands

The area of the Lower Cretaceous aquifer where the disposable resources are accumulated is contoured by the power factor value $F=1$ at the load factor value $LF=1$. This area is $24,235.84\text{ km}^2$, which makes 18.95% of the whole Lower Cretaceous area in the Polish Lowlands. Total disposable resources of this aquifer are $3.95 \cdot 10^{17}\text{ J/year}$, which corresponds to $9.43 \cdot 10^6\text{ TOE/year}$ (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2).

The disposable geothermal energy resources in the Lower Cretaceous aquifer are accumulated only in two structural units: the Warsaw and the Mogilno-Łódź troughs. In the Warsaw Trough the unit disposable resources are over 5 MJ/m^2 . The most perspective is the central part of the trough where the values over 10 MJ/m^2 were calculated. The local maximum occurs in the area east of Płock and Skierniewice where values over 20 MJ/m^2 occur.

In the Mogilno-Łódź Trough the unit disposable resources are usually over 15 MJ/m^2 . The most perspective areas for exploitation of geothermal from the Lower Cretaceous aquifer are located east and northeast of Konin where unit disposable resources are from 30 to over 50 MJ/m^2 . In the remaining area of the Lower Cretaceous aquifer the disposable resources of geothermal energy do not occur.



Zal. 14.13

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
DYSPOZYCYJNYCH UTWORÓW
KREDEY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM






Encl. 14.13

MAP OF UNIT DISPOSABLE
RESOURCES OF LOWER
CRETACEOUS AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS

[MJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie energii jednostkowej [MJ/m²]
- Isolines of unit energy [MJ/m²]
-  - Linie zasięgu utworów kredy dolnej
- Extent of Lower Cretaceous formation
-  - Uskoki
- Faults
-  Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
-  - Współczynnik obciążenia LF=1,0
- Load factor LF=1,0

0 50 100 km

Zał. 14.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach kredy dolnej na Niżu Polskim

Najwyższe wartości mocy cieplnej dubletu geotermalnego występują w centralnej części niecki mogileńsko-lódzkiej i wynoszą od 5 do 25 MW. Niższe wartości mocy cieplnej hipotetycznego dubletu geotermalnego charakteryzują obszar niecki warszawskiej, gdzie przyjmują wartości od ok. 2.5 do 5 - 7 MW. Lokalnie, powyżej 2.5 MW mocy cieplnej instalacji geotermalnej, możliwe są do pozyskania w północnej i wschodniej części niecki szczecińskiej.

Na pozostałym obszarze występowania wodonośnych utworów kredy dolnej wartości mocy cieplnej instalacji geotermalnej pracującej w systemie dubletowym nie będą przekraczały wartości 2.5 MW. Obszar ten położony jest zwykle poza zasięgiem występowania zasobów dyspozycyjnych dolnokredowego zbiornika wód geotermalnych.

Encl. 14.14 Map of thermal power of a geothermal installation developed in Lower Cretaceous aquifer in the Polish Lowlands

The highest thermal power values of hypothetical geothermal dublet were calculated for the central part of the Mogilno-Lódź Trough (from 5 to 25 MW). Lower values were found in the Warsaw Trough (from about 2.5 to 5 - 7 MW). Locally, values over 2.5 MW can be obtained in the northern and eastern parts of the Szczecin Trough.

In the remaining parts of the Lower Cretaceous aquifer the thermal power values of geothermal dublets will not exceed 2.5 MW. This area is located mostly out of the range of disposable resources of the aquifer.

Zal. 14.14

MAPA MOCY CIEPLNEJ INSTALACJI
GEOTERMALNYCH
PROJEKTOWANYCH W UTWORACH
KREDY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM

Encl. 14.14

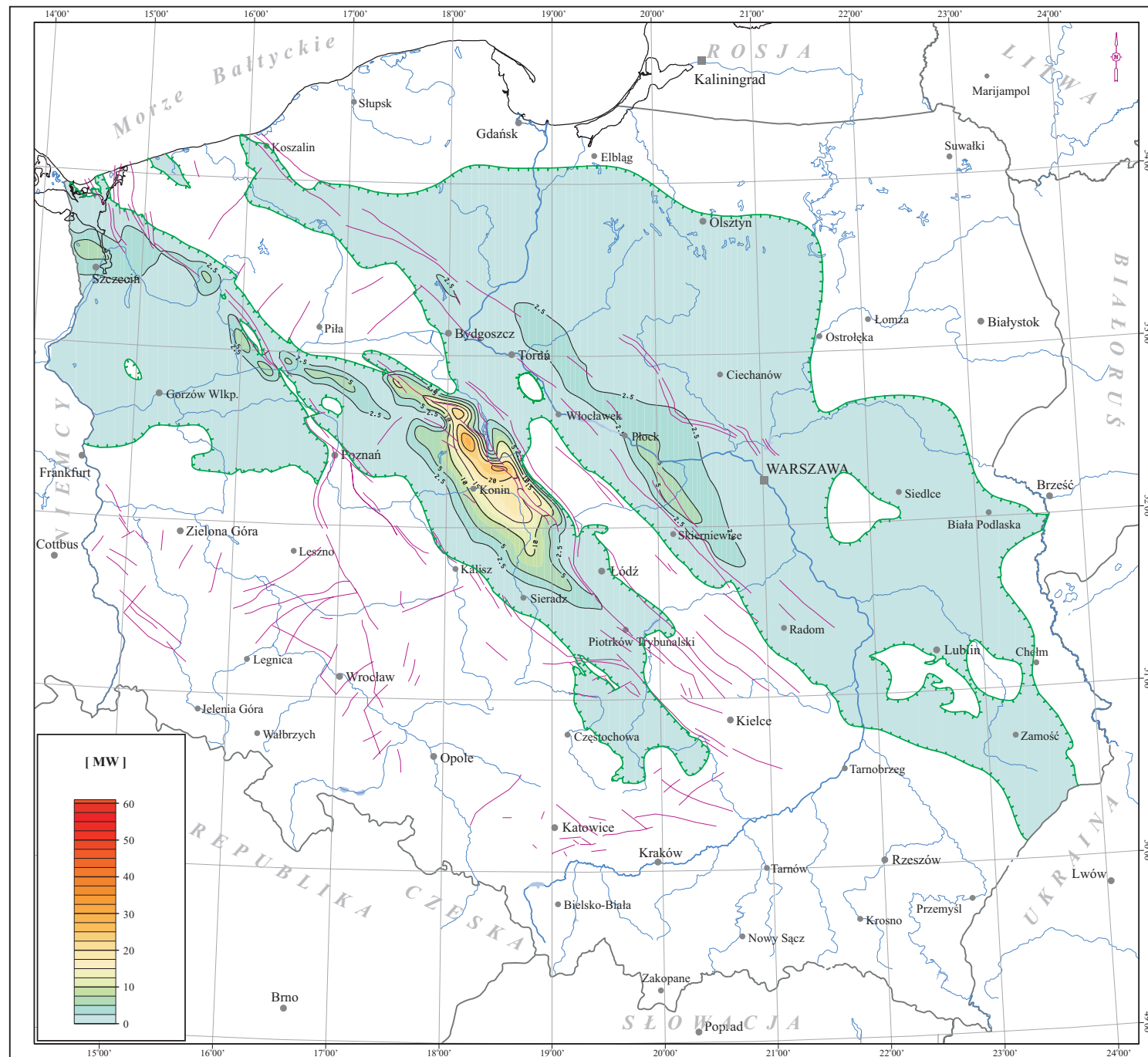
MAP OF THERMAL POWER
OF GEOTHERMAL INSTALLATIONS
DESIGNED IN LOWER CRETACEOUS
RESERVOIRS IN THE POLISH
LOWLANDS

[MW]

Legenda:

Legend:

- Izołnie mocy cieplnej dubletu [MW]
- Isolines of thermal power of a doublet [MW]
- Linie zasięgu utworów kredy dolnej
- Extent of Lower Cretaceous formation
- Uskoki
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities



0 50 100 km

15 Zbiornik hydrogeotermalny jury górnej

Basen górnourajski objął swym zasięgiem cały obszar Nizżu Polskiego. Oś basenu sedymentacyjnego przebiegała, podobnie jak w jurze dolnej i środkowej, wzdłuż bruzdy śródpolskiej. W tym okresie centrum depozycji uległo przesunięciu z odcinka kujawskiego bruzdy, w kierunku południowo-wschodnim, na obszar świętokrzyski. Miąższość utworów jury górnej w tym regionie wynosiła ponad 1200 m (Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988). Na północny-wschód i południowo-zachód od osi basenu miąższości stopniowo maleją. W tym okresie garb wielkopolski, w przeciwieństwie do niższych odcinków jury, nie odgrywał znaczącej roli w paleogeografii basenu. Zamiera również aktywność strefy rozłamowej rozdzielającej garb wielkopolski i kujawski odcinek bruzdy śródpolskiej.

Współczesny zasięg utworów górnourajskich jest znacznie mniejszy od pierwotnego. W wyniku erozji epigenetycznej przypadającej na przełom jury i kredy oraz kredy i trzeciorzędu, utwory górnej jury zostały częściowo lub całkowicie usunięte z obszarów brzeżnych basenu oraz pomorskiego i świętokrzyskiego odcinka wału środkowopolskiego (Niemczycka, 1997).

Górna jura jest okresem dalszej aktywności poduszek solnych. Została ona udokumentowana na obszarze niecki szczecińskiej i niecki mogileńsko-łódzkiej (struktury Goleniowa, Drawna, Grzęzna, Człopy, Szamotuł i Gopła) (Dembowska, 1977, 1979).

Utwory jury górnej powstały w zbiorniku płytkiego morza epikontynentalnego, który łączył się zarówno z morzami borealnymi jak i oceanem Tetydy. Zbiornik ten w oksfordzie i kimerydzie był bardzo rozległy, natomiast w tytonie uległ silnemu skurczeniu do niewielkiego odizolowanego akwenu (Niemczycka, 1997). Głębokość morza również ulegała zmianom. Utwory węglanowe oksfordu powstały w obrębie płytkiej platformy węglanowej, od głębokości bardzo płytkich (powyżej podstawy falowania - np. wapienie oolitowe) do kilkudziesięciu metrów (wapienie gąbkowe, koralowcowe, organodetrytyczne). W nieco głębszym zbiorniku mogły być osadzone utwory margliste kimerydu. Osady wapienno-ewaporatowe najwyższej jury górnej powstały w skrajnie płytkim środowisku zanikającego zbiornika morskiego, w obrębie platformy siarczanowo-węglanowej.

Schemat litostratygraficzny dla górnej jury Polski zachodniej i środkowej stworzony został przez Dembowską (1979). Wydzieliła ona 10 formacji, z których 7 występuje w regionie pomorskim i kujawskim (fm. wapienno-gąbkowa I, fm. wapienno-marglista II, fm. koralowcowa III, fm. oolitowa IV, fm. wapienno-marglisto-muszlowcowa V, fm. pałucka VI, fm. kcyńska VII), natomiast 3 następne na monoklinie przedśudeckiej i wyniesieniu Leby (fm. Łyny VIII, fm. Chociwla IX, fm. Brdy X). Dla obszaru lubelskiego i podlaskiego formalnego podziału litostratygraficznego dokonała Niemczycka (1976b), wydzielając formacje: kraśnicką, zakrzewską, jasieniecką, bełżycką, Baszni, jarczowską tyszowiecką, głowaczowską, urzędowską, Rudy Lubelskiej i Babczyną.

W oksfordzie zasięg zbiornika jury górnej był największy i zajmował całą niżową część Polski. Na północy (wyniesienie Leby), na wschodzie (rejon Hrubieszowa) i na południowym-zachodzie (obszar Sudetów) istniały łądy będące obszarami alimentacyjnymi (Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Niemczycka, 1978). W przybrzeżnych strefach doszło do sedymentacji utworów klastycznych - facje piaszczysto-mułowcowo-ilaste (formacja zakrzewska na wschodniej Lubelszczyźnie). Dalej od brzegu i w środkowej części basenu powstały utwory facji węglanowej (grupa wapienna A) (Dembowska, 1979). Na rozległej platformie węglanowej utworzył się gruby kompleks wapieni biogenicznych i bioklastycznych. W części obszaru lubelskiego wydziela się szereg formacji w serii węglanowej (formacja kraśnicka gąbkowa, jasieniecka, bełżycka,

Baszni). W części zachodniej i północnej Polski dominujący udział ma materiał klastyczny (formacje Łyny, Chociwla, Brdy) - margle, ilowce, mułowce i piaskowce.

W kimerydzie obszar lądowy powiększył się o całą południowo-zachodnią Polskę (po rejon Szczecina) i również o wyniesienie północne (Brochwicz-Lewiński, 1987). W części północnej i środkowej Polski powstały utwory facji mułowcowej i ilastej (formacja pałucka), a dalej na południe węglanowo-ilaste jak margle i wapienie margliste (Niemczycka, 1976a,b). W południowo-wschodniej części zbiornika panowały natomiast warunki lagunowe o podwyższonym zasoleniu, dzięki czemu utworzyły się dolomity i anhydryty (formacja Rudy Lubelskiej).

W wołgu (tyton) zbiornik morski uległ silnej regresji i zajmował jedynie obszar bruzdy środkowopolskiej (Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988). Powstały utwory facji klastycznych (formacja kcyńska) - mułowce i ilowce wapieniste, a w części południowo-wschodniej wapienie oolitowe (formacja Babczyna). Pod koniec wołgu, w części północno-zachodniej basenu, doszło do sedymentacji utworów facji węglanowo-siarczanowej (wapienie, gipsy, anhydryty), a wyżej w profilu margli.

Górnourajski zbiornik wód geotermalnych Nizżu Polskiego został okonturowany naturalnym zasięgiem występowania utworów tej epoki i granicami Polski. Na planie struktur systemu alpejskiego (Pożaryski, 1974) zbiornik górnourajski swym zasięgiem obejmuje synklinorium brzeżne (niecki pomorską, warszawską i lubelską), nieckę szczecińską wraz z północną częścią strefy Gorzowa Wielkopolskiego, niecki mogileńską, łódzką oraz miechowską, wał pomorski oraz obrzeżenie masywu świętokrzyskiego, syneklizę bałtycką, wyniesienie mazursko-suwalskie, obniżenie podlaskie, wyniesienie zrębowe łukowsko-hrubieszowskie oraz północno-wschodni fragment obszaru przedśudeckiego.

Strop utworów jury górnej zalega na zmiennych głębokościach od ok. +350 do ok. -2900 m npm, z wyraźną tendencją: we wszystkich jednostkach o charakterze niecek rejestrowane są obniżenia powierzchni zalegania stropu tych utworów w osiach i podnoszenia w kierunkach stref brzeżnych osi do wychodni na powierzchni w strukturach antyklinalnych. Największe głębokości występowania stropu utworów górnourajskich rejestrowane są w nieckach: łódzkiej, mogileńskiej, szczecińskiej, warszawskiej i lubelskiej. Na wale kujawskim oraz monoklinie śląsko-krakowskiej strop utworów górnourajskich jest wyniesiony na powierzchnię (wychodne warstw), zalegając na rzędnych dochodzących do +350 m npm.

Miąższość sumaryczna występujących w profilu utworów jury górnej warstw wodonośnych jest zmienna w granicach od kilku (strefy peryferyczne jednostek strukturalnych) do ponad 1000 m. Największe miąższości warstw wodonośnych są rejestrowane w rejonie Włocławka, Łodzi, Piotrkowa Trybunalskiego oraz w niecce miechowskiej. Ponad 200 m miąższości warstw wodonośnych dominują na wale kujawskim, monoklinie śląsko-krakowskiej oraz w nieckach mogileńsko-łódzkiej, miechowskiej i warszawskiej.

Mineralizacja wód podziemnych występujących w warstwach wodonośnych jury górnej jest zmienna w zależności od wysokości ich zalegania i głębokości położenia stropu. W strefach wychodni warstw wodonośnych mineralizacja nie przekracza 2 g/dm³, zaś w północno-zachodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (rejon Konin-Piła) oraz centralnej części niecki szczecińskiej osiąga wielkości ponad 120 g/dm³. W niecce warszawskiej i południowo-wschodniej części niecki lubelskiej dominują wody o mineralizacji w granicach 50 - 70 g/dm³. Na większości obszarów występowania wód podziemnych w skałach górnourajskich przeważają te, których mineralizacja mieści się w przedziale 2 - 20 g/dm³.

Temperatura wód podziemnych występujących w zbiornikach górnourajskich pozostaje funkcją głębokości występowania warstw wodonośnych. W strefach wychodni warstw (obszary

zasilania) średnioroczna temperatura nie przekracza 10°C rosnąc w kierunku przepływu wód podziemnych ku centralnym przegłębieniom w strukturach nieckowych do 80°C, a lokalnie (rejon na północny-wschód od Konina) przekraczając 100°C.

Średnia przepuszczalność warstw wodonośnych, charakteryzowana wartościami współczynnika filtracji, jest zmienna w niewielkich przedziałach, od 0.1 (w strefach brzeżnych jednostek strukturalnych i na wale kujawskim) do $2.0 \cdot 10^{-6}$ m/s (lokalnie przekraczając tylko tą wartość - rejon Konina). Generalizując można ocenić przepuszczalność skał zbiornikowych górnej jury jako niską.

Stosunkowo niskie wartości współczynników filtracji i przewodności warstw wodonośnych determinują potencjalną wydajność studni ujmujących wody geotermalne (dublety). W skałach zbiornikowych dominują obszary, w których potencjalne studnie mogłyby uzyskiwać wydajności nieprzekraczające 50 m³/h. Jedynie lokalnie można oczekiwać wyższych wydajności studni eksploatacyjnych rzędu 50 - 80 m³/h, a w rejonie na północny-wschód od Konina ok. 80 - 90 m³/h.

W niecce szczecińskiej, mogileńsko-lódzkiej i lokalnie warszawskiej (rejon Płocka) oraz lubelskiej można oczekiwać, że wody geotermalne (po odzyskaniu energii cieplnej) mogłyby być wykorzystane do celów balneologicznych z uwagi na występowanie w nich ponadnormalnych zawartości jonów bromkowych i jodkowych. Wody geotermalne wydobywane z tych warstw na całym obszarze występowania mogłyby być wykorzystane dla celów rekreacyjnych.

15 The Upper Jurassic aquifer

The Upper Jurassic sedimentary basin has covered the whole area of the recent Polish Lowlands. Its axis followed the Mid-Poland Trough, similarly to the Lower and Middle Jurassic basins. In that period the depocenter has shifted towards the southeast, from the Kujawy sector of the Trough towards the Holy-Cross Mts. block. Thickness of Upper Jurassic in this area reached over 1 200 meters (Niemczycka & Brochwicz-Lewiński, 1988) and to the northeast and southwest the thickness gradually decreased. On the contrary to earlier Jurassic stages, in the Upper Jurassic the Wielkopolska Bulge did not play any significant role in the paleogeography of the basin. Also, the activity has ceased of the deep fracture zone separating the Wielkopolska Bulge from the Kujawy sector of the Mid-Poland Trough.

The present range of Upper Jurassic formation is much limited in comparison with the original one. Due to the erosion episodes at the Jurassic/Cretaceous and the Cretaceous/Tertiary breaks the Upper Jurassic strata were partly or entirely removed from the marginal parts of the basin as well as from the Pomerania and the Holy-Cross Mts. sectors of the Mid-Poland High (Niemczycka, 1997).

The Upper Jurassic is a time of further activity of salt pillows, as proven by Dembowska (1977, 1979) in Szczecin and Mogilno-Lódź depression (Goleniów, Drawno, Grzęzno, Człopa, Szamotuly and Gopło structures).

The Upper Jurassic formation was deposited in a shallow, epicontinental sea connected with both the boreal seas and the Tethys Ocean. During Oxfordian and Kimmeridgian this basin was very large whereas in Tithonian is has been strongly reduced to a small, isolated reservoir (Niemczycka, 1997). Also the depth of the basin has changed. The Oxfordian carbonates were deposited over carbonate sedimentary platform at the depths ranging from very shallow (above the wave base - e.g. the oolitic limestones) down to some tens of meters (spongeous, coral, organodetrital limestones). In somewhat deeper parts of the basin the Kimmeridgian marls might have been deposited. The carbonate-evaporitic sediments of the Uppermost Jurassic were formed in a very shallow environment of retreating sea, in the area of sulphate-carbonate sedimentary platform.

The lithostratigraphic subdivision of Upper Jurassic succession in western and central Poland was presented by Dembowska (1979) who distinguished 10 formations from which 7 occur in Pomerania and Kujawy areas (I Calcareous-spongeous Fm., II Calcareous-marly Fm., III Coral Fm., IV Oolitic Fm., V Calcareous-marly-coquinitic Fm., VI Pałuki Fm., VII Kcyń Fm.) whereas further 3 formations were identified in the Fore-Sudetic monocline and in the Łeba Uplift (VIII Łyna Fm., IX Chociwle Fm., X Brda Fm.) In Lublin and Podlasie regions the formal lithostratigraphic subdivision was made by Niemczycka (1976b) who distinguished the following formations: Kraśnicka, Zakrzewska, Jasieniecka, Bełżycka, Basznia, Jarczowska, Tyszowiecka, Głowaczowska, Urzędowska, Ruda Lubycka and Babczyn.

In Oxfordian the Upper Jurassic basin has attained its maximum extent and has occupied the whole area of the recent Polish Lowlands. In the north (Łeba Uplift), in the east (Hrubieszów area) and in the southwest (Sudety Mts.) the lands occurred, which were the source areas (Niemczycka 1978; Szyperko-Teller & Moryc, 1988). In coastal zones the clastics were deposited i.e. sandstone-mudstone-claystone facies (Zakrzewska Fm. in the eastern part of Lublin region). At a distance from the shore and in the central part of the basin the carbonate facies prevailed (the Calcareous Group I, Dembowska 1979). Over the vast carbonate platform the thick succession of biogenic and bioclastic limestones was deposited. In a part of the

Lublin region several formations were distinguished in this succession (Kraśnicka-spongeous, Jasienicka, Bełżycka, Basznia Fms.). In the western and northern Poland the clastic sediments dominated (Łyna, Cheiweł, Brda formations) - marls, claystones, mudstones and sandstones.

In Kimmeridgian the land has expanded over the entire southwestern Poland (as far as to the Szczecin area) and to the northern uplift (Brochwicz-Lewiński, 1987). In the northern and central Poland the mudstone facies was deposited (Pałuki Fm.) whereas further to the south the carbonate-clayey facies were formed (marls, marly limestones, Niemczycka 1976a,b). In the southeastern part of the basin the lagoonal environment prevailed resulting in deposition of dolomites and anhydrites (Ruda Lubecka Fm.).

During Volgian (Tithonian) the Upper Jurassic sea basin was subjected to strong regression and its extent was reduced only to the area of the Mid-Poland Trough (Niemczycka & Brochwicz-Lewiński, 1988). The lithology includes clastic facies (Kcyń Fm.) - mudstones and calcareous claystones - and oolitic limestones (Babczyn Fm.) in the southeastern part of the basin. At the end of Volgian deposition of carbonate-sulphate facies (limestones, gypsums, anhydrites) overlain by marls proceeded in the northwestern part of the basin.

The Upper Jurassic geothermal aquifer of the Polish Lowlands is contoured by present extent of Upper Jurassic sediments and by the state border. In the Alpine structural system (Pożaryski, 1974) the Upper Jurassic basin covers the marginal trough (Pomerania, Warsaw and Lublin depressions), the Szczecin Depression with the northern part of the Gorzów Wielkopolski zone, the Mogilno and the Miechów troughs, the Pomerania Swell, the margins of the Holy-Cross Mts. Massif, the Baltic Syncline, Mazury-Suwałki Uplift, Podlasie Depression, Łuków-Hrubieszów Horst and the northeastern part of the Fore-Sudetic area.

Literatura (References):

1. **Brochwicz-Lewiński W., 1987** - W: A.Raczyńska (red.) „Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża”. Prace Inst.Geol., T.119.
2. **Dembowska J., 1977** - Jura górna. W: S.Marek (red.) Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło - Ponętów - Pabianice). Prace Inst.geol. nr 80.
3. **Dembowska J., 1979** - Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. Kwart.Geol. T. 23, nr 3.
4. **Niemczycka T., 1976a** - Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). Prace Inst.Geol. T. 77.
5. **Niemczycka T., 1976b** - Litostratygrafia osadów jury górnej na obszarze lubelskim. Acta Geol.Pol. v.26, nr 4.
6. **Niemczycka T., 1978** - Litofacje jury środkowej i dolnego oksfordu obszaru radomsko-lubelskiego. Acta Geol.Pol., 28, nr 4.
7. **Niemczycka T., 1997** - Jura górna. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace PIG, 153.
8. **Niemczycka T., Brochwicz-Lewiński W., 1988** - Rozwój górnourajskiego basenu sedymentacyjnego na Niżu Polskim. Kwart.Geol., T.32, nr 1.

9. **Pożaryski W., 1974** - Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: Budowa geologiczna Polski T. 4, Tektonika. cz.1. Niż Polski. Inst.Geol. Warszawa.

10. **Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988** - Rozwój basenu sedymentacyjnego pstręgo piaskowca na obszarze Polski. Kwart.Geol., T.32, nr 1.

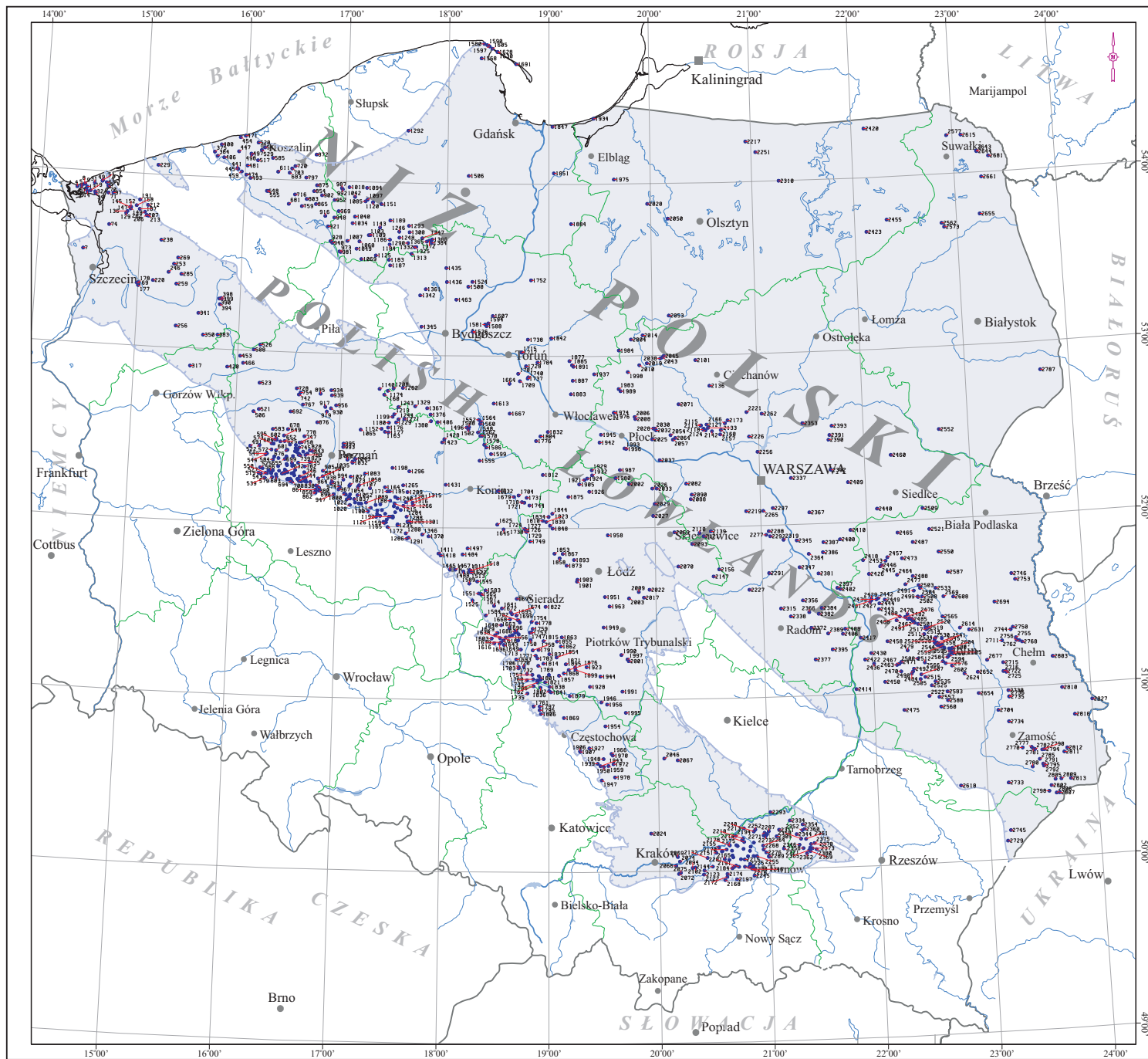
Zał. 15.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika jury górnej na Niżu Polskim

Powierzchnia górnourajskiego zbiornika wód geotermalnych wynosi 197 841.48 km², co stanowi 63.43% powierzchni Polski oraz 72.70 % powierzchni Niżu Polskiego. Analizę strukturalno-miąższościową zbiornika jury górnej oparto na podstawie 992 otworów zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego.

Encl 15.1 Location map of wells drilled to Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Upper Jurassic aquifer is 197,841.48 km², which constitutes 63.43% of the territory of Poland and 72.70 % of total area of the Polish Lowlands.

Structural and thickness analysis of the Upper Jurassic formations were based upon data from 992 localized in the Polish Lowlands

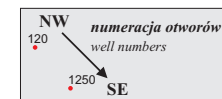


Zal. 15.1

MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA JURY GÓRNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 15.1

LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO UPPER JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS



Legenda:

Legend:

- 751 - Numer otworu wiertniczego
- Well number
- - Linie zasięgu otworów jury górnej
- Extent of Upper Jurassic formation
- - Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

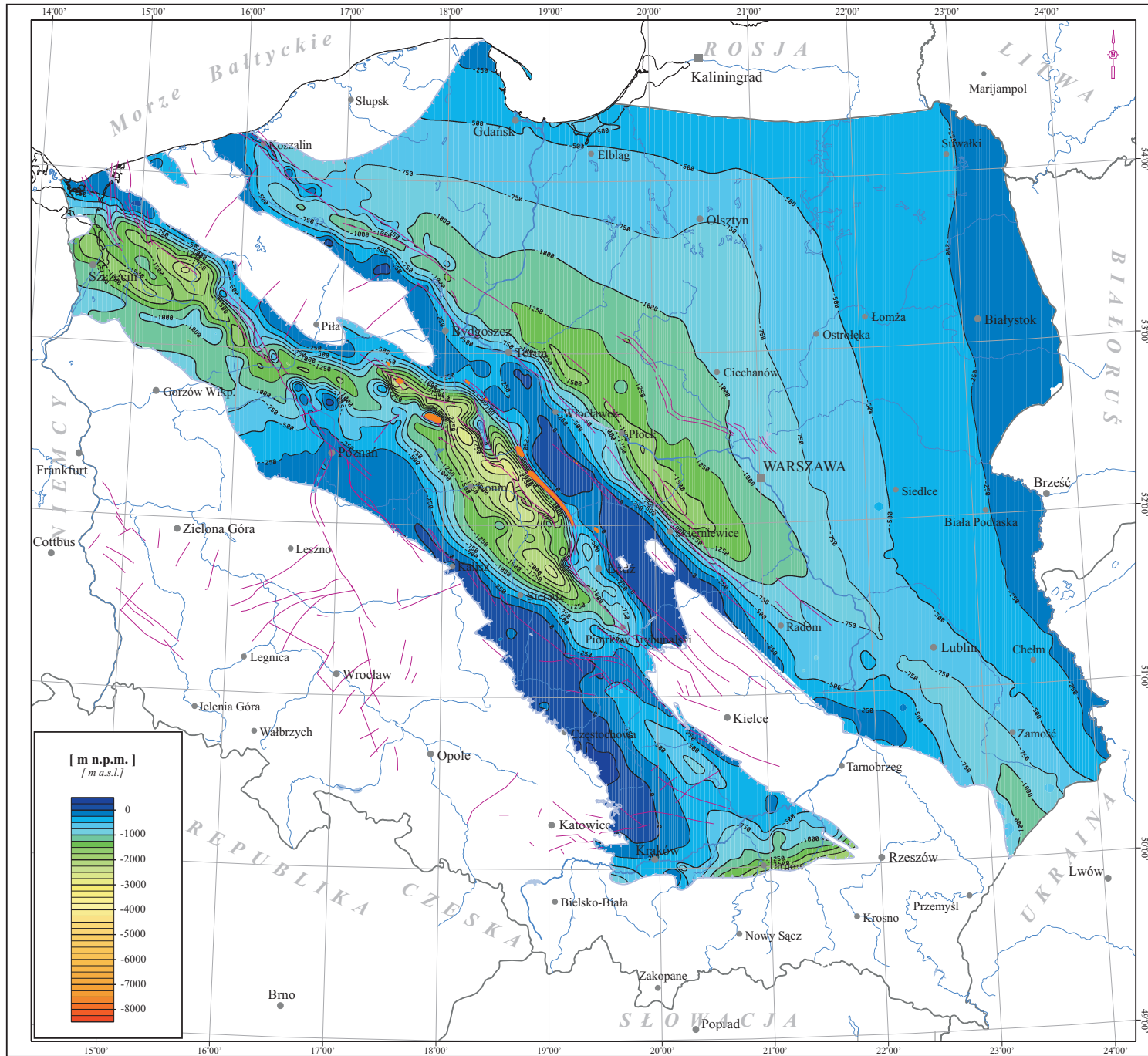


Zał. 15.2 Mapa strukturalna stropu utworów jury górnej na Niżu Polskim

Strop utworów jury górnej zalega na zmiennych głębokościach od ok. +350 do ok. -2900 m npm, z wyraźną tendencją: we wszystkich jednostkach o charakterze niecek rejestrowane są obniżenia powierzchni zalegania stropu tych utworów w osiach i podnoszenia w kierunkach stref brzeżnych osi do wychodni na powierzchni w strukturach antyklinalnych. Największe głębokości występowania stropu utworów górnourajskich rejestrowane są w nieckach: łódzkiej, mogileńskiej, szczecińskiej, warszawskiej i lubelskiej. Na wale kujawskim oraz monoklinie śląsko-krakowskiej strop utworów górnourajskich jest wyniesiony na powierzchnię (wychodnie warstw), zalegając na rzędnych dochodzących do +350 m npm.

Encl. 15.2 Structural map of the top surface of Upper Jurassic formation in the Polish Lowlands

The top surface of Upper Jurassic formation occurs at various altitudes: from +350 to about -2,900 m asl. Clear trend can be observed: in all troughs the top surface occurs at greatest depths in the axial parts of the units and rises towards the outcrops in the anticlinal structures. Deepest locations of Upper Jurassic formations were noticed in the Łódź, Mogilno, Szczecin, Warsaw and Lublin troughs. In the Kujawy Block and in the Silesia-Kraków Monocline the Upper Jurassic strata crop out at the surface (altitudes up to +350 m asl).



Zal. 15.2

MAPA STRUKTURALNA STOPU
UTWORÓW JURY GÓRNEJ
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 15.2

STRUCTURAL MAP
OF THE TOP SURFACE
OF UPPER JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m.]
[m a.s.l.]

Legenda:

Legend:

-  - *Izohipsy stopu utworów jury górnej [m n.p.m.]*
- *Isohypses of the top surface of Upper Jurassic formation [m a.s.l.]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury górnej*
- *Extent of Upper Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapires*

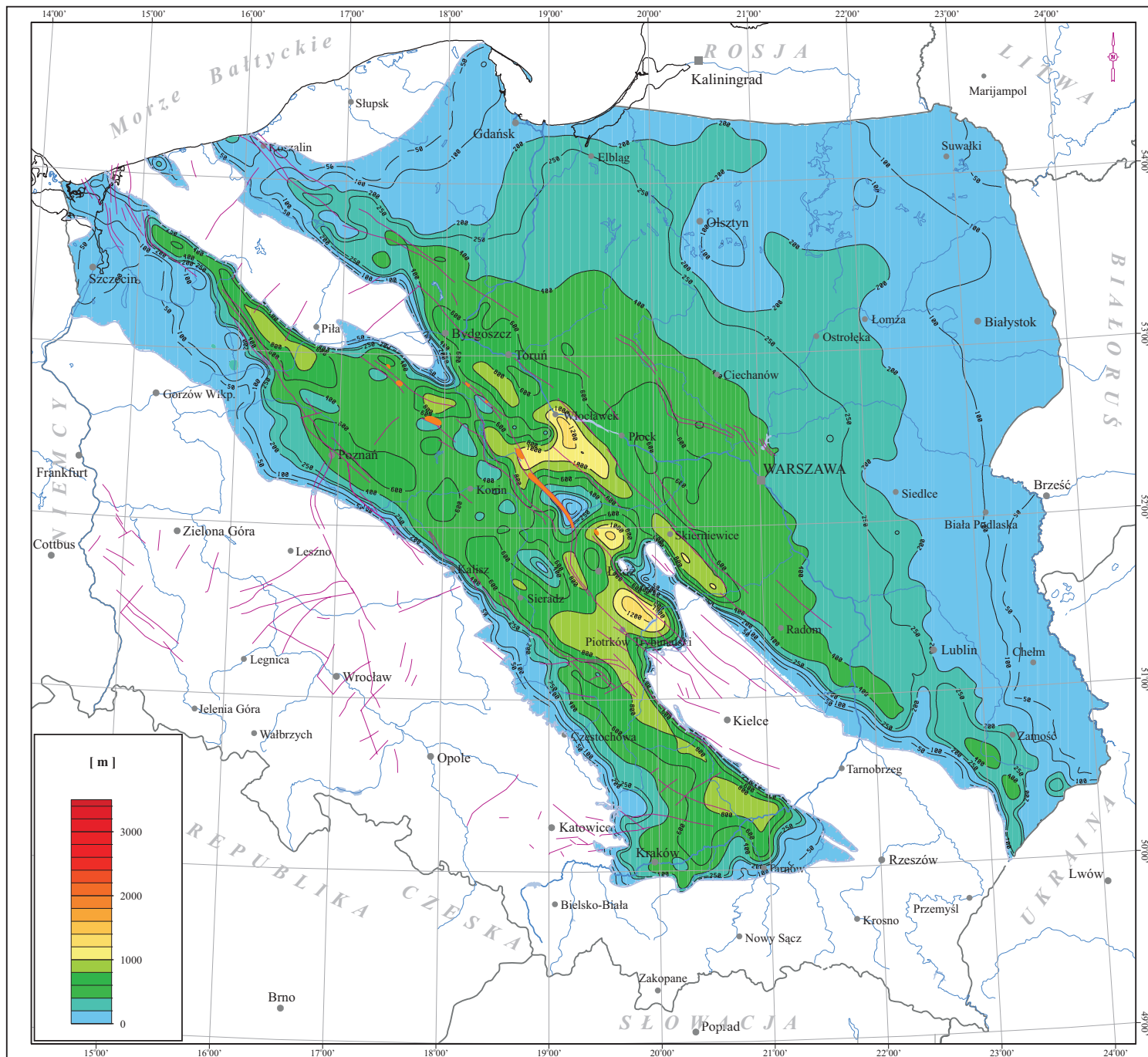
0 50 100 km

Zał. 15.3 Mapa miąższości całkowitej utworów jury górnej na Niżu Polskim

Całkowita miąższość utworów górnourajskich jest zmienna w bardzo szerokich granicach, od kilkunastu metrów (w strefach peryferyjnych jednostek strukturalnych) do ponad 1 200 m (w centralnych partiach wału kujawskiego - rejon Włocławka, Łodzi i Piotrkowa Trybunalskiego). Miąższości ponad 400 - metrowe dominują w obszarach nieck: miechowskiej, łódzkiej, mogileńskiej, warszawskiej oraz południowo-wschodniej części niecki pomorskiej i lubelskiej, a także na wale kujawskim. Na obszarach pozostałych struktur dominują miąższości niższe od 400 m.

Encl. 15.3 Map of total thickness of Upper Jurassic formation in the Polish Lowlands

Total thickness Upper Jurassic formation varies in wide range: from a dozen of meters in the peripheral parts of structural units to over 1,200 m in the central parts of the Kujawy Block (Włocławek, Łódź and Piotrków Trybunalski). Thicknesses over 400 m prevail in the Miechów, Łódź, Mogilno and Warsaw troughs, in the southeastern part of the Pomerania Trough and the Lublin Trough as well as in the Kujawy Block. In the remaining structural units thicknesses below 400 m dominate.



Zal. 15.3

MAPA MIĄSZSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW JURY GÓRNEJ
NA NIŻU POLSKIM









Encl. 15.3

MAP OF TOTAL THICKNESS OF
UPPER JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - Izopachyty utworów jury górnej [m]
-  - Isopachytes of Upper Jurassic formation [m]
-  - Linie zasięgu utworów jury górnej
-  - Extent of Upper Jurassic formation
-  - Uskoki
-  - Faults
-  - Ważniejsze miasta
-  - Main cities

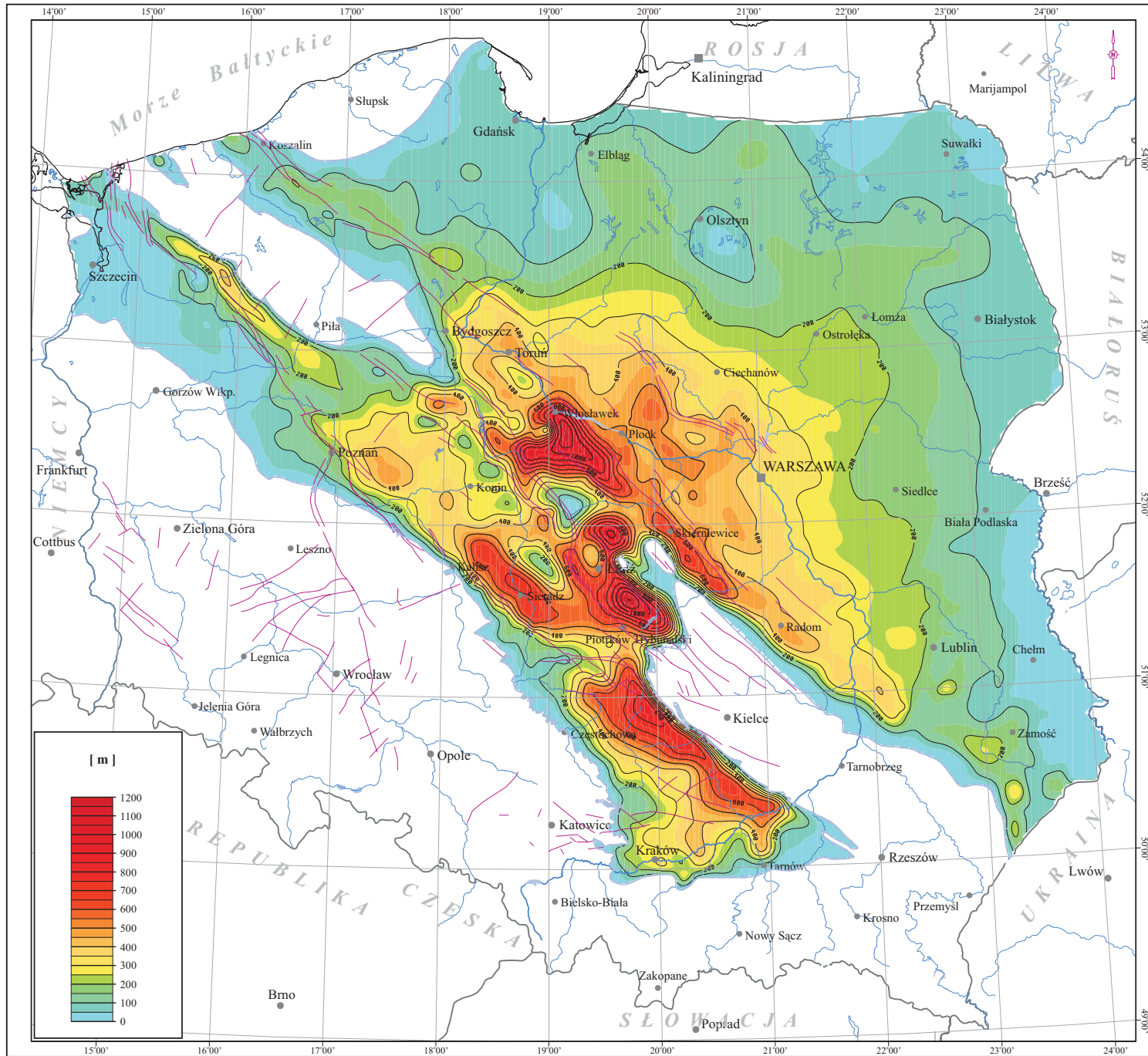
0 50 100 km

Zał. 15.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych jury górnej na Niżu Polskim

Miąższość sumaryczna występujących w profilu utworów jury górnej warstw wodonośnych jest zmienna w granicach od kilku (strefy peryferyczne jednostek strukturalnych) do ponad 1 000 m. Największe miąższości warstw wodonośnych są rejestrowane w rejonie Włocławka, Łodzi, Piotrkowa Trybunalskiego oraz w niecce miechowskiej. Ponad 200 m miąższości warstw wodonośnych dominują na wale kujawskim, monoklinie śląsko-krakowskiej oraz w nieckach łódzkiej, miechowskiej i warszawskiej.

Encl. 15.4 Map of cumulative thickness of Upper Jurassic groundwater horizons in the Polish Lowlands

Cummulative thickness of Upper Jurassic groundwater horizons varies from several meters in the marginal parts of structural units to over 1,000 m. Highest values were reported from the areas of Włocławek, Łódź and Piotrków Trybunalski, and from the Miechów Trough. Thicknesses over 200 m dominate in the Kujawy Block, in the Silesia-Kraków Monocline and in the Łódź, Miechów and Warsaw troughs.



Zal. 15.4

MAPA SUMARYCZNEJ MIĄŻSZOŚCI
WARSTW WODONOŚNYCH
JURY GÓRNEJ NA NIŻU POLSKIM

Encl. 15.4

MAP OF CUMULATIVE THICKNESS OF
UPPER JURASSIC GROUNDWATER
HORIZONS IN THE POLISH
LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

- Isopachyty warstw wodonośnych jury górnej [m]
- Isopachytes of cumulative thickness of Upper Jurassic groundwater horizons [m]
- Linie zasięgu utworów jury górnej
- Extent of Upper Jurassic formation
- Uskoki
- Faults
- Ważniejsze miasta
- Main cities

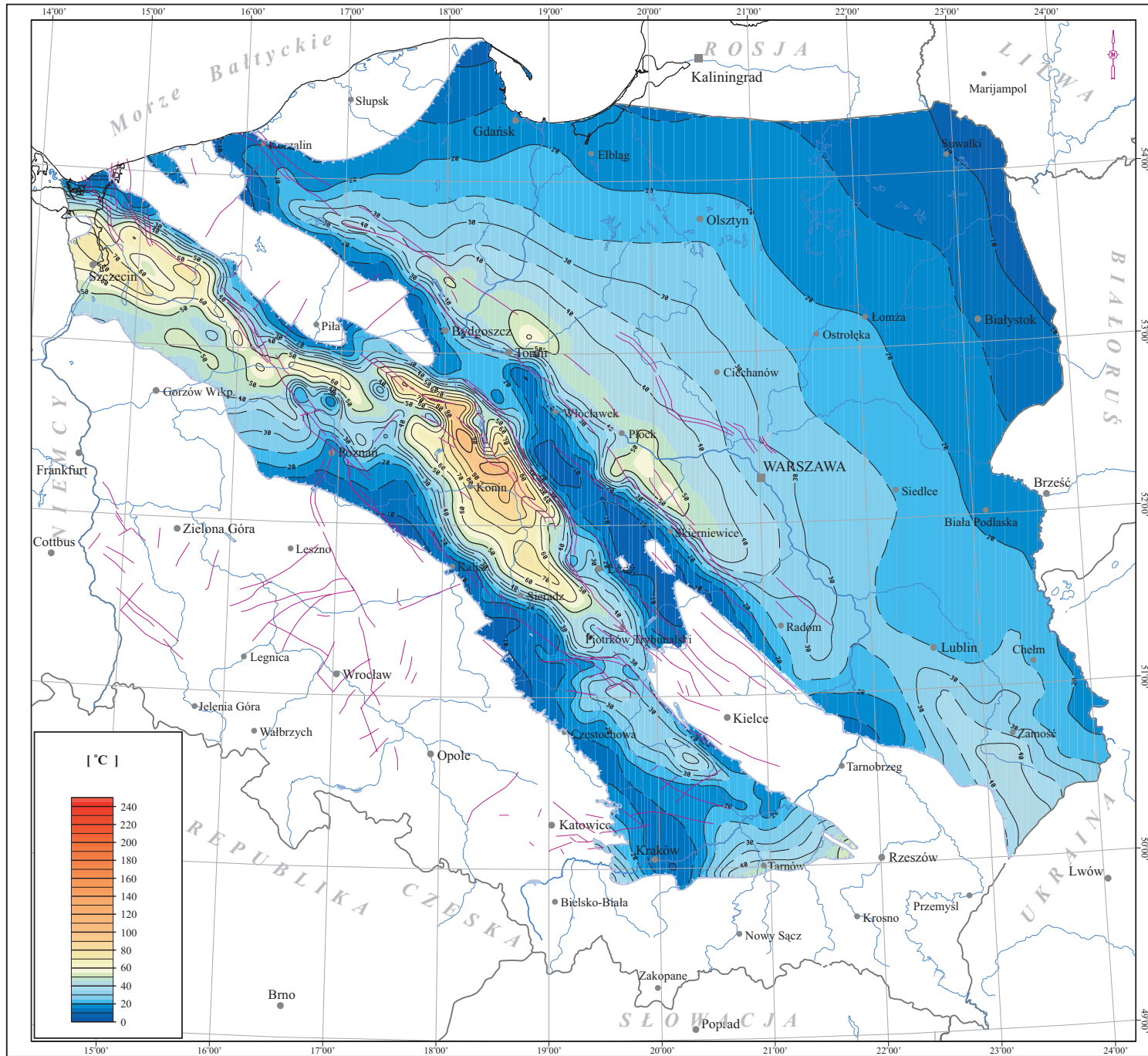
0 50 100 km

Zał. 15.5 Mapa temperatur w stropie utworów jury górnej na Niżu Polskim

Temperatura wód podziemnych występujących w zbiornikach górnourajskich pozostaje funkcją głębokości występowania warstw wodonośnych. W strefach wychodni warstw (obszary zasilania) średnioroczna temperatura nie przekracza 10°C rosnąc w kierunku przepływu wód podziemnych ku centralnym przegłębieniom w strukturach nieckowych do 80°C, a lokalnie (rejon na północny-wschód od Konina) przekraczając 100°C.

Zał. 15.5 Map of temperatures at the top surface of Upper Jurassic formation in the Polish Lowlands

Temperatures in the Upper Jurassic reservoir rocks are depth-controlled. In the outcrops areas (i.e. recharge zones) mean annual temperature does not exceed 10°C and increases up to 80°C along the flow direction towards the central parts of the troughs. Locally, in the area northeast from Konin town temperatures exceed 100°C.



Zal. 15.5

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW JURY GÓRNEJ
NA NIŻU POLSKIM





Encl. 15.5

MAP OF TEMPERATURES
AT THE TOP SURFACE
OF UPPER JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermia stropu utworów jury górnej [°C]*
- Isotherms of the top surface of Upper Jurassic formation [°C]
-  - *Linie zasięgu utworów jury górnej*
- Extent of Upper Jurassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

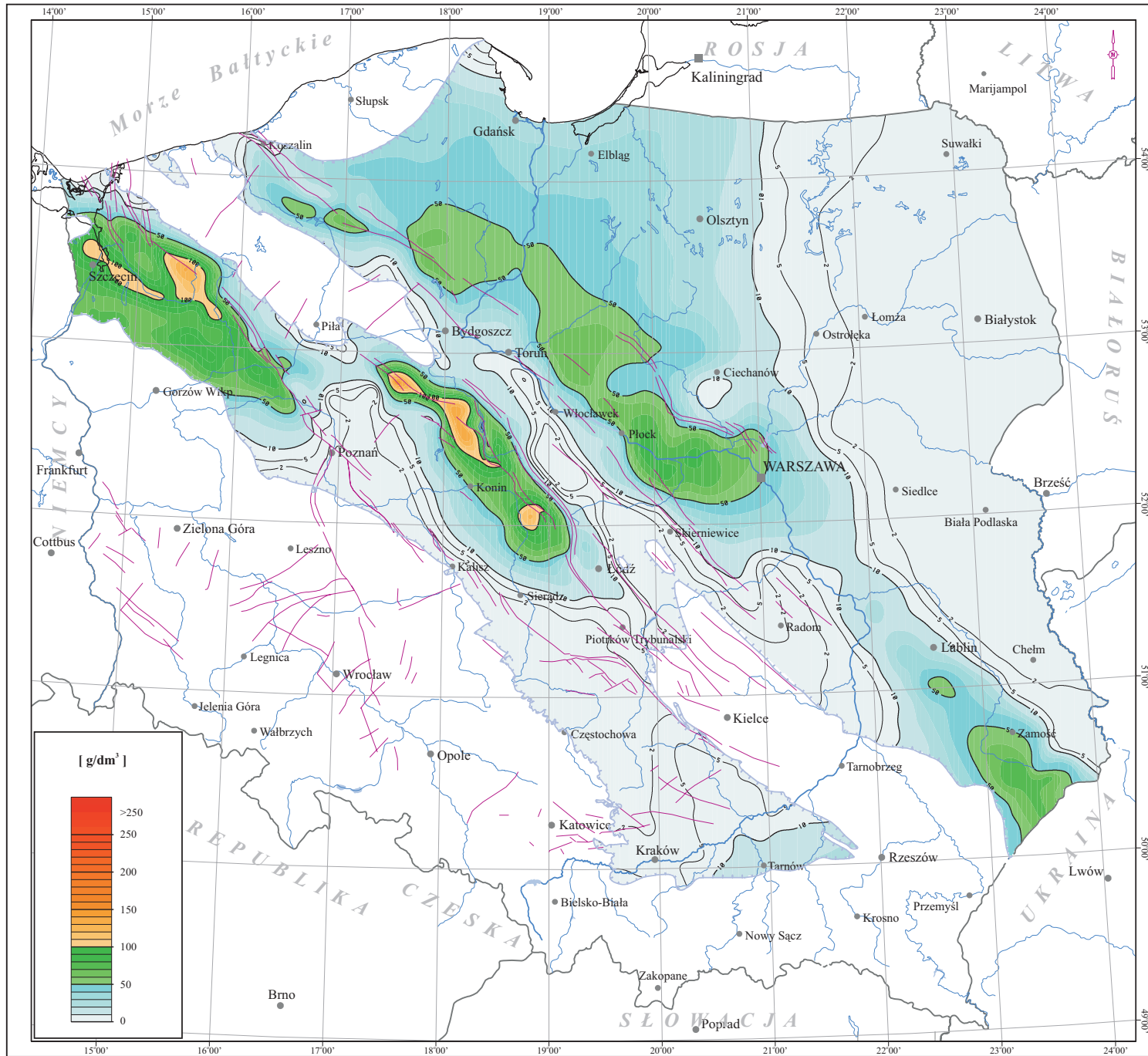
0 50 100 km

Zał. 15.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów jury górnej na Niżu Polskim

Mineralizacja wód podziemnych występujących w warstwach wodonośnych jury górnej jest zmienna w zależności od wysokości ich zalegania i głębokości położenia stropu. W strefach wschodni warstw wodonośnych mineralizacja nie przekracza 2 g/dm^3 zaś w północno-zachodniej części niecki łódzkiej (rejon Konin - Piła) oraz centralnej części niecki szczecińskiej osiąga wielkości ponad 120 g/dm^3 . W niecce warszawskiej i południowo-wschodniej części niecki lubelskiej dominują wody o mineralizacji w granicach $50 - 70 \text{ g/dm}^3$. Na większości obszarów występowania wód podziemnych w skałach górnójurajskich przeważają te, których mineralizacja mieści się w przedziale $2 - 20 \text{ g/dm}^3$.

Encl. 15. 6 Map of the TDS at the top surface of Upper Jurassic formation in the Polish Lowlands

The TDS values are depth-dependent. At the outcrops the TDS does not exceed 2 g/dm^3 . In the northwestern part of the Łódź Trough (Konin-Piła area) and in the central part of the Szczecin Trough values over 120 g/dm^3 were noticed. In the Warsaw Trough and in the southeastern part of the Lublin Trough values $50 - 70 \text{ g/dm}^3$ dominate. In the most part of Upper Jurassic aquifer the TDS values fall into the range $2 - 20 \text{ g/dm}^3$.



Zal. 15.6

MAPA MINERALIZACJI WÓD W
STROPIE UTWORÓW JURY GÓRNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 15.6

MAP OF THE TDS
AT THE TOP SURFACE
OF UPPER JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolinie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isohalines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów jury górnej*
- *Extent of Upper Jurassic formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Załącznik 15.7 Mapa wód termalnych zbiornika jury górnej kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji

W niecce szczecińskiej, łódzkiej i lokalnie warszawskiej (rejon Płocka) oraz lubelskiej można oczekiwać, że wody geotermalne (po odzyskaniu energii cieplnej) mogłyby być wykorzystane do celów balneologicznych z uwagi na występowanie w nich ponadnormatywnych zawartości jonów bromkowych i jodkowych. Wody geotermalne wydobywane z tych warstw na całym obszarze występowania mogłyby być wykorzystane dla celów rekreacyjnych.

Geotermalne wody chlorkowe zbiornika jury górnej analizowano na podstawie danych z 148 odwiertów. Prawie wszystkie wody charakteryzują się mineralizacją do 70 g/dm³ i temperaturą od 20 do 40°C, wyższe temperatury stwierdzono w rejonie Konina do 100°C. Typ hydrogeochemiczny wód jest Cl-Ca, Cl-Na, Cl-Mg i SO₄-Na. Wody typu SO₄-Na występują jedynie lokalnie w rejonie: Tuszyna, Witkowa, Czarnowa, Białego Boru, Wieńca, Włocławka, Rogoźna, Skierniewic, Dorohucz i Opola Lubelskiego. Wody Cl-Mg stwierdzono w rejonie Opola Lubelskiego i Włocławka (Bojarski, 1996).

Do celów rekreacyjnych kwalifikują się wody z obszaru niecki szczecińskiej, mogileńskiej i wału kujawskiego w rejonie Chabowo - Drawno - Człopa - Szamotuły - Cykowo - Trzemżał. Z obszaru niecki łódzkiej w rejonie Ponętów - Wartkowice - Sarnów - Lutomiersk. Z obszaru niecki łódzkiej i obszaru świętokrzyskiego w rejonie Bełchatów - Secemin - Trzonów. Z obszaru niecki pomorskiej i warszawskiej w rejonie Koszalin - Kurowo - Człuchów - Chojnice - Cekcyn - Czarnowo - Golub Dobrzyń - Lipno - Sierpc - Gostynin - Dzierżanowo - Sochaczew - Mszczonów - Raducz. Z obszaru syneklizy perybałtyckiej, niecki pomorskiej i warszawskiej, wyniesienia mazursko-suwańskiego, obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego. Udokumentowane wody występują w rejonie Pasłęk - Bartoszyce - Kętrzyn - Olszyny - Żuromin - Ciechanów - Pułtusk - Łochów - Pietkowo - Pawły - Saki - Sokół Podlaski - Żebrak - Radzyń - Kock - Magnuszew - Łągów - Opole Lubelskie - Urzędów - Bychawa - Zakrzew - Tomaszów Lubelski - Machnów.

Do celów balneologicznych wytypowano wody z obszaru niecki szczecińskiej w rejonie Oświno - Grzęzno, niecki mogileńskiej w rejonie odwiertu Damasławek, oraz na obszarze niecki łódzkiej w rejonie odwiertu Poddębice.

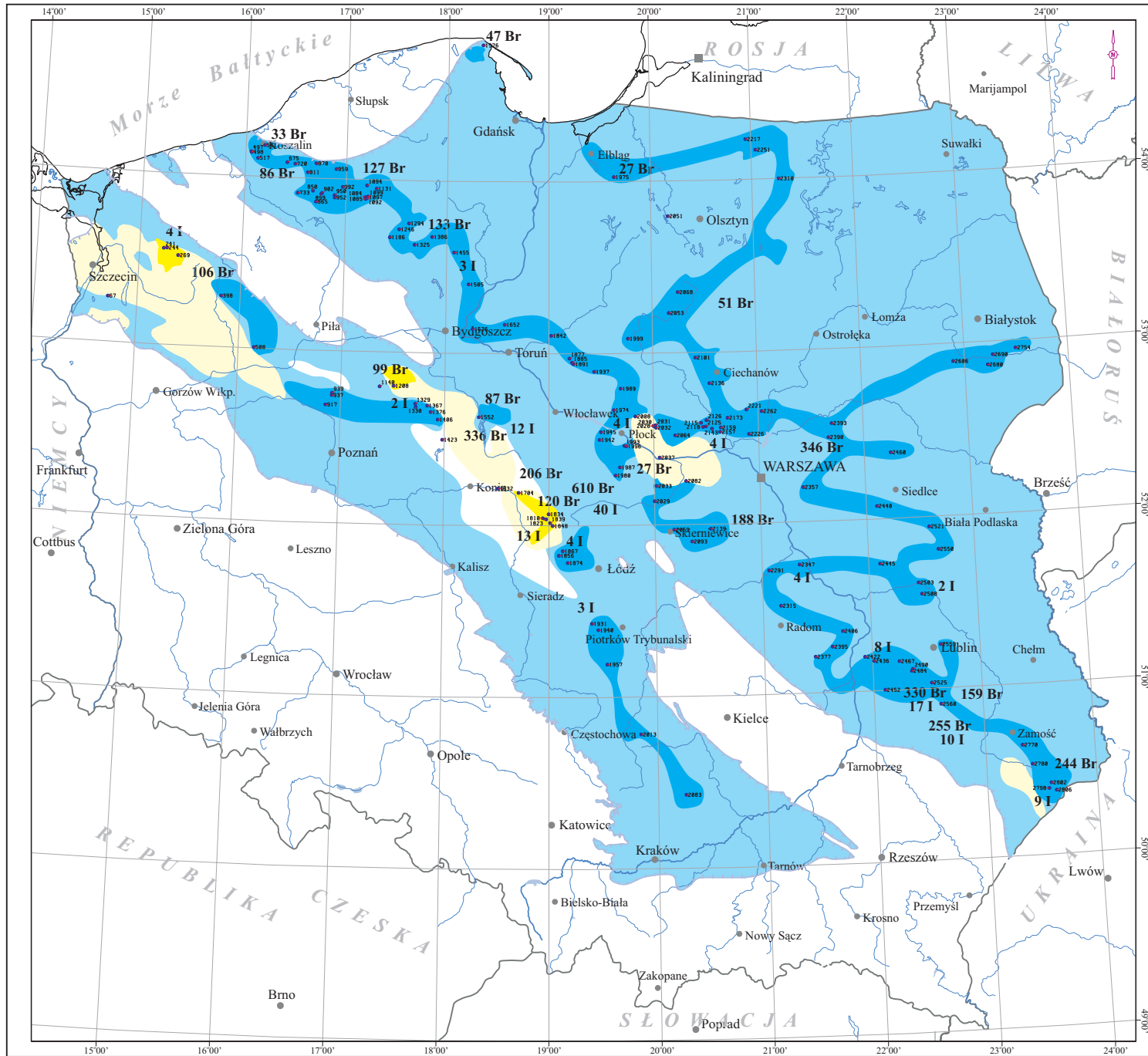
Encl. 15.7 Map of thermal waters of the Upper Jurassic formation qualified for balneotherapy and recreation

In the Szczecin, Łódź, Lublin and, locally, in the Warsaw troughs (Płock area) geothermal waters can be utilized for therapeutic purposes after heat extraction due to their high concentrations of bromides and iodides. In the whole area of Upper Jurassic aquifer geothermal waters can be used for recreational purposes.

Characterization of geothermal groundwaters from the Upper Jurassic reservoirs was based upon data from 148 wells. Almost all sampled waters show TDS up to 70 g/dm³ and temperature from 20 to 40°C, with higher temperatures (up to 100°C) found in the vicinity of Konin. Waters represent Cl-Ca, Cl-Na, Cl-Mg and SO₄-Na types. The latter types was found only locally, in the areas of Tuszyn, Witków, Czarnów, Biały Bór, Wieniec, Włocławek, Rogoźno, Skierniewice, Dorohucz and Opole Lubelskie. Waters of Cl-Mg type were found in the vicinity of Opole Lubelskie and Włocławek (Bojarski, 1996).

For recreational purposes thermal waters can be used reservoid in the Szczecin and Mogilno troughs, and from the Kujawy Block (the area of Chabowo - Drawno - Człopa - Szamotuły - Cykowo - Trzemżał), from the Łódź Trough (Ponętów - Wartkowice - Sarnów - Lutomiersk area), from the border zone between the Łódź Trough and the Holy-Cross Mts. (Bełchatów - Secemin - Trzonów area), from the Pomerania and Warsaw troughs (Koszalin - Kurowo - Człuchów - Chojnice - Cekcyn - Czarnowo - Golub/Dobrzyń - Lipno - Sierpc - Gostynin - Dzierżanowo - Sochaczew - Mszczonów - Raducz.), from the Peri-baltic Syncline, Mazury-Suwałki Uplift, the Podlasie Depression and the Lublin region. Resources of geothermal waters were assessed in the Pasłęk - Bartoszyce - Kętrzyn - Olszyny - Żuromin - Ciechanów - Pułtusk - Łochów - Pietkowo - Pawły - Saki - Sokół Podlaski - Żebrak - Radzyń - Kock - Magnuszew - Łągów - Opole Lubelskie - Urzędów - Bychawa - Zakrzew - Tomaszów Lubelski - Machnów.

For balneological purposes thermal waters can be utilized from the area of the Szczecin Trough (Oświno-Grzęzno area), the Mogilno Trough (the well near Damasławek) and the Łódź Trough (the well near Poddębice).



Zal. 15.7




**MAPA WÓD TERMALNYCH
ZBIORNIKA JURY GÓRNEJ
KWALIFIKUJĄCYCH SIĘ DO
WYKORZYSTANIA W BALNEOTERAPII
I REKREACJI**

Encl. 15.7



**MAP OF THERMAL WATERS OF THE
UPPER JURASSIC FORMATION
QUALIFIED FOR BALNEOTHERAPY
AND RECREATION**

Legenda:



Legend:


-  - *Otwory wykorzystane do konstrukcji mapy*
- Boreholes used for map construction
-  - *Linie zasięgu utworów jury górnej*
- Extent of Upper Jurassic formation
-  Warszawa - *Ważniejsze miasta*
- Main cities

**Balneoterapia
Balneotherapy**

-  - *Obszar perspektywiczny (mineralizacja > 70 g/dm³)*
- Prospective area (TDS > 70 g/dm³)
-  - *Obszar udokumentowany wierceniami*
- Area documented with drillings

Rekreacja

-  - *Obszar perspektywiczny (mineralizacja < 70 g/dm³ i temperatura < 60 °C)*
- Prospective area (TDS < 70 g/dm³ and temperature < 60 °C)
-  - *Obszar udokumentowany wierceniami*
- Area documented with drillings

-  - *Maksymalne zawartości mg/dm³ (wg Bojarskiego, 1996)*
- Maximum content, mg/dm³ (after Bojarski, 1996)

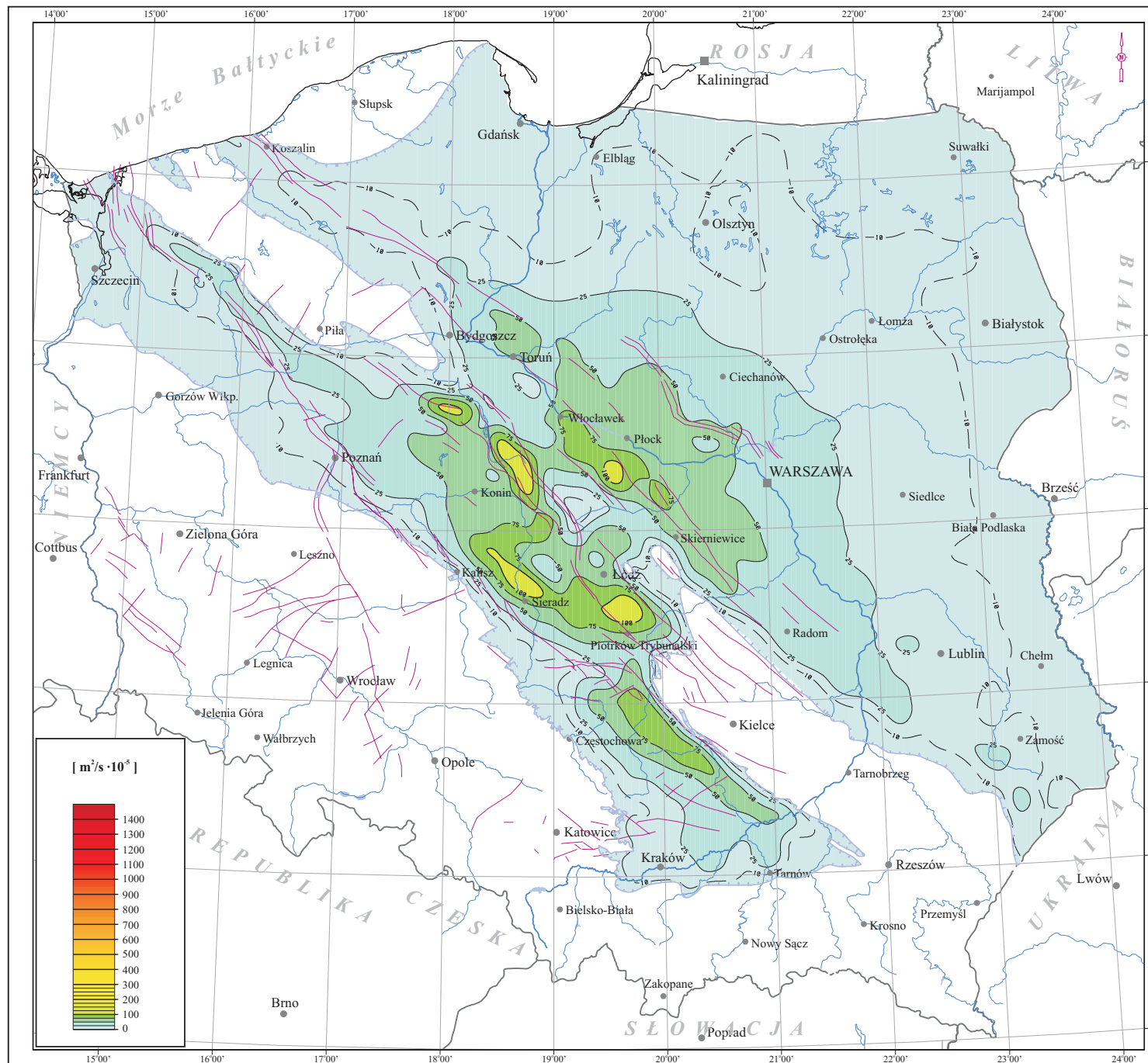


Zał. 15.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów jury górnej na Niżu Polskim

Przewodność górn jurajskich warstw wodonośnych należy ocenić jako niską, mieszczącą się w przedziale wartości od ok. 10 do $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Jedynie lokalnie w niecce miechowskiej, warszawskiej i łódzkiej te wartości są wyższe, dochodząc do ok. $110 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$.

Encl. 15.8 Map of hydraulic transmissivity in the Upper Jurassic aquifer of the Polish Lowlands

Transmissivity of Upper Jurassic reservoir rocks is low and varies from about 10 to $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Higher values (up to about $110 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) were found locally in the Miechów, Warsaw and Łódź troughs.



Zal. 15.8

MAPA PRZEWODNOŚCI
HYDRAULICZNEJ UTWORÓW
JURY GÓRNEJ NA NIŻU POLSKIM

Encl. 15.8

MAP OF HYDRAULIC
TRANSMISSIVITY IN THE UPPER
JURASSIC AQUIFER
OF THE POLISH LOWLANDS

[$m^2/s \cdot 10^{-5}$]

Legenda:

Legend:

- *Izoliny przewodności hydraulicznej [$m^2/s \cdot 10^{-5}$]*
- Isolines of hydraulic transmissivity [$m^2/s \cdot 10^{-5}$]
- *Linie zasięgu utworów jury górnej*
- Extent of Upper Jurassic formation
- *Uskoki*
- Faults
- *Ważniejsze miasta*
- Main cities

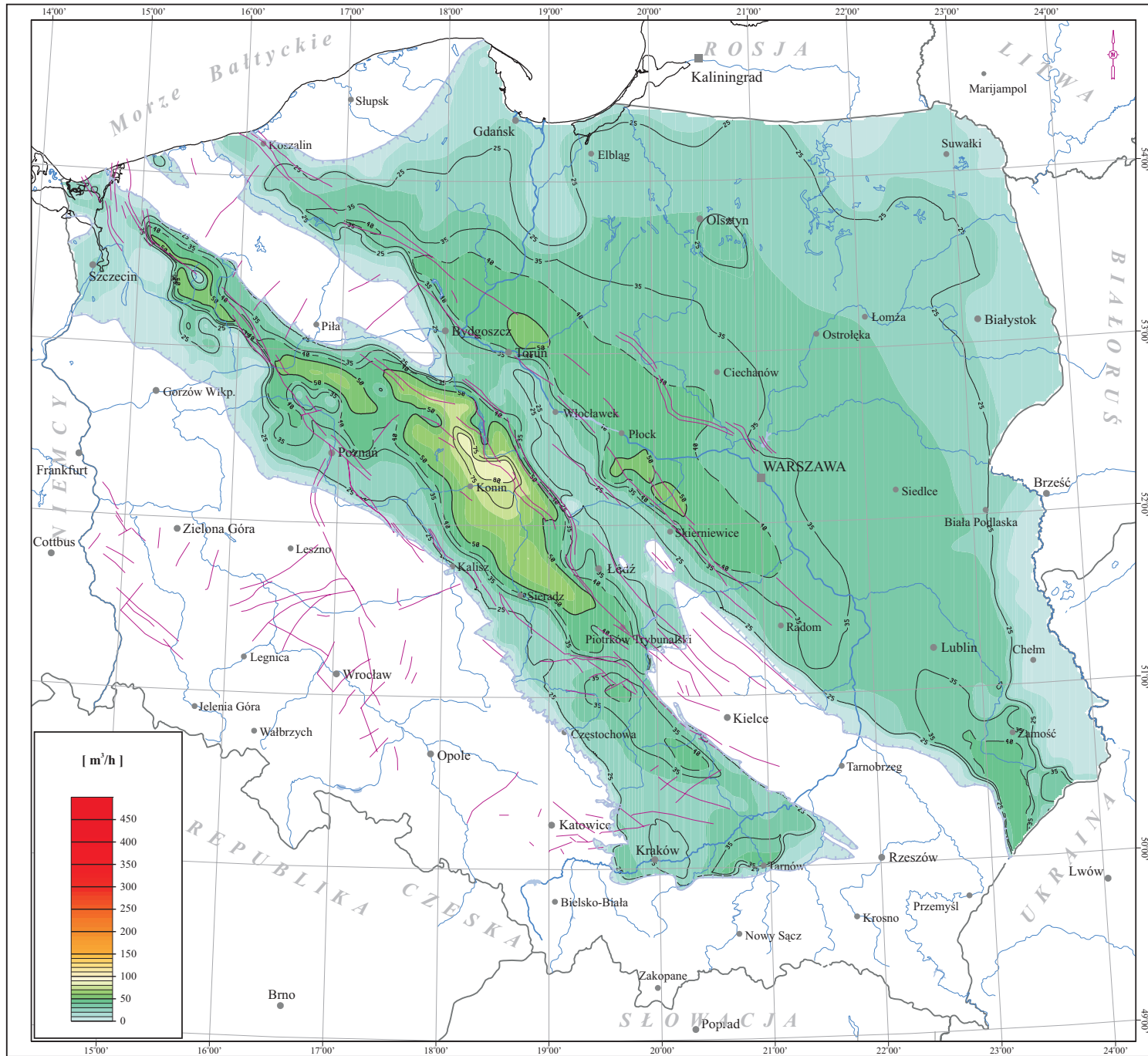
0 50 100 km

Zał. 15.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w jurze górnej na Niżu Polskim

Stosunkowo niskie wartości współczynników filtracji i przewodności warstw wodonośnych determinują potencjalną wydajność studni ujmujących wody geotermalne (dublety). W skałach zbiornikowych dominują obszary, w których potencjalne studnie mogłyby uzyskiwać wydajności nieprzekraczające 50 m³/h. Jedyne lokalnie można oczekiwać wyższych wydajności studni eksploatacyjnych rzędu 50 - 80 m³/h, a w rejonie na północny-wschód od Konina ok. 80 - 90 m³/h.

Encl. 15.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Upper Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands

Relatively low values of hydraulic conductivity and transmissivity of Upper Jurassic reservoir rocks determine the potential discharge of geothermal doublets. In most of the Upper Jurassic aquifer values below 50 m³/h are expected. Locally, higher discharges may occur (50 - 80 m³/h) and in the area northeast of Konin values 80 - 90 m³/h are prognosed.



Zal. 15.9

**MAPA POTENCJALNYCH WYDAJNOŚCI
STUDNI (DUBLETÓW)
W JURZE GÓRNEJ
NA NIŻU POLSKIM**

Encl. 15.9

**MAP OF POTENTIAL DISCHARGE
OF WELLS (DOUBLETS)
IN UPPER JURASSIC RESERVOIRS
OF THE POLISH LOWLANDS**

[m³/h]

Legenda:

Legend:

- Izolinie wydajności [m³/h]
- Isolines of discharge [m³/h]
- Linie zasięgu utworów jury górnej
- Extent of Upper Jurassic formation
- Uskok
- Faults
- Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km

Zał. 15.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów jury górnej na Niżu Polskim

Powierzchnia kalkulacji zasobów statycznych górnourajskiego zbiornika wód geotermalnych wynosi 197 841.48 km². Całkowite zasoby statyczne zbiornika wynoszą $2.37 \cdot 10^{21}$ J, co odpowiada $5.66 \cdot 10^{10}$ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1).

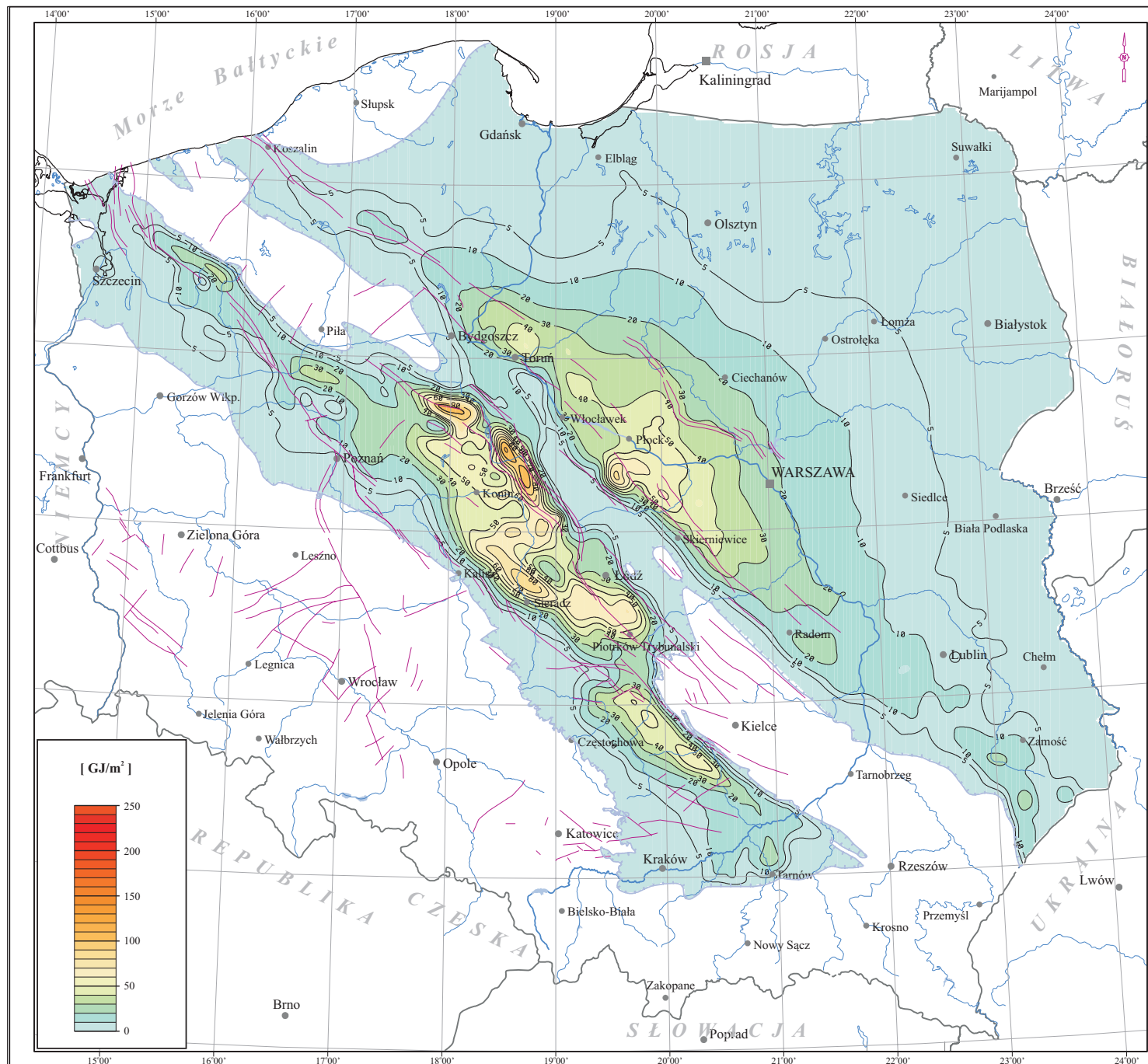
Wielkość zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni zbiornika górnej jury zmienia się od poniżej 5 GJ/m², do ponad 110 GJ/m². Najniższe wartości charakteryzują brzegowe części zbiornika geotermalnego, obejmując znaczne obszary: syneklizy bałtyckiej, niecki szczecińskiej, wyniesienia mazursko-suwałskiego, obniżenia podlaskiego, wyniesienia łukawsko-hrubieszowskiego. Niskimi wartościami zasobów statycznych przypadających na jednostkową powierzchnię zbiornika charakteryzuje się obszar wału kujawskiego, gdzie jedynie w północnej jego części przekraczają wielkość 10 GJ/m².

Lokalne maksima występują w osiowej strefie niecki warszawskiej, gdzie przekraczają wartość ponad 50 GJ/m² oraz północno-wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej, gdzie osiągały wartości nawet powyżej 100 GJ/m². Znaczne obszary niecki mogileńsko-łódzkiej charakteryzują się występowaniem zasobów statycznych powyżej 50 GJ/m². Największe zasoby statyczne energii geotermalnej przypadające na jednostkę powierzchni zbiornika górnej jury charakteryzują rejon położone na północ i północny-wschód od Konina (60 do ponad 100 GJ/m²) oraz na południowy-zachód od Płocka, w rejonie niecki warszawskiej (ponad 80 GJ/m²).

Encl. 15.10 Map of unit static resources of Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area covered by static resources of the Upper Jurassic geothermal aquifer is 197,841.48 km². Total static resources amount $2.37 \cdot 10^{21}$ J, which corresponds to the energy of $5.66 \cdot 10^{10}$ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1).

The unit static resources of the Upper Jurassic aquifer vary from less than 5 GJ/m², to over 110 GJ/m². The lowest values occur in the marginal parts of the aquifer, i.e., in the areas of the Peri-baltic Syncline, the Szczecin Trough, the Mazury-Suwałki Uplift, the Podlasie Depression and the Łuków-Hrubieszów Uplift. Low unit static resources were found also in the Kujawy Block, except for the northern part where values over 10 GJ/m² were indicated. Local, high values were encountered in the axial zone of the Warszawa Trough (over 50 GJ/m²) and in the northeastern parts of the Mogilno-Łódź Trough, where values over 100 GJ/m² were calculated. Vast areas of this trough show unit static resources over 50 GJ/m². The highest values of unit static resources of the Upper Jurassic aquifer occur in the area northeast of Konin (from 60 to over 100 GJ/m²) and in the Warsaw Trough, northwest of Płock (over 80 GJ/m²).



Zał. 15.10

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
 STATYCZNYCH UTWORÓW
 JURY GÓRNEJ NA NIŻU POLSKIM





Encl. 15.10

MAP OF UNIT STATIC RESOURCES
 OF UPPER JURASSIC AQUIFER
 IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie jednostkowych zasobów statycznych [GJ/m²]
- Isolines of unit static resources [GJ/m²]
-  - Linie zasięgu utworów jury górnej
- Extent of Upper Jurassic formation
-  - Uskok
- Faults
-  - Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km

Zał. 15.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów jury górnej na Niżu Polskim

Całkowite zasoby statyczne-wydobywalne górojurskiego zbiornika wód geotermalnych wynoszą $3.04 \cdot 10^{20}$ J, co odpowiada $7.26 \cdot 10^9$ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.3.2).

Zasoby statyczne-wydobywalne przypadające na 1 m^2 powierzchni zbiornika oscylują w granicach od poniżej 2.5 GJ, do powyżej 25 GJ. Największe wartości jednostkowych zasobów wydobywalnych występują w północnej i wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej, na północ i północny-wschód od Konina.

Lokalnie podwyższonymi wartościami zasobów wydobywalnych charakteryzuje się strefa rozciągająca się wzdłuż północnej granicy niecki szczecińskiej. Zasoby statyczne-wydobywalne powyżej 5 GJ/m^2 charakteryzują również centralną część niecki warszawskiej. Lokalne maksimum występuje w strefie na południe od Płocka oraz na północny-wschód od Torunia, gdzie wartości zasobów statycznych-wydobywalnych przekraczają 10 GJ/m^2 . Na pozostałym obszarze zbiornika górojurskiego jednostkowe-wydobywalne zasoby statyczne nie przekraczają zwykle 2.5 GJ/m^2 .

Rozkład jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych wskazuje, że najbardziej perspektywiczne strefy geotermalne, w obrębie zbiornika jury górnej występują w obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej oraz, drugorzędnie, w osiowej strefie niecki warszawskiej.

Encl. 15.11 Map of unit static-recoverable resources of Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The total static-recoverable resources of geothermal energy in the Upper Jurassic geothermal aquifer amount $3.04 \cdot 10^{20}$ J, i.e. $7.26 \cdot 10^9$ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.3.2).

The unit static-recoverable resources of this aquifer vary from below 2.5 GJ, to over 25 GJ. The highest values were observed in the northern and eastern parts of the Mogilno-Lódź Trough, north and northeast of Konin.

Local, high values of these resources can be found in the zone extending along the northern boundary of the Szczecin Trough. The values over 5 GJ/m^2 occur in the central part of the Warsaw Trough. Local, high values (over 10 GJ/m^2) are observed south of Płock and northeast of Toruń.

In the remaining parts of the Upper Jurassic aquifer the unit static-recoverable resources are usually below 2.5 GJ/m^2 .

Distribution of unit static-recoverable resources in the Upper Jurassic aquifer point out that the most perspective areas are located in the Mogilno-Lódź Trough, and, subordinately, in the axial part of the Warsaw Trough.

Zal. 15.11

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH-WYDOBYWALNYCH
UTWORÓW JURY GÓRNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 15.11

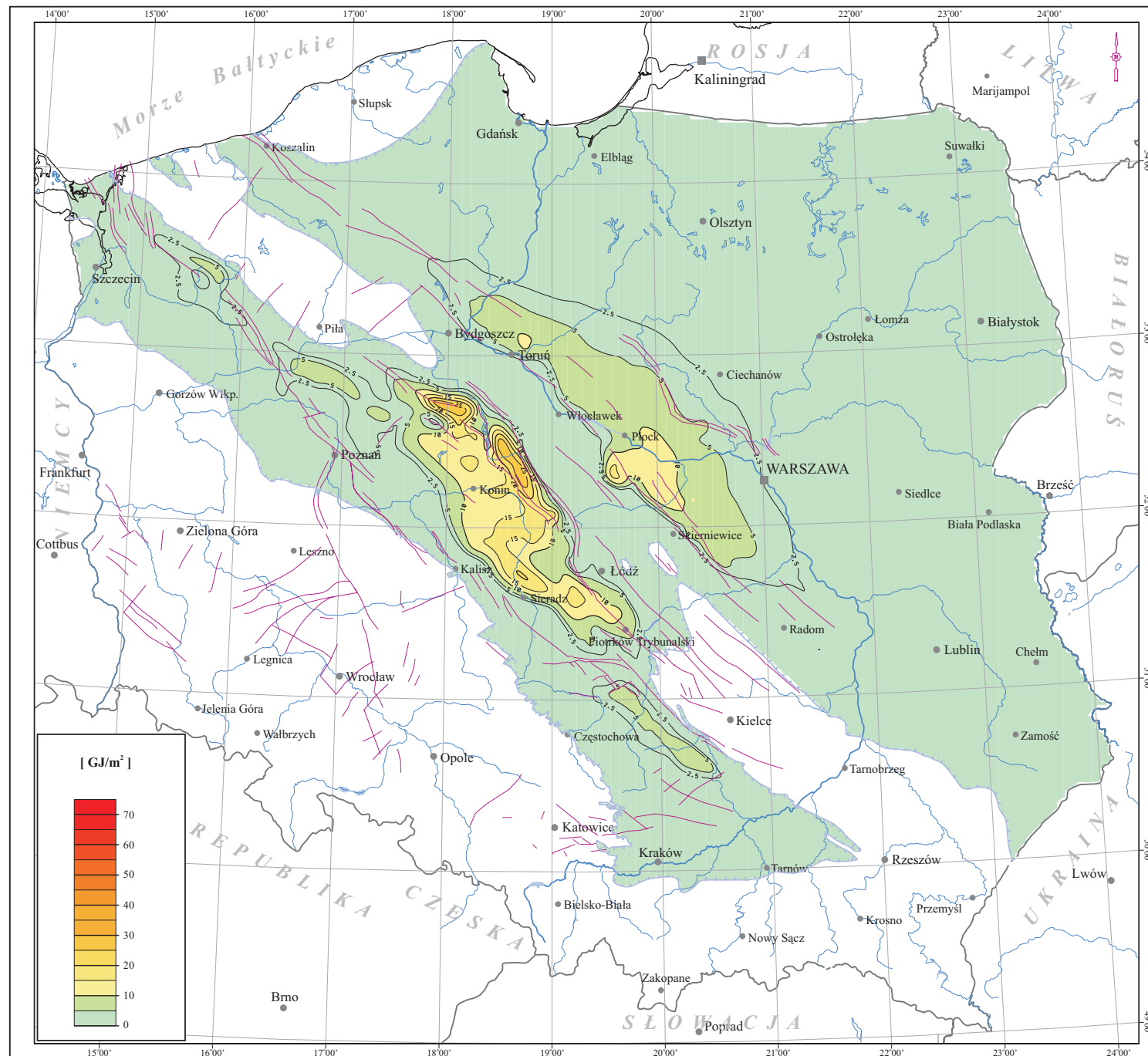
MAP OF UNIT STATIC-RECOVERABLE
RESOURCES OF UPPER JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

- Izolinie zasobów statycznych wydobywalnych [GJ/m²]
- Isolines of static-recoverable resources [GJ/m²]
- Linie zasięgu utworów jury górnej
- Extent of Upper Jurassic formation
- Uskoki
- Faults
- Ważniejsze miasta
- Main cities



0 50 100 km

Zał. 15.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1.0$ utworów jury górnej na Niżu Polskim

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych górnourajskiego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy $LF=1$, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 7 409.00 km², co stanowi zaledwie 3.74% powierzchni całego zbiornika górnej jury na Niżu Polskim. Najbardziej perspektywiczną częścią zbiornika górnourajskiego jest obszar niecki mogileńsko-lódzkiej, gdzie współczynnik mocy, na stosunkowo rozległych obszarach przekracza wartość 2. Maksymalne wartości współczynnika, powyżej 2, charakteryzują obszar położony na północ i północny-wschód od Konina.

Na przeważającym obszarze niecki szczecińskiej wartości współczynnika mocy nie przekraczają 0.5, a lokalnie, w strefie północnej i wschodniej, osiągają wartości nieco powyżej 1.

Dominujący obszar niecki warszawskiej charakteryzuje się współczynnikiem mocy powyżej 0.25, a w osiowej strefie, na ograniczonych powierzchniach przekracza wartość 1. Na przeważającym obszarze górnourajskiego zbiornika współczynnik mocy nie przekracza jednak wartości 0.5, co oznacza, że wykorzystanie ciepła wód w celach grzewczych, na tych obszarach, nie ma ekonomicznego uzasadnienia.

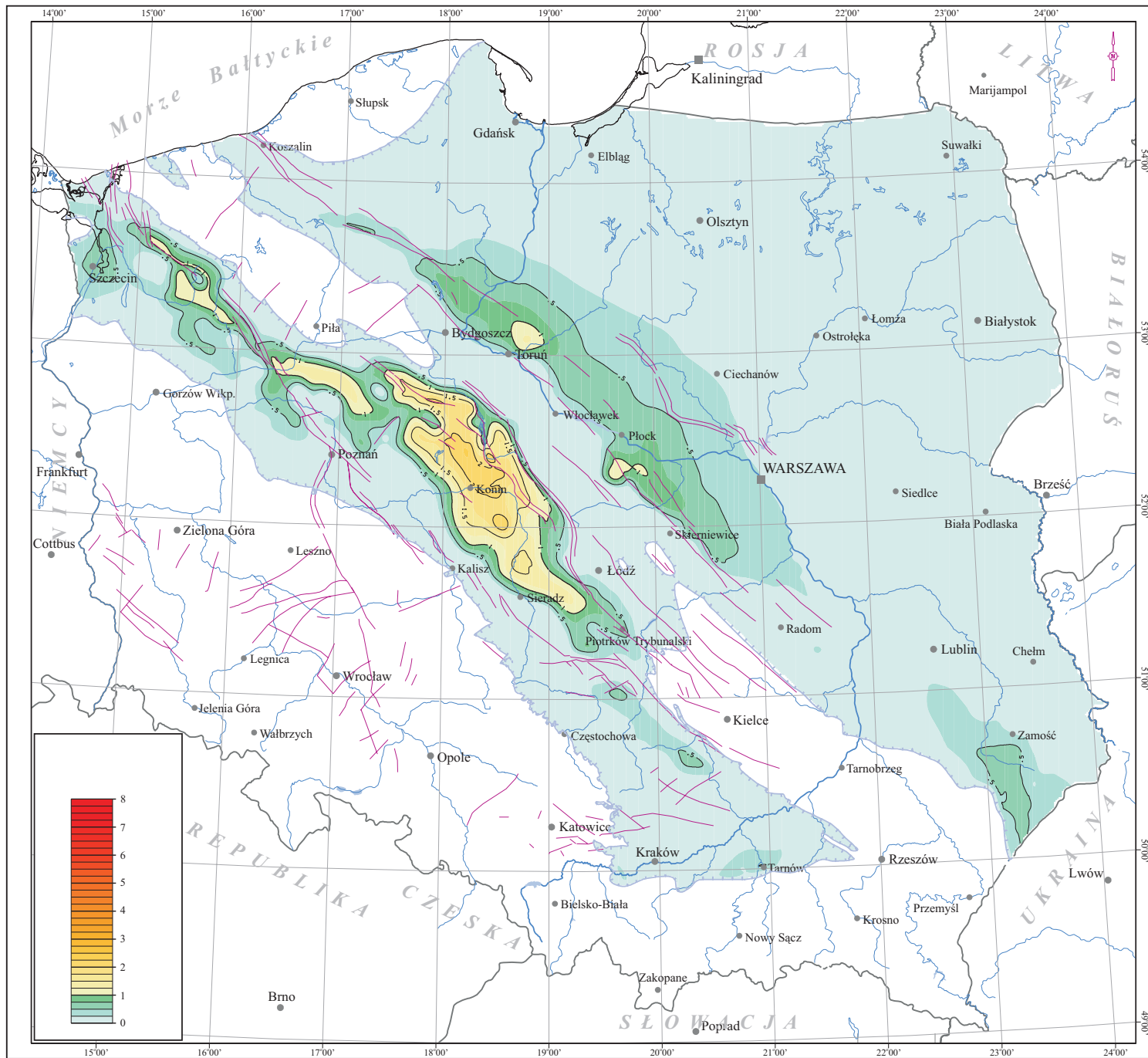
Encl. 15.12 Map of power factor at load factor $LF=1.0$ of Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Upper Jurassic aquifer for which the power factor value is $F>1$ at load factor value $LF=1$ covers 7,409.00 km², which constitutes only 3.74% of the whole aquifer area in the Polish Lowlands.

The most perspective part of the aquifer is the Mogilno-Lódź Trough where the power factor value exceeds 2 ($F>2$) over vast areas. Maximum power factor values occur in the area north and northeast of Konin.

In the prevailing part of the Szczecin Trough the power factor values are below 0.5 ($F<0.5$) and only locally, in the northern and eastern portions $F>1$ values were encountered. The most part of the Warsaw Trough shows power factor values $F>0.25$ and in the axial zone small areas reveal $F>1$ values.

However, in the most part of the Upper Jurassic aquifer the power factor does not exceed 0.5, which proves that utilization of geothermal energy for heating will be uneconomic in this area.



Zal. 15.12





MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY PRZY
WSPÓLCZYNNIKU OBCIĄŻENIA
LF=1.0 UTWORÓW JURY GÓRNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 15.12

MAP OF POWER FACTOR AT LOAD
FACTOR LF=1.0 OF UPPER JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:

Legend:

-  - *Izolnie współczynnika mocy*
- Isolines of power factor
-  - *Linie zasięgu utworów jury górnej*
- Extent of Upper Jurassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Ważniejsze miasta*
- Main cities

0 50 100 km

Załącznik 15.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów jury górnej na Nizinach Polskich

Powierzchnia zbiornika górnourajskiego, odpowiadająca występowaniu zasobów dyspozycyjnych ograniczona jest linią gdzie współczynnik mocy, przy $LF=1$, osiąga wartość równą 1. Powierzchnia występowania zasobów dyspozycyjnych wynosi 7 409.00 km², co stanowi 3.74% powierzchni całego zbiornika jury górnej na Nizinach Polskich. Całkowite zasoby dyspozycyjne zbiornika określono na $2.54 \cdot 10^{17}$ J/rok, co odpowiada $6.07 \cdot 10^6$ TOE/rok energii (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2).

Zasoby energii geotermalnej zakwalifikowane jako zasoby dyspozycyjne występują jedynie w obrębie niecki mogileńsko-lódzkiej. Wielkość zasobów dyspozycyjnych na tym obszarze przekraczają wartość 20 MJ/m².

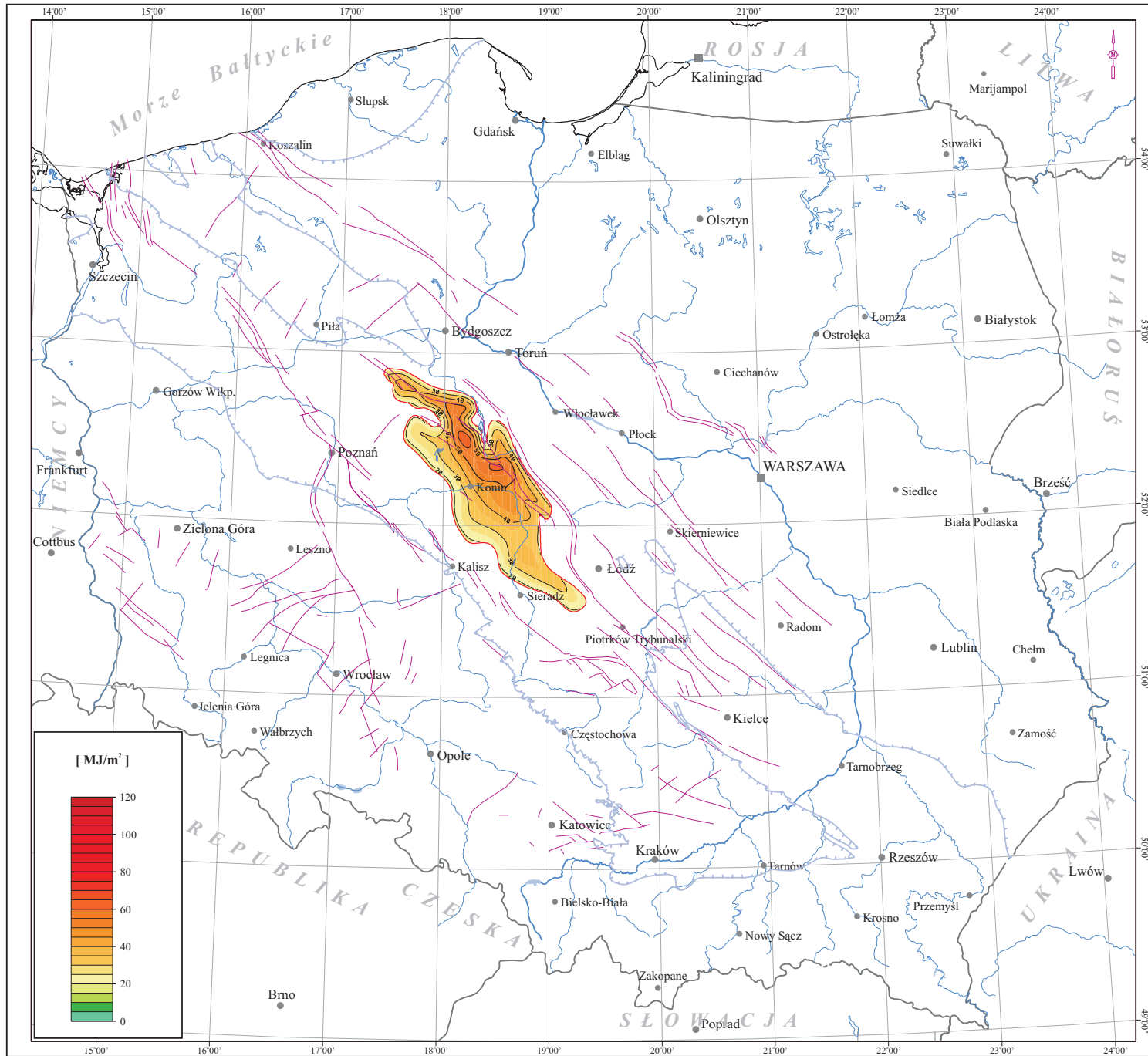
Największe wartości dyspozycyjnych zasobów geotermalnych charakteryzują strefę na północ od Konina, gdzie z 1m² powierzchni możliwe jest pozyskanie od 50 do ponad 60 MJ energii.

Na pozostałym obszarze występowania utworów wodonośnych jury górnej nie stwierdzono obecności zasobów geotermalnych nadających się do ekonomicznego wykorzystania w celach ciepłowniczych.

Encl. 15.13 Map of unit disposable resources of Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Upper Jurassic aquifer where disposable geothermal resources occur is contoured by the power factor isoline $F=1$ at the load factor value $LF=1$. Thus, the area covered by disposable resources is 7,409.00 km², which is 3.74% of the whole area of Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands. The total disposable resources of this aquifer are $2.54 \cdot 10^{17}$ J/year, which corresponds to the energy of $6.07 \cdot 10^6$ TOE/year (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2).

The disposable resources occur only in the Mogilno-Lódź Trough where unit value over 20 MJ/m² was assessed. The highest values of unit disposable resources (from 50 to over 60 MJ/m²) were found in the area north of Konin. In the remaining parts of the Upper Jurassic aquifer the disposable resources of geothermal energy do not occur.



Zal. 15.13

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
DYSPOZYCYJNYCH UTWORÓW
JURY GÓRNEJ NA NIŻU POLSKIM






Encl. 15.13

MAP OF UNIT DISPOSABLE
RESOURCES OF UPPER JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

[MJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolnie energii jednostkowej [MJ/m²]*
- Isolines of unit energy [MJ/m²]
-  - *Linie zasięgu utworów jury górnej*
- Extent of Upper Jurassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Współczynnik obciążenia LF=1,0*
- Load factor LF=1,0

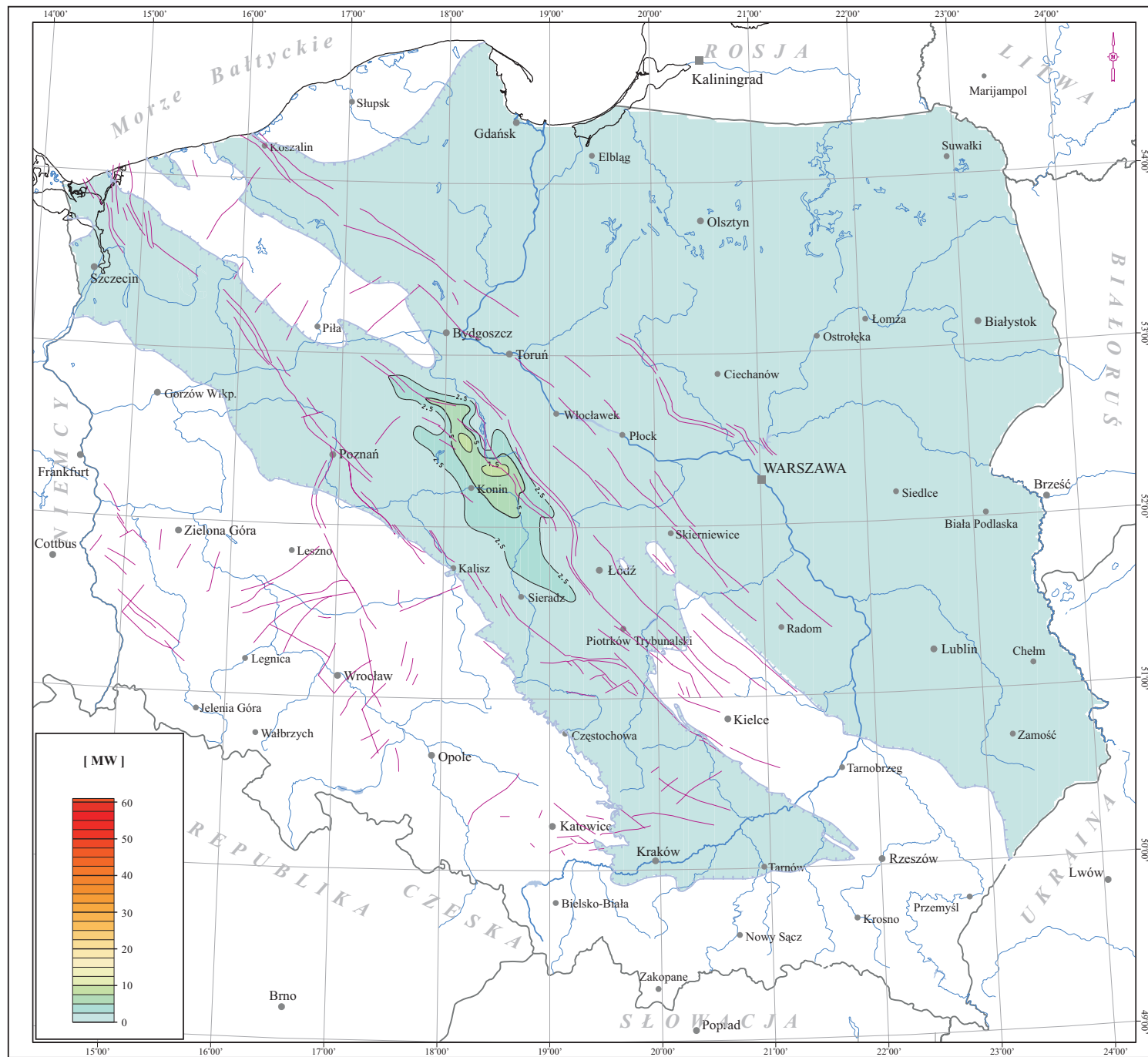
0 50 100 km

Zał. 15.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach jury górnej na Niżu Polskim

Obliczenia wskazują, że na przeważającym obszarze występowania wodonośnych utworów jury górnej moc cieplna hipotetycznego dubletu geotermalnego (instalacji geotermalnej) nie przekroczy 2.5 MW. Wartości ponad 2.5 MW mogą występować w północnej części niecki mogileńsko-lódzkiej. Szczególnie interesująco prezentuje się strefa położona na północ i północny-wschód od Konina, gdzie wartości mocy cieplnej instalacji mogą przekraczać 5 - 7.5 MW. Niecka mogileńsko-lódzka wydaje się być jedynym perspektywnym obszarem dla wykorzystania zasobów wód geotermalnych górnourajskiego zbiornika hydrogeotermalnego w celach ciepłowniczych.

Encl. 15.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Upper Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands

Calculations demonstrate that over the most part of the Upper Jurassic aquifer the thermal power of hypothetical geothermal doublet does not exceed 2.5 MW. Higher thermal power values can be expected in the northern part of the Mogilno-Lódź Trough. Particularly interesting is the area north and northeast of Konin where thermal power values over 5 - 7.5 MW are expected. This trough seems to be the only perspective area for utilization of geothermal resources for heating purposes in the whole Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.



Zal. 15.14

MAPA MOCY CIEPLNEJ INSTALACJI
GEOTERMALNYCH W UTWORACH
JURY GÓRNEJ NA NIŻU POLSKIM





Encl. 15.14

MAP OF THERMAL POWER
OF GEOTERMAL INSTALLATIONS
DESIGNED IN UPPER JURASSIC
RESERVOIRS OF THE POLISH
LOWLANDS

[MW]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie mocy cieplnej dubletu [MW]*
- *Isolines of thermal power of a doublet [MW]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury górnej*
- *Extent of Upper Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

16 Zbiornik hydrogeotermalny jury środkowej

Głównym elementem paleotektonicznym w basenie środkowojurajskim była bruzda śródpolska, podlegająca powolnym ruchom obniżającym. Stanowiła ona drogę kolejnych transgresji docierających do basenu polskiego zarówno od południowego-wschodu (aalen-baton) jak i od północnego zachodu (kelowej) (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988). W początkowym okresie (aalen-bajos) basen środkowojurajski ograniczał się do obszaru bruzdy śródpolskiej oraz niecki szczecińskiej i niecki mogileńsko-łódzkiej. Dopiero w batonie uległ znacznemu rozszerzeniu, by w późnym kelowej objąć cały obszar Niżu Polskiego. Pełny profil osadów jury środkowej wynosi w depresji Kutna ponad 1100 m, natomiast na obszarze współczesnych niecek kredowych nie przekracza 250 m (Feldman-Olszewska, 1998). Współczesny zasięg występowania utworów jury środkowej na Niżu Polskim jest jednak mniejszy od pierwotnego. W wyniku ruchów dźwigających na przełomie kredy i trzeciorzędu, na znacznym obszarze pomorskiego odcinka wału środkowopolskiego, nastąpiło erozyjne usunięcie utworów jury środkowej. Również z południowego obszaru monokliny przedsudeckiej została na przełomie jury i kredy usunięta część osadów. Był to wynik procesów erozyjnych jakie oddziaływały na osady jury, po wyniesieniu i monoklinalnym nachyleniu obszaru ku północnemu wschodowi w skutek ruchów neokimeryjskich (Deczkowski, 1977).

W jurze środkowej, w przeciwieństwie do okresu dolnojurajskiego, rowy synsedymacyjne ograniczające bruzdę śródpolską zarysowują się w obrazie paleotektonicznym Niżu Polskiego jako szczytkowe strefy o silnej subsydencji. Należą do nich rów Koszalina będący kontynuacją skrajnie północnej części liasowego rowu Koszalin-Chojnice oraz depresja Kamieńska będąca pozostałością południowo-wschodniej części rowu Kalisza - Kamieńska (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988). Ponadto, od aalenu aż po schyłek bajosu wyraźnie zaznacza się aktywność uskózków synsedymacyjnych, oddzielających bruzdę śródpolską od garbu wielkopolskiego. Ich działalność, połączona z aktywnością w strefie dolnojurajskich rowów Laska - Poznań i Kalisz - Kamieńsk, spowodowała ponowne wypiętrzenie garbu wielkopolskiego, doprowadzając do powstania w okresie aalen-bajos obszaru lądowego podlegającego denudacji. Począwszy od batonu dolnego (według starszych wydzieleni = kujaw górny + baton dolny), aktywność stref tektonicznych ograniczających garb wielkopolski zamiera lub zostaje silnie ograniczona - wskazuje na to wkraczanie transgresji batonu i kelowej na obszar garbu wielkopolskiego oraz wyrównana miąższość osadów na obu obszarach. W tym samym czasie następuje rozszerzenie sedimentacji na platformę wschodnioeuropejską.

W jurze środkowej, w osiowej części basenu sedimentacyjnego, uwidaczniają się wpływy tektoniki solnej. Po południowo-wschodniej krawędzi bruzdy śródpolskiej istnieją lokalne elewacje: Chociwła - Suliszewa, Pniew, Wartkowic i Piotrkowa Trybunalskiego, których powstanie związane jest z ruchami mas solnych (Dayczak - Calikowska, Moryc, 1988).

Sedymencja utworów jury środkowej odbywała się w zdecydowanej większości w basenie płytkomorskim, na obszarze płytkiego szelfu silikoklastycznego. Jedynie w środkowym i górnym batonie, obecność wapieni organodetrytycznych na obszarze niecki warszawskiej i regionie lubelskim wskazuje na sedimentację w obrębie rampy węglanowej. Ponadto w aalenie regionu pomorskiego osadzały się utwory fluwialne. Pełny profil sedimentacyjny tworzy kilka cykli transgresywno-regresywnych. Odcinki transgresywne w przeważającej mierze tworzą łupki ilaste z muszlowcami i syderytami, mułowce i heterolity, reprezentujące strefę głębokościową poniżej normalnej podstawy fałowania; natomiast odcinki regresywne zbudowane są głównie z piaskowców kwarcowych lub szamozytowych oraz heterolitów osadzonych powyżej

normalnej podstawy fałowania (Feldman-Olszewska, 1997, 1998).

Rozpatrując profil jury środkowej pod względem występowania skał zbiornikowych i uszczelniających dla wód hydrotermalnych, należy stwierdzić, że najkorzystniejsze warunki w obu przypadkach występują w centralnej części wału środkowopolskiego (wał kujawski) oraz nieco mniej korzystne na obszarze niecki szczecińskiej, mogileńsko-łódzkiej, miechowskiej oraz północnej części Jury Polskiej. W tym regionie można wydzielić trzy miąższe kompleksy ilaste, stanowiące utwory uszczelniające dla kompleksów piaskowcowych występujących poniżej. Występowanie kompleksu najstarszego ograniczone jest jedynie do kujawskiej części wału środkowopolskiego, natomiast zasięg kompleksu środkowego i najmłodszego obejmuje cały wskazany obszar.

Kompleks najstarszy tworzą łupki ilaste *aalenu górnego* i *najniższego bajosu dolnego*. Występuje on od Bydgoszczy po Góry Świętokrzyskie, a jego miąższość waha się w granicach 100 - 170 m. Utwory te stanowią poziom uszczelniający dla piaskowcowych osadów górnego toarsu (warstwy borucickej) oraz dolnego aalenu, których łączna miąższość osiąga wartości maksymalne w depresji kutnowskiej (do 400 m).

Kompleks środkowy reprezentują czarne łupki *bajosu górnego*, które w literaturze opisywane były jako kujaw dolny i kujaw środkowy (poziomy *subarictis* i *parkinsoni*). Ich miąższość w regionie kujawskim wynosi 150 - 250 m, w niecce szczecińskiej osiąga niewielkie wartości do 10 m, natomiast w południowym obszarze niecki łódzkiej oraz północnych obszarach niecki miechowskiej i Jury Polskiej nie przekracza 50 m. Wymienione utwory ilowcowe stanowią kompleks uszczelniający dla piaskowców i heterolitów potencjalnego kompleksu zbiornikowego dla wód termalnych. W rejonie centralnym reprezentuje on najwyższy odcinek wczesnego bajosu, a jego miąższość wynosi około 25 m. Na pozostałych obszarach potencjalne utwory zbiornikowe obejmują piaskowce, heterolity i podrzędnie mułowce górnego toarsu, dolnego bajosu oraz najniższego bajosu środkowego o zmiennej miąższości (Dayczak-Calikowska, 1997).

Najmłodszy kompleks uszczelniający tworzą łupki ilaste batonu dolnego (w literaturze wydzielane jako kujaw górny i baton dolny). Tworzą one jednolity pakiet osadów na całym wspomnianym wcześniej obszarze. Maksymalną miąższość rzędu 50 - 80 m, osiągają one w regionie kujawskim. Na tym obszarze pomiędzy omawianym kompleksem a łupkami ilastymi bajosu, obecne są 50 - 150 m miąższości utwory piaskowcowe i heterolity pogranicza bajosu i batonu (dotychczas wydzielane jako utwory poziomu *schloenbachi*), stanowiące potencjalne utwory zbiornikowe. Na obszarze niecki szczecińskiej i wschodniej części niecki łódzkiej miąższość tych utworów nie przekracza natomiast kilkunastu metrów. Ku południowi kompleks ten stopniowo cienieje, aż do całkowitego wyklinowania na terenie Jury Polskiej.

Baton środkowy i *górnego* oraz *kelowej* na większości obszaru Niżu Polskiego wykształcony jest w postaci piaskowców i heterolitów, a we wschodniej Polsce również wapieni organodetrytycznych. Przykryte są one przez warstwę bulastą reprezentującą osad skondensowany obejmujący kilka poziomów amonitowych środkowego i górnego kelowej, a także najniższego oksfordu, a następnie przez skały węglanowe górnej jury. W związku z brakiem utworów uszczelniających w stropie, skały batonu i kelowej nie mogą być uważane za potencjalne skały zbiornikowe (Dayczak-Calikowska, 1997).

Jedynie na obszarze niecki szczecińskiej oraz północno-zachodniej części wału pomorskiego utwory batonu i kelowej wykazują inną litologię. W przeważającej części są to ilowce, mułowce i margle. Lokalnie występują w nich kilkumetrowej miąższości przewarstwienia piaskowców kwarcowych lub chlorytowych, które jednak ze względu na swą niewielką miąższość (do 10 m) nie mogą być uważane za potencjalne skały zbiornikowe (Dayczak-Calikowska, 1977, 1979,

1987).

W *aalenie* transgresja morska od strony Tetydy objęła obszar bruzdy środkowopolskiej, obniżenie sądecko-przemyskie, obniżenie sulechowsko-częstochowskie i część monokliny przed-sudeckiej (Marek, Pajchłowa, 1997). Zbiornik morski był przedzielony wewnętrznym wyniesieniem szczecińsko-piotrkowskim. Taki zasięg zbiornika z pewnymi niewielkimi zmianami utrzymywał się do środkowego kujawu (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988). W *aalenie*, bawosie dolnym i kujawie dolnym rozkład facji osadowych jest zbliżony. Osady ilaste dominują w pomorskiej i kujawskiej części bruzdy środkowopolskiej; na obrzeżach facja zmienia się w średnio- i gruboklastyczną. Na pozostałym obszarze występują głównie facje piaskowcowe.

W *kujawie środkowym* proces osadowy dalej był kształtowany w warunkach szelfu płytszego (Marek, Pajchłowa, 1997). W części osiowej basenu występują utwory facji ilastej. Pod koniec tego piętra osadowego doszło do spłycenia zbiornika i powstania głównie utworów facji piaszczystej. W brzeźnej strefie tarasu kaszubsko-lubelskiego występują utwory serii łądowej - piaskowce.

W *kujawie górnym* zbiornik osadowy objął dodatkowo północno-wschodnią część Polski. Obszarami łądowymi były duże fragmenty Podlasia i Lubelszczyzny, Sudety, Kaszuby i taras małopolski. W morskim basenie kujawu górnego i batonu dolnego dominuje facja ilasta z poziomami muszłowców syderytowych (Dadlez, 1989). W strefach brzeźnych występują facje ilasto-piaszczyste oraz piaszczyste - na północnym-wschodzie i południowym-wschodzie.

W *batonie górnym* doszło do silnej transgresji morskiej. Obszary łądowe znacznie się skurczyły - okolice Hrubieszowa i wyspy lubelskie, wyspy małopolskie, Sudety. W całej środkowej części Polski dominuje facja ilasto-piaszczysta i piaszczysta. Na południowym-zachodzie, w wąskim pasie, występują utwory ilaste. Lokalnie w części wschodniej zalegają w płatach płytkowodne wapienie i margle (Dayczak-Calikowska, 1964).

Z *początkiem keloweju* doszło do krótkotrwałej regresji morza i zbiornik ograniczył zasięg jedynie do wąskiej strefy obejmującej brudę środkowopolską (część pomorską i kujawską) oraz południowo-środkową Polskę po Śląsk (Dadlez, Marek, Pokorski, 1998). Osady powstały w warunkach szelfu płytkiego w facji piaszczysto-wapniastej, a na północnym-zachodzie w facji piaszczystej. Następnie transgresja objęła swym zasięgiem niemal cały obszar Polski z wyjątkiem łądu sudecko-śląskiego, wysp małopolskich i łądu Hrubieszowa. W wyższym keloweju na wschodzie dominują utwory węglanowe - wapienie organodetrytyczne. W Polsce północno-zachodniej przeważają osady facji drobno- i średnioklastycznych. Charakterystycznym osadem tego piętra jest warstwa bulasta. Stanowi ona zlepnicowy utwór złożony z otoczków wapieni, margli, kongrekcji fosforytowych lub limonitowych i bogatej fauny (Marek, Pajchłowa, 1997).

Środkowojurajski zbiornik wód geotermalnych Niżu Polskiego został okonturowany naturalnym zasięgiem występowania utworów tej epoki i granicami Polski.

Strop utworów środkowojurajskich cechuje się dużą zmiennością w granicach od ponad +200 m n.p.m. (monoklina śląsko-krakowska) do prawie -500 m n.p.m. (rejon Płocka w osiowej części niecki warszawskiej) i ponad -3000 m n.p.m. (rejon Konina w osiowej części niecki łódzkiej). Analizując położenie stropu tych utworów stwierdza się generalnie najgłębsze jego zaleganie w osiowych częściach struktur nieckowych i podnoszenie się ku strefom peryferyjnym tych basenów oraz w stronę wału kujawskiego i obrzeżenia masywu świętokrzyskiego. Charakterystyczną cechą jest brak utworów środkowojurajskich na znacznych obszarach niecki lubelskiej i wału pomorskiego.

Miąższości warstw przepuszczalnych w utworach środkowojurajskich są skorelowane z miąższością całkowitą. Dominują miąższości od kilku do 50 m. Jedynie na wale kujawskim oraz w

nieckach szczecińskiej, pomorskiej i łódzkiej miąższości utworów wodonośnych przekraczają tę granicę. Najbardziej perspektywiczne miąższości występują na wale kujawskim, gdzie lokalnie przekraczają 300 m, a dominującym przedziałem wielkości tego elementu skał zbiornikowych jest 200 - 300 m.

Temperatury wód podziemnych występujących w skałach wodonośnych są zmienne w bardzo szerokim przedziale od kilku °C (w strefach wychodni i zasilania) do ponad 85°C w granicach niecki łódzkiej. Ponad 50°C temperatury stwierdzone są także w wodach występujących w nieckach warszawskiej i szczecińskiej. Najwyższe temperatury (ponad 100°C) są rejestrowane w obszarze leżącym na północ i północny-zachód od Konina.

Wody podziemne krążące w utworach środkowojurajskich cechują się mineralizacją zmienną od poniżej 1 g/dm³ (obszary wychodni, strefy zasilania warstw wodonośnych) do ponad 150 g/dm³ (rejon Konina). Wyższymi mineralizacjami cechują się wody podziemne o wyższej temperaturze i zalegające najgłębiej pod powierzchnią terenu (niecka mogileńsko-łódzka, niecka szczecińska i niecka warszawska, szczególnie w centralnych partiach tych struktur).

Wartości współczynników filtracji są na ogół wyrównane w całym obszarze rozprzestrzenienia się warstw wodonośnych. Zmienność tego parametru zawierająca się w przedziale od ok. 1 do 6 · 10⁻⁶ m/s, kwalifikuje je do utworów słabo przepuszczalnych. Wyższych wartości można oczekiwać w strefach dyslokacji tektonicznych o kierunkach przebiegu płaszczyzn uskokowych w osiowych strukturach niecek.

Potencjalna wydajność studni ujmujących wody środkowojurajskiego zbiornika wód geotermalnych wiąże się ściśle z przewodnością skał wodonośnych. Stąd też najwyższych wydajności można oczekiwać w osiowych częściach niecek: warszawskiej, łódzkiej (do ok. 150 m³/h) i szczecińskiej (do ponad 100 m³/h). Na pozostałym obszarze wydajności ujęć wód geotermalnych (dubletów) kształtują się w przedziale 10 - 50 m³/h.

Z punktu widzenia możliwości wykorzystania wód geotermalnych do celów leczniczych najkorzystniejszymi warunkami cechują się wody związane z nieckami: warszawską, mogileńsko-łódzką i szczecińską. Wody pochodzące z obszarów leżących poza tymi strukturami można wykorzystać jedynie do celów rekreacyjnych.

16 The Middle Jurassic aquifer

In the Middle Jurassic sedimentary basin the main paleotectonic element was the Mid-Poland Trough subjected to slow subsidence. The Trough created a passageway for succeeding transgressions which approached Polish basin both from the southeast (Aalenian-Bathonian) and northwest (Callovian) (Dayczak-Calikowska & Moryc, 1988). In the early stage (Aalenian-Bajocian) the Middle Jurassic basin embraced the Mid-Poland Trough as well as the Szczecin and Mogilno-Lódź depression. In Bathonian the basin has enlarged significantly and in the Callovian it covered the whole Polish Lowlands area. The total thickness of Middle Jurassic sequence in Kutno Depression is more than 1 100 meters whereas in the Cretaceous troughs it does not exceed 250 meters (Feldman-Olszewska, 1998). The present range of Middle Jurassic formation in Polish Lowlands is smaller than the original one. Due to uplift at the Cretaceous/Tertiary break, erosion has removed Middle Jurassic sediments from the Pomeranian segment of the Mid-Poland High. Moreover, a part of Jurassic sequence was removed from the southern portion of the Fore-Sudetic Monocline at the Jurassic/Cretaceous brake due to erosion caused by the uplift and northeast-directed, monoclinical tilting of the area during Neo-Kimmerian movements (Deczkowski, 1977).

Analysis of Middle Jurassic succession from the point of view of reservoir and sealing horizons allows to conclude that the most favourable conditions occur in the central part of the Mid-Poland High (Kujawy Swell). The less favourable conditions are reported from the Szczecin, Mogilno-Lódź and Miechów troughs, and from the northern part of the Jurassic extent area. In this area three thick, clayey complexes can be distinguished, which provide sealing for underlying sandstone complexes. The oldest complex occurs only in the Kujawy sector of the Mid-Poland Trough whereas the middle and the youngest complexes cover the entire area under study.

The oldest sealing complex, which extends from Bydgoszcz to the Holy-Cross Mts. includes Upper Aalenian and Lowermost Bajocian clayey shales of thickness from 100 to 170 meters. These sediments are formed for Upper Toarcian (the Borucice Beds) and Lower Aalenian sandstones of the total thickness up to 400 meters in Kutno Depression.

The Middle sealing complex comprises Upper Bajocian black shales of variable thickness: 150 - 250 meters in the Kujawy region, to 10 meters in the Szczecin Depression and less than 50 meters in the southern part of the Lódź Depression and in the remaining Jurassic extent area. These black shales provide sealing for underlying sandstones which form potential geothermal reservoir. In the central region these sandstones, about 25 meters thick, belong to the latest part of the Lower Bajocian. In the remaining areas potential reservoir rocks include Upper Toarcian, Lower Bajocian and earliest Middle Bajocian sandstones with minor mudstones of variable thickness (Dayczak-Calikowska, 1997).

The youngest sealing complex consists of Lower Bathonian clayey shales, which form regular cover in the whole studied area. Maximum thickness of this complex (50 - 80 meters) was reported from Kujawy region where these shales together with Bajocian clayey shales sandwich a 50-to-150-meters-thick sandstone complex of Bajocian/Bathonian, which represents a potential geothermal reservoir. In Szczecin Depression and in the eastern part of Lódź Depression the thickness of these sandstones does not exceed a dozen of meters.

In most part of the Polish Lowlands the Middle and Upper Bathonian as well as the Callovian sequences are developed as sandstones and heteroliths. In eastern part of Poland the organodetrital limestones occur. Due to the lack of sealing cover, both the Bathonian and the

Callovian rocks cannot be regarded as potential reservoirs (Dayczak-Calikowska, 1997).

However, in Szczecin Depression and in the northwestern part of the Pomerania Swell the Bathonian and Callovian strata reveal different lithology: these are predominantly claystones, mudstones and marls with locally developed, several-meters-thick sandstone intercalations. In the Aalenian, Lower Bajocian and Lower Kujavian clayey sediments dominate in the Pomeranian and the Kujavian sectors of the Mid-Poland Trough whereas along the margins facies change into medium- and coarse-grained sandstone. In the remaining parts of the basin mostly the sandstone facies occur.

In the Middle Kujavian the shallow shelf deposition took place (Marek & Pajchlowa, 1997). In the axial part of the basin the clayey facies were formed. At the end of this epoch the basin has become shallower and the sandstone facies was deposited. In the Kaszuby-Lublin terrace zone the continental sandstones were laid down.

In the marine basin of the Upper Kujavian and the Lower Bathonian the clayey facies prevailed with the horizons of sideritic coquinas (Dadlez, 1989). In the marginal parts of the basin (northeast and southwest) the clayey-sandstone and sandstone facies occur.

In the Upper Bathonian a strong transgression took place. As a result the whole central part of Poland was dominated by clayey-sandstone and sandstone facies. Only in the southwest a narrow strip of clayey sediments occur and in the eastern part shallow-marine limestones and marls form sheets (Dayczak-Calikowska, 1964).

At the beginning of the Callovian a short regression took place. Sediments were deposited in the shallow shelf environment as calcareous sandstone facies (sandstone facies in the northwest). Then, an extended transgression covered almost the entire present territory of Poland. In the Late Callovian organodetrital limestones dominate in the east and fine- to medium-grained clastics prevail in the northwest.

The Middle Jurassic geothermal aquifer is contoured by the natural range of sediments and by the state border.

Literatura (References):

1. Dadlez R., 1989 - Epikontynentalne baseny permu i mezozoiku w Polsce. Kwart.Geol.T33.
2. Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998 - Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce w skali 1:2 500 000. PIG.
3. Dayczak-Calikowska K., 1964 - On the Dogger stratigraphy in northeastern Poland. Prace Inst.Geol., 40.
4. Dayczak-Calikowska K., 1977 - Jura środkowa. W: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej (strefa Gopło - Ponętów - Pabianice). Prace Inst.Geol., 80.
5. Dayczak-Calikowska K., 1979 - Jura środkowa. W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. Prace Inst.Geol., 96.
6. Dayczak-Calikowska K., 1987 - Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Jura środkowa. In: Koło IG 3, Koło IG 4, Podgębice IG 1 (eds. J.Dembowska, S.Marek). Prof.Głęb.Otw.Wiern.PIG, 69.

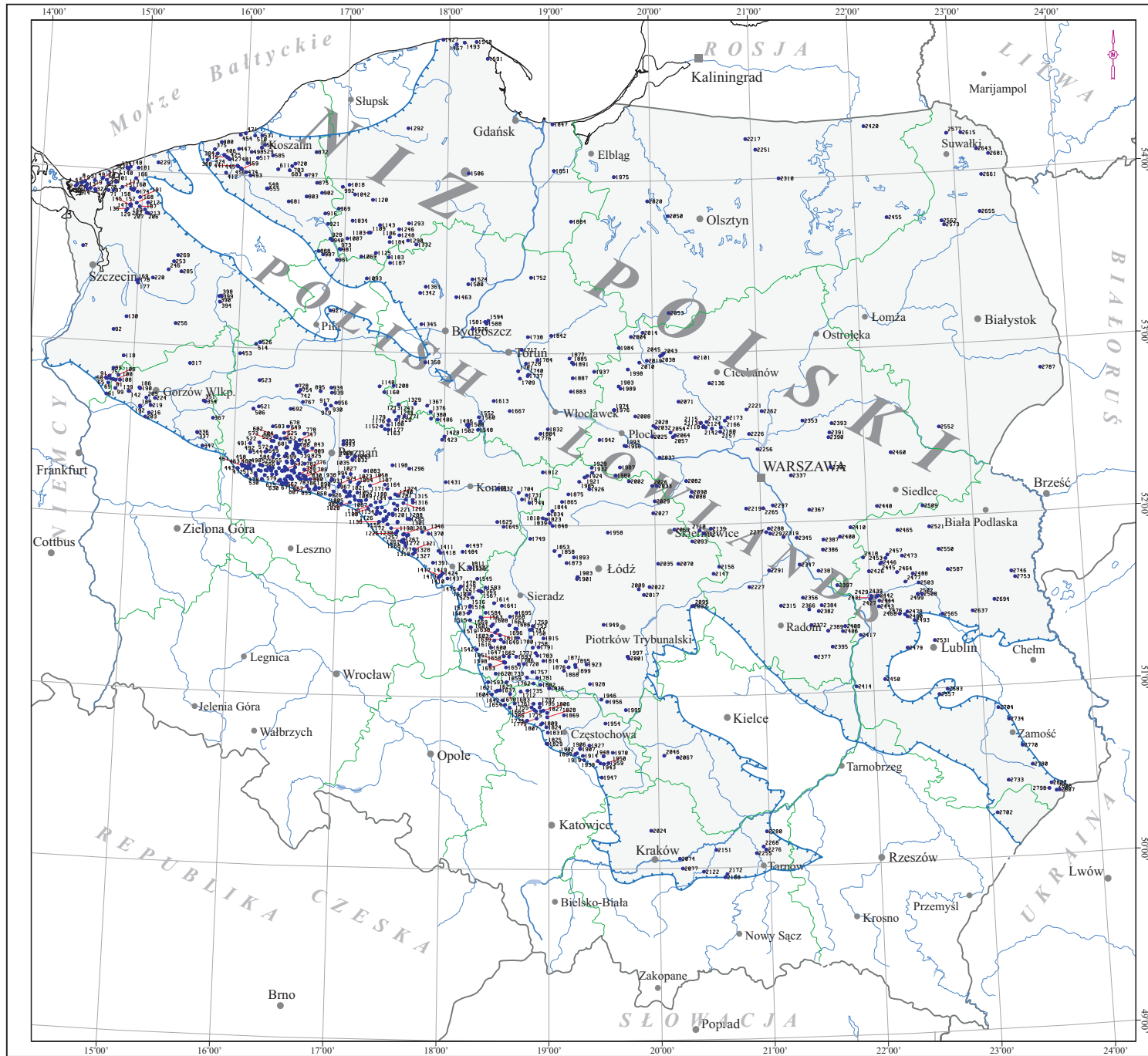
7. **Dayczak-Calikowska K., 1997** - W: S.Marek, M.Pajchłowa (red.) Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace PIG 153.
8. **Dayczak-Calikowska K., Moryc W., 1988** - Rozwój basenu sedimentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. Kwart.Geol., 32.
9. **Deczkowski Z., 1977** - Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kalisko - częstochowski). Prace Inst.Geol., 82.
10. **Feldman-Olszewska A., 1997** - Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. Kwart.Geol., vol. 41, no. 4.
11. **Feldman-Olszewska A., 1998** - W: R.Dadlez, S.Marek, J.Pokorski (red.) Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce w skali 1: 2 500 000. PIG Warszawa.
12. **Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997** - Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace PIG.
13. **Pożaryski W., 1974** - Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: Budowa geologiczna Polski T. 4, Tektonika. cz.1. Niż Polski. Inst.Geol. Warszawa.

Zał. 16.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika jury środkowej na Niżu Polskim

Powierzchnia środkowojurajskiego zbiornika wód geotermalnych wynosi 204 867.78 km², co stanowi 65.68% powierzchni Polski oraz ok. 75.28 % powierzchni Niżu Polskiego. Analizę strukturalno-miąższościową zbiornika jury środkowej oparto na podstawie 831 otworów zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego.

Encl. 16.1 Location map of wells drilled to Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Middle Jurassic geothermal aquifer is 204,867.78 km², which constitutes 65.68% of the territory of Poland and 75.28 % of the Polish Lowlands area. The structural and thickness analyses of Middle Jurassic formation was based upon data from 831 well located in the Polish Lowlands.

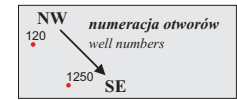


Zal. 16.1

MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA JURY ŚRODKOWEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 16.1

LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO MIDDLE JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS



Legenda:
Legend:

- 751 - Numer otworu wiertniczego
- Well number
- - Linie zasięgu utworów jury środkowej
- Extent of Middle Jurassic formation
- - Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

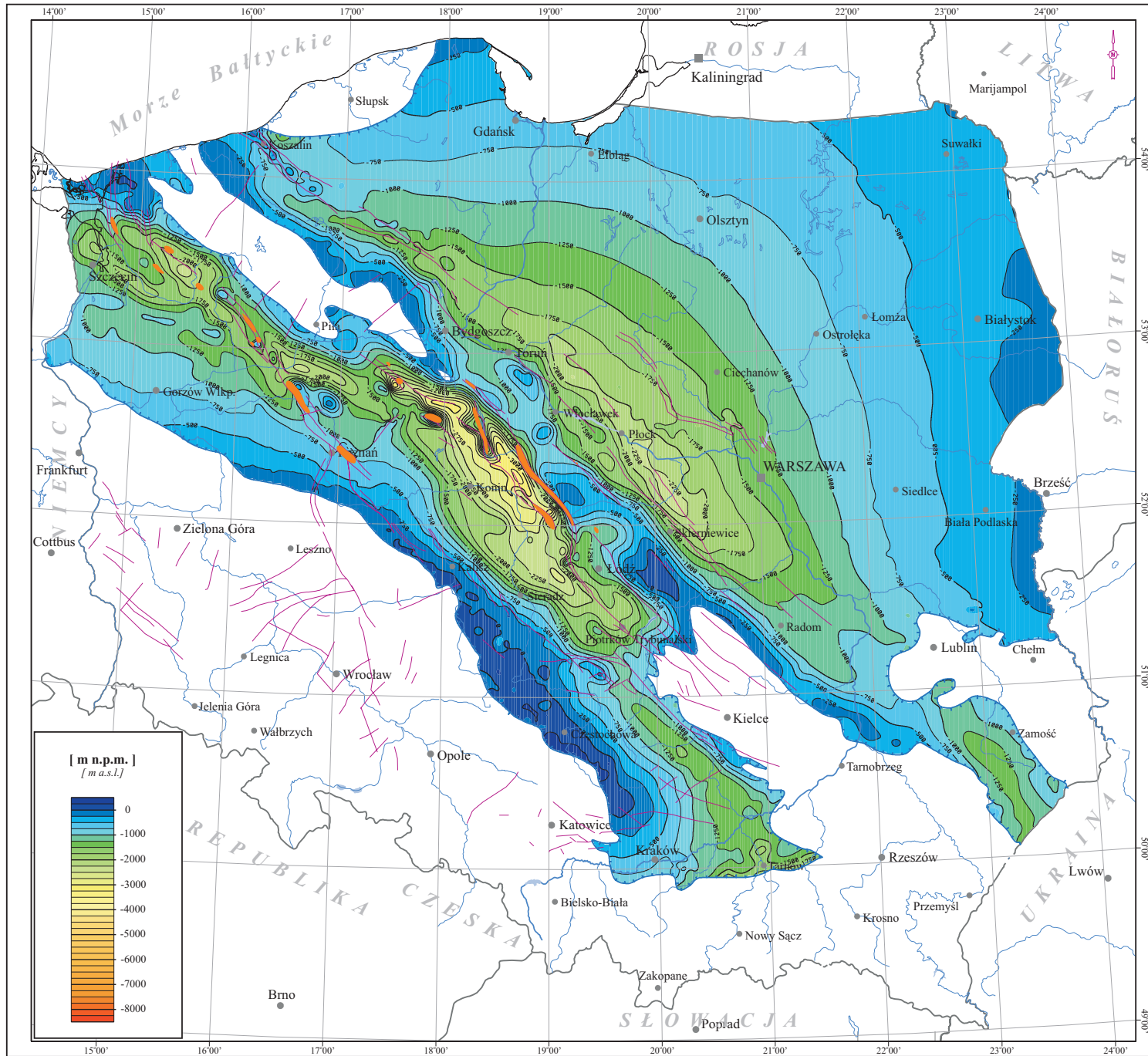


Zał. 16.2 Mapa strukturalna stropu utworów jury środkowej na Niżu Polskim

Strop utworów środkowojurajskich cechuje się dużą zmiennością w granicach od ponad +200 m npm (monoklina śląsko-krakowska) do prawie -500 m n.p.m. (rejon Płocka w osiowej części niecki warszawskiej) i ponad -3 000 m npm (rejon Konina w osiowej części niecki łódzkiej). Analizując położenie stropu tych utworów stwierdza się generalnie najgłębsze jego zaleganie w osiowych częściach struktur nieckowych i podnoszenie się ku strefom peryferyjnym tych basenów oraz w stronę wału kujawskiego i obrzeżenia masywu świętokrzyskiego. Charakterystyczną cechą jest brak utworów środkowojurajskich na znacznych obszarach niecki lubelskiej i wału pomorskiego.

Encl. 16.2 Structural map of the top surface of Middle Jurassic formation in the Polish Lowlands

The top surface of Middle Jurassic formation shows highly variable altitudes: from over +200 m asl in the Silesia-Kraków Monocline to almost -500 m a.s.l. (Płock vicinity in the axial part of the Warsaw Trough) and to below -3,000 m asl (Konin vicinity in the axial part of the Łódź Trough). Analysis of the top surface map reveals that lowest altitudes are confined to the axial parts of troughs and rise towards the peripheries of the structures as well as towards the Kujawy Block and the margins of the Holy-Cross Mts. Massif. Typical feature is the absence of Middle Jurassic strata in the vast areas of the Lublin Trough and the Pomerania Block.



Zal. 16.2

MAPA STRUKTURALNA STROPU
UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ
NA NIŻU POLSKIM


Encl. 16.2

STRUCTURAL MAP
OF THE TOP SURFACE
OF MIDDLE JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m]
[m asl]

Legenda:

Legend:

-  - *Izohipsy stropu utworów jury środkowej [m n.p.m]*
- *Isohyps of the top surface of Middle Jurassic formation [m asl]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- *Extent of Middle Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapires*

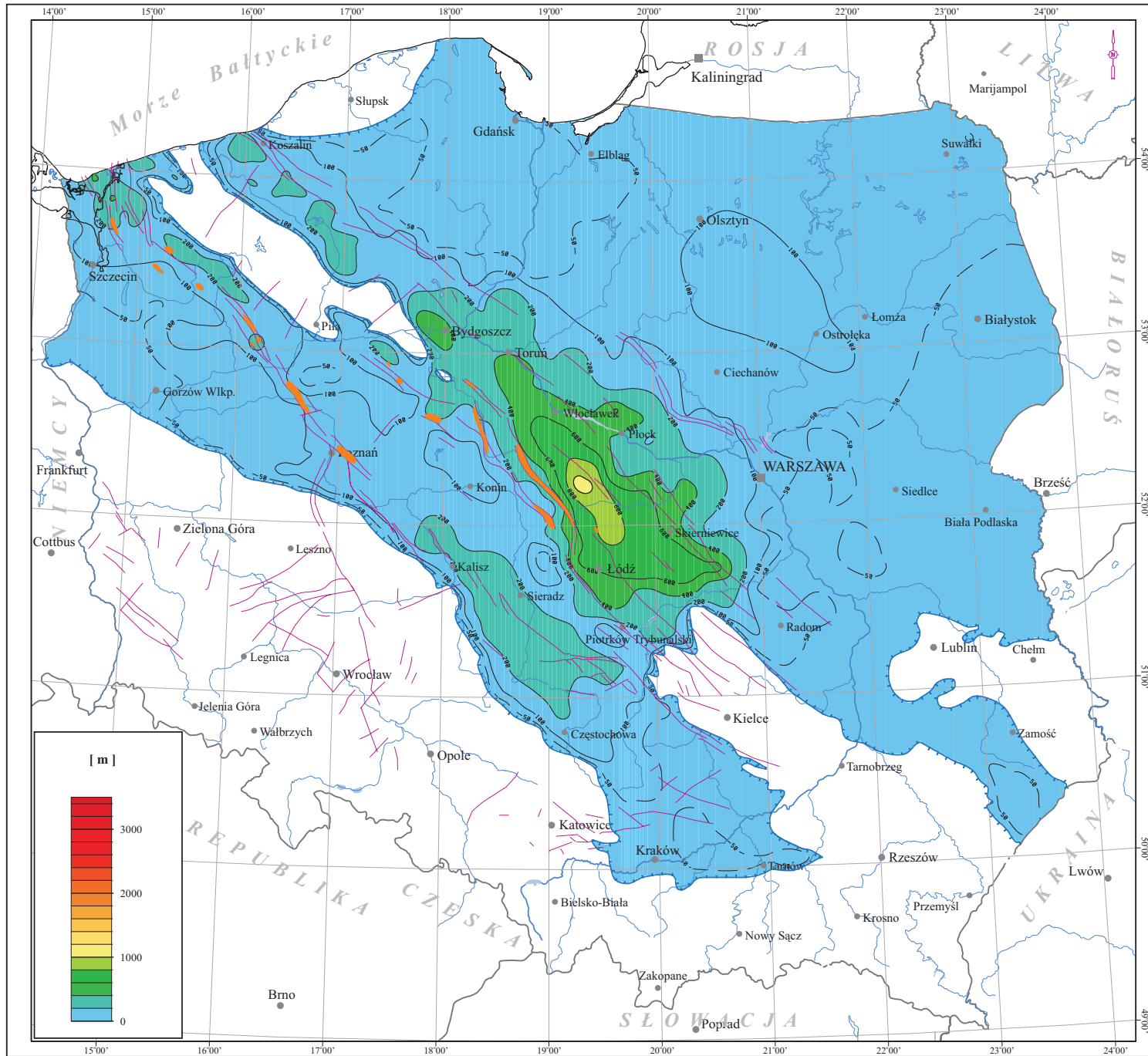
0 50 100 km

Zał. 16.3 Mapa miąższości całkowitej utworów jury środkowej na Niżu Polskim

Całkowita miąższość utworów jury środkowej na ogół nie przekracza 200 m. Dominują miąższości w przedziale od kilku do 100 m. Większe miąższości występują jedynie w granicach strukturalnych wału kujawskiego, gdzie dochodzą do ponad 1 000 m (lokalnie), generalnie zmieniając się w granicach od 200 do 800 m. W niecce łódzkiej miąższości utworów przekraczają granicę 100 m. W nieckach szczecińskiej i pomorskiej dominują miąższości ponad 100 m, a lokalnie i ponad 200 m.

Encl. 16.3 Map of total thickness of Middle Jurassic formation in the Polish Lowlands

Usually, total thickness of Middle Jurassic formation does not exceed 200 m with dominating values between several and 100 m. Higher values occur only in the area of the Kujawy Block (from 200 to 800 m, locally up to 1,000 m). In the Łódź Trough thickness is greater than 100 m and in the Szczecin and Pomerania troughs values over 100 m prevail with local increase to over 200 m.



Zal. 16.3

MAPA MIĄŻSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 16.3

MAP OF TOTAL THICKNESS OF
MIDDLE JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - *Izopachyty utworów jury środkowej [m]*
- *Isopachytes of Middle Jurassic formation [m]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- *Extent of Middle Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapires*

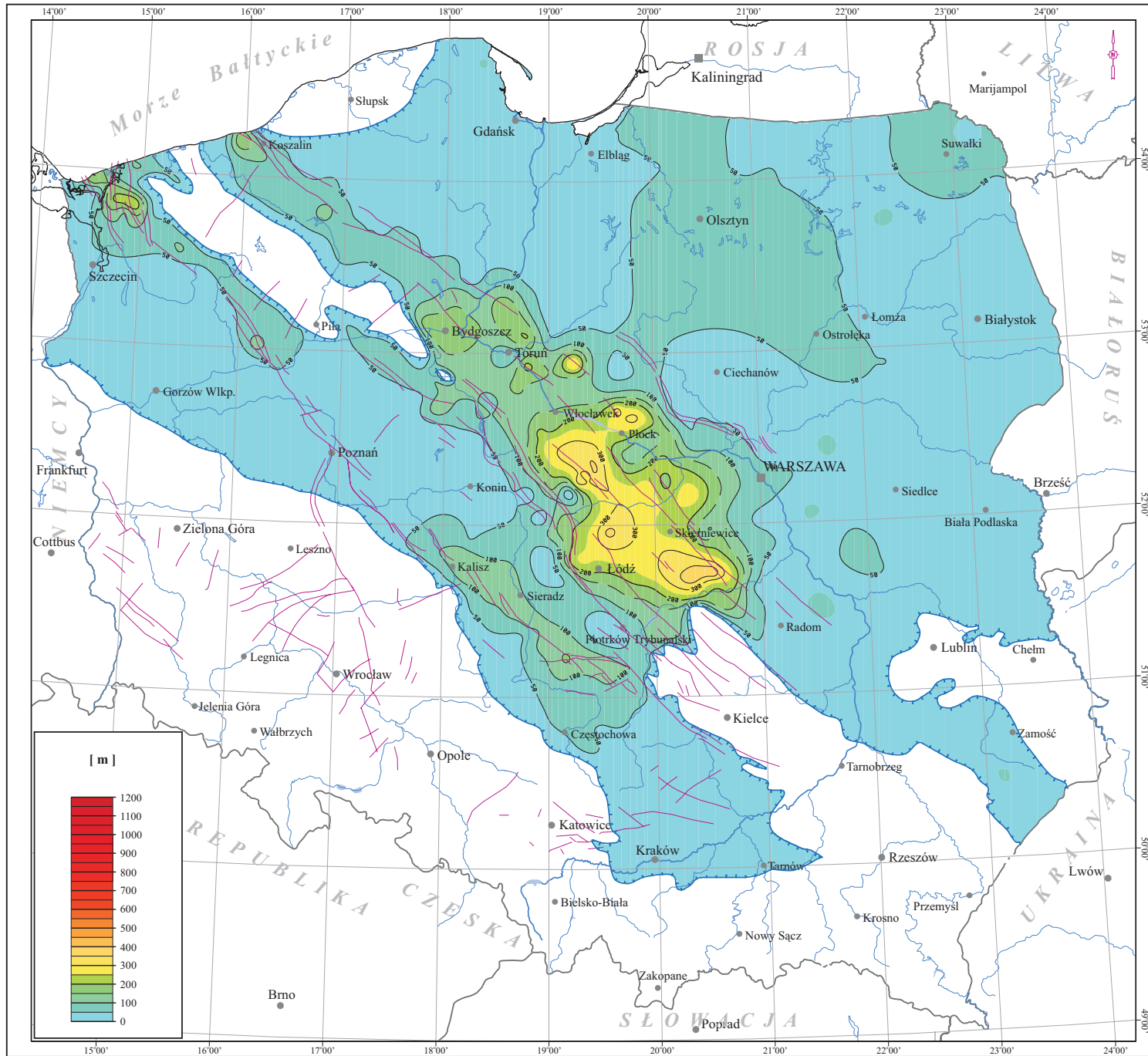
0 50 100 km

Zał. 16.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych jury środkowej na Niżu Polskim

Miąższości warstw przepuszczalnych w utworach środkowojurajskich są skorelowane z miąższością całkowitą. Dominują miąższości od kilku do 50 m. Jedynie na wale kujawskim oraz w nieckach szczecińskiej, pomorskiej i łódzkiej miąższości utworów wodonośnych przekraczają tę granicę. Najbardziej perspektywiczne miąższości występują na wale kujawskim, gdzie lokalnie przekraczają 300 m, a dominującym przedziałem wielkości tego elementu skał zbiornikowych jest 200 - 300 m.

Encl. 16.4 Map of cumulative thickness of Middle Jurassic groundwater horizons in the Polish Lowlands

Thicknesses of Middle Jurassic permeable rocks are correlated with their total thicknesses. Dominating are values from several to 50 m. Thicker horizons occur in the Kujawy Block and in the Szczecin, Pomerania and Łódź troughs. The most perspective values were reported from the Kujawy Block (between 200 and 300 m, locally over 300 m).



Zal. 16.4

MAPA SUMARYCZNEJ MIĄŻSZOŚCI
WARSTW WODONOŚNYCH
JURY ŚRODKOWEJ NA NIŻU POLSKIM

Encl. 16.4

MAP OF CUMULATIVE THICKNESS OF
MIDDLE JURASSIC GROUNDWATER
HORIZONS IN THE POLISH
LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

- *Isopachyty warstw wodonośnych jury środkowej [m]*
- Isopachytes of cumulative thickness of Middle Jurassic groundwater horizons [m]
- *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- Extent of Middle Jurassic formation
- *Uskoki*
- Faults
- *Ważniejsze miasta*
- Main cities

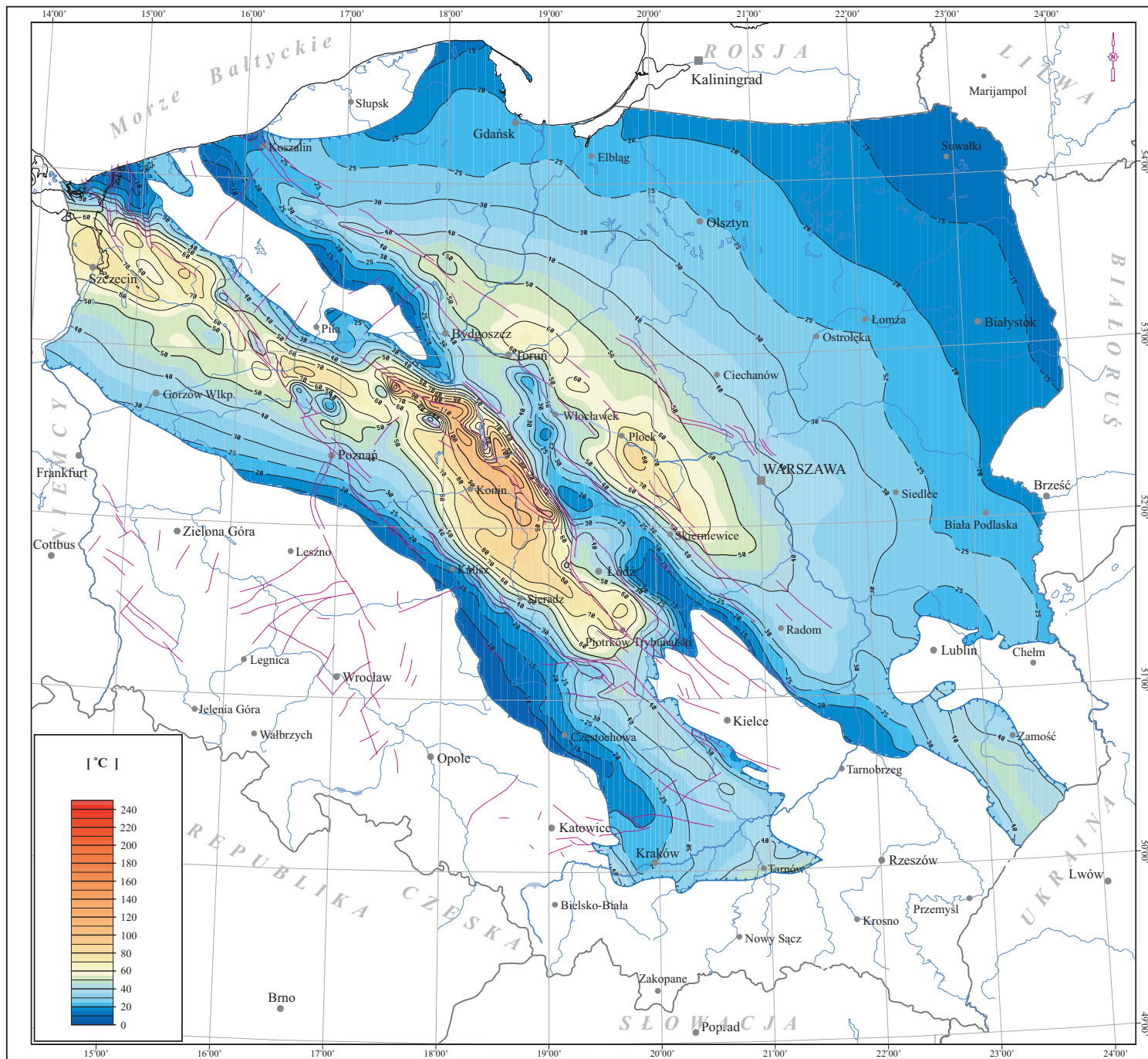
0 50 100 km

Zał. 16.5 Mapa temperatur w stropie utworów jury środkowej na Niżu Polskim

Temperatury wód podziemnych występujących w skałach wodonośnych są zmienne w bardzo szerokim przedziale od kilku °C (w strefach wychodni i zasilania) do ponad 85°C w granicach niecki łódzkiej. Ponad 50°C temperatury stwierdzone są także w wodach występujących w nieckach warszawskiej i szczecińskiej. Najwyższe temperatury (ponad 100°C) są rejestrowane w obszarze leżącym na północ i północny-zachód od Konina.

Encl. 16.5 Map of temperatures at the top surface of Middle Jurassic formation in the Polish Lowlands

Temperatures of groundwaters in Middle Jurassic reservoirs vary in wide range: from several centigrades Celsius in the outcrops and recharge zones to over 85°C in the Łódź Trough. Temperatures over 50°C were noticed from the Warsaw and Szczecin troughs whereas the highest temperatures (over 100°C) were found in the area north and northwest from Konin town.



Zal. 16.5

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ
NA NIŻU POLSKIM


Encl. 16.5

MAP OF TEMPERATURES
AT THE TOP SURFACE
OF MIDDLE JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermia stropu utworów jury środkowej [°C]*
- Isotherms at the top surface of Middle Jurassic formation [°C]
-  - *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- Extent of Middle Jurassic formation
-  - *Uskok*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

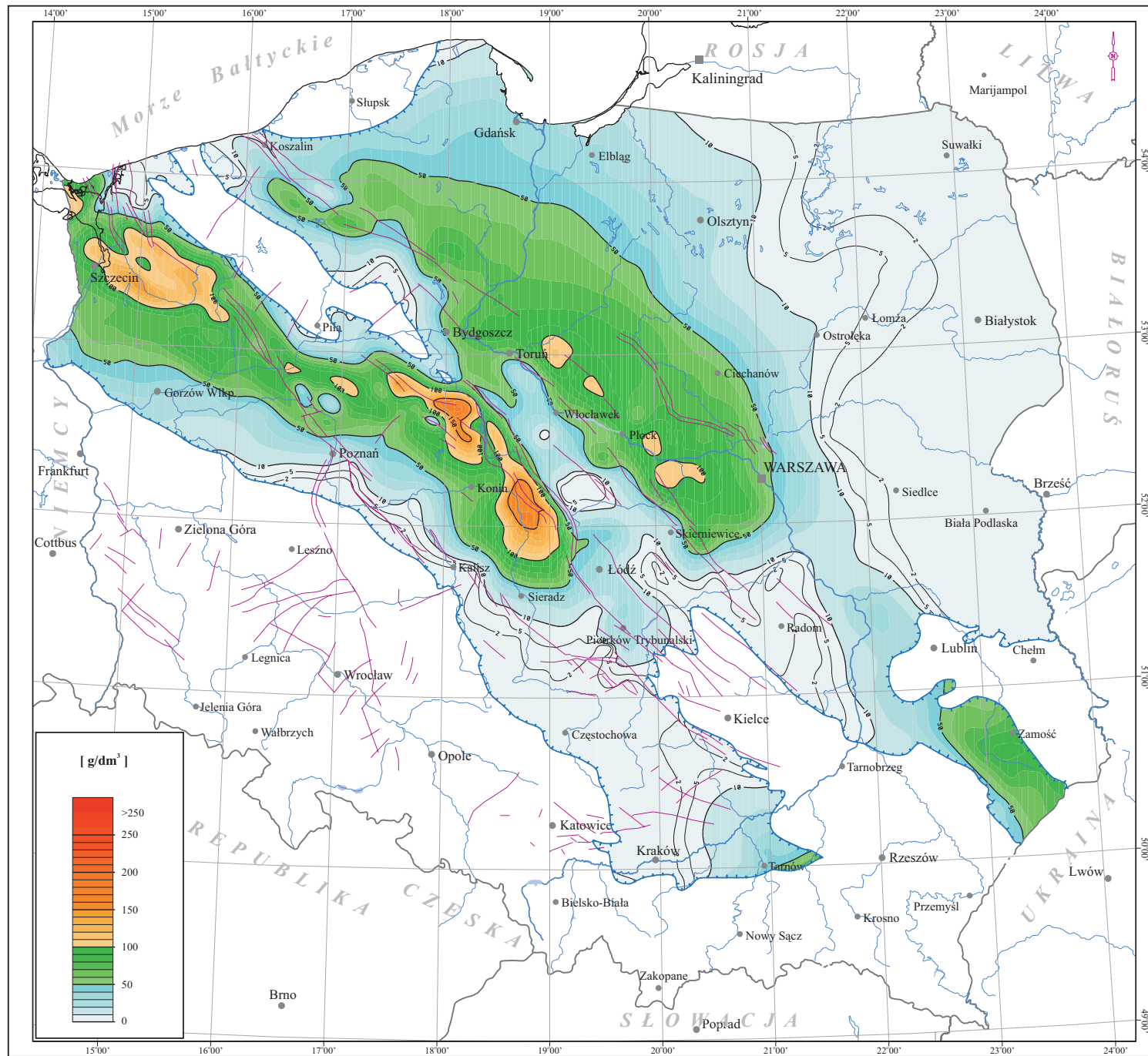
0 50 100 km

Zał. 16.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów jury środkowej na Niżu Polskim

Wody podziemne krążące w utworach środkowojurajskich cechują się mineralizacją zmienną od poniżej 1 g/dm³ (obszary wychodni, strefy zasilania warstw wodonośnych) do ponad 150 g/dm³ (rejon Konina). Wyższymi mineralizacjami cechują się wody podziemne o wyższej temperaturze i zalegające najgłębiej pod powierzchnią terenu (niecka łódzka, niecka szczecińska i niecka warszawska, szczególnie w centralnych partiach tych struktur).

Encl. 16.6 Map of the TDS at the top surface of Middle Jurassic formation in the Polish Lowlands

Groundwaters resealed in Middle Jurassic formation reveal variable TDS: from less than 1 g/dm³ (outcrops, recharge zones) to over 150 g/dm³ in the Konin area. Higher TDS values were found in high-temperature, deep waters, particularly those accumulated in the axial parts of the Łódź, Szczecin and Warszawa troughs).



Zal. 16.6

MAPA MINERALIZACJI WÓD W STROPIE UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ NA NIŻU POLSKIM

Encl. 16.6

MAP OF THE TDS AT THE TOP SURFACE OF MIDDLE JURASSIC FORMATION IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolinie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isolines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- *Extent of Middle Jurassic formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 16.7 Mapa wód termalnych zbiornika jury środkowej kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji

Z punktu widzenia możliwości wykorzystania schłodzonych wód geotermalnych do celów leczniczych najkorzystniejszymi warunkami cechują się wody związane z nieckami: warszawską, mogileńsko-łódzką i szczecińską. Wody pochodzące z obszarów leżących poza tymi strukturami można wykorzystać jedynie do celów rekreacyjnych.

Chlorkowe wody geotermalne zbiornika jury środkowej na Niżu Polskim analizowano w 122 odwiertach. Większość wód tego zbiornika posiada mineralizację do 70 g/dm³, mineralizacja nielicznym zawarta jest w przedziale od 70 do 100 g, a jedynie wody z kilku odwiertów przekraczają tę wartość. Temperatura wód zawarta jest w granicach od 20 do 45°C, a jedynie lokalnie w rejonie Konina wynosi około 100°C. Występują tu głównie wody typu Cl-Na lub Cl-Ca z jodem i bromem.

Do celów rekreacyjnych wytypowano wody z obszaru monokliny przedsudeckiej w rejonie Gorzów Wielkopolski - Międzychód - Objezierze - Dębica. Z obszaru niecki szczecińskiej i niecki pomorskiej w rejonie Gostyń - Reclaw - Chabowo, oraz Koszalin - Manowo - Drzewiany - Miastko - Biały Bór - Brzezie - Witkowo. Z obszaru syneklizy perybaltyckiej i niecki pomorskiej w rejonie Bytów - Malbork - Olsztyn - Nidzica - Ciechocinek - Konary. Z obszaru niecki łódzkiej w rejonie Żytowice - Bełchatów - Granice - Secemin. Z obszaru obniżenia podlaskiego, wału kujawskiego, niecki pomorskiej i warszawskiej, w rejonie Rzepniewo - Sokołów Podlaski - Łochów - Pułtusk - Gostynin - Żychlin - Brześć Kujawski - Zgierz - Żyrów - Magnuszew - Bąkowa - Żyrzyn - Łuków. Z obszaru lubelskiego w rejonie Narolu.

Do celów balneologicznych wytypowano wody z obszaru niecki szczecińskiej w rejonie Dargobądz, oraz Oświno - Marianowo. Z obszaru wału pomorskiego w rejonie Cekcyn - Chełmża - Czarnowo. Z obszaru niecki pomorskiej, warszawskiej, wału kujawskiego, niecki mogileńskiej i łódzkiej w rejonie Działdowo - Szczawno - Lipno - Karnkowo - Cykowo - Mogilno - Trzemżał, Ponętów - Wartkowie, Płońsk - Bodzanów - Sochaczew - Nadarzyn - Mszczonów - Raducz, jak również z obszaru lubelskiego w rejonie Ruszów - Tarnawatka.

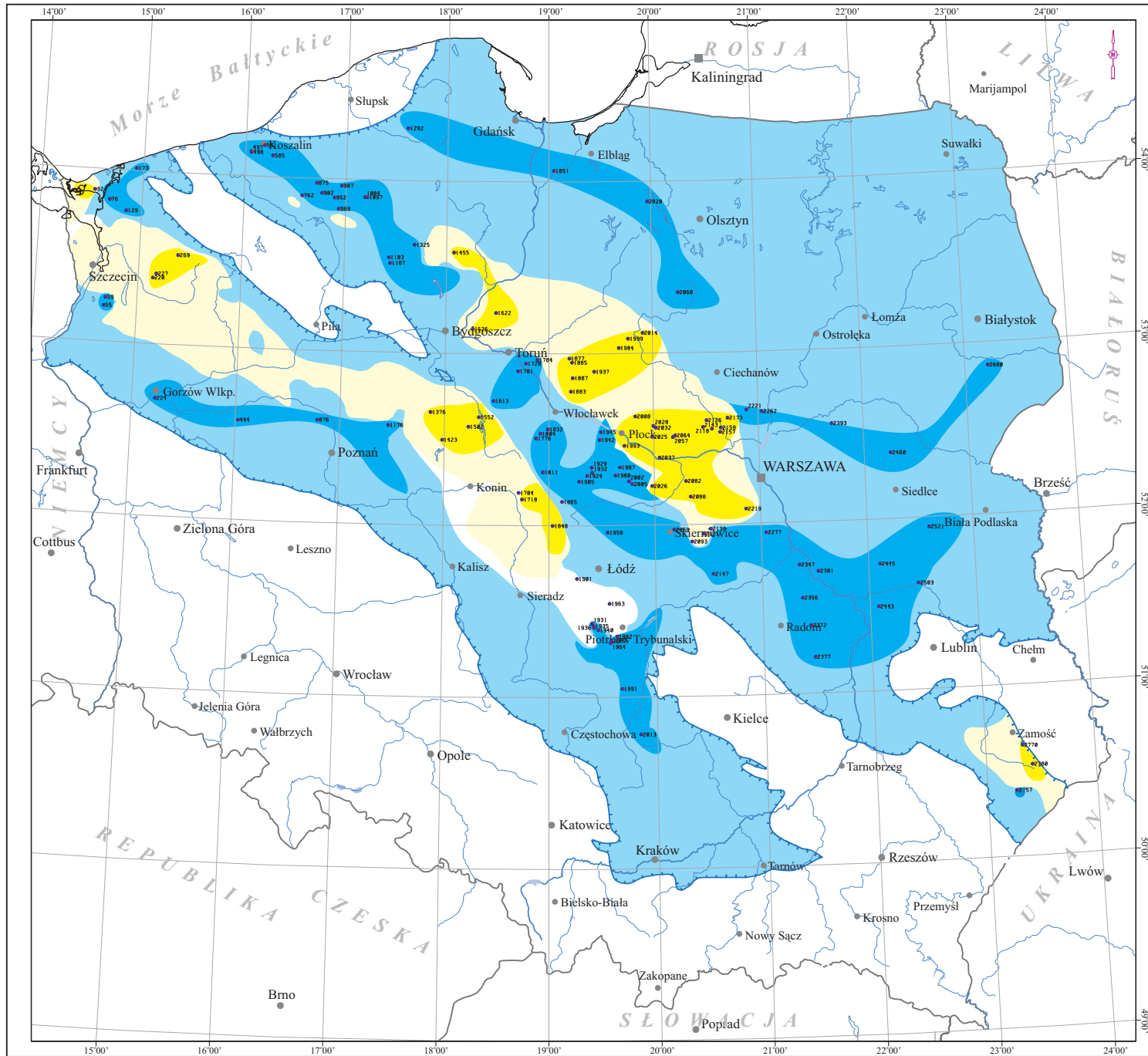
Encl. 16.7 Map of thermal waters of the Middle Jurassic formation qualified for balneotherapy and recreation

Utilization of cooled geothermal waters for therapeutic purposes is possible particularly in the Warsaw, Mogilno-Łódź and Szczecin troughs. Waters from the remaining parts of the aquifer can be utilized only for recreation.

The Middle Jurassic geothermal waters were analyzed in 122 wells. The TDS values are usually below 70 g/dm³, but in some wells the values from 70 to 100 g/dm³ and even higher were encountered. Temperature of these waters varies from 20 to 45°C, only locally exceeds about 100°C (Konin area). Waters belong mostly to Cl-Na or Cl-Ca type with admixtures of J and Br.

Waters suitable for recreational purposes occur: in the Fore-sudetic Monocline (Gorzów Wielkopolski - Międzychód - Objezierze - Dębica area), in the Szczecin and Pomerania troughs (Gostyń - Reclaw - Chabowo and Koszalin - Manowo - Drzewiany - Miastko - Biały Bór - Brzezie - Witkowo areas), in the Peri-baltic Syneclise and Pomerania Trough (Bytów - Malbork - Olsztyn - Nidzica - Ciechocinek - Konary area), in the Łódź Trough (Żytowice - Bełchatów - Granice - Secemin area), in the Podlasie Depression, the Kujawy Block and the Pomerania and Warsaw troughs (Rzepniewo - Sokołów Podlaski - Łochów - Pułtusk - Gostynin - Żychlin - Brześć Kujawski - Zgierz - Żyrów - Magnuszew - Bąkowa - Żyrzyn - Łuków area) and in the Lublin region (vicinity of Narol).

Waters suitable for therapeutic purposes occur in the Szczecin Trough (Dargobądz and Oświno - Marianowo areas), in the Pomerania Block (Cekcyn - Chełmża - Czarnowo area), in the Pomerania and Warsaw troughs, the Kujawy Block and the Mogilno - Łódź Trough (Działdowo - Szczawno - Lipno - Karnkowo - Cykowo - Mogilno - Trzemżał, Ponętów - Wartkowie and Płońsk - Bodzanów - Sochaczew - Nadarzyn - Mszczonów - Raducz areas), as well as in the Lublin region (Ruszów - Tarnawatka area).



Zal. 16.7

**MAPA WÓD TERMALNYCH
ZBIORNIKA JURY ŚRODKOWEJ
KWALIFIKUJĄCYCH SIĘ DO
WYKORZYSTANIA W BALNEOTERAPII
I REKREACJI**

Encl. 16.7

**MAP OF THERMAL WATERS OF THE
MIDDLE JURASSIC FORMATION
QUALIFIED FOR BALNEOTHERAPY
AND RECREATION**

Legenda:

Legend:

- *Otwory wykorzystane do konstrukcji mapy*
- Boreholes used for map construction
- *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- Extent of Middle Jurassic formation
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

Balneoterapia
Balneotherapy

- *Obszar perspektywiczny (mineralizacja > 70 g/dm³)*
- Perspective area (TDS > 70 g/dm³)
- *Obszar udokumentowany wierceńiami*
- Area documented with drillings

Rekreacja
Recreation

- *Obszar perspektywiczny (mineralizacja < 70 g/dm³ i temperatura < 60 °C)*
- Perspective area (TDS < 70 g/dm³ and temperature < 60 °C)
- *Obszar udokumentowany wierceńiami*
- Area documented with drillings

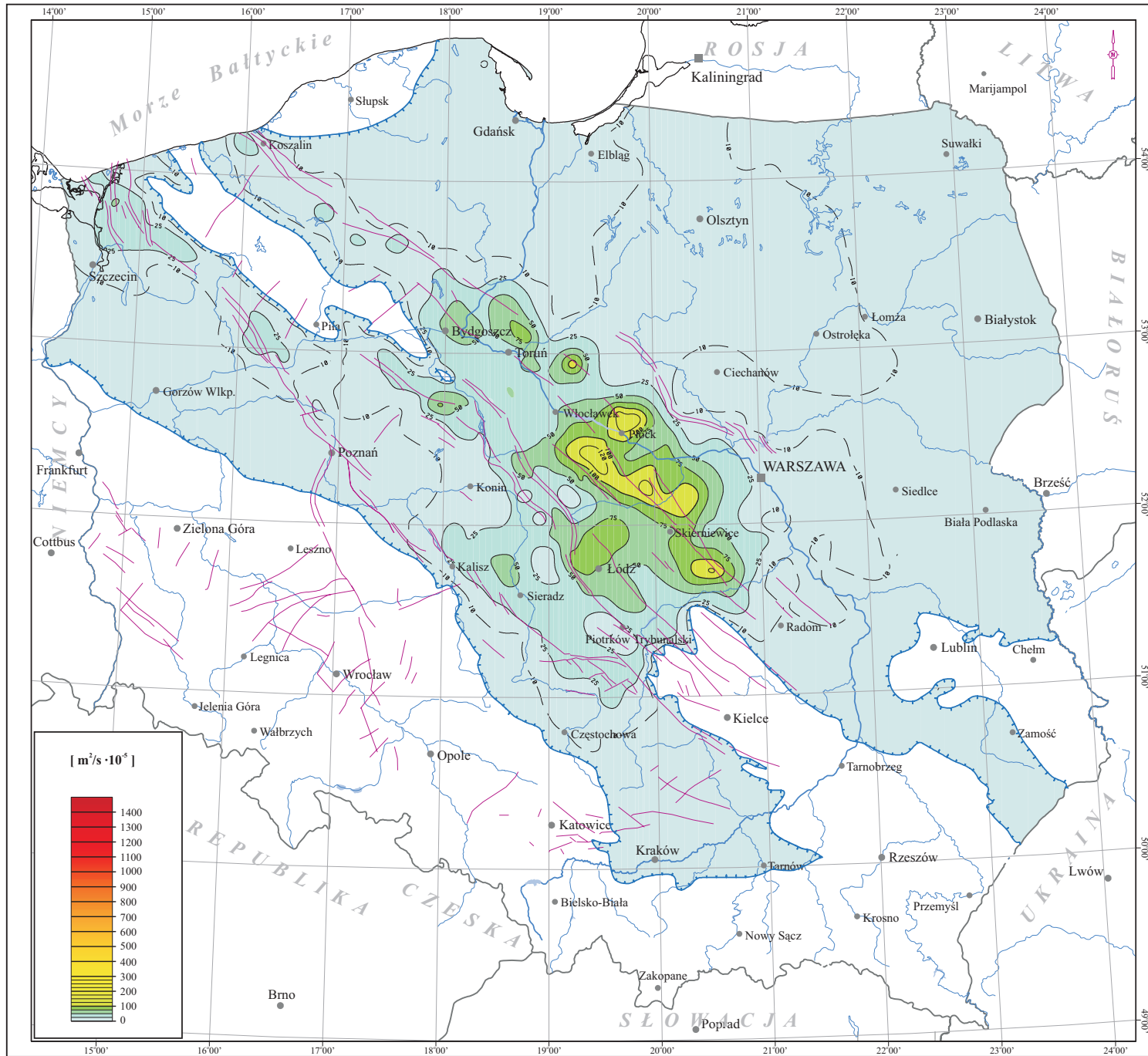


Zał. 16.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów jury środkowej na Niżu Polskim

Zmienność przewodności skał wodonośnych jest dość znaczna, z dominacją niskich wartości (poniżej $25 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) na przeważającym obszarze ich występowania. Wyższymi wartościami przewodności cechują się warstwy wodonośne wypełniające nieckę warszawską (lokalnie nawet $100 - 120 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) i nieckę łódzką (do ok. $75 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$).

Encl. 16.8 Map of hydraulic transmissivity in the Middle Jurassic aquifer of the Polish Lowlands

The hydraulic transmissivity of groundwater horizons is relatively high, with dominating values about $25 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Higher transmissivity was found for horizons in the Warsaw Trough (locally even $100 - 120 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) and in the Łódź Trough (up to about $75 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$).



Zal. 16.8

MAPA PRZEWODNOŚCI
HYDRAULICZNEJ UTWORÓW
JURY ŚRODKOWEJ NA NIŻU POLSKIM





Encl. 16.8

MAP OF HYDRAULIC
TRANSMISSIVITY IN THE MIDDLE
JURASSIC AQUIFER
OF THE POLISH LOWLANDS

[$m^2/s \cdot 10^5$]

Legenda:

Legend:

-  - *Izoliny przewodności hydraulicznej [$m^2/s \cdot 10^5$]*
- *Isohyets of hydraulic transmissivity [$m^2/s \cdot 10^5$]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- *Extent of Middle Jurassic formation*
-  - *Uskok*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

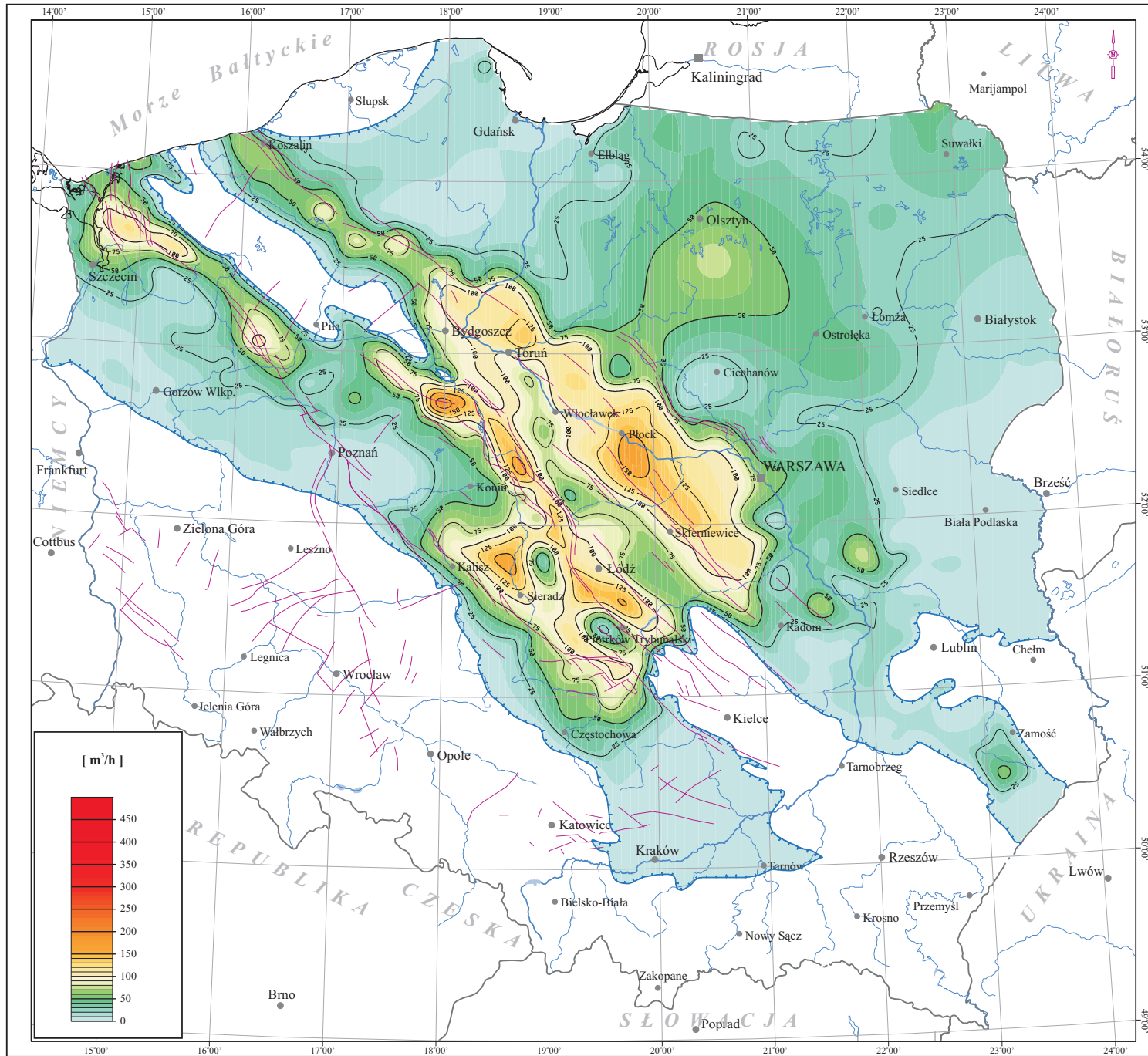
0 50 100 km

Zał. 16.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w jurze środkowej na Niżu Polskim

Potencjalna wydajność studni ujmujących wody środkowojurajskiego zbiornika wód geotermalnych wiąże się ściśle z przewodnością skał wodonośnych. Stąd też najwyższych wydajności można oczekiwać w osiowych częściach niecek: warszawskiej, łódzkiej (do ok. 150 m³/h) i szczecińskiej (do ponad 100 m³/h). Na pozostałym obszarze wydajności ujęć wód geotermalnych (dubletów) kształtują się w przedziale 10 - 50 m³/h.

Encl. 16.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Middle Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands

The potential discharge of Middle Jurassic groundwater horizons is closely connected with their transmissivity. Thus, highest values can be expected for axial parts of the Warsaw and Łódź (up to 150 m³/h), and Szczecin (over 100 m³/h) troughs. In the remaining parts of the aquifer discharges of geothermal doublets should vary from 10 to 50 m³/h.



Zal. 16.9

MAPA POTENCJALNYCH WYDAJNOŚCI
STUDNI (DUBLETÓW)
W JURZE ŚRODKOWEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 16.9

MAP OF POTENTIAL DISCHARGE OF
WELLS (DOUBLET) IN MIDDLE
JURASSIC RESERVOIRS OF THE
POLISH LOWLANDS

[m^3/h]

Legenda:

Legend:

- Izolinie wydajności [m^3/h]
- Isolines of discharge [m^3/h]
- Linie zasięgu utworów jury środkowej
- Extent of Middle Jurassic formation
- Uskok
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km

Załącznik 16.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów jury środkowej na Nizinie Polskiej

Powierzchnia środkowojurajskiego zbiornika wód geotermalnych wynosi 204 867,78 km². Całkowite zasoby statyczne zbiornika wynoszą 8,44 · 10²⁰ J, co odpowiada 2,02 · 10¹⁰ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1).

Wielkość zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni zbiornika środkowej jury zmienia się od poniżej 5 GJ/m², do ponad 40 GJ/m². Najmniejsze wartości charakteryzują brzegowe części zbiornika geotermalnego, obejmując znaczne obszary: syneklizy bałtyckiej, wyniesienia mazursko-suwalskiego, obniżenia podlaskiego, wyniesienia łukawsko-hrubieszowskiego.

Rozkład jednostkowych zasobów statycznych wskazuje, że najbardziej perspektywiczne obszary położone są w obrębie niecki warszawskiej. Ośiową strefę niecki warszawskiej charakteryzują wielkości zasobów powyżej 20 - 30 GJ/m². Maksymalne wartości, powyżej 40 GJ/m², występują w okolicy Płocka oraz na południe, na linii Płock-Skierniewice. Na obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej, zasoby statyczne zwykle nie przekraczają wielkości 20 GJ/m². Wartości powyżej 20 GJ/m² występują jedynie w okolicach Mogilna oraz Łodzi.

Wartości nieznacznie przekraczające 10 GJ/m² charakteryzują także wschodnią część niecki warszawskiej

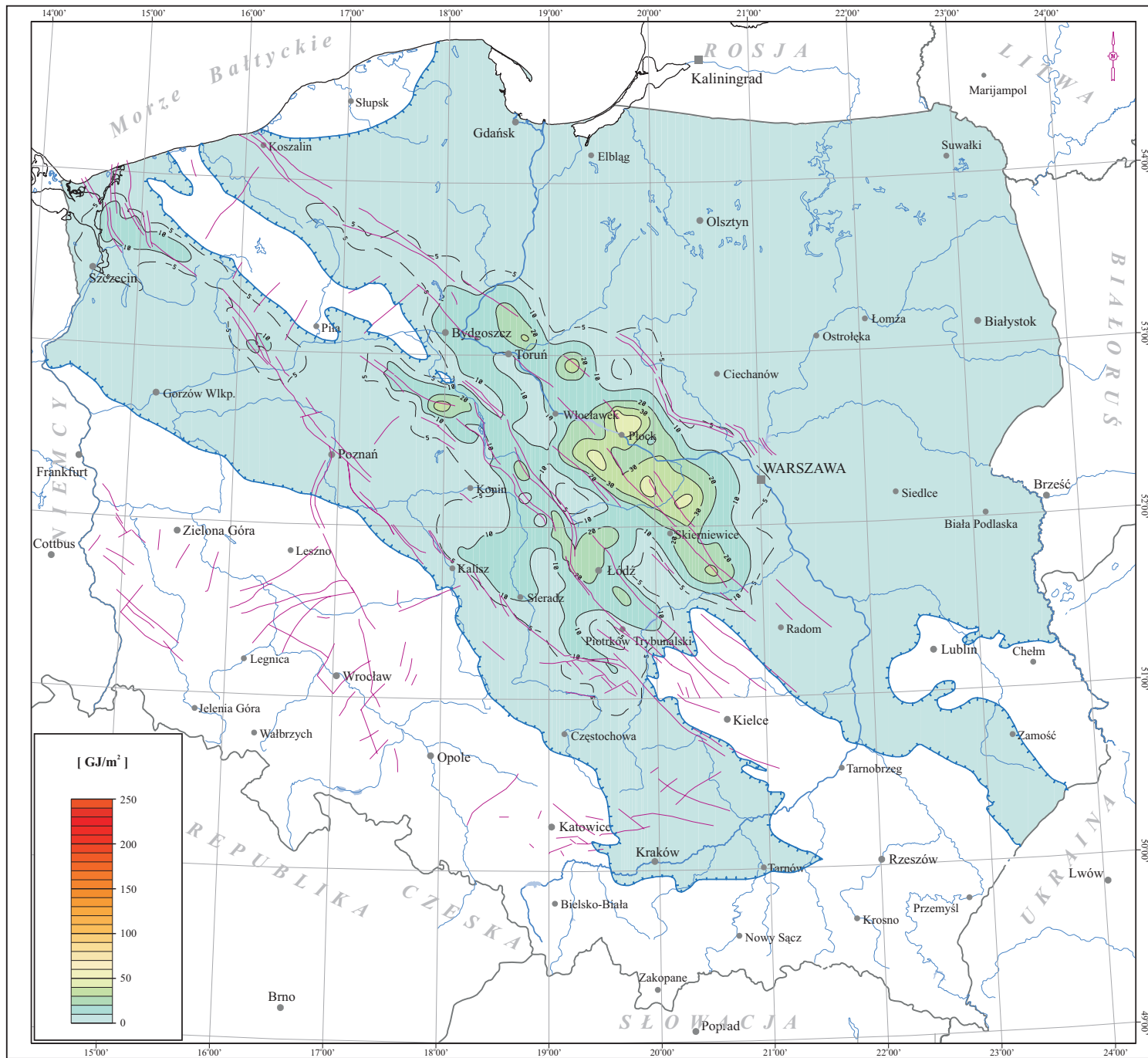
Encl. 16.10 Map of unit static resources of Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Middle Jurassic geothermal aquifer is 204,867.78 km². Total static resources accumulated in this area are 8,44 · 10²⁰ J, which corresponds to 2,02 · 10¹⁰ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1).

The unit static resources of this aquifer vary from below 5 GJ/m² to over 40 GJ/m². The lowest values were observed in the marginal parts of the aquifer, in the Baltic Syncline, the Mazury-Suwałki Uplift, the Podlasie depression and the Łuków-Hrubieszów Uplift.

Distribution of unit static resources demonstrates that the most perspective area for utilization of geothermal resources in the Middle Jurassic aquifer is the Warsaw Trough. In the axial zone of the trough the values over 20 - 30 GJ/m² were assessed. Highest values (over 40 GJ/m²) were found in the vicinity of Płock and southward, along the Płock-Skierniewice line. In the Mogilno-Łódź Trough the unit static resources are below 20 GJ/m². Higher values were located only in the vicinity of Mogilno and Łódź.

In the eastern part of the Warsaw Trough values over 10 GJ/m² were found.



Zal. 16.10

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH UTWORÓW
JURY ŚRODKOWEJ NA NIŻU POLSKIM





Encl. 16.10

MAP OF UNIT STATIC RESOURCES
OF MIDDLE JURASSIC AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izoliny jednostkowych zasobów statycznych [GJ/m²]*
- *Isolines of unit static resources [GJ/m²]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- *Extent of Middle Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 16.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów jury środkowej na Niżu Polskim

Całkowite zasoby statyczne-wydobywalne środkowojurajskiego zbiornika wód geotermalnych wynoszą $1.44 \cdot 10^{20}$ J, co odpowiada $3.43 \cdot 10^9$ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.3.2).

Zasoby statyczne-wydobywalne przypadające na 1m^2 powierzchni zbiornika oscylują w granicach od poniżej 1 GJ, do powyżej 10 GJ. Największe wartości jednostkowych zasobów wydobywalnych występują na niewielkich, izolowanych obszarach centralnej części niecki warszawskiej, gdzie w okolicach Płocka przyjmują wartości powyżej 10 GJ/m². Lokalne podwyższone wartości zasobów statycznych-wydobywalnych, powyżej 5 GJ/m², występują na północ i wschód od Torunia.

We wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej zasoby statyczne-wydobywalne przekraczają wartość 2.5 GJ/m². Lokalnie maksymalne wartości, powyżej 5 GJ/m², występują także w strefie pomiędzy Mogilnem a Łodzią.

Wartości zasobów wydobywalnych powyżej 2.5 GJ/m² charakteryzują również północny obszar niecki szczecińskiej, rejon Szczecina i Goleniowa.

W pozostałych częściach środkowojurajskiego zbiornika wód geotermalnych statyczne - wydobywalne zasoby jednostkowe nie przekraczają zwykle 1 GJ/m².

Encl. 16.11 Map of unit static-recoverable resources of Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The total static-recoverable resources of the Middle Jurassic geothermal aquifer are $1.44 \cdot 10^{20}$ J, i.e. $3.43 \cdot 10^9$ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.3.2).

The Unit static-recoverable resources of this aquifer vary from 1 to over 10 GJ/m². The highest values were encountered in the small, isolated areas of the central part of Warsaw Trough, where resources over 10 GJ/m² were measured in the vicinity of Płock. Values over 5 GJ/m² occur locally, north and east of Toruń.

In the eastern part of the Mogilno-Łódź Trough the unit static-recoverable resources do not exceed 2.5 GJ/m². Only locally values over GJ/m² were encountered between Mogilno and Łódź.

Values of 2.5 GJ/m² were measured in the northern part of the Szczecin Trough (Szczecina and Goleniów vicinities).

In the remaining parts of the Middle Jurassic geothermal aquifer the unit static-recoverable resources usually do not exceed 1 GJ/m².

Zal. 16.11

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH-WYDOBYWALNYCH
UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 16.11

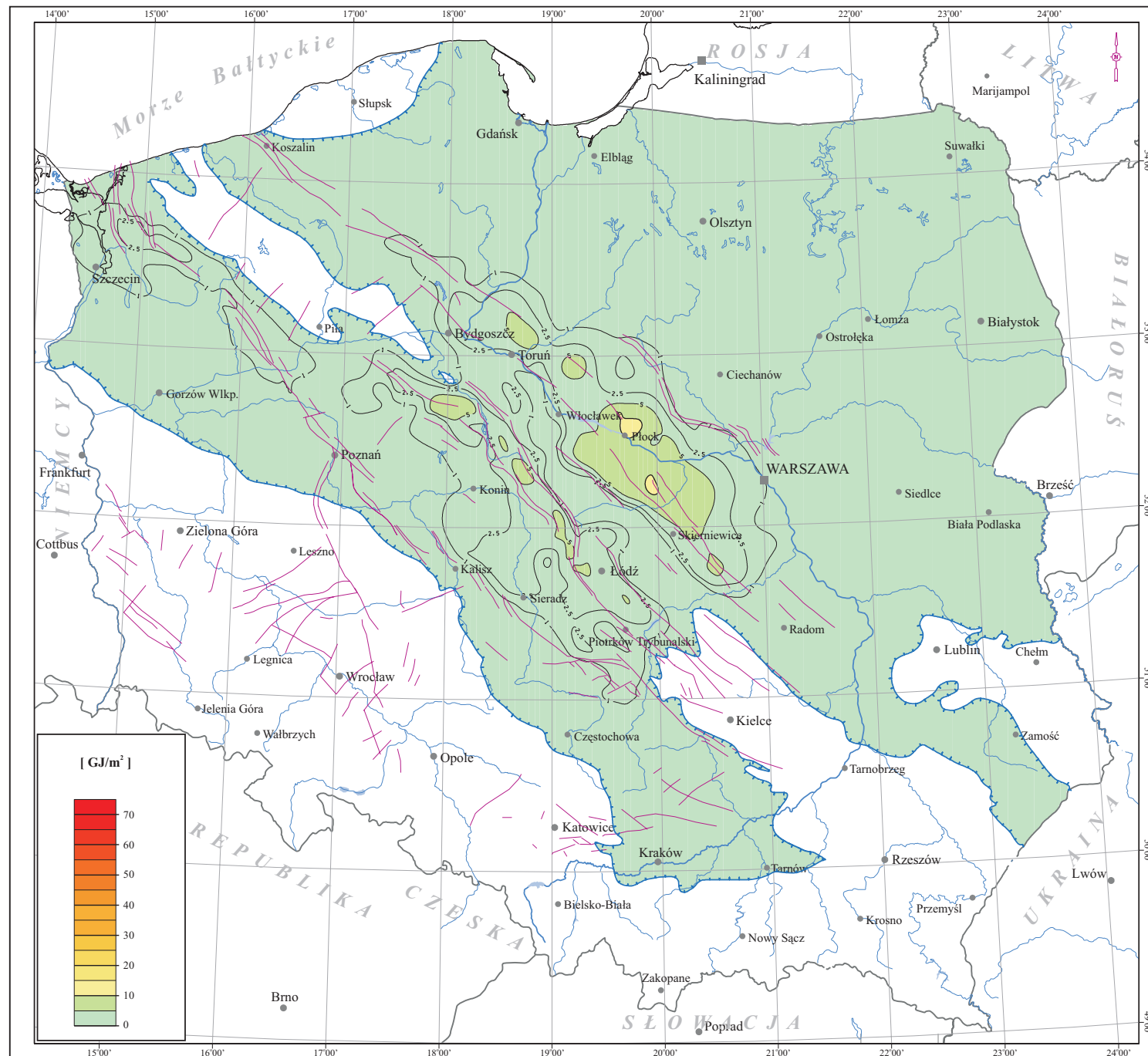
MAP OF UNIT STATIC-RECOVERABLE
RESOURCES OF MIDDLE JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

- Izolinie zasobów statycznych-wydobywalnych [GJ/m²]
- Isolines of static-recoverable resources [GJ/m²]
- Linie zasięgu utworów jury środkowej
- Extent of Middle Jurassic formation
- Uskok
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities



Zał. 16.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1.0$ utworów jury środkowej na Niżu Polskim

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych środkowojurajskiego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy $LF=1$, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 35 637.09 km², co stanowi 17.40% powierzchni całego zbiornika jury środkowej na Niżu Polskim.

Najbardziej perspektywiczne obszary środkowojurajskiego zbiornika wód geotermalnych występują w rejonie niecki warszawskiej, niecki mogileńsko-lódzkiej oraz północnej i wschodniej część niecki szczecińskiej.

Rozległy obszar centralnej części zbiornika, z wyłączeniem rejonu wału kujawskiego, charakteryzuje się wielkościami współczynnika mocy powyżej 1.

Maksymalne wartości współczynnika mocy - powyżej 3, występują na wschód od Kalisza oraz w rejonie Mogilna - niecka mogileńsko-lódzka, a także na południe od Płocka - obszar niecki warszawskiej.

Podwyższone wartości współczynnika mocy występują także na zachód od Piły oraz na północ i północny-wschód od Szczecina, gdzie przyjmują wartości od 1, do powyżej 2.5. Na pozostałym obszarze niecki szczecińskiej wartości współczynnika nie przekraczają 1. Na pozostałym obszarze środkowojurajskiego zbiornika współczynnik mocy nie przekracza wartości 1, co oznacza, że wykorzystanie ciepła wód w celach grzewczych, na tych obszarach, nie jest uzasadnione ekonomicznie.

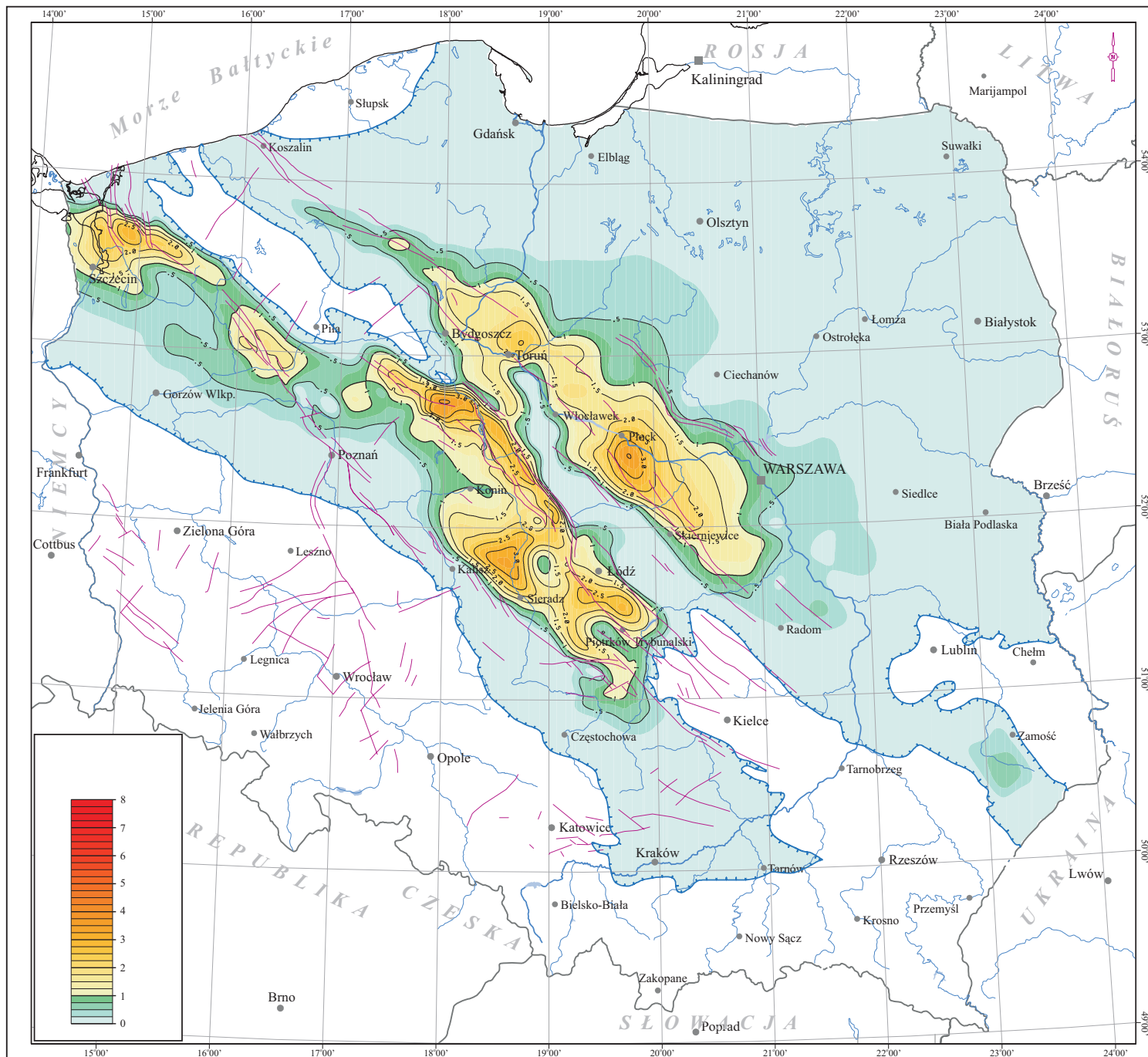
Encl. 16.12 Map of power factor at load factor $LF=1.0$ of Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Middle Jurassic aquifer for which the power factor value is $F>1$ at load factor value $LF=1$ covers 35,637.09 km², which is 17.40% of total area of Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

The most perspective areas for utilization of geothermal resources are located in the Warsaw and the Mogilno-Lódź troughs, as well as in the northern and eastern parts of the Szczecin Trough. Here, vast areas (except the Kujawy Block) show power factor values over $F>1$. The maximum power factor values ($F>3$) occur east of Kalisz, in the vicinity of Mogilno and south of Plock.

Higher values of the power factor ($F=1$ to $F>2.5$) were found west of Piła and north, and northeast of Szczecin. In the remaining parts of the Szczecin Trough the power factor values are below 1.

In the remaining parts of the Middle Jurassic aquifer the power factor values $F<1$, which demonstrates that exploitation of geothermal resources will be uneconomic.



Zal. 16.12





MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY PRZY
WSPÓLCZYNNIKU OBCIĄŻENIA
LF=1.0 UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 16.12

MAP OF POWER FACTOR AT LOAD
FACTOR LF=1.0 OF MIDDLE JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:

Legend:

-  - *Izoliny współczynnika mocy*
- Isolines of power factor
-  - *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- Extent of Middle Jurassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

0 50 100 km

Załącznik 16.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów jury środkowej na Nizinach Polskich

Powierzchnia zbiornika środkowojurajskiego, odpowiadająca występowaniu zasobów dyspozycyjnych ograniczona jest linią gdzie współczynnik mocy, przy $LF=1$, osiąga wartość równą 1.

Obszar, gdzie stwierdzono występowanie zasobów dyspozycyjnych wynosi 35 637,09 km², co stanowi 17,40% powierzchni całego zbiornika jury środkowej na Nizinach Polskich. Całkowite zasoby dyspozycyjne zbiornika określono na $8,90 \cdot 10^{17}$ J/rok, co odpowiada $2,17 \cdot 10^7$ TOE/rok energii (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2).

Zasoby energii geotermalnej zakwalifikowane jako zasoby dyspozycyjne występują w obrębie niecki warszawskiej, niecki mogileńsko-lódzkiej oraz częściowo niecki szczecińskiej. Wielkość zasobów dyspozycyjnych przypadających na jednostkę powierzchni jest zmienna i przyjmuje wartości od ok. 10 do ponad 60 MJ/m². Największe wartości dyspozycyjnych zasobów geotermalnych występują na obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej, w strefie na północny-wschód od Konina oraz w okolicy Mogilna.

Na obszarze niecki warszawskiej zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej możliwe do pozyskania z 1m² powierzchni nie przekraczają 50 MJ. Wysokie wartości zasobów w obrębie niecki warszawskiej występują w rejonie Płocka (ok. 40 MJ/m²) oraz na północny-wschód od Torunia (25 - 30 MJ/m²).

Na obszarze niecki szczecińskiej występowanie zasobów dyspozycyjnych powiązane jest z wodonośnymi utworami zbiornika występującymi wzdłuż północno-wschodniej granicy niecki.

Na pozostałym obszarze środkowojurajskiego zbiornika wód geotermalnych nie stwierdzono obecności zasobów kwalifikujących się do ekonomicznego wykorzystania w celach ciepłowniczych.

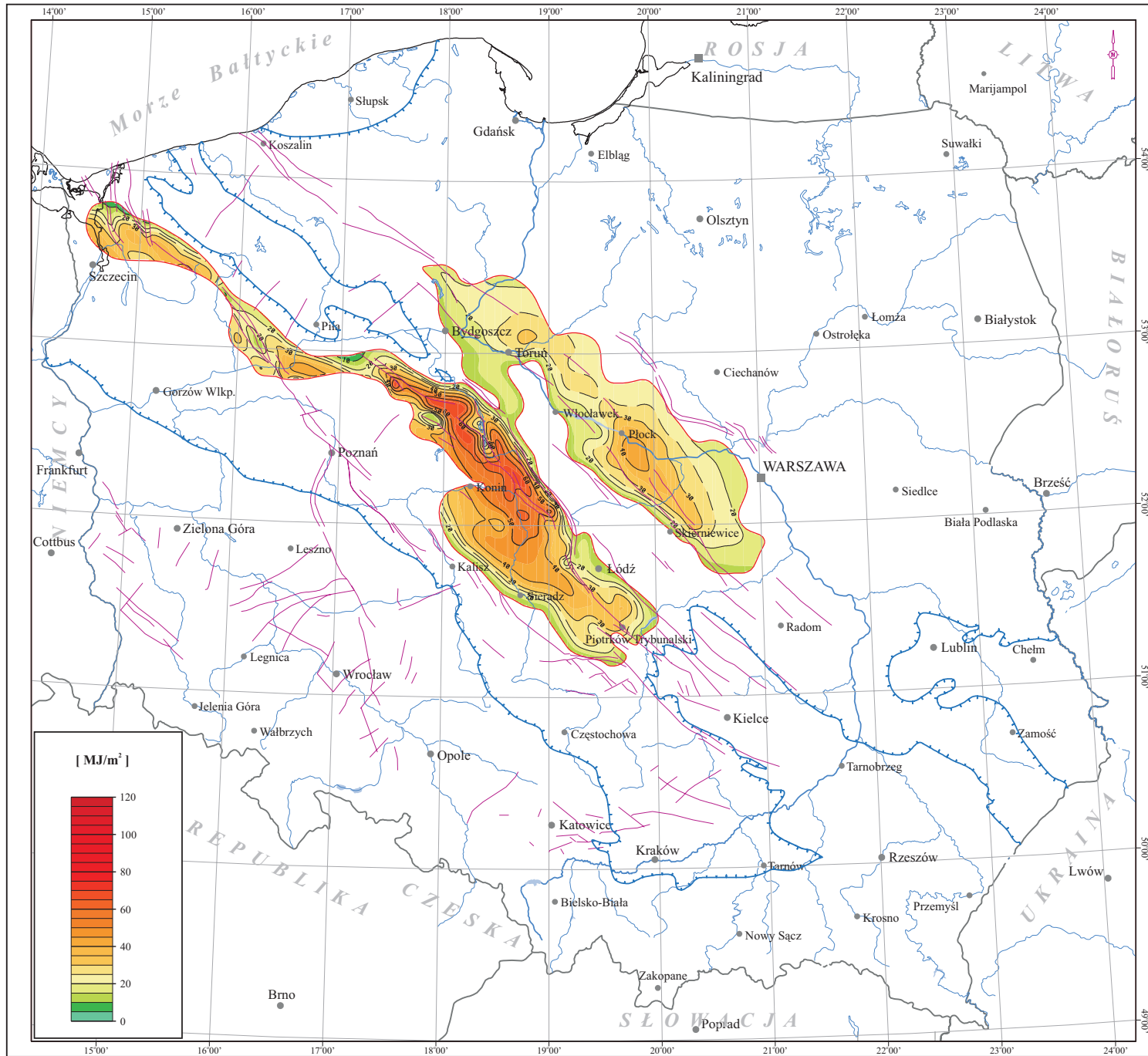
Encl. 16.13 Map of unit disposable resources of Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Middle Jurassic aquifer where disposable geothermal resources occur is contoured by the power factor isoline $F=1$ at the load factor value $LF=1$. This area covers 35,637.09 km², which constitutes 17.40% of the whole area of Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands. Total disposable resources are $8.90 \cdot 10^{17}$ J/year, which corresponds to $2.17 \cdot 10^7$ TOE/year (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2).

The disposable geothermal energy resources were assessed in the Warsaw and Mogilno-Lódź troughs, and in a part of the Szczecin Trough.

The values of unit disposable resources vary from 10 to over 60 MJ/m². Highest values occur in the Mogilno-Lódź Trough, in the zone northeast of Konin and in the vicinity of Mogilno. In the Warsaw Trough the unit disposable resources are below 50 MJ/m². Highest values were encountered in the vicinity of Płock (about 40 MJ/m²) and northeast of Toruń (25 - 30 MJ/m²). In the Szczecin Trough the disposable geothermal resources were found along the northeastern margin of this structural unit.

In the remaining areas of the Middle Jurassic aquifer the disposable resources of geothermal energy do not occur.



Zal. 16.13

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
DYSPOZYCYJNYCH UTWORÓW
JURY ŚRODKOWEJ NA NIŻU POLSKIM






Encl. 16.13

MAP OF UNIT DISPOSABLE
RESOURCES OF MIDDLE JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

[MJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izoliny energii jednostkowej [MJ/m²]*
- *Isolines of unit energy [MJ/m²]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- *Extent of Middle Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Współczynnik obciążenia LF=1,0*
- *Load factor LF=1,0*

0 50 100 km

Zał. 16.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach jury środkowej na Niżu Polskim

Na przeważającym obszarze występowania wodonośnych utworów jury środkowej moc cieplna hipotetycznego dubletu geotermalnego (instalacji geotermalnej) nie przekracza 2.5 MW. Wartości ponad 2.5 MW występują w centralnej i północno-wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej, na przeważającym obszarze niecki warszawskiej oraz niewielkim obszarze na północ od Szczecina, w obrębie niecki szczecińskiej.

Obliczenia wskazują, że największą moc cieplną można pozyskać z instalacji zlokalizowanych w centralnej części niecki warszawskiej oraz centralnej i północnej części niecki mogileńsko-lódzkiej. W tych rejonach moc cieplna dubletu może przekraczać odpowiednio 10, 15 MW.

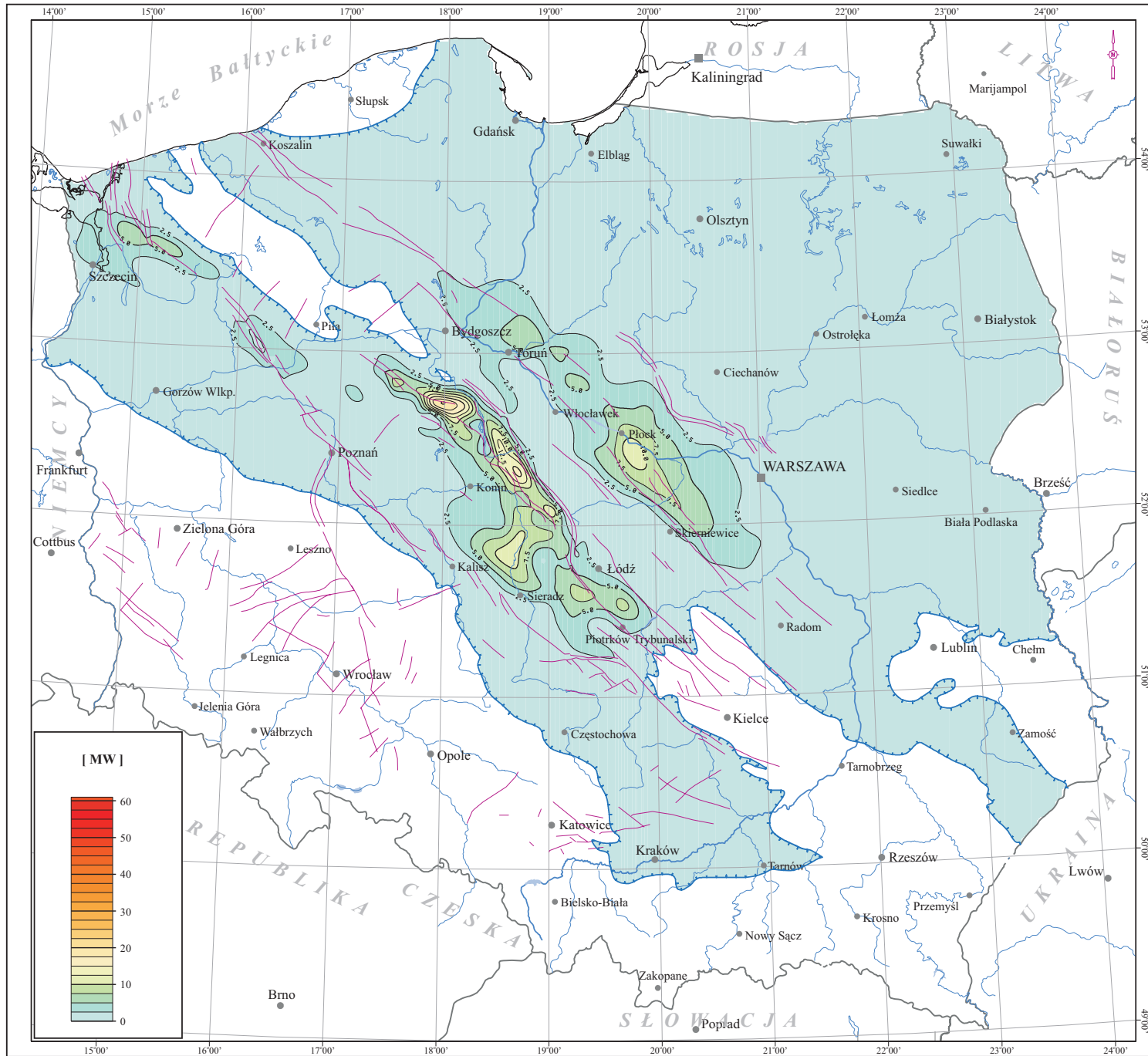
Niecka mogileńsko-lódzka oraz niecka warszawska wydają stanowić perspektywiczne obszary dla wykorzystania zasobów wód geotermalnych środkowojurajskiego zbiornika hydrogeotermalnego w celach ciepłowniczych.

Encl. 16.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Middle Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands

In the most part of the Middle Jurassic aquifer the thermal power of hypothetic geothermal installation (geothermal dublet) will be lower than 2.5 MW. Higher values were found in the central and northeastern parts of the Mogilno-Lódź Trough, over the prevailing parts of the Warsaw Trough and in the small area north of Szczecin.

Calculations demonstrate that highest thermal power can be obtained in the central parts of the Warsaw Trough, and in central and northern parts of the Mogilno-Lódź Trough (10 and 15 MW, respectively).

Both the Mogilno-Lódź and the Warsaw troughs seem to be the perspective areas for utilization of Middle Jurassic geothermal aquifer for heating purposes.



Zal. 16.14

MAPA MOCY CIEPLNEJ INSTALACJI
GEOTERMALNYCH W UTWORACH
JURY ŚRODKOWEJ NA NIŻU POLSKIM

Encl. 16.14

MAP OF THERMAL POWER
OF GEOTHERMAL INSTALLATIONS
DESIGNED IN MIDDLE JURASSIC
RESERVOIRS OF THE POLISH
LOWLANDS

[MW]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie mocy cieplnej dubletu [MW]*
- *Isolines of thermal power of a doublet [MW]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury środkowej*
- *Extent of Middle Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

17 Zbiornik hydrogeotermalny jury dolnej

Utwory dolnojurajskie osadzały się w basenie o silnie zróżnicowanym dnie, w którym rozwój cechsztyńskich struktur halokinetycznych powodował znaczne zmiany szybkości subsydencji. Ewolucyjne pogłębienie i spłylenie dna zbiornika wpływało na rozkład miąższości i facji utworów dolnojurajskich pokrywających utwory retu. Piaszczysto-mułowcowo-ilaste utwory liasu o miąższości od 750 do 1000 m zajmują powierzchnię ok. 155 tys. km² na Niżu Polskim (Zał. 17.2). Rozwinięte są w trzech zasadniczych subbasenach: szczecińsko-pomorskim, mogileńsko-lódzkim i pomorsko-kujawsko-warszawskim. Zasadniczy wpływ na ich współczesne położenie wywarły wielkie inwersyjne ruchy tektoniczne fazy młodokimeryjskiej (jura/kreda), a przede wszystkim fazy laramijskiej, które przekształciły bruzdę środkowo-polską w antyklinorium kujawsko-pomorskie. W tej części obszaru, odsłonięte, zerodowane i infiltrowane kompleksy dolnojurajskie występują pod bezpośrednim przykryciem utworów trzeciorzędowych lub wręcz czwartorzędowych. Zachodnia część monokliny przedsudeckiej stanowiąca SW skrzydło dolnojurajskiego basenu szczecińskiego, pokryta jest utworami liasu o miąższości 100 - 380 m. Ryglowa strefa wyniesienia poznańskiego tworzyła wówczas rów wypełniony utworami liasu o miąższości od 28 - 320 m do 400 - 680 m (Kórnik, Polwica, Kalwy). W obrębie synklinorium szczecińskiego miąższość utworów liasu osiąga 320 - 950 m. Wschodnią kontynuację tego basenu stanowiło obecne antyklinorium pomorskie, gdzie zredukowana erozyjnie miąższość jury dolnej sięga nawet 800 - 960 m.

Współczesne synklinorium mogileńsko-lódzkie zaznaczyło się jako paleowyniesienie dolnojurajskie, w którym miąższość liasu może sięgać 150 - 230 m. Miąższości te narastają wzdłuż krawędzi środkowo-wschodniej monokliny przedsudeckiej. W związku z inwersją kimeryjsko-laramijską obecnie antyklinorium kujawskie stanowiło rów dolnojurajski, w którym zachowana miąższość liasu wzrasta od 500 do 800 m, a nawet do 1100 - 1300 m. Najbardziej pogłębiona była SW krawędź rowu kujawskiego na granicy z niecką mogileńsko-lódzką. Paleobniżenie dolnojurajskie rowu kujawskiego było asymetryczne o ostrym przydyslokacyjnym skrzydle południowo-zachodnim i względnie łagodnym skrzydle północno-wschodnim, przechodzącym w paleowyniesienie obecnych nieck pomorskiej i warszawskiej.

Wśród utworów dolnojurajskich można wyodrębnić następujące kompleksy zbiornikowe:

- przystopowe piaskowce rozbudowane miąższościowo w paleodepresji poznańskiej i tworzące środkowe warstwy mechowskie w synklinorium szczecińskim i na pograniczu z antyklinorium pomorskim stanowią perspektywiczny wodonośny kompleks zbiornikowy. Do nich należy zaliczyć również piaskowce warstw kłodawskich, a szczególnie dolnych ksawerowskich w środkowo-południowej części synklinorium warszawskiego;
- piaskowce synemuru rozbudowane miąższościowo w rowie poznańskim, dominujące jako górne warstwy mechowskie i warstwy radomskie w synklinorium szczecińskim i na pograniczu z antyklinorium pomorskim, należy uznać za perspektywiczny kompleks hydrogeotermalny. Równie perspektywiczne są piaskowce górnego synemuru (dolna część warstw sławęcińskich głównych) w strefach paleowyniesień synklinorium mogileńsko-lódzkiego oraz na obszarze synklinorium warszawskiego wraz z piaskowcami środkowych warstw olsztyńskich. Są one izolowane od spągu mułowcowo-ilastym kompleksem warstw ksawerowskich oraz ilasto-mułowcowymi utworami pliensbachu dolnego w stropie;
- piaskowce górnego pliensbachu (domer) warstw komorowskich synklinorium szczecińskiego i na pograniczu antyklinorium pomorskiego tworzą regionalny kompleks wodo-

nośny uszczelniony od dołu ilowcami łobeskiemi dolnego pliensbachu, a od góry ilowcami górnopoznańskimi. Również piaskowce górnego pliensbachu warstw sławęcińskich górnych oraz górnej części warstw olsztyńskich tworzą regionalny kompleks zbiornikowy w synklinorium warszawskim i pomorskim pod przykryciem uszczelniającego kompleksu ilasto-mułowcowego warstw ciechocińskich dolnego toarsu;

- piaskowce zbiornikowe górnego toarsu tworzą nieregularny litosom wodonośny w synklinorium szczecińskim, pogrubiający się w rowie poznańskim, wśród przeważających utworów mułowcowo-ilastych. Zbiornikowe piaskowce górnego toarsu rozwijają się również w synklinorium mogileńsko-lódzkim, pod niezgodnym przykryciem uszczelniających ilowców górnej jury. W synklinorium pomorsko-warszawskim rozwija się regionalny poziom zbiornikowy piaskowców boruckich toarsu górnego, uszczelnionych od dołu ilowcami warstw ciechocińskich (toars dolny), zaś od góry - częściowo ilowcami dolnej kredy.

Warstwy wodonośne w utworach jury dolnej tworzą drobno- lub różnoziarniste piaski i piaskowce o zmiennej miąższości, przewarstwione utworami słabo- lub nieprzepuszczalnymi: ilowcami, ilowcami piaszczystymi, mułowcami i mułowcami piaszczystymi. W profilu litologicznym liasu utwory przepuszczalne stanowią od 40 do 80% ogólnej miąższości.

Mimo znacznego zróżnicowania w profilu pionowym oraz zmiennej ciągłości rozprzestrzenienia poziomego i licznych zmian litofacjalnych można uznać, że wody podziemne występujące w przepuszczalnych utworach dolnojurajskich tworzą zbiornik o ciągłym rozprzestrzenieniu. Jedynie lokalnie stwierdza się przerwanie ciągłości rozprzestrzeniania się utworów jury dolnej, co głównie spowodowane jest zrębowo-blokową tektoniką niektórych jednostek strukturalnych.

Strop utworów dolnojurajskich wykazuje silne deniwelacje, a warstwy zalegają generalnie synklynalnie ku centralnej części zbiornika. Wychodnie utworów dolnojurajskich w południowej i południowo-zachodniej części zbiornika leżą na wysokościach od 0 do +350 m npm, występując pod przykryciem utworów kenozoicznych (lokalnie nawet na powierzchni) oraz +200 do -1800 m npm wzdłuż południowo-wschodniej i wschodniej granicy rozprzestrzeniania. Największe przegłębienie stropu stwierdzono w osi zbiornika o przebiegu NW-SE (obszar synklinorium mogileńsko-lódzkiego), gdzie dochodzą one do -3600 m npm.

Całkowita miąższość utworów dolnojurajskich (Zał. 17.3) zmienia się w granicach od kilku do ponad 100 m w strefach peryferyjnych zbiornika oraz w centralnych częściach niecki mogileńsko-lódzkiej oraz od 400 do ponad 1200 m na wale kujawskim. W granicach wału pomorskiego stwierdzono miąższości tych utworów rzędu 400 - 800 m, niecki szczecińskiej 200 - 800 m, niecki warszawskiej 300 - 800 m, niecki pomorskiej 0 - 200 m. W pozostałych subzbiornikach (jednostkach strukturalnych) całkowita miąższość utworów dolnej jury nie przekracza na ogół 300 m.

Z mapy miąższości warstw wodonośnych (Zał. 17.4) wynika, że jest ona silnie zmienna od 0 do ponad 800 m. Najmniejsze miąższości (poniżej 100 m) występują w brzeźnych strefach zbiornika dolnojurajskiego oraz w osiowej części niecki mogileńsko-lódzkiej, w niecce miechowskiej i w granicach monokliny śląsko-krakowskiej. Miąższości największe są stwierdzone w granicach wału kujawskiego i wału pomorskiego; dominującymi są miąższości 400 - 800 m. Lokalnie w tych strukturach miąższość warstw wodonośnych dochodzi do prawie 900 m.

Już od chwili zapoczątkowania idei poszukiwań i wykorzystania wglębnych wód geotermalnych w Polsce (W.Górecki i in., 1986a; Ney, Sokołowski, 1987; Myśko, 1989) wskazywano jednoznacznie na wodonośne horyzonty jury dolnej (liasu) jako najbardziej perspektywiczną

formację hydrogeotermalną na Niżu Polskim (Konferencja, 1986, 1990; Górecki (red.), 1990, 1995; Górecki i in., 2005).

Rozpoznanie parametryczne skał wodonośnych jest bardzo nierównomierne, a na większości obszaru rozprzestrzenia poziomu dolnojurańskiego prawie żadne. Badania hydrogeologiczne były praktycznie wykonane jedynie w otworach hydrogeologicznych (próbne pompowania). W głębokich otworach sporadycznie wykonane były oznaczenia współczynnika przepuszczalności lub wodochłonności. Metodami geofizycznymi określono punktowo wodochłonność i porowatość skał dolnojurańskich.

Z analiz materiałów dokumentacyjnych oraz oznaczeń własnych wynika, że skały liasowe dzielą się na dwie grupy o zróżnicowanych własnościach hydrogeologicznych. W pierwszej grupie skał praktycznie niewodonośnych mieszczą się mułowce, ilowce i bardzo drobnoziarniste piaskowce. Współczynniki porowatości otwartej tych skał nie przekraczają wartości 0.1, współczynniki odsączalności 0.02 - 0.06. Wielkości współczynników filtracji wahają się w przedziale 10^{-7} - 10^{-11} m/s. Drugą grupę skał liasowych (drobno- i średnioziarniste piaskowce oraz piaski) można traktować jako utwory przepuszczalne, gdyż cechują się współczynnikami porowatości otwartej od 0.15 do 0.33 i współczynnikami odsączalności od 0.08 do 0.22. Wartości współczynników filtracji tej grupy skał mieszczą się w granicach 10^{-5} - 10^{-7} m/s.

Chemizm wód dolnojurańskich

Utwory jury dolnej Niżu Polskiego są z hydrogeologicznego punktu widzenia typowym zbiornikiem wód podziemnych o charakterze artezyjskim lub subartezyjskim. Jest on stosunkowo dobrze izolowany zarówno w stropie, jak i spągu. Generalnie obserwujemy w nim charakterystyczną dla takich zbiorników normalną pionową strefowość hydrogeochemiczną. Manifestuje się ona wzrostem mineralizacji wód wraz ze wzrostem głębokości ich występowania oraz określonym następstwem typów chemicznych wód. W takiej sytuacji o chemizmie wód tego zbiornika decydują przede wszystkim uwarunkowania geologiczno-strukturalne, a konkretnie głębokość występowania badanych wód.

Jest rzeczą zrozumiałą, że ze względu na głębsze występowanie, wody z utworów jury dolnej charakteryzują się generalnie wyższymi mineralizacjami w porównaniu z wodami z utworów kredy dolnej. Zbiornik dolnojurański w porównaniu z zbiornikiem dolnokredowym stanowi strukturę ciągłą, o bardzo zróżnicowanych miąższościach i głębokości występowania. Powoduje to duże zróżnicowanie mineralizacji wód. Zawiera się ona bowiem w granicach od 0.2 do ponad 200 g/dm³. Najniższe mineralizacje wód obserwujemy wzdłuż południowej i wschodniej granicy zbiornika, tj. w strefach podczwartorzędowych i podtrzeciorzędowych wschodni jury dolnej. Są to równocześnie strefy zasilania zbiornika przez słodkie wody infiltracyjne. Mineralizacja wód w tej części zbiornika nie przekracza 2 g/dm³. Występują tutaj wody o bardzo zróżnicowanym składzie chemicznym. Najczęściej spotykane typy wód, to: HCO₃-Ca, HCO₃-Na-Ca, HCO₃-SO₄-Ca-Na. Wskaźniki rNa/Cl mają wysokie wartości, przekraczające w większości przypadków 1.5. Idąc od strefy wschodni ku głębszym partiom zbiornika rośnie mineralizacja i zmieniają się typy chemiczne wód.

Na podkreślenie zasługuje fakt, iż stosunkowo „wąska” jest strefa występowania wód o mineralizacji w przedziale od 2 do 10 g/dm³. Jedynie w północno-wschodniej części zbiornika obszar występowania wód o mineralizacji 2 - 10 g/dm³ ma większy zasięg. Wody te mają najczęściej typ: Na-Cl i Na-Cl-HCO₃. Idąc dalej ku głębszym partiom zbiornika obserwujemy wody o coraz większych mineralizacjach. W otworze Damasławek 22 woda pobrana z

głębokości 3622 - 3662 m miała mineralizację 172 g/dm³. Mineralizację powyżej 100 g/dm³ obserwujemy z reguły na głębokościach większych niż 1500 m.

Wody o mineralizacji powyżej 10 g/dm³ mają w zdecydowanej większości przypadków typ chemiczny Cl-Na. W żadnej z prób pobranych ze zbiornika dolnojurańskiego w głębszych jego partiach nie stwierdzono wbrew oczekiwaniom wód typu Cl-Ca lub Cl-Na-Ca. Koncentracja jonu wapniowego w najniższych położonych częściach zbiornika jest wysoka, nie na tyle jednak, aby stanowiła powyżej 20% miliwali kationów.

Wartości wskaźnika rNa/Cl w głębszych strefach zbiornika dolnojurańskiego są niskie. Małe on wraz ze wzrostem głębokości i mineralizacji wód. W większości przypadków w wodach o mineralizacji powyżej 50 g/dm³ ma on wartość mniejsza od 0.90. Wskazuje to na bardzo powolny przepływ i wymianę wód.

Wody zbiornika dolnojurańskiego zawierają lokalnie składniki główne i mikroelementy w koncentracjach uzasadniających ich wykorzystanie do celów produkcji przemysłowej danego pierwiastka oraz do celów balneologicznych. Jod i brom w koncentracjach umożliwiających wykorzystanie balneologiczne w większości przebadanych prób wód pobranych z głębokich otworów. Szczególnie często występują te pierwiastki w obrębie synklinorium warszawskiego i lubelskiego. Tam też najczęściej stwierdzono w badanych wodach koncentracje potasu, uzasadniające jego produkcję przemysłową. Rzadziej „przemysłowe i balneologiczne” koncentracje jodu, bromu, potasu i magnezu stwierdzono w obszarze monokliny przedsudeckiej i synklinorium mogileńsko-lódzkiego.

Zmienność w polu temperatur zbiornika dolnojurańskiego jest znaczna osiągając w skrajnych przedziałach wartości temperatur wód gruntowych (strefy wschodni skał wodonośnych, obszary bezpośredniego zasilania); z drugiej strony na największych głębokościach dochodząc do ponad 120°C w osiowej części niecki mogileńsko-lódzkiej (obszar na północ i północny-wschód od Konina). Obszar występowania temperatur ponad 50°C obejmuje takie jednostki strukturalne jak niecki: warszawska, mogileńsko-lódzka i szczecińska. W pozostałych jednostkach występują wody o temperaturze poniżej tej wartości.

Potencjalna wydajność studni ujmujących wody dolnojurańskie jest silnie skorelowana z przewodnością warstw wodonośnych i ich miąższością. Na dominującym obszarze występowania skał zbiornikowych można oczekiwać wydajności studni przekraczających 100 m³/h. Największych wydajności (w granicach 300 - 450 m³/h) można oczekiwać w północno-wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej. W niecce szczecińskiej, warszawskiej i mogileńsko-lódzkiej oraz na wale kujawskim potencjalne wydajności studni kształtują się w przedziale 250 - 350 m³/h. Najniższych wydajności (poniżej 100 m³/h) można oczekiwać w studniach lokalizowanych w peryferyjnych strefach zbiornika dolnojurańskiego.

Wody geotermalne zbiornika dolnojurańskiego na znacznym obszarze jego rozprzestrzenia mogą być wykorzystywane także do celów balneologicznych, głównie z uwagi na koncentracje jonów bromkowych i jodkowych oraz do celów rekreacyjnych.

Warunki zasilania i przepływu wód

Poziom wodonośny związany z przepuszczalnymi utworami liasu, na całym prawie obszarze występowania ma charakter naporowy. Jedynie w strefach występowania przepuszczalnych utworów dolnojurańskich na powierzchni, występują wody o swobodnym zwierciadle. Te strefy są także obszarami bezpośredniego zasilania wód geotermalnych opisanego zbiornika z opadów atmosferycznych. Strefy te stanowią znikomą część powierzchni występowania zbiornika.

Należy szacować, że znacznie intensywniejsze zasilanie odbywa się drogą pośrednią w strefach wychodni utworów dolnojurajskich pod warstwą utworów czwartorzędowych. W niektórych rejonach istnieje także możliwość pośredniego zasilania infiltracyjnego przez przepuszczalne utwory trzeciorzędowe. W ten sposób odbywa się także zasilanie w rejonach wychodni warstw zbiornikowych pod utworami młodszej jury, czy nawet kredy.

Naturalne warunki zasilania oraz naturalne i sztuczne uwarunkowania drenażu wód podziemnych związanych z przepuszczalnymi utworami liasowymi, są dodatkowo komplikowane zmiennością przestrzenną pola geotermalnego oraz nasyceniem się słodkich wód infiltracyjnych na drodze przepływu do i przez warstwy wodonośne. Długie drogi przepływu cząstek wody, różnorodność litologiczna skał w profilu pionowym i rozprzestrzenieniu poziomym, przy stosunkowo niewielkich przepuszczalnościach skał wodonośnych oraz rosnąca z głębokością temperatura skał i wód powodują, że wody poziomu dolnojurajskiego pozostają w długotrwałym kontakcie ze skałami. Stąd też narastający z głębokością stopień ich zmineralizowania, lokalnie tylko zakłócony w strefach zaburzeń tektonicznych, okien hydrogeologicznych, kontaktów hydrogeologicznych ze słodkimi wodami lub też wysadów solnych.

17 The Lower Jurassic aquifer

Extent and structure

The Lower Jurassic (Liassic) aquifer covers an area of about 160 000 km² and it is limited by outcrops (or subcrops under the Cenozoic formation) or by the state border (in its northwestern and northern extensions).

Lithologically, the Liassic aquifers are fine- to unequigranular sands and sandstones of variable thickness, interbedded with semi- or impermeable claystones, sandy claystones, mudstones and sandy mudstones. Permeable rocks constitute 40 - 80% of the total thickness of the Liassic sequence. Despite a high vertical variability horizontal variations and numerous facies changes of the reservoir beds, it may be suggested that underground waters saturating the permeable Lower Jurassic strata form a continuous aquifer. Local discontinuities known from some structural units are caused mostly by fault - block tectonics.

The top surface of the Lower Jurassic sequence shows a remarkable morphology with general, centrally directed dips. In their southern and southwestern parts, the Liassic subcrops under the Cenozoic formation (and local outcrops) occur at elevations of between 0 and +350 m a.s.l. Along the southeastern and eastern margins the elevations vary from +200 to -1800 m. The depth of -3600 m has been found along the NW-SE - trending axis of the aquifer, in the Mogilno - Łódź Synclinorium.

Thickness of the aquifers

The thickness of the Liassic sediments is highly variable, which is a combined effect of the morphology of the pre-Mesozoic basement and of the lithological changes. Aquifers i.e. reservoir rocks constitute from 0 to 80% of the overall thickness. The thickness of the aquifer is defined as the sum of the thicknesses of permeable rocks in the profile, which are assumed to form a hydraulically connected aquifer (Encl. 17.4).

Parametric characteristics of aquifers

The hydrogeological parametric data are insufficient, unevenly distributed and, for most of the investigated area, almost lacking. Hydrogeological pump tests were practically made only in hydrogeological boreholes. For the oil exploration and productive wells both the permeability and storage coefficients were sporadically determined. Additionally, the porosity and storage coefficient of the Lower Jurassic rocks were measured by geophysical logging in the single points of the drill cores. Several tens of results of laboratory observations made on drill-cores allowed to estimate hydrogeological parameters: porosity, permeability, storage coefficient and pore size.

Analysis of both the archival and author's data enables to distinguish two groups of Liassic rocks, each of them showing different hydrogeological properties. The first group comprises practically impermeable rocks where open porosity coefficient does not exceed 0.1, the specific yield varies from 0.02 to 0.06 and the filtration coefficient ranges from 10⁻⁷ to 10⁻¹¹ ms⁻¹. The second group (fine- and medium-grained sandstones) can be regarded as water-bearing. The open porosity coefficient changes from 0.15 to 0.33, the specific yield varying from 0.08 to 0.22 and the filtration coefficient ranging from 10⁻⁵ to 10⁻⁷ ms⁻¹.

The Lower Jurassic geothermal waters occur in relatively deep-seated and horizons show high reservoir pressures. The reservoir rocks are locally cracked as a result of tectonics. Moreover, the waters show higher specific gravity (due to their mineralization) and lower viscosity (due to the temperature) in comparison with the normal, demineralized ones. Therefore, the parametrical results obtained should be regarded as rather rough estimation. Taking into account the high spatial variability of the parameters, uneven distribution of the data points and various analytical methods applied, the average filtration coefficient of $5 \cdot 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ has been estimated for feasibility studies of the exploitation of the Lower Jurassic geothermal aquifer.

Three hydrochemical zones apparently related to the TDS content were observed:

- for the mineralization below 2 g/dm^3 a wide range of hydrochemical types occurs. The most common are: $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, Ca-HCO_3 , $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ and Ca-Na-HCO_3 types;
- water salinity class 2 - 10 g/dm^3 , includes Na-Ca or Na-Cl-HCO_3 hydrochemical types;
- class over 10 g/dm^3 , is dominated by Cl-Na hydrochemical type.

Waters from both the Lower Jurassic and Lower Cretaceous aquifers can be a source of iodine, bromine, potassium and magnesium. The iodine and bromine-rich ones can be used for balneological purposes. Minimum economic concentration of these elements are: iodine - 18 mg/dm^3 , bromine - 250 mg/dm^3 , potassium - 350 mg/dm^3 , magnesium - 2000 mg/dm^3 . For balneological purposes the minimum concentrations of iodine and bromine are 1 - 19 and 5 - 250 mg/dm^3 , respectively. Generally, all the waters containing over 1 g/dm^3 TDS (and devoid of noxious components) can be regarded as therapeutic or therapeutic-potable. It should be emphasized that in both Lower Jurassic and Lower Cretaceous aquifers to waters of TDS over 1 g/dm^3 predominate.

Hydrochemistry of the Lower Jurassic waters

From hydrogeological point of view the Lower Jurassic sandstone of the Polish Lowlands is a typical artesian to subartesian aquifer, well-isolated both at the top and bottom surfaces. Generally, a normal, vertical hydrochemical zonation occurs, which is manifested by increasing mineralization of waters types. Therefore, the chemistry of waters seems to be controlled mainly by geological and structural factors, precisely the depth of burial.

The Lower Jurassic waters show a higher mineralization as compared to the Lower Cretaceous ones. The Lower Jurassic aquifer is a continuous complex with highly variable thickness and depths of water occurrences. These factors cause significant changes in TDS content, which ranges from 0.2 to 174 g/dm^3 . The lowest TDS values (below 2 g/dm^3) are recorded from southern and eastern margins of the aquifer, i.e., the zones of sub-Quaternary and sub-Tertiary subcrops of the Lower Jurassic beds. At the same time these are recharge areas fed with fresh, infiltrational waters. The chemical composition of waters is highly variable with prevailing $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$, types.

In the deeper part of the aquifer the mineralization increases and chemical types change.

It is interesting that waters of the TDS class of 2 - 10 g/dm^3 salinity occur in a relatively narrow zone and are more widespread only in the northeastern part of the aquifer. Their

chemical composition corresponds to the Na-Cl or Na-Cl-HCO_3 types. The eq.Na/Cl index vary from 0.85 to 1.47.

In the deeper parts of the basin the waters of progressively higher mineralization appear. In the Damasławek-2 borehole the samples collected from the 3622 to 3662 metres depth interval showed up to 172 g/dm^3 salinity. The salinity values of more than 100 g/dm^3 are typical for the exceeding below 1500 metres.

The waters containing over 10 g/dm^3 TDS belong in most cases to the Cl-Na type. The waters of Cl-Ca and Cl-Na-Ca types were expected in the deeper parts of the aquifer but as yet they have not been observed at all. Calcium ion content in the deepest aquifers of the Lower Jurassic is high but not sufficient to exceed 20% millival of the cations.

The values of the eq.Na/Cl index are low for the deep parts of the basin and decrease with depth and water mineralization. In most cases the waters containing over 50 g/dm^3 TDS show eq. values below 0.90, which suggests very low flow rates and an insignificant exchange of brines. Generally, the exchange of waters in the deeper parts of the Lower Jurassic aquifer is slow and hindered however isolated and stagnant have not been observed brines.

The temperature field changes significantly, from those typical of shallow fresh waters (outcrops, zones of direct recharge) to 120°C in the deep, axial part of the Mogilno-Łódź Depression (area north and northeast of Konin town). Temperatures over 50°C occur in Warsaw, Łódź and Szczecin depression. In remaining parts of the aquifer distribution area the temperatures do not exceed 50°C .

Potential water discharge from wells reaching Lower Jurassic reservoir is strongly correlated with their transmissivity and thickness. In most part of the Lower Jurassic aquifer discharges over $100 \text{ m}^3/\text{h}$ can be expected. Highest discharge values of (about $300 - 450 \text{ m}^3/\text{h}$) are predicted for northeastern part of the Łódź Depression. In the Szczecin, Warsaw and remaining part of Łódź depressions as well as in Kujawy Swell the discharges about $250 - 350 \text{ m}^3/\text{h}$ can be presumed. The lowest discharge values (below $100 \text{ m}^3/\text{h}$) will occur in marginal parts of the Jurassic aquifer.

Literatura (References):

1. **Bojarski L., 1996** - Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim 1:1 000 000, PIG Warszawa.
2. **Dadlez R. (red.), 1976** - Perm i mezozoik niecki pomorskiej. Prace Inst.Geol., T. LXXIX.
3. **Deczkowski Z., 1977** - Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kalisko-częstochowski). Prace Inst.Geol., T.LXXXII.
4. **Deczkowski Z., Franczyk M., 1988** - Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce. Kwart.Geol., T.32, nr 1.
5. **Górecki W., Myśko A., Strzetelski W., 1986a** - Zagadnienia poszukiwań wód termalnych w Polsce. Gospodarka Surowcami Mineralnymi, Wyd. AGH Kraków, T.2, z. 2.

-
6. **Górecki W., Myśko A., Ney R., Sokołowski J., Strzetelski W., 1986b** - Możliwości wykorzystania energii geotermalnej do celów lokalnych. Gospodarka Surowcami Mineralnymi, Wyd. AGH Kraków, T.3, z. 2.
 7. **Górecki W. (red.), 1990** - Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego 1:500 000 Zbiorniki dolnojurajski i dolnokredowy. CPBR 5.2.: Ciepłownictwo i systemy ciepownicze, kier. 5: Wykorzystanie ciepła wód geotermalnych. ISE AGH, Kraków.
 8. **Górecki W. (red.), 1995** - Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Towarzystwo Geosynoptyków „Geos”, Kraków 37 str. + 34 ilustracje.
 9. **Górecki W., Kozdra T., Kuźniak T., Myśko A., Strzetelski W., 2005** - Geothermal Energy Resources in the Polish Lowlands and the Possibility of their Industrial Utilization. In: W.Górecki (ed.) „Problems of the Utilization of Geothermal Waters and Energy in China and in Poland - Scientific Seminars at the Department of Fossil Fuels” AGH University of Science and Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, Department of Fossil Fuels; Kraków, February 2005.
 10. **Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.), 1979** - Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. Prace Inst.Geol., T.XCVI.
 11. **Konferencja, 1986 nt. „Możliwości wykorzystania liasowych wód termalnych w Wielkopolsce”**. Poznań, 21.11.1986, Wyd. AGH, Kraków.
 12. **Konferencja, 1990 nt. „Możliwości wykorzystania wód geotermalnych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem synklinorium mogileńsko-łódzkiego”**. Ślesin k/Konina, 26-27.10.1990, Wyd. AGH, Kraków.
 13. **Marek S., 1983** - Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Prace Inst.Geol, T.CIII.
 14. **Myśko A., 1989** - Perspektywy rozwoju energii geotermalnej w świecie z uwzględnieniem ekonomicznych aspektów jej wykorzystania. Technika Poszukiwań Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. nr 5.
 15. **Ney R., Sokołowski J., 1987** - Wody geotermalne Polski i możliwości ich wykorzystania. Nauka Polska nr 6.
 16. **Pożaryski W., 1974** - Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: Budowa geologiczna Polski T. 4, Tektonika. cz.I. Niż Polski. Inst.Geol. Warszawa.
 17. **Raczyńska A. (red.), 1987** - Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. Prace Inst.Geol, T.CXIX.
 18. **Strzetelski W., 1995** - Zbiornik dolnojurajski. W: W.Górecki (ed) „Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego” ISE AGH Kraków.
 19. **Strzetelski W., Czopek B., 1990** - Korelacja litostratygraficzna dolnej jury na obszarze Niżu Polskiego. W: Konferencja nt. „Możliwości wykorzystania wód geotermalnych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem synklinorium mogileńsko-łódzkiego”. Ślesin k/Konina, 26-27.10.1990, Wyd. AGH, Kraków.

Zał. 17.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika jury górnej na Niżu Polskim

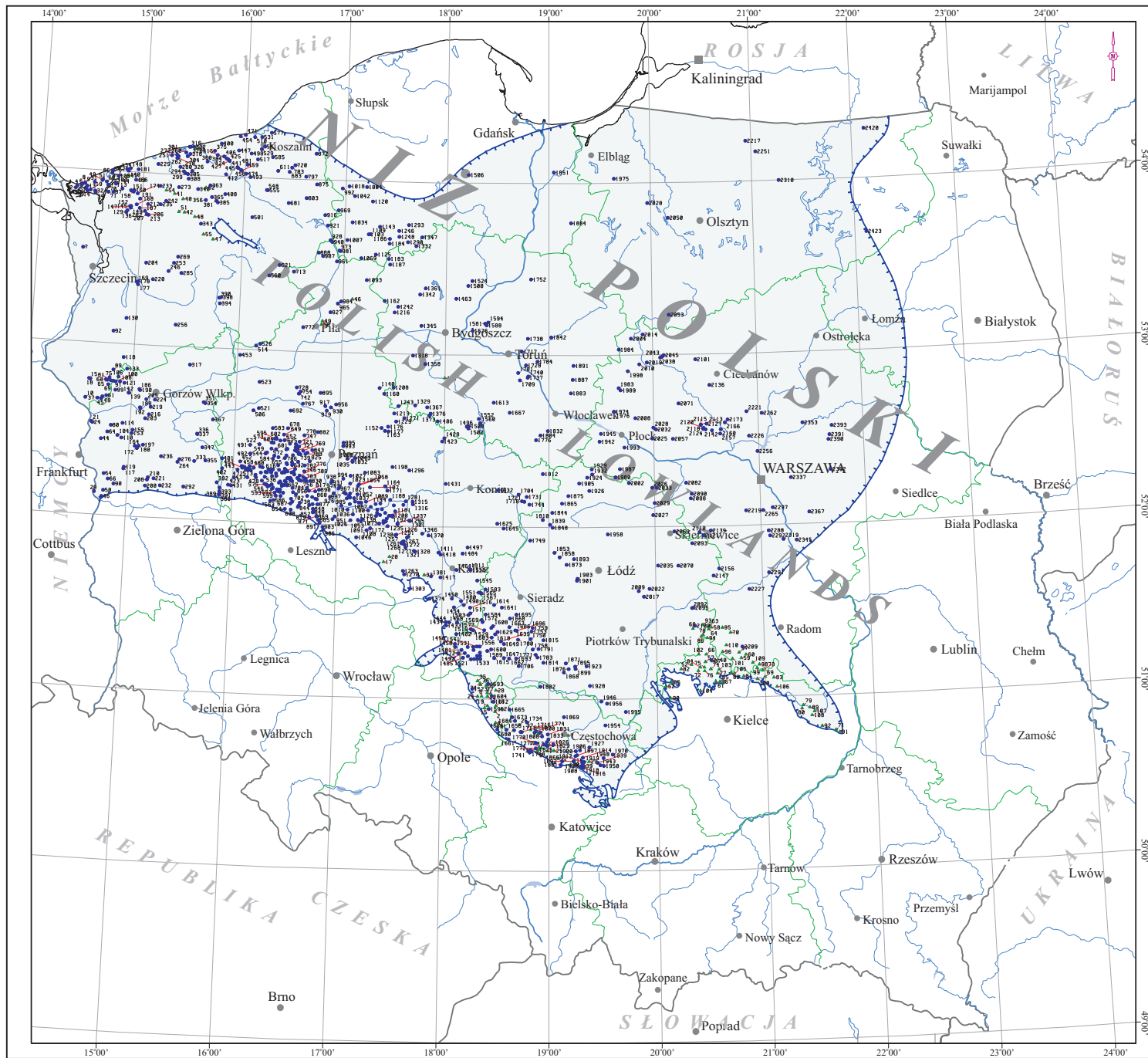
Powierzchnia dolnojurańskiego zbiornika wód geotermalnych wynosi 160 398.25 km², co stanowi 51.43% powierzchni Polski oraz ok. 58.94% powierzchni Niżu Polskiego.

Analizę strukturalno-miąższościową zbiornika jury dolnej oparto na podstawie 873 otworów zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego oraz 111 studni zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego.

Encl. 17.1 Location map of wells drilled to Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Lower Jurassic aquifer is 160,398.25 km², which constitutes 51.43% of the territory of Poland and about 58.94% of the Polish Lowlands area.

Structural and thickness analysis of Lower Jurassic formation was based upon data from 873 boreholes and 111 water wells localized in the Polish Lowlands.

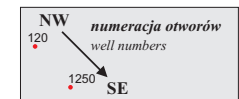


Zal. 17.1

**MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA JURY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM**

Encl. 17.1

**LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO LOWER JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS**



Legenda:

Legend:

- 751 - Numer otworu wiertniczego
- Borehole number
- 128 - Numer studni
- Well number
- Linie zasięgu otworów jury dolnej
- Extent of Lower Jurassic formation
- Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

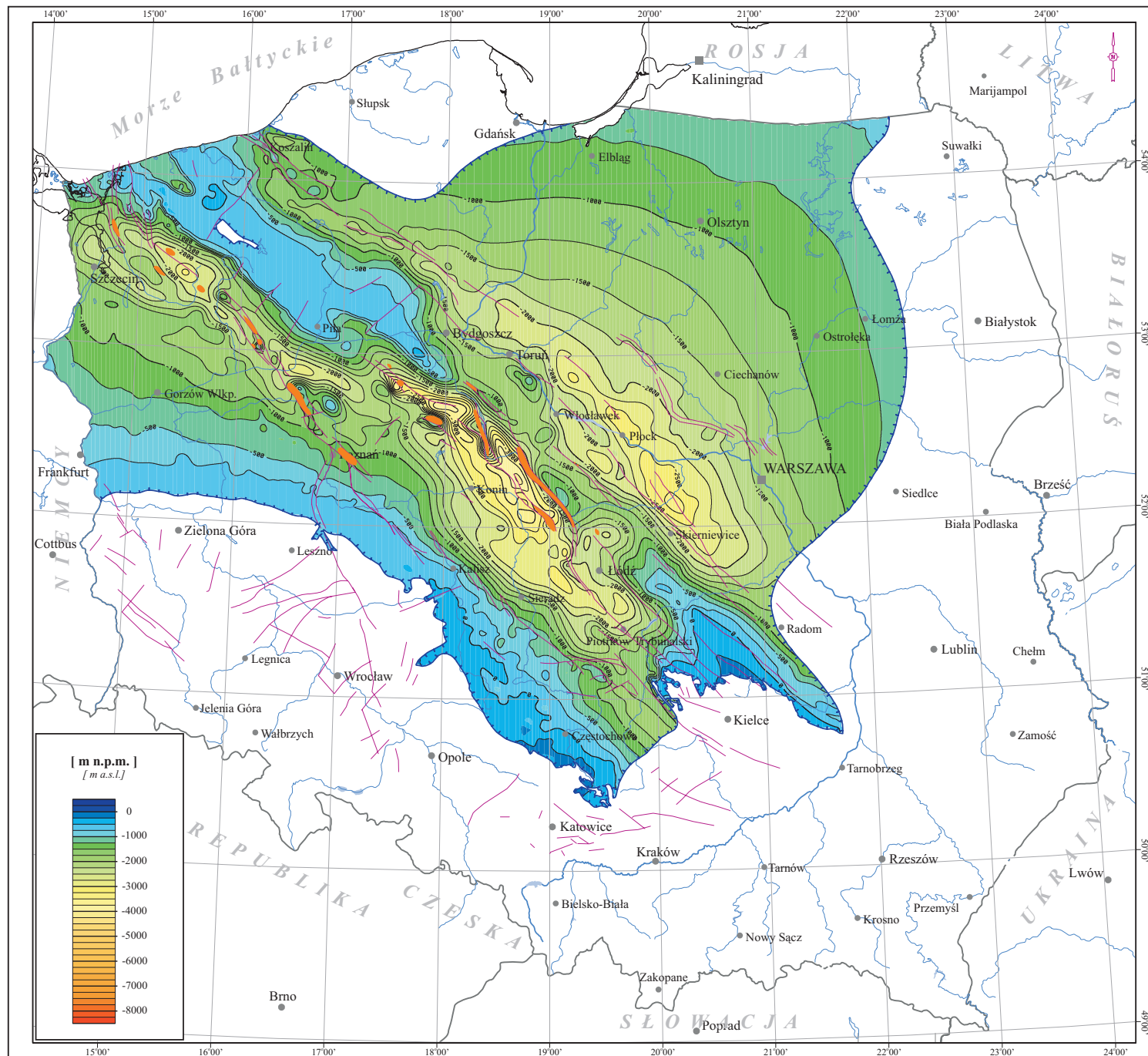


Zał. 17.2 Mapa strukturalna stropu utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Położenie stropu utworów dolnojurajskich jest zmienne w przedziale od ponad +350 (w rejonach wschodni na powierzchni) do ponad -350 m npm w osiowej części nieck Łódzkiej i szczecińskiej. Głębokość zalegania stropu tych utworów na znacznej powierzchni ich rozprzestrzenienia wynosi -1 000 m npm, osiągając największe wartości w niecce łódzkiej (od 1 500 do -3 900 m npm), szczecińskiej (od -1 500 do -2 800 m npm), warszawskiej (od -1500 do -2900 m npm) i pomorskiej (w południowo-wschodniej jej części, od -1500 do -1900 m npm). Strop utworów dolnej jury wznosi się ku peryferyjnym częściom struktur nieckowych oraz w strukturach antyklinalnych (wał pomorski, obszar przedsudecki, monoklina śląsko-krakowska, wyniesienie mazursko-suwałskie i obniżenie masywu świętokrzyskiego (głębokość od poniżej -1000 m do nawet +350 m npm).

Encl. 17.2 Structural map of the top surface of Lower Jurassic formation in the Polish Lowlands

The altitudes of the top surface of Lower Jurassic formation vary from +350 m asl in the outcrops to below -350 m asl in the axial parts of the Łódź and the Szczecin troughs. In the vast areas covered by Middle Jurassic aquifer altitudes are -1,000 m a.s.l. and the deepest occurrences were reported from the troughs: Łódź (from -1,500 to -3,900 m asl), Szczecin (from -1,500 to -2,800 m asl), Warsaw (from -1,500 to -2,900 m asl) and southeastern part of the Pomerania Trough (-1,500 to -1,900 m asl). The top surface altitudes rise towards the peripheral parts of the troughs and in the anticlinal structures (the Pomerania Block, the Fore-sudetic area, the Silesia-Kraków Monocline, the Mazury-Suwałki Uplift) as well as in the Holy-Cross Massif (from -1,000 to even +350 m asl).



Zal. 17.2

MAPA STRUKTURALNA STROPU
UTWORÓW JURY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 17.2

STRUCTURAL MAP
OF THE TOP SURFACE
OF LOWER JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m.]
[m a.s.l.]

Legenda:

Legend:

-  - *Izohipsy stropu utworów jury dolnej [m n.p.m.]*
- *Isohypses of the top surface of Lower Jurassic formation [m a.s.l.]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- *Extent of Lower Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapires*

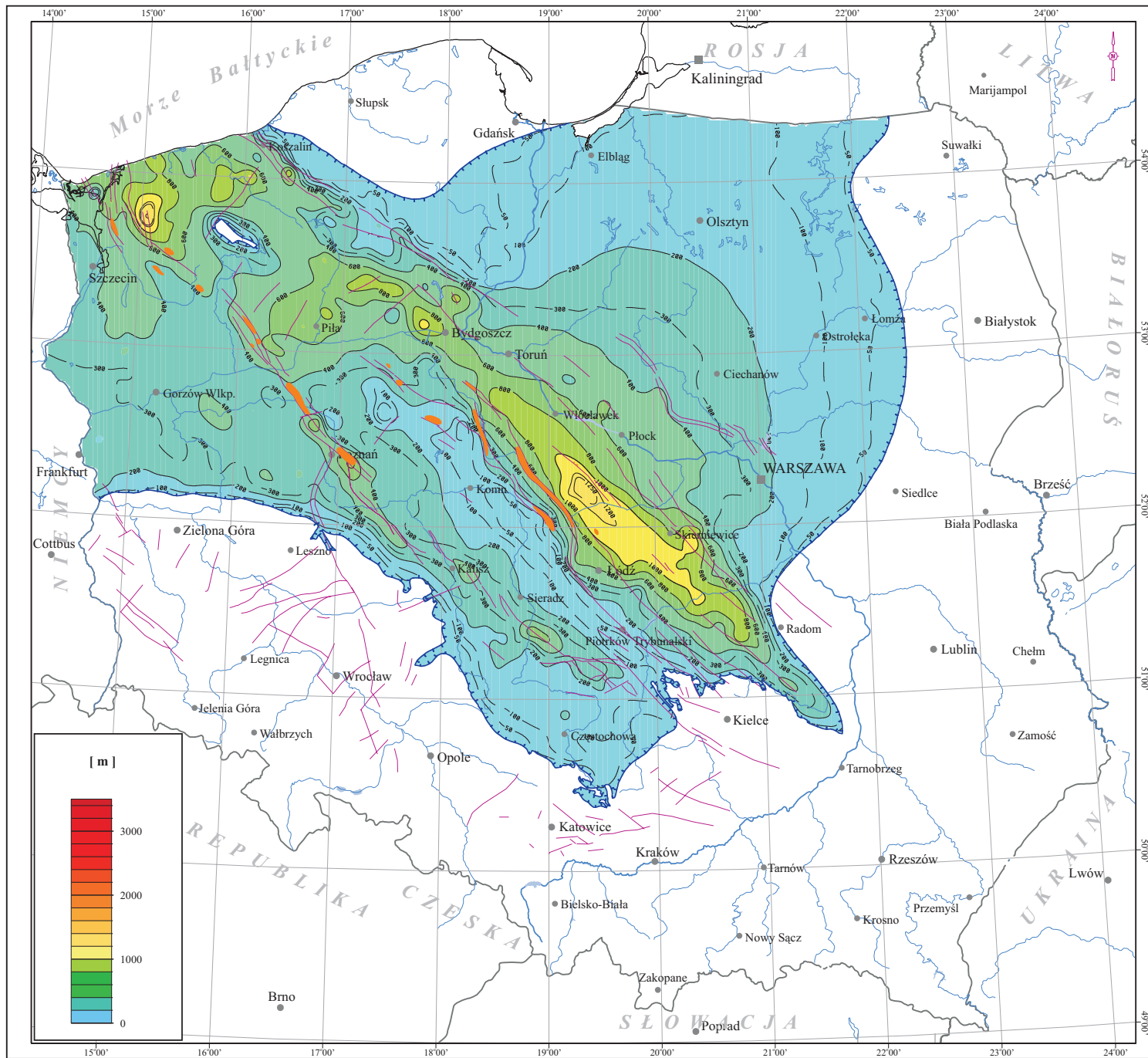
0 50 100 km

Zał. 17.3 Mapa miąższości całkowitej utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Całkowita miąższość utworów dolnojurajskich zmienia się w granicach od kilku do ponad 100 m w strefach peryferyjnych zbiornika oraz w centralnych częściach niecki łódzkiej oraz od 400 do ponad 1 200 m na wale kujawskim. W granicach wału pomorskiego stwierdzono miąższości tych utworów rzędu 400 - 800 m, niecki szczecińskiej 200 - 800 m, niecki warszawskiej 300 - 800 m, niecki pomorskiej 0 - 200 m. W pozostałych subzbiornikach (jednostkach strukturalnych) całkowita miąższość utworów dolnej jury nie przekracza na ogół 300 m.

Encl. 17.3 Map of total thickness of Lower Jurassic formation in the Polish Lowlands

Total thickness of Lower Jurassic formation varies from several to over 100 m in the marginal parts of the aquifer and in the central parts of the Łódź Trough, and to 400 - 1,200 m in the Kujawy Block. In the Pomerania Block thicknesses from 400 to 800 m were observed. In the Warsaw and the Pomerania troughs the thicknesses 300 - 800 and 0 - 200 m were observed, respectively. In the remaining structural units total thickness Lower Jurassic formation does not exceed 300 m.



Zal. 17.3

MAPA MIĄŻSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW JURY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 17.3

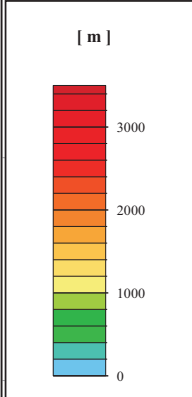
MAP OF TOTAL THICKNESS OF
LOWER JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - *Izopachyty utworów jury dolnej [m]*
- *Isopachytes of Lower Jurassic formation [m]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- *Extent of Lower Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapires*



Zał. 17.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych jury dolnej na Niżu Polskim

Z mapy miąższości warstw wodonośnych wynika, że jest ona silnie zmienna od 0 do ponad 800 m. Najmniejsze miąższości (poniżej 100 m) występują w brzeżnych strefach zbiornika dolnojurajskiego oraz w osiowej części niecki łódzkiej, w niecce miechowskiej i w granicach monokliny śląsko-krakowskiej. Miąższości największe są stwierdzone w granicach wału kujawskiego i wału pomorskiego; dominującymi są miąższości 400 - 800 m. Lokalnie w tych strukturach miąższość warstw wodonośnych dochodzi do prawie 900 m.

Encl. 17.4 Map of cumulative thickness of Lower Jurassic groundwater horizons in the Polish Lowlands

Cummulative thickness of groundwater horizons is highly variable: from 0 to over 800 m. Lowest values (below 100 m) were found in the marginal parts of Lower Jurassic aquifer, in axial parts of the Łódź Trough, in the Miechów Trough and in the Silesian-Kraków Monocline. Highest thicknesses were observed in the Kujawy and Pomerania Blocks (400 - 800 m, locally almost 900 m).

Zał. 17.4

MAPA SUMARYCZNEJ MIĄSZOŚCI
WARSTW WODONOŚNYCH
JURY DOLNEJ NA NIŻY POLSKIM

Encl. 17.4

MAP OF CUMULATIVE THICKNESS
OF LOWER JURASSIC
GROUNDWATER HORIZONS
IN THE POLISH LOWLANDS

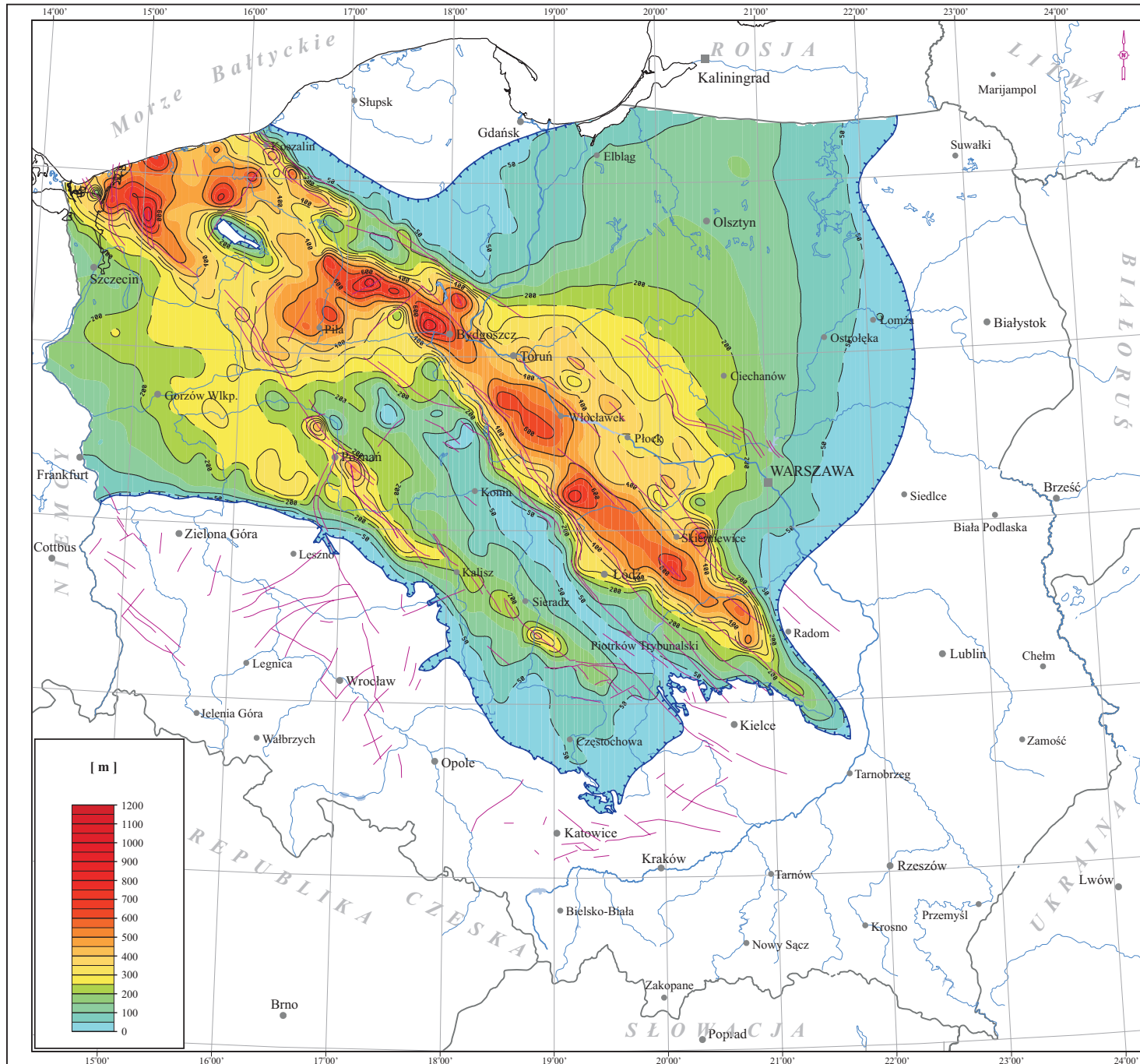
[m]

Legenda:

Legend:

- *Izopachyty warstw wodonośnych jury dolnej [m]*
- Isopachytes of cumulative thickness of Lower Jurassic groundwater horizons [m]
- *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- Extent of Lower Jurassic formation
- *Uskoki*
- Faults
- Warszawa - *Ważniejsze miasta*
- Main cities

0 50 100 km

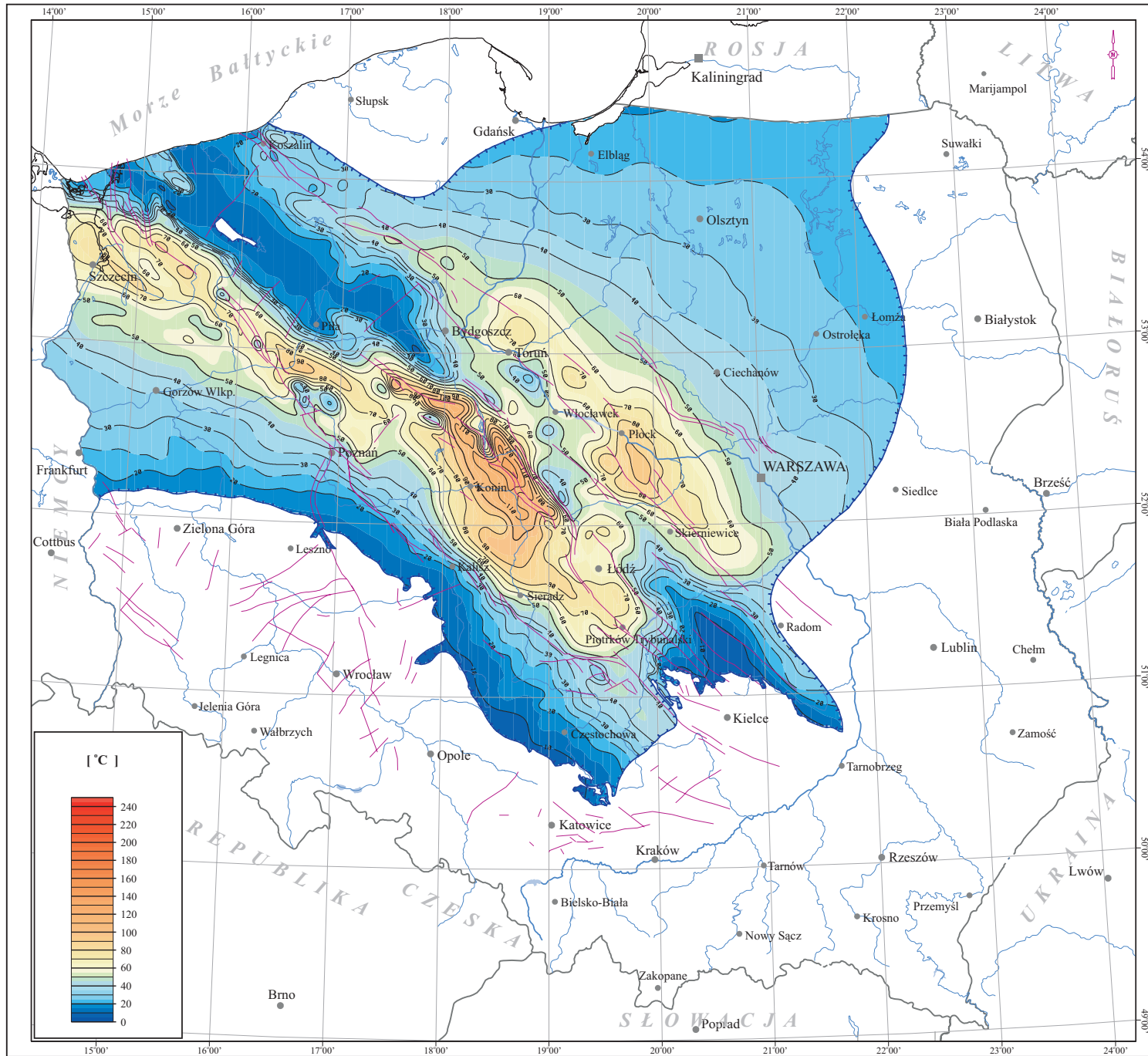


Zał. 17.5 Mapa temperatur w stropie utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Zmienność w polu temperatur zbiornika dolnojurajskiego jest znaczna osiągając w skrajnych przedziałach wartości temperatur wód gruntowych (strefy wychodni skał wodonośnych, obszary bezpośredniego zasilenia); z drugiej strony na największych głębokościach dochodząc do ponad 120°C w osiowej części niecki łódzkiej (obszar na północ i północny-wschód od Konina). Obszar występowania temperatur ponad 50°C obejmuje takie jednostki strukturalne jak niecki warszawska, łódzka i szczecińska. W pozostałych jednostkach występują wody o temperaturze poniżej tej wartości.

Encl. 17.5 Map of temperatures at the top surface of Lower Jurassic formation in the Polish Lowlands

The temperature field changes significantly, from those typical of subsurface waters (outcrops, zones of direct recharge) to 120°C in the deep, axial part of the Łódź Trough (area north and northeast from Konin town). Temperatures over 50°C occur in the Warsaw, Łódź and Szczecin troughs. In the remaining parts of the aquifer temperatures do not exceed 50°C.



Zal. 17.5

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW JURY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM





Encl. 17.5

MAP OF TEMPERATURES
AT THE TOP SURFACE
OF LOWER JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermie stropu utworów jury dolnej [°C]*
- Isotherms at the top surface of Lower Jurassic formation [°C]
-  - *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- Extent of Lower Jurassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

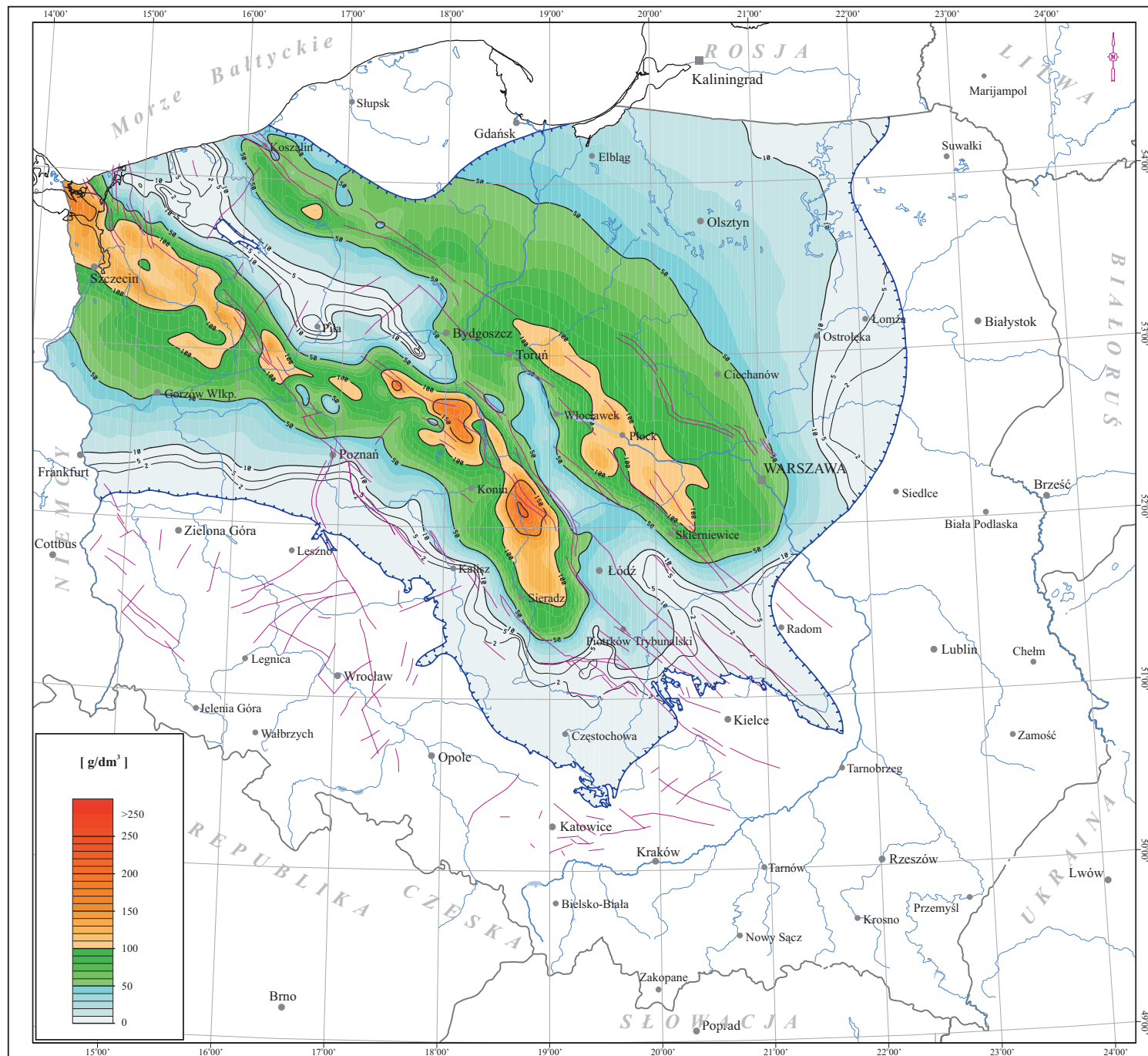
0 50 100 km

Zał. 17.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Mineralizacja wód związanych z utworami dolnojurajskimi zmienia się w ścisłej zależności od głębokości ich występowania. W strefach zasilania (wychodne warstw w peryferyjnych częściach jednostek strukturalnych) mineralizacja nie przekracza wartości 2 g/dm^3 . Największe mineralizacje są stwierdzone w osiowych częściach niecek łódzkiej (do ponad 200 g/dm^3), szczecińskiej (do ponad 100 g/dm^3) i warszawskiej (ponad 100 g/dm^3). W całym zbiorniku dominującymi są występowania wód o mineralizacji w granicach $10 - 100 \text{ g/dm}^3$.

Encl. 17.6 Map of the TDS at the top surface of Lower Jurassic formation in the Polish Lowlands

The TDS of Lower Jurassic groundwaters is closely related to the depth of occurrence. In the recharge zones (outcrops in the peripheral parts of structural units) the TDS is lower than 2 g/dm^3 . Highest TDS values were found in the axial parts of troughs: Łódź (to over 200 g/dm^3), Szczecin (to over 100 g/dm^3) and Warsaw (over 100 g/dm^3). However, in the whole aquifer dominating are values from 10 to 100 g/dm^3 .



Zal. 17.6

MAPA MINERALIZACJI WÓD W
STROPIE UTWORÓW JURY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 17.6

MAP OF THE TDS
AT THE TOP SURFACE
OF LOWER JURASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolinie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isolines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- *Extent of Lower Jurassic formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Załącznik 17.7 Mapa wód geotermalnych zbiornika jury dolnej kwalifikujących się do wykorzystania w balneologii i rekreacji

Wody geotermalne zbiornika dolnojurskiego na znacznym obszarze jego rozprzestrzenienia mogą być wykorzystywane także do celów balneologicznych, głównie z uwagi na koncentracje jonów bromkowych i jodkowych oraz celów rekreacyjnych.

Termalne wody chlorkowe udokumentowano w utworach jury dolnej. Analizowano dane z 142 odwiertów. Mineralizacja wód wynosi od 0.2 do 116 g/dm³, większość wód posiada mineralizację w przedziale od 20 do 70 g/dm³. Temperatura wód na obrzeżeniu obszaru Niżu Polskiego wynosi od 20 do 60°C, a wody centralnej strefy niecki szczecińsko-mogileńsko-łódzkiej charakteryzują się temperaturami powyżej 100°C (Bojarski, 1996). Typ hydrogeochemiczny wód tego zbiornika jest SO₄-Na, Cl-Ca lub Cl-Na. Wody SO₄-Na występują w rejonie Kętrzyn - Krzemionka oraz w miejscowości Wilcze na N od Bydgoszczy (Bojarski, 1996).

Do celów rekreacyjnych wytypowano wody z wału i niecki pomorskiej, oraz niecki łódzkiej. Udokumentowano je w rejonie: Rokita - Samlino - Kołobrzeg - Darłowo - Polanów - Brda - Kościerzyna - Brzezie - Wilcze - Grudziądz - Bydgoszcz - Piła - Człopa, oraz odwiertu Nidzica. Na obszarze monokliny przedsudeckiej rejon: Gorzów Wielkopolski - Łagów Lubuski - Międzyrzecz - Międzychód - Paproć - Grodzisk - Września - Środa - Kaleje oraz rejon Zakrzyn - Kalisz. Na obszarze syneklizy perybaltyckiej w rejonie Bartoszyce - Kętrzyn - Gołdap. Na obszarze wyniesienia mazursko-suwalskiego, niecki warszawskiej i łódzkiej, wału pomorskiego i kujawskiego, oraz obszaru świętokrzyskiego. Występowanie wód termalnych na tym obszarze udokumentowano wierceńiami w rejonie Janowiec - Konary - Ciechocinek - Brześć Kujawski - Kłokoczyn - Wojszyce - Łowicz - Jeżów - Żytowice - Niechmirów - Dymek. Jak również w rejonie Ciechanów - Płońsk - Łochów - Okuniew - Warszawa - Mszczonów - Czachówek - Wilga - Warka - Studzianna - Ostalów - Bełchatów - Gomunice - Granice - Pągów - Secemin.

Do celów balneologicznych wytypowano chlorkowe wody termalne z niecki szczecińskiej, niecki pomorskiej i monokliny przedsudeckiej w rejonie Świnoujście - Dargobądz, Oświno - Chociwel - Marianowo - Chabowo - Pyrzyce, Strzelce Krajeńskie - Pławno - Człopa - Mężyk, Wierzchowo - Biały Bór, oraz w rejonie Tucholi. Na obszarze niecki mogileńskiej w rejonie Damasławek - Niestronno - Mogilno - Cykowo - Trzemżał - Turek - Trzeńszew - Czernikowo - Gronowo. Na obszarze niecki warszawskiej w rejonie Raducz - Mszczonów - Sochaczew - Gostynin - Bielsk - Płońsk.

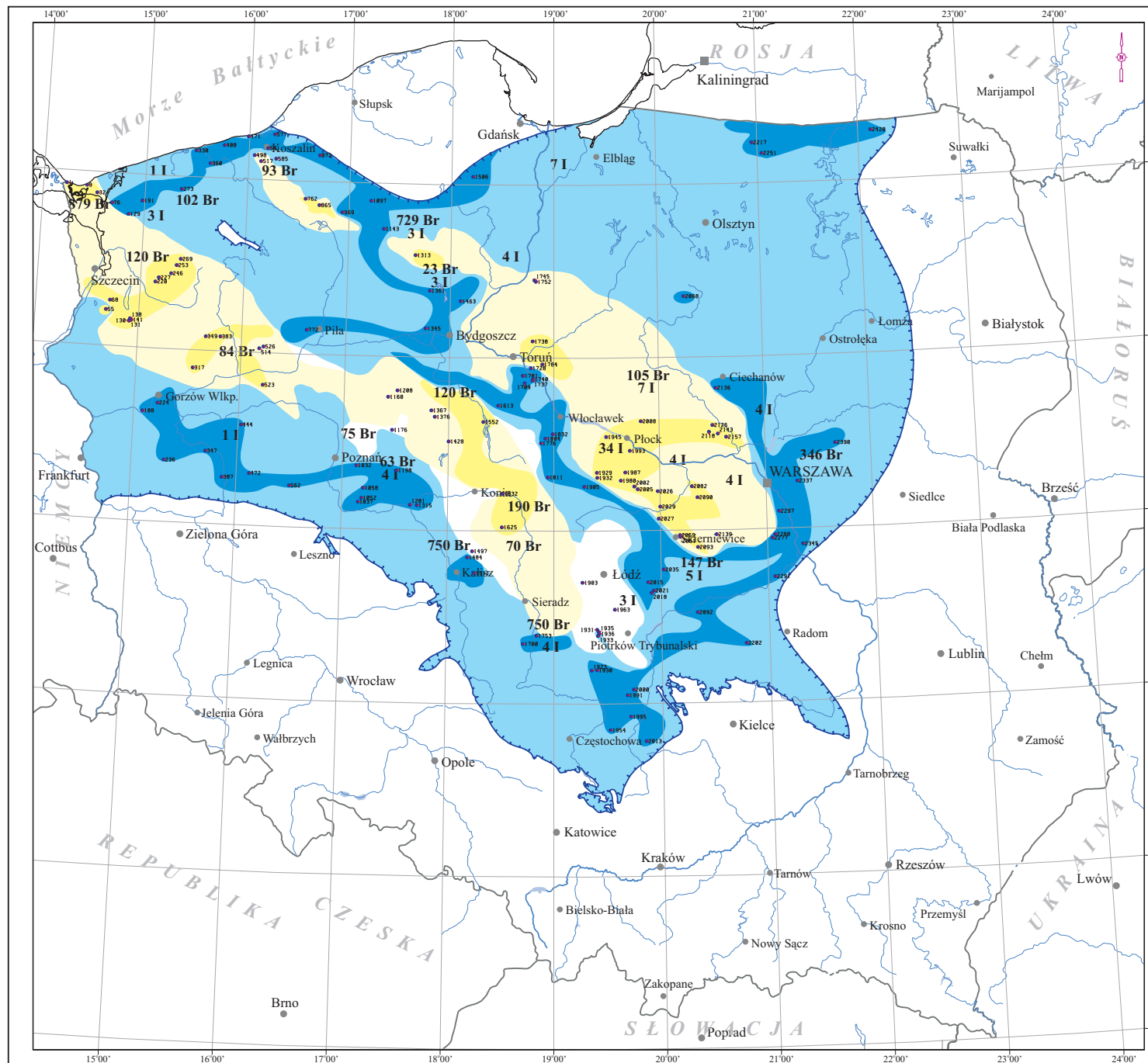
Encl. 17.7 Map of thermal waters of the Lower Jurassic formation qualified for balneotherapy and recreation

Geothermal waters reservoir in Lower Jurassic strata can be utilized for therapeutic and recreational purposes over the most part of aquifer area due to bromides and iodides concentrations.

Geothermal waters reservoir in the Lower Jurassic aquifer were analyzed in 142 wells. The TDS varies from 0.2 to 116 g/dm³ but most analysed samples fall into the range of 20 to 70 g/dm³. Temperatures in the marginal parts of the Polish Lowlands vary from 20 to 60°C, whereas in the central part of the Szczecin - Mogilno - Łódź Trough temperatures over 100°C were detected (Bojarski, 1996). Analyzed waters belong to SO₄-Na, Cl-Ca or Cl-Na types. The SO₄-Na waters occur in the Kętrzyn - Krzemianka area and in Wilcze village (north of Bydgoszcz) (Bojarski, 1996).

Thermal waters suitable for recreational purposes occur in the Pomerania Trough and Block, and in the Łódź Trough (Rokita - Samlino - Kołobrzeg - Darłowo - Polanów - Brda - Kościerzyna - Brzezie - Wilcze - Grudziądz - Bydgoszcz - Piła - Człopa area and vicinity of the Nidzica well), in the Fore-sudetic monocline (Gorzów Wielkopolski - Łagów Lubuski - Międzyrzecz - Międzychód-Paproc-Grodzisk-Wrzesnia-Sroda-Kaleje and Zakrzyn - Kalisz area) in the Peri-baltic Syncline (Bartoszyce - Kętrzyn - Gołdap area) as well as in the Mazury-Suwałki Uplift, the Warsaw and the Łódź troughs, the Pomerania and the Kujawy blocks and in the Holy-Cross Mts (Janowiec - Konary - Ciechocinek - Brześć Kujawski - Kłokoczyn - Wojszyce - Łowicz - Jeżów - Żytowice - Niechmirów - Dymek, Ciechanów - Płońsk - Łochów - Okuniew - Warszawa - Mszczonów - Czachówek - Wilga - Warka - Studzianna - Ostalów - Bełchatów - Gomunice - Granice - Pągów - Secemin areas).

Thermal waters suitable for therapeutic purposes occur in the Szczecin and the Pomerania troughs, and in the Fore-sudetic Monocline (Świnoujście - Dargobądz, Oświno - Chociwel - Marianowo - Chabowo - Pyrzyce, Strzelce Krajeńskie - Pławno - Człopa - Mężyk, Wierzchowo - Biały Bór and Tuchola areas. In the Mogilno Trough such waters occur in the Damasławek - Niestronno - Mogilno - Cykowo - Trzemżał - Turek - Trzeńszew - Czernikowo - Gronowo area and in the Warsaw Trough - in the Raducz - Mszczonów - Sochaczew - Gostynin - Bielsk - Płońsk area.



Zal. 17.7

**MAPA WÓD TERMALNYCH
ZBIORNIKA JURY DOLNEJ
KWALIFIKUJĄCYCH SIĘ DO
WYKORZYSTANIA W BALNEOTERAPII
I REKREACJI**

Encl. 17.7

**MAP OF THERMAL WATERS OF THE
LOWER JURASSIC FORMATION
QUALIFIED FOR BALNEOTHERAPY
AND RECREATION**

Legenda:

Legend:

- Otwory wykorzystane do konstrukcji mapy
- Boreholes used for map construction
- Linie zasięgu utworów jury dolnej
- Extent of Lower Jurassic formation
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

Balneoterapia
Balneotherapy

- Obszar perspektywiczny (mineralizacja > 70 g/dm³)
- Prospective area (TDS > 70 g/dm³)
- Obszar udokumentowany wierceńiami
- Area documented with drillings

Rekreacja
Recreation

- Obszar perspektywiczny (mineralizacja < 70 g/dm³ i temperatura < 60°C)
- Prospective area (TDS < 70 g/dm³ and temperature < 60°C)
- Obszar udokumentowany wierceńiami
- Area documented with drillings

- Maksymalne zawartości mg/dm³ (wg Bojarskiego, 1996)
- Maximum contents, mg/dm³ (after Bojarski, 1996)

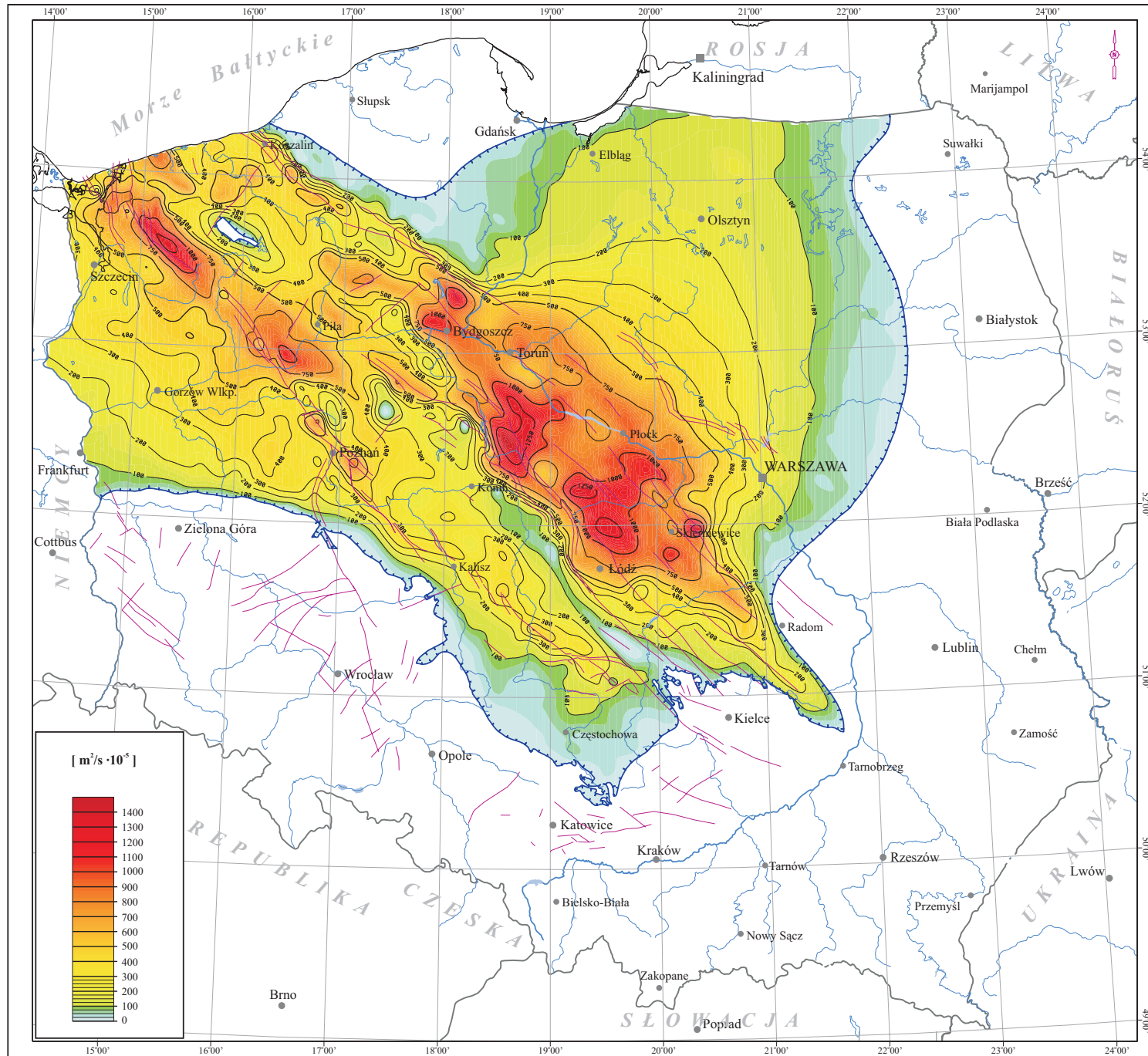


Zał. 17.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Przewodność warstw wodonośnych w dolnojurajskim zbiorniku wód geotermalnych na większości jego obszaru przekracza wartość $200 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Najwyższymi przewodnościami cechują się skały budujące poziomy wodonośne wału kujawskiego (do $1650 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) oraz w zachodniej i centralnej części niecki warszawskiej, niecki pomorskiej i szczecińskiej (do $1300 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$). Przewodność warstw wodonośnych obniża się ku peryferiom zbiornika dolnojurajskiego, wraz ze zmniejszeniem się ich miąższości.

Encl. 17.8 Map of hydraulic transmissivity in the Lower Jurassic aquifer of the Polish Lowlands

The hydraulic transmissivity of Lower Jurassic geothermal reservoir rocks exceeds $200 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ in the most part of the aquifer. Highest values were found in the Kujawy Block (up to $1,650 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) and in western and central parts of the Warsaw, Pomerania and Szczecin troughs (up to $1,300 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$). Generally, these values decrease towards the margin of the aquifer and with the decreasing thickness.



Zal. 17.8

MAPA PRZEWODNOŚCI
HYDRAULICZNEJ UTWORÓW
JURY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM





Encl. 17.8

MAP OF HYDRAULIC
TRANSMISSIVITY IN THE LOWER
JURASSIC AQUIFER
OF THE POLISH LOWLANDS

[$m^2/s \cdot 10^{-5}$]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie przewodności hydraulicznej [$m^2/s \cdot 10^{-5}$]*
- *Isolines of hydraulic transmissivity [$m^2/s \cdot 10^{-5}$]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- *Extent of Lower Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

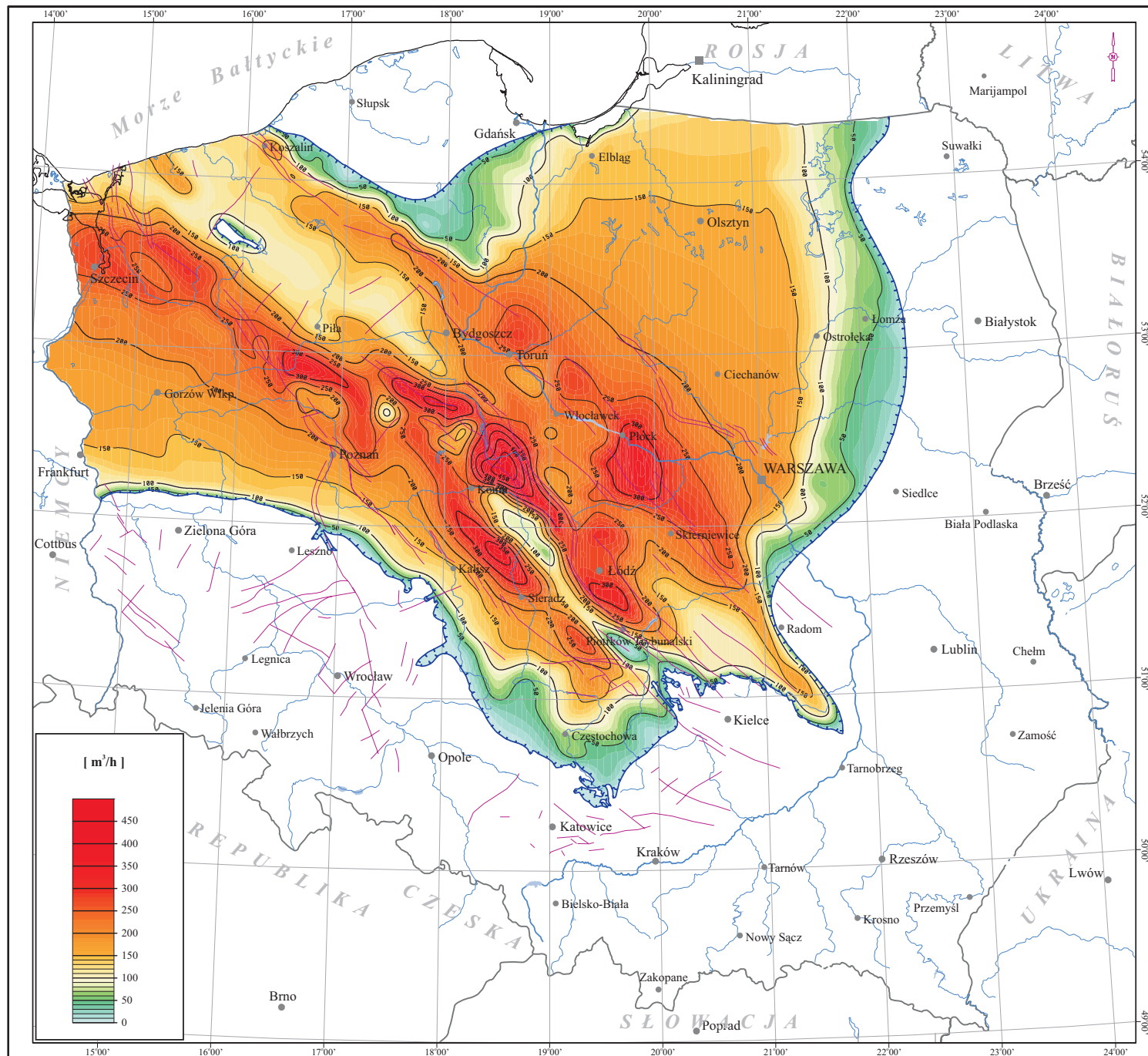
0 50 100 km

Zał. 17.9 Mapa potencjalnej wydajności studni (dubletów) w jurze dolnej na Niżu Polskim

Potencjalna wydajność studni ujmujących wody dolnojurańskie jest silnie skorelowana z przewodnością warstw wodonośnych i ich miąższością. Na dominującym obszarze występowania skał zbiornikowych można oczekiwać wydajności studni przekraczających $100 \text{ m}^3/\text{h}$. Największych wydajności (w granicach $300 - 450 \text{ m}^3/\text{h}$) można oczekiwać w północno-wschodniej części niecki łódzkiej. W niecce szczecińskiej, warszawskiej i łódzkiej oraz na wale kujawskim potencjalne wydajności studni kształtują się w przedziale $250 - 350 \text{ m}^3/\text{h}$. Najniższych wydajności (poniżej $100 \text{ m}^3/\text{h}$) można oczekiwać w studniach lokalizowanych w peryferyjnych strefach zbiornika dolnojurańskiego.

Encl. 17.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Lower Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands

Potential discharge of wells intaking the Lower Jurassic reservoirs is strongly correlated with their transmissivity and thickness. In most part of Lower Jurassic aquifer discharges over $100 \text{ m}^3/\text{h}$ can be expected. Highest discharges (about $300 - 450 \text{ m}^3/\text{h}$) are predicted for northeastern part of the Łódź Trough. In the Szczecin, Warsaw and remaining part of the Łódź troughs as well as in the Kujawy Block discharges about $250 - 350 \text{ m}^3/\text{h}$ can be presumed. Lowest values (below $100 \text{ m}^3/\text{h}$) will occur in the peripheral parts of the Jurassic aquifer.



Zal. 17.9

MAPA POTENCJALNYCH WYDAJNOŚCI
STUDNI (DUBLETÓW)
W JURZE DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM

Encl. 17.9

MAP OF POTENTIAL DISCHARGE
OF WELLS (DOUBLETS)
IN LOWER JURASSIC RESERVOIRS
OF THE POLISH LOWLANDS

[m³/h]

Legenda:

Legend:

- Izolinie wydajności [m³/h]
- Isolines of discharge [m³/h]
- Linie zasięgu utworów jury dolnej
- Extent of Lower Jurassic formation
- Uskok
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km

Zał. 17.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Powierzchnia kalkulacji zasobów statycznych dolnojurańskiego zbiornika wód geotermalnych wynosi 160 398.25 km². Całkowite zasoby statyczne zbiornika wynoszą 2.99 · 10²¹ J, co odpowiada 7.14 · 10¹⁰ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1).

Wielkość zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni zbiornika dolnej jury zmienia się od poniżej 5 GJ/m², do ponad 110 GJ/m². Najmniejsze wartości charakteryzują brzegowe części zbiornika geotermalnego, obejmujące obszary: syneklizy bałtyckiej, niecki szczecińskiej, wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz obszaru przedsudeckiego. Niskimi wartościami charakteryzuje się również strefa wału pomorskiego, gdzie utwory jury dolnej zalegają bezpośrednio pod pokrywą kenozoiczną.

Maksymalne wartości jednostkowych zasobów statycznych występują w północno-wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (powyżej 110 GJ/m²), północnej i wschodniej części niecki szczecińskiej (powyżej 100 GJ/m²) oraz centralnej części niecki warszawskiej (wartości rzędu 70 - 80 GJ/m²). Znaczne zasoby statyczne energii geotermalnej akumulowane są również w rejonie Skierniewic, a także na północ od Bydgoszczy, na północ od Łodzi oraz w rejonie Mogilna. Na całym obszarze centralnej oraz północno-zachodniej Polski wielkość jednostkowych zasobów statycznych przekracza 20 GJ/m².

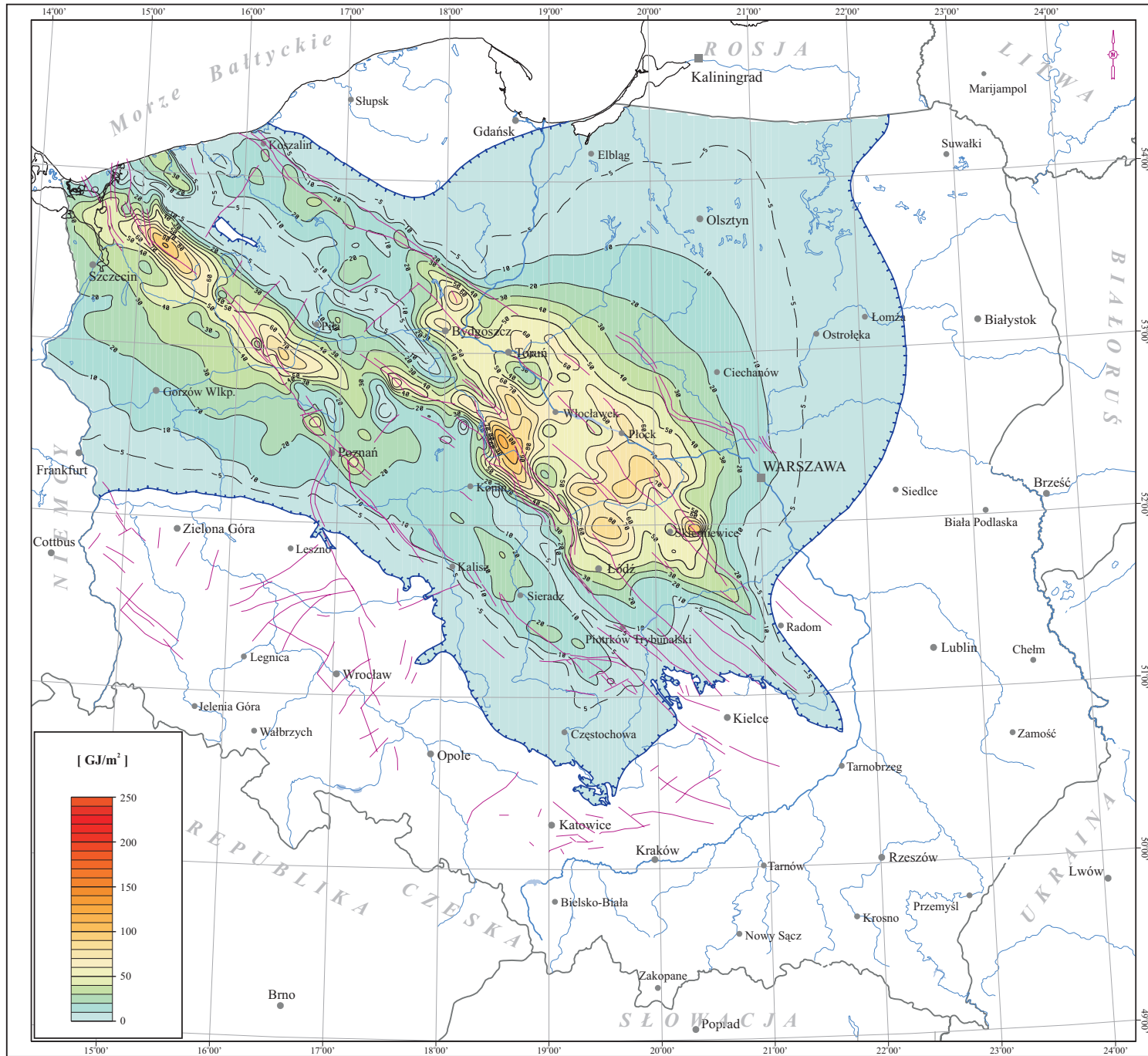
Encl. 17.10 Map of unit static resources of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Lower Jurassic aquifer for which unit static resources were calculated is 160,398.25 km². Total static resources of this aquifer amount 2.99 · 10²¹ J, which is an equivalent of 7.14 · 10¹⁰ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1).

The unit static resources of the Lower Jurassic aquifer vary from below 5 GJ/m² to over 110 GJ/m². The lowest values were found in the marginal parts of the aquifer, i.e. in the Baltic Syncline, in the Szczecin Trough, in the Mazury-Suwałki Uplift and in the Fore-sudetic monocline. Low values occur also in the Pomerania Block, where Lower Jurassic succession is covered directly by the Cenozoic formation.

The highest values of unit static resources were encountered in the northeastern part of the Szczecin-Mogilno-Łódź Trough (over 110 GJ/m²), in the northern and eastern parts of the Szczecin Trough (over 100 GJ/m²) and in the central part of the Warsaw Trough (around 70 - 80 GJ/m²). Large static resources are accumulated also in the area of Skierniewice, and in the areas north of Bydgoszcz, north of Łódź, and in the vicinity of Mogilno.

In the whole area of central and north-western Poland the unit static resources exceed 20 GJ/m².



Zal. 17.10

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH UTWORÓW
JURY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM





Encl. 17.10

MAP OF UNIT STATIC RESOURCES
OF LOWER JURASSIC AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie jednostkowych zasobów statycznych [GJ/m²]*
- *Isolines of unit static resources [GJ/m²]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- *Extent of Lower Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 17.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Całkowite zasoby statyczne wydobywalne dolnojurańskiego zbiornika wód geotermalnych wynoszą $5.64 \cdot 10^{20}$ J, co odpowiada $1.35 \cdot 10^{10}$ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.3.2).

Wielkości zasobów przypadających na 1m^2 powierzchni zbiornika oscylują w granicach od poniżej 1 GJ, do powyżej 30 GJ. Największe wartości jednostkowych zasobów wydobywalnych występują we wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej, na północny-wschód od Konina. Wysokie wartości zasobów wydobywanych charakteryzują obszary niecki warszawskiej oraz północną i wschodnią część niecki szczecińskiej. Maksymalne wielkości zasobów w tych strefach występują odpowiednio: na południe od Płocka (powyżej 20 GJ/m^2) oraz na północny-wschód od Szczecina (lokalnie powyżej 25 GJ/m^2).

Niskie wartości zasobów statycznych-wydobywalnych, poniżej 1 GJ/m^2 charakteryzują obszar wału pomorskiego oraz monokliny przedsudeckiej.

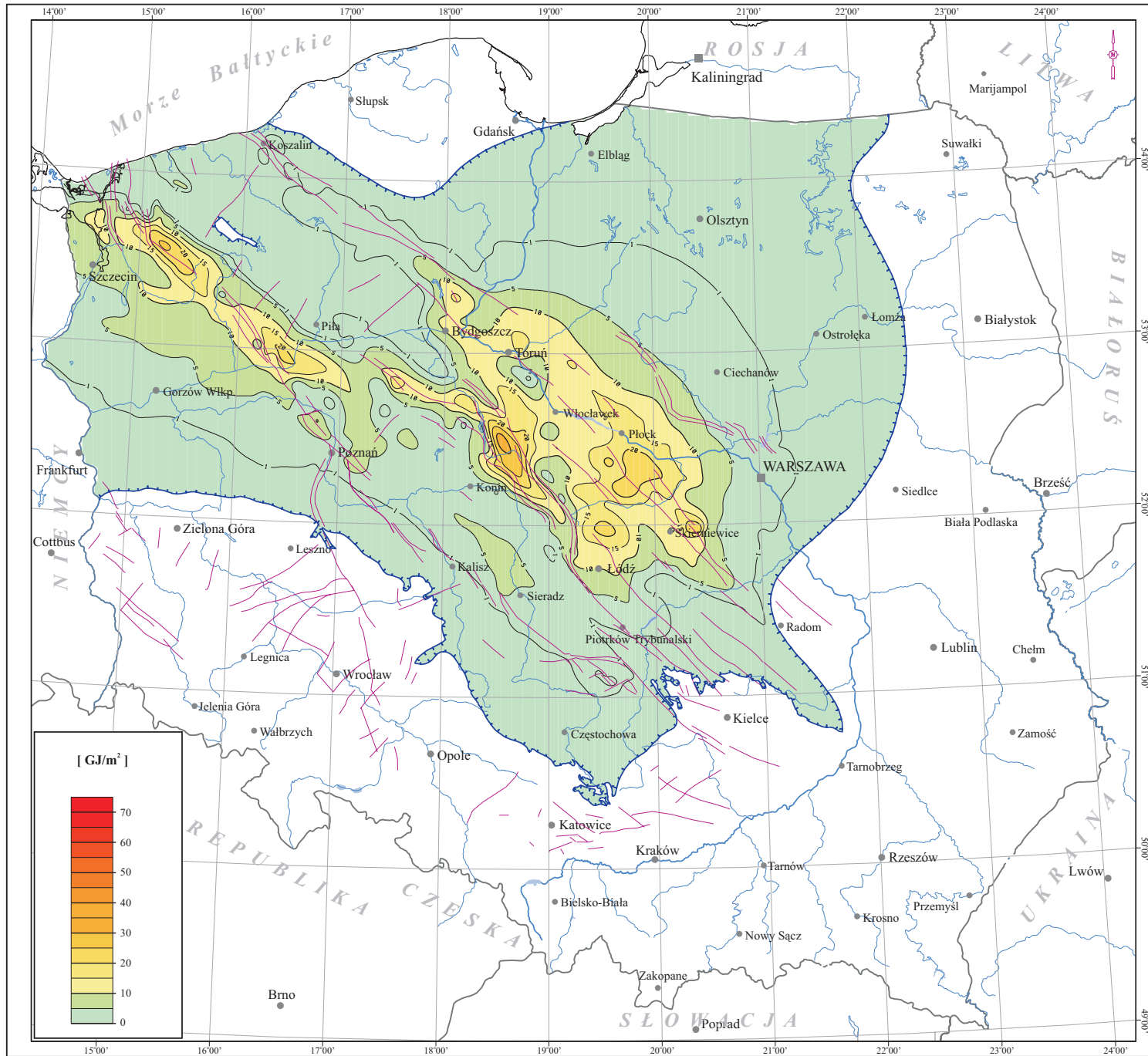
Rozkład jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych wskazuje, że najbardziej zasobne strefy geotermalne, w obrębie zbiornika jury dolnej, występują w centralnej i północno-zachodniej części zbiornika.

Encl. 17.11 Map of unit static-recoverable resources of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The total static-recoverable resources of the Lower Jurassic geothermal aquifer are $5.64 \cdot 10^{20}$ J, i.e. $1.35 \cdot 10^{10}$ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.3.2).

The unit static-recoverable resources change from less than 1 GJ/m^2 to over 30 GJ/m^2 . Highest values were assessed in the eastern part of the Mogilno-Lódź Trough and in northeast of Konin. High values of unit static-recoverable resources were found in the Warsaw Trough and in the northern and eastern parts of the Szczecin Trough whereas maximum values occur in the areas south of Płock (over 20 GJ/m^2) and southeast of Szczecin (locally over 25 GJ/m^2). Low values of unit static-recoverable resources (below 1 GJ/m^2) are typical of the Pomerania Block and the Fore-sudetic Monocline.

Distribution of unit static-recoverable resources demonstrates the most perspective geothermal areas of Lower Jurassic aquifer are located in the central and northwestern parts of the aquifer.



Zal. 17.11

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
 STATYCZNYCH-WYDOBYWALNYCH
 UTWORÓW JURY DOLNEJ
 NA NIŻU POLSKIM





Encl. 17.11

MAP OF UNIT STATIC-RECOVERABLE
 RESOURCES OF LOWER JURASSIC
 AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie zasobów statycznych-wydobywalnych [GJ/m²]
- Isolines of static-recoverable resources [GJ/m²]
-  - Linie zasięgu utworów jury dolnej
- Extent of Lower Jurassic formation
-  - Uskoki
- Faults
-  - Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km

Zał. 17.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia LF=1.0 utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Współczynnik obciążenia LF=1 oznacza maksymalny stopień wykorzystania zasobów geotermalnych zbiornika w ciągu roku (12 miesięcy funkcjonowania instalacji w roku).

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych dolnojurajskiego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy LF=1, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 81 389.82 km², co stanowi 50.74% powierzchni całego zbiornika dolnej jury na Niżu Polskim.

Perspektywiczne obszary zbiornika, gdzie wykorzystanie zasobów geotermalnych do celów ciepłowniczych może przynieść dodatni efekt ekonomiczny, obejmuje obszary niecki szczecińskiej, niecki warszawskiej, niecki mogileńsko-lódzkiej oraz wał kujawki. Największe wartości współczynnika mocy powyżej 6 - 7 występują w centralnej części niecki mogileńsko-lódzkiej (pomiędzy Koninem a Sieradzem), centralnej części niecki warszawskiej (pomiędzy Płockiem a Skierniewicami) oraz w rejonie Szczecina i Czarnkowa (pomiędzy Piłą i Poznaniem).

Obniżone wartości współczynnika mocy, pomiędzy 2 a 3, występują na południe od Włocławka oraz na południowy wschód od Konina, w kierunku Piotrkowa Trybunalskiego. Niskie wartości współczynnika mocy (poniżej 0.5) charakteryzują obszar wału pomorskiego, monokliny przedsudeckiej oraz syneklizy perybaltyckiej, wyniesienia mazursko-suwalskiego i południową część wału kujawskiego.

Encl. 17.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

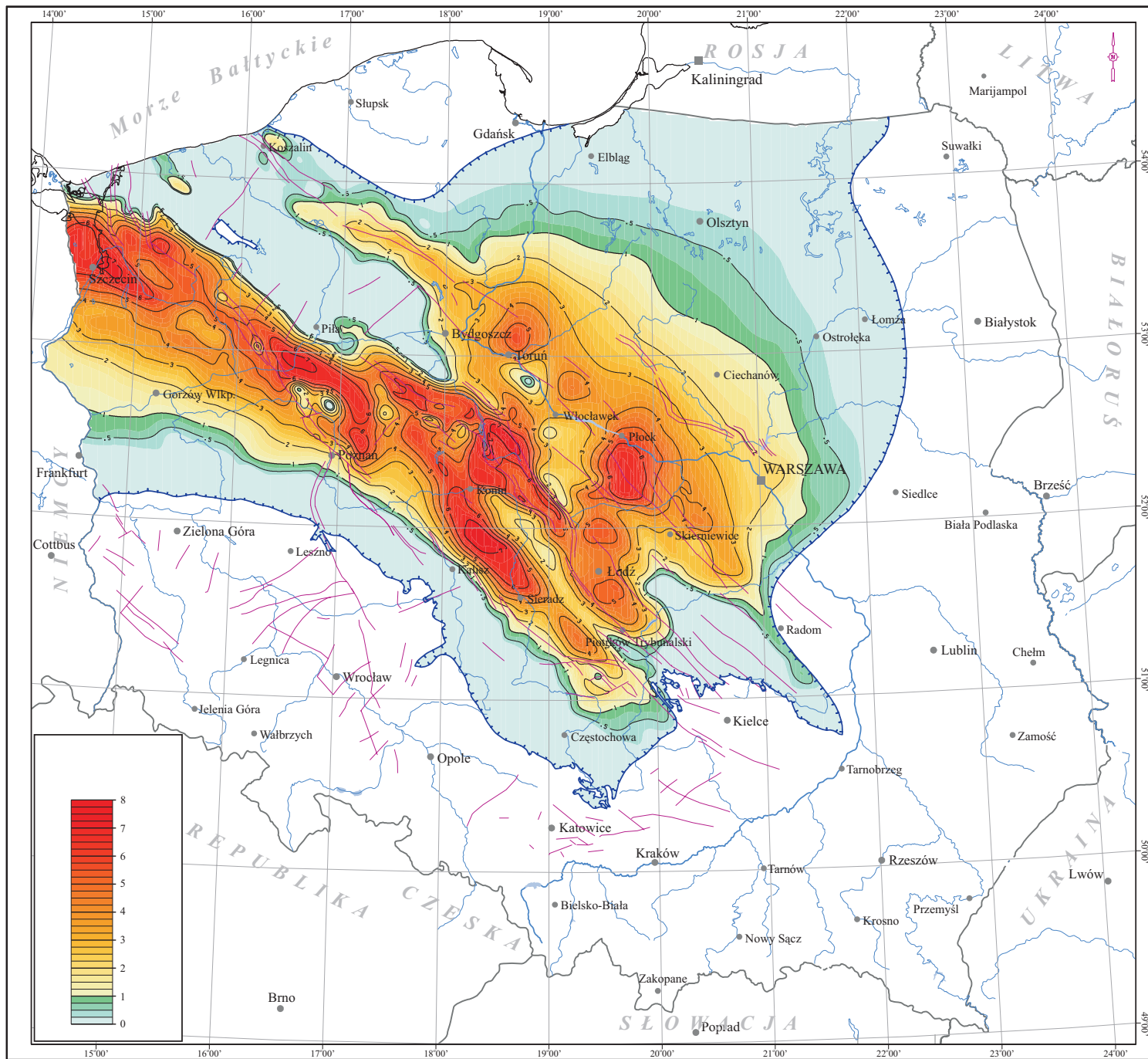
The load factor value LF=1 indicates the maximum degree of geothermal resources utilization during the year (12 months of operation time).

The area of Lower Jurassic aquifer in which power factor values $F > 1$ at load factor value LF=1 is 81,389.82 km², which is 50.74% of total area of the Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

The areas of Lower Jurassic aquifer where utilization of geothermal resources can be economically efficient include the Szczecin, Warsaw and Mogilno-Lódź troughs, and the Kujawy Block.

The highest values of power factor ($F > 6 - 7$) occur in the central part of the Mogilno-Lódź Trough (between Konin and Sieradz), in the central part of the Warsaw Trough (between Płock and Skierniewice) and in the vicinity of Szczecin and Czarnków (between Piła and Poznań). The power factor values $F = 2 - 3$ were found south of Włocławek and southeast of Konin, towards Piotrków Trybunalski.

The low values of power factor ($F < 0.5$) are typical of the Pomerania Block, the Fore-sudetic monocline, the Peri-baltic Syncline, the Mazury-Suwałki Uplift and the southern part of the Kujawy Block.







Zal. 17.12

MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY PRZY WSPÓLCZYNNIKU OBCIĄŻENIA LF=1.0 UTWORÓW JURY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM

Encl. 17.12

MAP OF POWER FACTOR AT LOAD FACTOR LF=1.0 OF LOWER JURASSIC AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:
Legend:

-  - *Izolinie współczynnika mocy*
- Isolines of power factor
-  - *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- Extent of Lower Jurassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities



Zał. 17.12.1 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia LF=0.7 utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Współczynnik obciążenia LF=0.7 oznacza średni stopień wykorzystanie zasobów geotermalnych zbiornika w ciągu roku (niespełna 8.5 miesiąca funkcjonowania instalacji w roku).

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych dolnojurajskiego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy LF=0.7, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 71 548.00 km², co stanowi 44.61% powierzchni całego zbiornika dolnej jury na Niżu Polskim.

Perspektywiczne obszary zbiornika, gdzie wykorzystanie zasobów geotermalnych do celów ciepłowniczych może przynieść dodatni efekt ekonomiczny, obejmuje obszary niecki szczecińskiej, niecki warszawskiej, niecki mogileńsko-łódzkiej oraz wał kujawski. Największe wartości współczynnika mocy powyżej 4.5 - 5.0 występują w centralnej części niecki mogileńsko-łódzkiej (pomiędzy Koninem a Sieradzem), centralnej części niecki warszawskiej (pomiędzy Płockiem a Skierniewicami) oraz w rejonie Szczecina i Czarnkowa (pomiędzy Piłą i Poznaniem).

Obniżone wartości współczynnika mocy, pomiędzy 1 a 2, występują na południe od Włocławka oraz na południowy wschód od Konina, w kierunku Piotrkowa Trybunalskiego. Niskie wartości współczynnika mocy (poniżej 0.5) charakteryzują obszar wału pomorskiego, monokliny przedsudeckiej oraz syneklizy perybaltyckiej, wyniesienia mazursko-suwalskiego i południową część wału kujawskiego.

Encl. 17.12.1 Map of power factor at load factor LF=0.7 of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The value of load factor LF=0.7 indicates the moderate degree of utilization of geothermal resources during the year (about 8.5 months of operation per year).

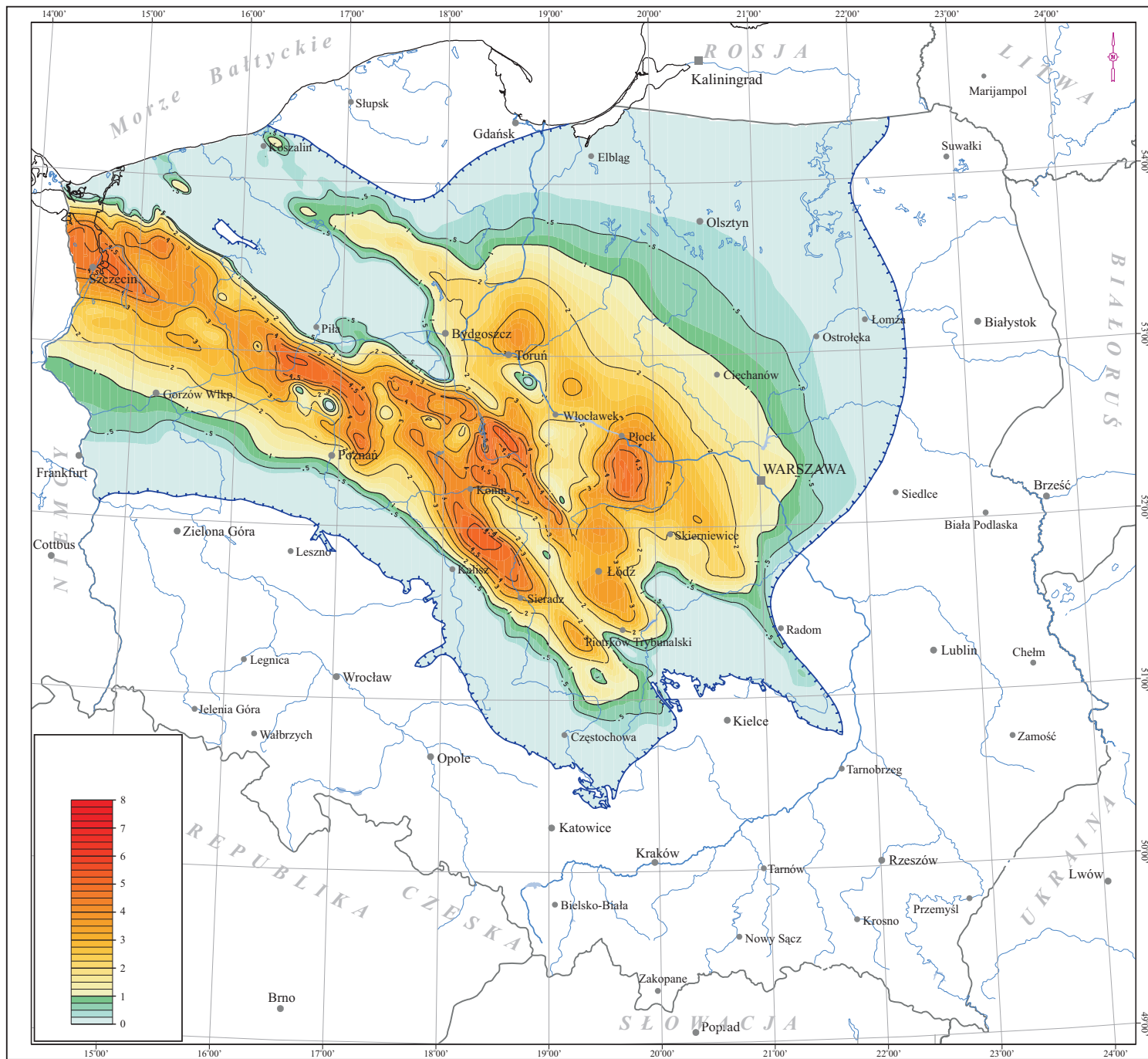
The area occupied by geothermal resources in the Lower Jurassic aquifer showing the power factor values $F > 1$ at load factor value LF=0.7 is 71,548.00 km², which is 44.61% of total area of this aquifer in the Polish Lowlands.

The perspective areas where commercial utilization of geothermal resources for heating purposes is possible includes the areas of the Szczecin, Warsaw and Mogilno-Łódź troughs, and the Kujawy Block.

The highest values of power factor ($F > 4.5 - 5.0$) were found in the central part of the Mogilno-Łódź Trough (between Konin and Sieradz), in the central part of the Warsaw Trough (between Płock and Skierniewice) and in the vicinity of Szczecin and Czarnków (between Piła and Poznań).

The lower values of power factor ($F = 1 - 2$) occur south of Włocławek and southeast of Konin, towards the Piotrków Trybunalski.

The lowest values of power factor ($F < 0.5$) were noticed in the Pomerania Block, in the Fore-sudetic Monocline, in the Peri-baltic Syncline, in the Mazury-Suwałki Uplift and in the southern part of the Kujawy Block.



Zal. 17.12.1





MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY
PRZY WSPÓLCZYNNIKU OBCIĄŻENIA
LF=0.7 UTWORÓW JURY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 17.12.1

MAP OF POWER FACTOR AT LOAD
FACTOR LF=0.7 OF LOWER JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie współczynnika mocy*
- Isolines of power factor
-  - *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- Extent of Lower Jurassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

0 50 100 km

Zał. 17.12.2 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia LF=0.4 utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Współczynnik obciążenia LF=0.4 oznacza stosunkowo słabe wykorzystanie zasobów geotermalnych zbiornika w ciągu roku (5 miesięcy funkcjonowania instalacji w roku).

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych dolnojurańskiego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy LF=0.4, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 52 464.00 km², co stanowi 32.71% powierzchni całego zbiornika dolnej jury na Niżu Polskim.

Perspektywiczne obszary zbiornika, gdzie wykorzystanie zasobów geotermalnych do celów ciepłowniczych może przynieść dodatni efekt ekonomiczny, obejmuje obszary niecki szczecińskiej, niecki warszawskiej, niecki mogileńsko-lódzkiej oraz częściowo wał kujawski. Największe wartości współczynnika mocy ok. 2.5 występują w centralnej części niecki mogileńsko-lódzkiej (pomiędzy Koninem a Sieradzem), centralnej części niecki warszawskiej (pomiędzy Płockiem a Skierniewicami) oraz w rejonie Szczecina i Czarnkowa (pomiędzy Piłą i Poznaniem). Niskie wartości współczynnika mocy (poniżej 0.5) charakteryzują obszar wału pomorskiego, monokliny przedsudeckiej oraz syneklizy perybaltyckiej, wyniesienia mazursko-suwalskiego i południową część wału kujawskiego.

Wartości poniżej 1 występują także na niewielkich powierzchniowo obszarach zlokalizowanych na południe od Torunia oraz na linii Konin-Piotrków Trybunalski.

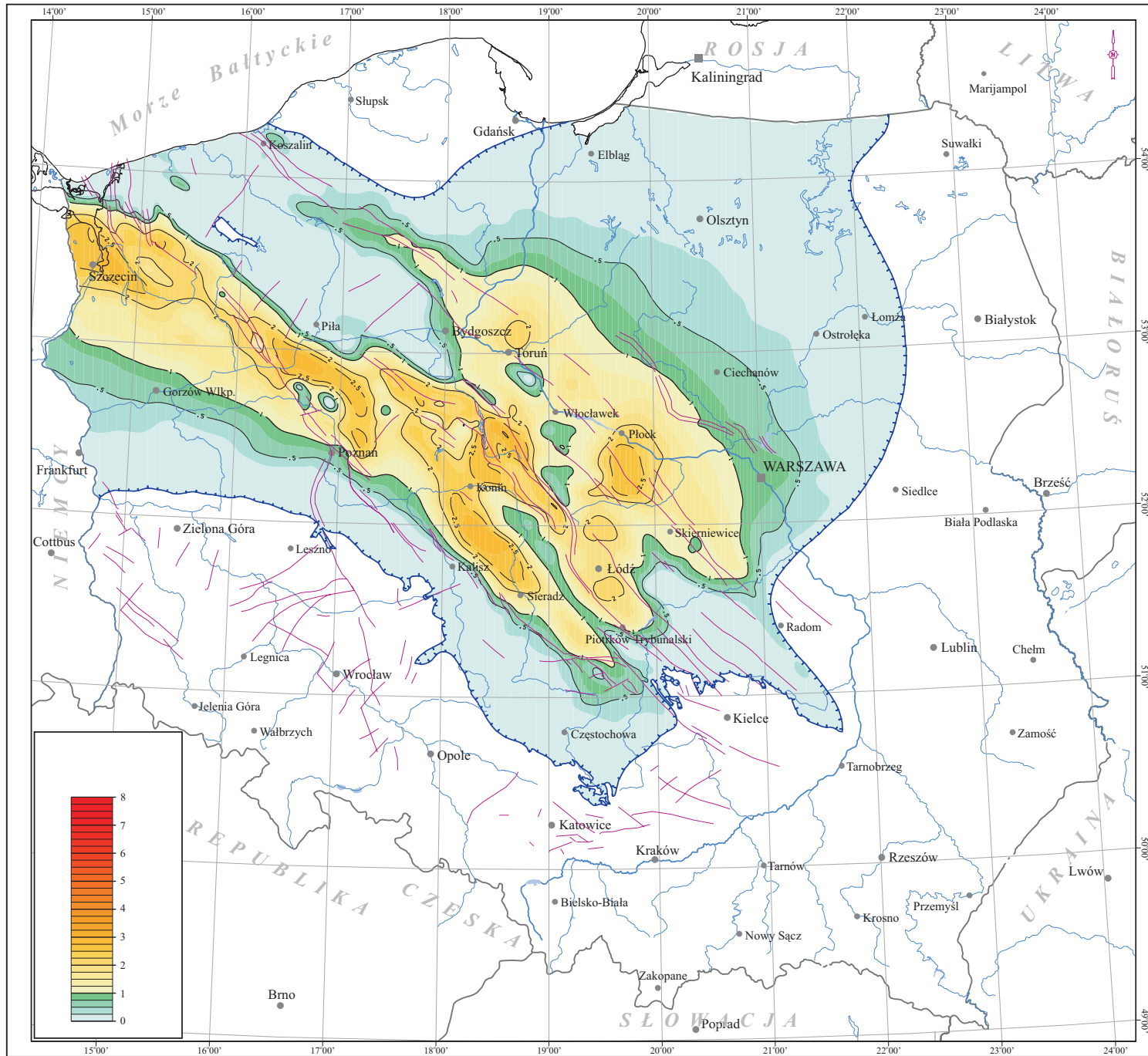
Encl. 17.12.2 Map of power factor at load factor LF=0.4 of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The low value of the load factor of geothermal installation (LF=0.4) indicates relatively low degree of utilization of geothermal resources during the year (i.e. operation time 5 months per year).

The area of Lower Jurassic aquifer in which the power factor values are $F > 1$ at load factor value LF=0.4 is 52,464.00 km², which makes 32.71% of total area of the Lower Jurassic geothermal aquifer in the Polish Lowlands.

The perspective areas where commercial utilization of geothermal resources is possible includes the areas of the Szczecin, Warsaw and Mogilno-Lódź troughs, and parts of the Kujawy Block. The highest power factor values ($F = 2.5$) were found in the central part of the Mogilno-Lódź Trough (area between Konin and Sieradz), in the central part of the Warsaw Trough (between Płock and Skierniewice) and in the vicinity of Szczecin and Czarnków (between Piła and Poznań). The low power factor values ($F < 0.5$) were reported from the Pomerania Block, the Fore-sudetic Monocline and the Peri-baltic Syncline, the Mazury-Suwałki Uplift and the southern part of the Kujawy Block.

The load factor values $F < 1$ occur also in limited areas south of Toruń and along the Konin-Piotrków Trybunalski line.



Zal. 17.12.2





MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY PRZY
LF=0.4 UTWORÓW JURY DOLNEJ
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 17.12.2

MAP OF POWER FACTOR AT LOAD
FACTOR LF=0.4 OF LOWER JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:

Legend:

-  - Izolnie współczynnika mocy
- Isolines of power factor
-  - Linie zasięgu utworów jury dolnej
- Extent of Lower Jurassic formation
-  - Uskoki
- Faults
-  Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km

Załącznik 17.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów jury dolnej na Niżu Polskim

Powierzchnia zbiornika dolnojurańskiego, odpowiadająca występowaniu zasobów dyspozycyjnych ograniczona jest linią gdzie współczynnik mocy, przy $LF=1$, osiąga wartość równą 1.

Powierzchnia występowania zasobów dyspozycyjnych wynosi 81 389.82 km², co stanowi 50.74% powierzchni całego zbiornika dolnej jury na Niżu Polskim oraz 26.09% powierzchni Polski. Całkowite zasoby dyspozycyjne zbiornika określono na $1.88 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada $4.48 \cdot 10^7$ TOE/rok energii (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2).

Zasoby energii geotermalnej zakwalifikowane jako zasoby dyspozycyjne obejmują znaczną część centralnej Polski.

Jednostkowe zasoby dyspozycyjne, powyżej 20 MJ/m², charakteryzują obszary niecki warszawskiej, niecki mogileńsko-lódzkiej oraz niecki szczecińskiej. Nieco niższe wartości występują na obszarze wału kujawskiego, gdzie lokalnie, na południe od Torunia i Włocławka spadają nieco poniżej 10 MJ/m².

Największe wartości dyspozycyjnych zasobów geotermalnych charakteryzują strefę na północny-wschód od Konina, gdzie z 1m² powierzchni możliwe jest pozyskanie od 60 do ponad 80 MJ energii. Relatywnie duże wielkości jednostkowych zasobów dyspozycyjnych występują w rejonie Mogilna oraz na obszarze niecki warszawskiej, na południowy-wschód od Płocka. Zasoby dyspozycyjne powyżej 30 - 40 MJ/m² charakteryzują również północną część niecki szczecińskiej.

Brzegowe części zbiornika oraz obszary wału pomorskiego, syneklizy bałtyckiej i wyniesienia mazursko-suwałskiego leżą poza obszarem perspektywnym dla wykorzystania wód dolnojurańskiego zbiornika geotermalnego w celach ciepłowniczych.

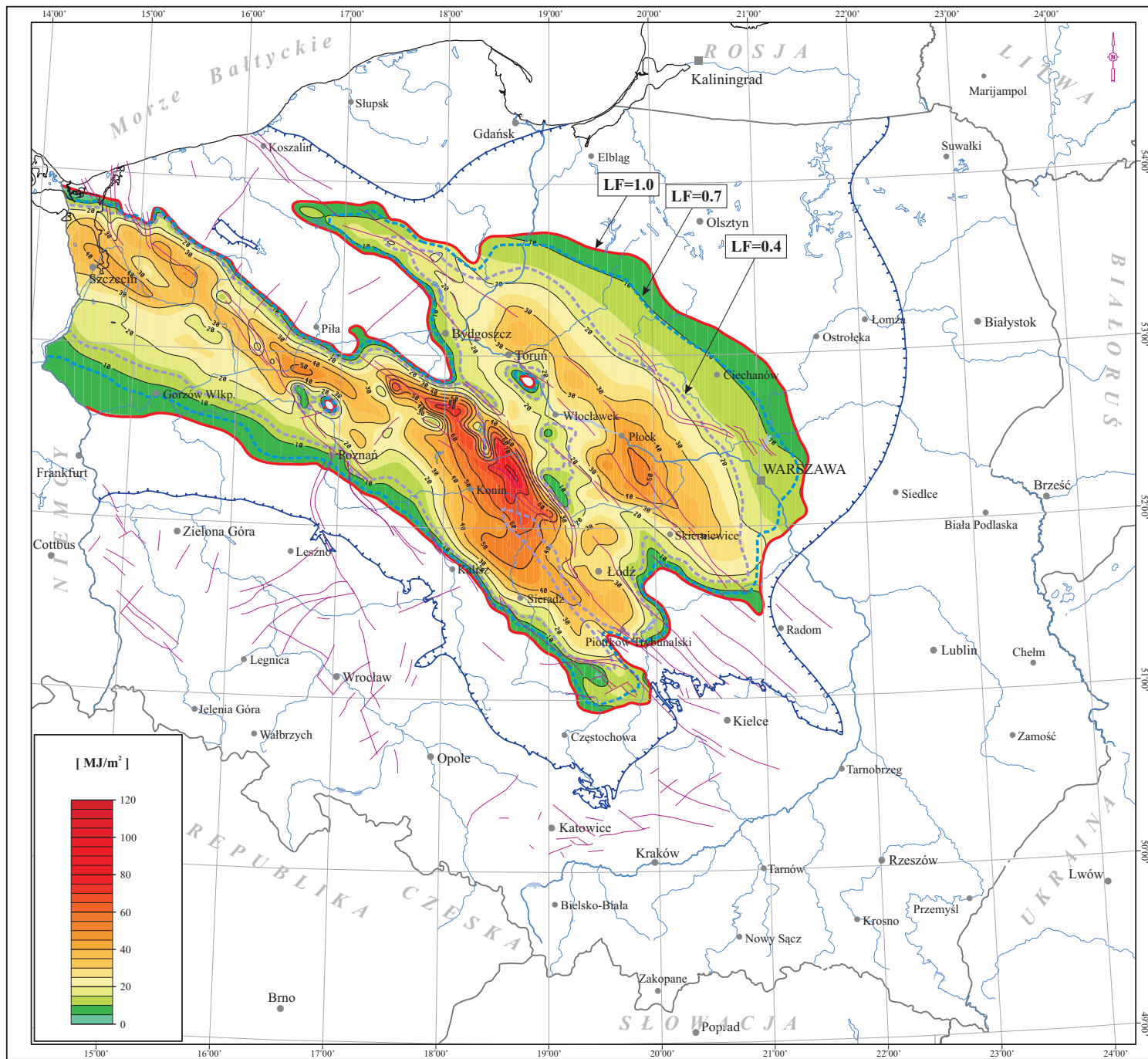
Encl. 17.13 Map of unit disposable resources of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Lower Jurassic geothermal aquifer in which disposable resources occur is contoured with the isoline of power factor value $F=1$ at the load factor value $LF=1$. This area covers 81,389.82 km², which is 50.74% of the total area of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands (mostly its central part) and 26.09% of the territory of Poland. Total disposable resources of this aquifer are $1.88 \cdot 10^{18}$ J/year, which corresponds to the energy of $4.48 \cdot 10^7$ TOE/year (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2).

The unit disposable resources over 20 MJ/m² occur in the Szczecin, Warsaw and Mogilno-Lódź troughs. Somewhat lower values (<10 MJ/m²) are known from the Kujawy Block (areas south of Toruń and Włocławek).

The highest values of unit disposable resources (from 60 to over 80 MJ/m²) were found in the zone northeast of Konin. Relatively high unit disposable resources occur also in the Mogilno area and in the Warsaw Trough (southeast of Płock). The unit disposable resources from 30 to 40 MJ/m² were reported from the northern part of the Szczecin Trough.

The marginal parts of the Lower Jurassic aquifer as well as the Pomerania Block, the Peri-baltic Syncline and the Mazury-Suwałki Uplift were categorized as non-perspective for commercial utilization of geothermal resources.



Zal. 17.13

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
DYSPOZYCYJNYCH UTWORÓW
JURY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM








Encl. 17.13

MAP OF UNIT DISPOSABLE
RESOURCES OF LOWER JURASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

[MJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izoliny energii jednostkowej [MJ/m²]*
- *Isolines of unit energy [MJ/m²]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- *Extent of Lower Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Współczynnik obciążenia LF=1,0*
- *Load factor LF=1,0*
-  - *Współczynnik obciążenia LF=0,7*
- *Load factor LF=0,7*
-  - *Współczynnik obciążenia LF=0,4*
- *Load factor LF=0,4*

0 50 100 km

Zał. 17.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach jury dolnej na Niżu Polskim

Na przeważającym obszarze występowania wodonośnych utworów jury dolnej moc cieplna hipotetycznego dubletu geotermalnego (instalacji geotermalnej) może przekroczyć wartość 2.5 MW.

Największe moce dubletów geotermalnych przewidywane są w północno-wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej, gdzie w rejonie Mogilna oraz na wschód od Konina, występują wartości rzędu 30 - 50 MW.

Relatywnie duże wartości mocy cieplnej mogą charakteryzować instalacje geotermalne zlokalizowane w rejonie niecki warszawskiej, na południe od Płocka oraz na obszarze niecki szczecińskiej - w rejonie Szczecina.

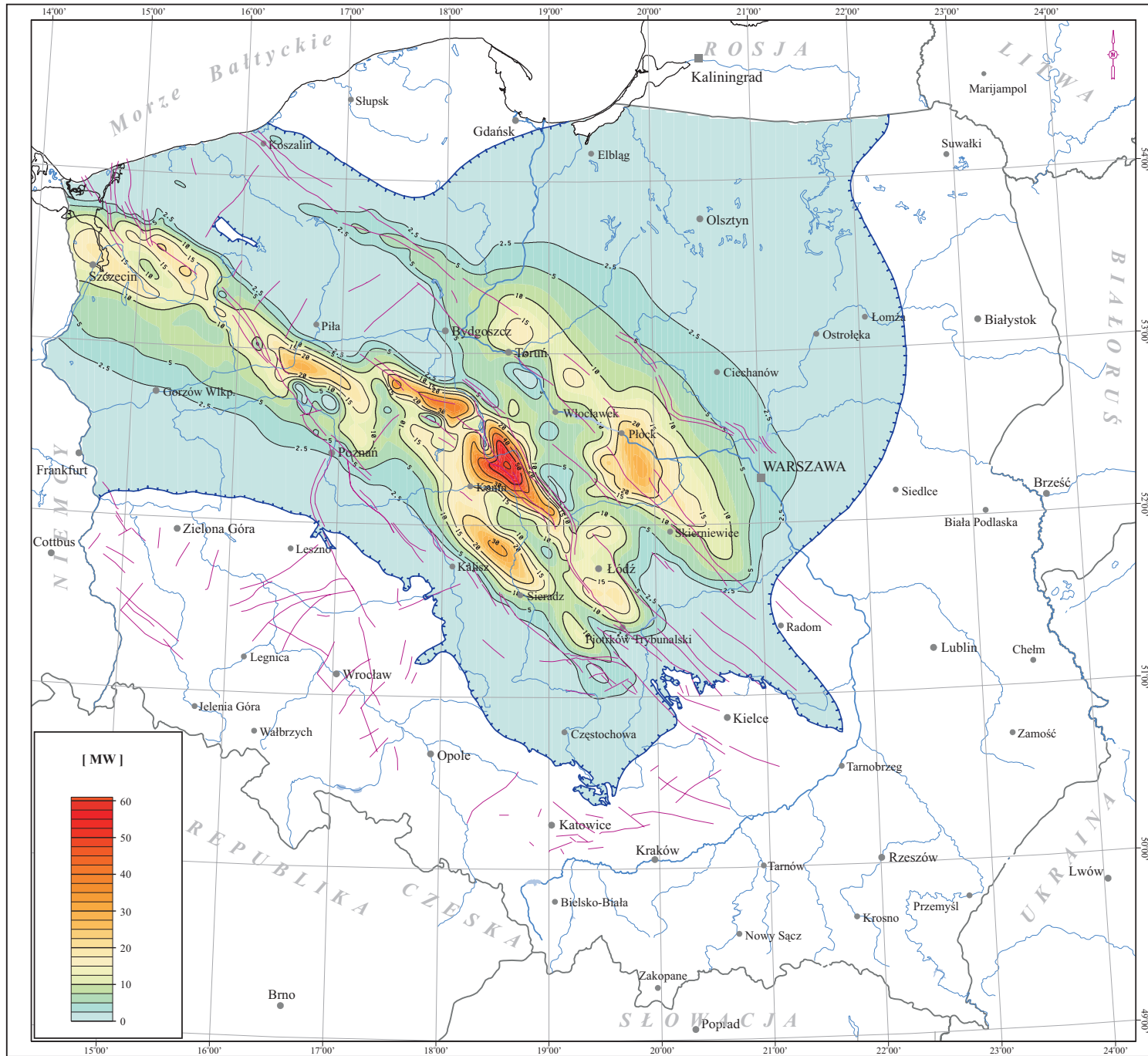
Wartości mocy cieplnej dubletu poniżej 10 MW, charakteryzują brzegowe strefy niecki warszawskiej, niecki mogileńsko-lódzkiej, południową część niecki szczecińskiej oraz obszar wału kujawskiego. Moc cieplna poniżej 2.5 MW charakteryzuje pozostałe brzegowe strefy występowania wodonośnych utworów jury dolnej.

Encl. 17.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Lower Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands

Over the prevailing areas of Lower Jurassic aquifer the thermal power of hypothetical geothermal installation (geothermal doublet) may exceed 2.5 MW.

The highest values of thermal power of doublets (30 - 50 MW) are expected in the northeastern parts of the Mogilno-Lódź Trough where in the vicinity of Mogilno and east of Konin. Relatively high thermal power values can be presumed in the Warsaw Trough (south of Płock) and in the Szczecin Trough (Szczecin neighbourhood).

The thermal power values below 10 MW occur in the marginal parts of the Warsaw and the Mogilno-Lódź troughs, in the southern part of the Szczecin Trough and in the Kujawy Block. The lowest values (<2.5 MW) were reported from the marginal parts of the Lower Jurassic aquifer.



Zal. 17.14

MAPA MOCY CIEPLNEJ INSTALACJI
GEOTERMALNYCH
PROJEKTOWANYCH W UTWORACH
JURY DOLNEJ NA NIŻU POLSKIM





Encl. 17.14

MAP OF THERMAL POWER
OF GEOTHERMAL INSTALLATIONS
DESIGNED IN LOWER JURASSIC
RESERVOIRS OF THE POLISH
LOWLANDS

[MW]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie mocy cieplnej dubletu [MW]*
- *Isolines of thermal power of a doublet [MW]*
-  - *Linie zasięgu utworów jury dolnej*
- *Extent of Lower Jurassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

18 Zbiornik hydrogeotermalny triasu górnego

Zasięg basenu sedymentacyjnego w górnym triasie ulegał znacznym wahaniom. Prawdopodobnie największy obszar zajmował on w najstarszym kajprze górnym (warstwy gipsowe dolne) oraz w noryku. Centrum depozycji ulegało przemieszczeniu w zależności od wieku, jednak maksymalne miąższości całego triasu górnego, rzędu 1400 m, obserwowane są w południowo-zachodnim odcinku wału kujawskiego oraz na obszarze niecki łódzkiej (Iwanow, 1998).

Trias górny jest okresem nasilenia się tektoniki solnej w obrębie basenu, co doprowadziło do silnego rozczłonkowania go na strefy o różnej subsydencji oraz powstania lokalnych struktur dźwigających się (Warnowo, Grzęzno, Szubin, Konary, Jeżów, Rogoźno) (Gajewska 1997, Deczkowski, 1997).

Sedymentacja utworów triasu górnego odbywała się w przeważającej mierze w rozległym i płytkim zbiorniku śródlądowym, będącym pozostałością po morzu wapienia muszlowego oraz na obszarze lądowym. Powstawały wówczas utwory w facji ilowcowej z wkładkami mułowców, piaskowców, dolomitów i margli.

Kajper środkowy

Warstwy gipsowe dolne charakteryzuje znacznie mniejszy zasięg; zajmują one centralną część Polski bez południowo-zachodniego fragmentu obszaru przedsudeckiego i część północno-zachodnią. W zbiorniku sedymentację kształtowały warunki przejściowe o charakterze słonej laguny, a w samym środku utworzył się płytki basen solny. Kompleks osadowy budują głównie utwory ilasto-mułowcowe z wkładkami anhydrytu, gipsu i soli (Gajewska, 1978).

Piaskowiec trzciniowy zajmuje obszar podobny jak warstwy gipsowe dolne. Budują go utwory o genezie rzecznej i deltowej, równi zalewowych i środowisk lagunowych (Bilan, 1976; Orłowska-Zwolińska, 1972). Utworzyły się grube kompleksy piaskowcowe facji korytowych, które dzielą obszary równi powodziowych zbudowanych z utworów ilasto-mułowcowych.

Zasięg *warstw gipsowych górnych* jest znacznie mniejszy. Sedymentację w zbiorniku kształtowały warunki brakiczne. Wytworzyły się głównie osady ilaste, podrzędnie mułowcowe z wkładkami anhydrytów, dolomitów i piaskowców.

Osady *noryku* leżą z luką sedymentacyjno-erozyjną na starszych utworach (Marek, Pajchłowa, 1997). Powstawały w zróżnicowanych warunkach środowisk śródlądowych, brakicznych i morskich (Deczkowski, Franczyk, 1988a). Z początku osadziły się utwory zlepnicowe, ilaste z przerostami anhydrytów. W części zachodniej Polski leżą na nich wydzielone warstwy dławieńskie - ilowce, dolomity i piaskowce (Dadlez, Kopik, 1963). Wyżej w profilu wydziela się warstwy jarkowskie - ilowce dolomityczne i dolomity, a w stropowych partiach ily i mułowce przechodzące w warstwy zbąszyńskie. W północno-wschodniej Polsce wydziela się warstwy nidzickie i kłódawskie dolne, zbudowane z pakietów pstrych zlepieńców i ilów z wkładkami piaskowców i mułowców.

Osady *retyku* sedymentowały w zbiorniku słodkowodnym, który w porównaniu z norykiem istotnie przesunął się z południa na północ (Pieńkowski, 1988). W zachodniej Polsce wydzielono warstwy wielichowskie, a w północno-wschodniej i środkowej warstwy bartoszyckie. Profil osadowy rozpoczynają utwory szare - piaskowce, mułowce i ilowce miejscami z przerostami węglistymi. W NE Polsce i w synklinorium warszawskim dominują facje ilasto-mułowcowe z przewarstwieniami piaskowców. W kierunku północnym wzrasta stopień piaszczystości osadów. W południowo-zachodniej części zbiornika występują głównie utwory ilaste.

Górnotriasowy zbiornik wód geotermalnych Niżu Polskiego został okonturowany naturalnym zasięgiem występowania utworów tego wieku i granicami Polski. Na planie struktur systemu alpejskiego (Pożaryski, 1974) zbiornik górnotriasowy swym zasięgiem obejmuje niecki pomorską i warszawską wraz z północno-zachodnim fragmentem niecki lubelskiej, nieckę szczecińską i strefę Gorzowa Wielkopolskiego, nieckę łódzką i miechowską, wał pomorski i kujawski, NW część obrzeżenia świętokrzyskiego, syneklizę bałtycką, zachodnią część wyniesienia mazursko-suwałskiego i obniżenia podlaskiego oraz prawie całą powierzchnię obszaru przedsudeckiego (z wyjątkiem południowych jej fragmentów) oraz monoklinę śląsko-krakowską.

Utwory górnego triasu występują na całym obszarze obejmującym badania. Strop tych utworów zalega na rzędnych od ok. 100 m npm (monoklina śląsko-krakowska) do ponad -3600 m npm (rejon na wschód od Konina). Poza obszarem przedsudeckim i monokliną śląsko-krakowską oraz wałem kujawskim, gdzie strop utworów zalega na rzędnych do -500 m npm, warstwy górnotriasowe zalegają na rzędnych w granicach od ok. -500 do ok. -3600 m npm. Dotyczy to wszystkich, poza wcześniej wymienionymi, jednostek strukturalnych na Niżu Polskim.

Całkowita miąższość utworów górnotriasowych jest zmienna w granicach od kilkudziesięciu metrów (brzeżne partie zbiornika) do ponad 2500 m (wał kujawski). Ponad 1000 m miąższości tych utworów występują lokalnie na wale kujawskim, wale pomorskim, w niecce mogileńsko-łódzkiej, warszawskiej, monoklinie śląsko-krakowskiej i w obszarze przedsudeckim. Na przeważającej części obszaru całkowita miąższość skał triasu górnego mieści się w przedziale 200 - 1000 m.

Warstwy wodonośne w profilu utworów górnotriasowych stanowią niedużą miąższość w granicach od kilku do ok. 300 m. Powierzchniowo przeważają obszary, w których miąższość ta mieści się w przedziale do 50 m oraz 50 - 100 m. Jedynie lokalnie na wałach kujawskim i pomorskim oraz w nieckach mogileńsko-łódzkiej, szczecińskiej, pomorskiej i warszawskiej, a także w obszarze przedsudeckim i monoklinie śląsko-krakowskiej występują warstwy wodonośne o sumarycznej miąższości przekraczającej 100 m.

Największe powierzchniowo obszary obejmujące niecki mogileńsko-łódzką, warszawską i szczecińską oraz wał kujawski, cechują się temperaturą w stropie utworów górnotriasowych powyżej 50°C. Najwyższe temperatury (ponad 120°C) zostały zarejestrowane w północno-wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej i południowo-zachodnim skrzydle wału kujawskiego w przekroju Konin-Toruń i Poznań-Toruń. Na pozostałym obszarze (strefy peryferyjne zbiornika) dominują temperatury w granicach 20 - 50°C. Jedynie na monoklinie śląsko-krakowskiej, niecce miechowskiej i w obszarze przedsudeckim występują temperatury niższe niż 20°C w stropie serii skał górnotriasowych.

Mineralizacja wód w stropie utworów górnego triasu wzrasta porównywalnie do głębokości występowania ich stropu oraz rozkładu pola temperaturowego. Największe mineralizacje (ponad 200, a nawet 300 g/dm³) występują w wodach krążących w utworach budujących wał kujawski oraz wypełniających niecki mogileńsko-łódzką, szczecińską i warszawską. W pozostałych subzbiornikach (jednostkach strukturalnych) mineralizacja wód jest zmienna w przedziale od kilku (brzeżne strefy jednostek) do 100 g/dm³ oraz 100 - 200 g/dm³.

Z uwagi na wysoką mineralizację wód występujących w górnotriasowym zbiorniku można wykorzystywać ją do celów balneologicznych (wody występujące w nieckach i na wałach kujawskim i pomorskim) oraz/lub rekreacyjnych (wody z całego zbiornika).

Zmiennosc współczynnika filtracji w warstwach wodonośnych górnotriasowego zbiornika wód geotermalnych jest niewielka i mieści się w przedziale od 1 do 4 · 10⁻⁶ m/s. Są to zatem

skały słabo przepuszczalne. Wyższe wartości tego parametru ($3 - 4 \cdot 10^{-6}$ m/s) stwierdzone zostały jedynie na niewielkich obszarach w nieckach mogileńsko-lódzkiej, warszawskiej i szczecińskiej.

Z uwagi na niską przepuszczalność i przewodność warstw wodonośnych potencjalną wydajność ujęć wód górnotriasowych należy określić jako niską. Jedynie w niecce warszawskiej i mogileńsko-lódzkiej (lokalnie) oraz na wale kujawskim i w niecce szczecińskiej (w zasadzie punktowo) można spodziewać się uzyskania potencjalnych wydajności przekraczających 75 m³/h. Punktowo można oczekiwać uzyskania wydatków wyższych niż 100 m³/h. Na dominującym obszarze spodziewane wydajności potencjalnych ujęć nie przekraczają wartości 50 m³/h.

18 The Upper Triassic aquifer

The extent of the sedimentary basin during Upper Triassic was oscillating considerably. Probably the largest was the area occupied by the basin in the earliest Upper Keuper (the Lower Gypsum Beds) and in the Norian. The center deposition migrated with age, but maximum thickness of the whole Upper Triassic, on the order of 1400 m, can be observed in the south-western segment of the Kujawy Swell and in the Łódź Trough (Iwanow, 1998).

The Upper Triassic was a period of intensified salt tectonics, which led to strong dismembering of the basin into zones of various subsidence with current formation of local uplifting structures (Warnowo, Grzęzno, Szubin, Konary, Jeźów, Rogoźno) (Gajewska, 1997b; Deczkowski, 1997).

Sedimentation of the Upper Triassic deposits proceeded for the most part within an extensive and shallow inland saline basin, which represented remains of the Muschelkalk sea, and on the surrounding land. During that time the deposits of claystone facies were developed, with siltstone, sandstone, dolomite and marl interbeddings.

Middle Keuper

The Lower Gypsum Beds are characterized by much smaller extent; they occupy the central part of Poland, except of its south-western and north-western areas. The sedimentation was determined by transitional conditions of saline lagoon, and a shallow saline basin formed in the very center. The sedimentary complex consists principally of clayey-silty deposits with anhydrite, gypsum and salt inserts (Gajewska, 1978).

The Reed Sandstone occupies an area similar to the above mentioned. It is composed of deposits of fluvial and deltaic origin, of flood plains and lagoonal environments (Bilan, 1976; Orłowska-Zwolińska, 1972). Thick sandstone complexes of the channel infill facies were formed, which are cut into the flood plains composed of clayey-silty deposits.

Extent of the **Upper Gypsum Beds** was much smaller. Sedimentation in the basin was determined by brackish conditions. Mainly clayey deposits were developed, subordinately siltstone with inserts of anhydrite, dolomite and sandstone.

The **Norian** deposits rest with a sedimentary-erosional gap upon older rocks (Marek & Pajchłowa, 1997). They were formed in differentiated conditions of inland, brackish and marine environments (Deczkowski & Franczyk, 1988a). At the beginning the conglomerates and clayey deposits with anhydrite intercalations were developed. In the western part of Poland, they are overlain by the Drawno Beds composed of claystones, dolomites and sandstones (Dadlez & Kopik, 1963). Up in the section, the Jarkowo Beds are distinguished - dolomitic claystones and dolomites, and in the uppermost parts - clays and siltstones passing into the Zbąszynek Beds. In north-eastern Poland, the Nidzica and Lower Kłodawa Beds are distinguished, which are composed of packages of variegated conglomerates and clays with interbeddings of sandstone and siltstone.

The Rhaetian deposits developed in a fresh-water basin, which was considerably shifted from south to north, compared to the Norian one (Pieńkowski, 1988). The sedimentary section begins with „grey” deposits: sandstone, siltstone and claystone, with coaly bands at places. In NE Poland and in the Warsaw Depression, clayey-silty facies with sandstone interbeddings are dominating. The sand content increases to the north, whereas in the south-western part of the basin the clayey deposits prevail.

The Upper Triassic reservoir of geothermal waters in the Polish Lowlands was contoured by the natural extent of deposits of this age and boundaries of Poland. On the structural lay-out of the Alpine system (Pożaryski, 1974), the Upper Triassic reservoir covers the Pomeranian Trough and Warsaw Trough together with the north-western part of Lublin Trough, Szczecin Trough and Gorzów Wielkopolski zone, as well as Łódź Trough and Miechów Trough, the Pomeranian Swell and Kujawy Swell, together with NW part of the margin of Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts, the Baltic Syncline, the western part of Mazury-Suwalki Elevation and Podlasie Depression, and almost the entire area of the Fore-Sudetic region (except of its southern part) and the Cracow-Silesian Monocline.

The Upper Triassic strata occur in the whole study area. The top of this formation occurs at the altitudes from about 100 meters a.s.l. (the Silesian-Kraków Monocline) to below -3600 meters a.s.l. (the area east of Konin). Apart from the Fore-Sudetic Monocline, the Silesian-Kraków Monocline and the Kujawy Block where the top surface of Upper Triassic formation occurs at the altitudes above -500 m n.p.m., this surface is located at the depth from -500 to about -3600 meters a.s.l. in all structural the units of the Polish Lowlands.

The total thickness of groundwater horizons in the whole Upper Triassic formation varies from several to about 300 meters, with the dominating values from below 50 to 50 - 100 meters. Only locally, in the areas of the Kujawy and Pomerania blocks, and in the Mogilno-Łódź, Szczecin, Pomerania and Warsaw troughs as well as in the Fore-Sudetic and Silesia-Kraków monoclines the thickness of Upper Triassic aquifers exceeds 100 meters.

The largest areas of the Mogilno-Łódź, Szczecin and Warsaw troughs, and the Kujawy Swell reveal temperatures over 50°C at the top of Upper Triassic formation. Highest temperatures (over 120°C) were measured in the northeastern part of the Mogilno-Łódź Trough and of the southwestern limb of the Kujawy Swell, along Konin-Toruń and Poznań-Toruń lines. In the remaining, peripheral parts of the aquifer the temperatures from 20 to 50°C dominate. Only in the Silesia-Kraków Monocline, in Miechów Depression and Fore-Sudetic Monocline the temperatures at the top of Upper Triassic formation are below 20°C.

Due to the low permeability and hydraulic transmissivity of the Upper Triassic reservoir, the discharge values are expected to be low. Only locally, in Warsaw and Mogilno-Łódź depressions, in the Kujawy Swell and in a few sites in the Szczecin Trough the values in excess of 75 m³/h can be expected. The values over 100 m³/h will probably occur rarely. In the most part of the Upper Triassic aquifer the discharge values below 50 m³/h will prevail.

Literatura (References):

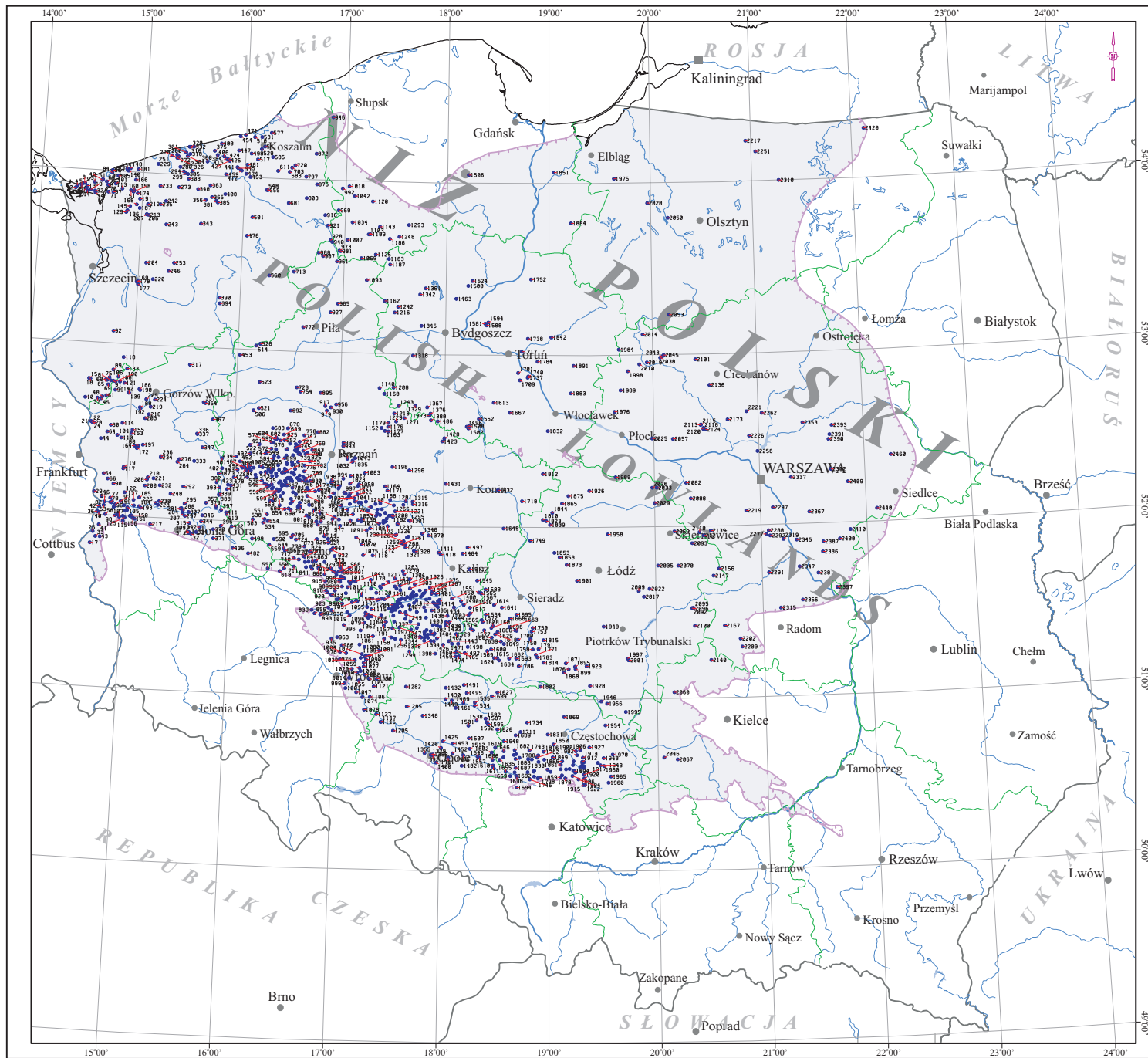
1. **Bilan W., 1976** - Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Geologia*, 2, z. 3.
2. **Dadlez R., Kopik J., 1963** - Problem retyku w zachodniej Polsce na tle profilu w Książu Wielkopolskim. *Kwart.Geol.* T.7 nr 1.
3. **Deczkowski Z., 1997** - W: S.Marek, M.Pajchłowa (red.) Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Prace PIG* 153.
4. **Deczkowski Z., Franczyk M., 1988** - Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika noryku i retyku na Niżu Polskim. *Kwart.Geol.*, T.32, nr 1.
5. **Gajewska I., 1978** - Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce. In: *Stratygrafia kajpru w Polsce. Prace Inst.Geol.* T. 87.
6. **Gajewska I., 1997** - W: S.Marek, M.Pajchłowa (red.) Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Prace PIG* 153.
7. **Iwanow A., 1998** - W: R.Dadlez, S.Marek, J.Pokorski (red.) Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce w skali 1: 2 500 000. *PIG* Warszawa.
8. **Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997** - Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Prace PIG* 153.
9. **Orłowska-Zwolińska T., 1972** - Stratygrafia osadów kajpru w profilu wiertniczym Boża Wola na podstawie badań sporowo-pyłkowych. *Kwart.Geol.*, 16, nr 2.
10. **Pieńkowski G., 1988** - Analiza facjalna najwyższego triasu i liasu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej oraz perspektywy występowania surowców ilastych. *Przeł.Geol.*, 36 nr 8.
11. **Pożaryski W., 1974** - Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: *Budowa geologiczna Polski* T. 4, Tektonika. cz.1. Niż Polski. *Inst.Geol.* Warszawa.

Zał. 18.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika triasu górnego na Niżu Polskim

Powierzchnia górnotriasowego zbiornika wód geotermalnych wynosi 178 148.52 km², co stanowi 57.12% powierzchni Polski oraz 65.47% powierzchni Niżu Polskiego. Analizę strukturalno-miąższościową zbiornika triasu górnego oparto na podstawie 1 218 otworów zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego.

Encl. 18.1 Location map of wells drilled to Upper Triassic aquifer in the Polish Lowlands

The Upper Triassic geothermal aquifer covers the area of 178,148.52 km², which is 57.12% of the territory of Poland and 65.47% of the whole Polish Lowlands area. The structural and thickness analysis of the Upper Triassic =geothermal aquifer were based upon data from 1,218 wells.

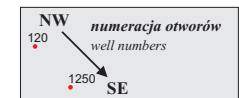


Zal. 18.1

MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA TRIASUM GÓRNEGO
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 18.1

LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO UPPER TRIASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS



Legenda:

Legend:

- 2751 - Numer otworu wierniczego
- Borehole number
- - Linie zasięgu otworów triasum górnego
- Extent of Upper Triassic formation
- - Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

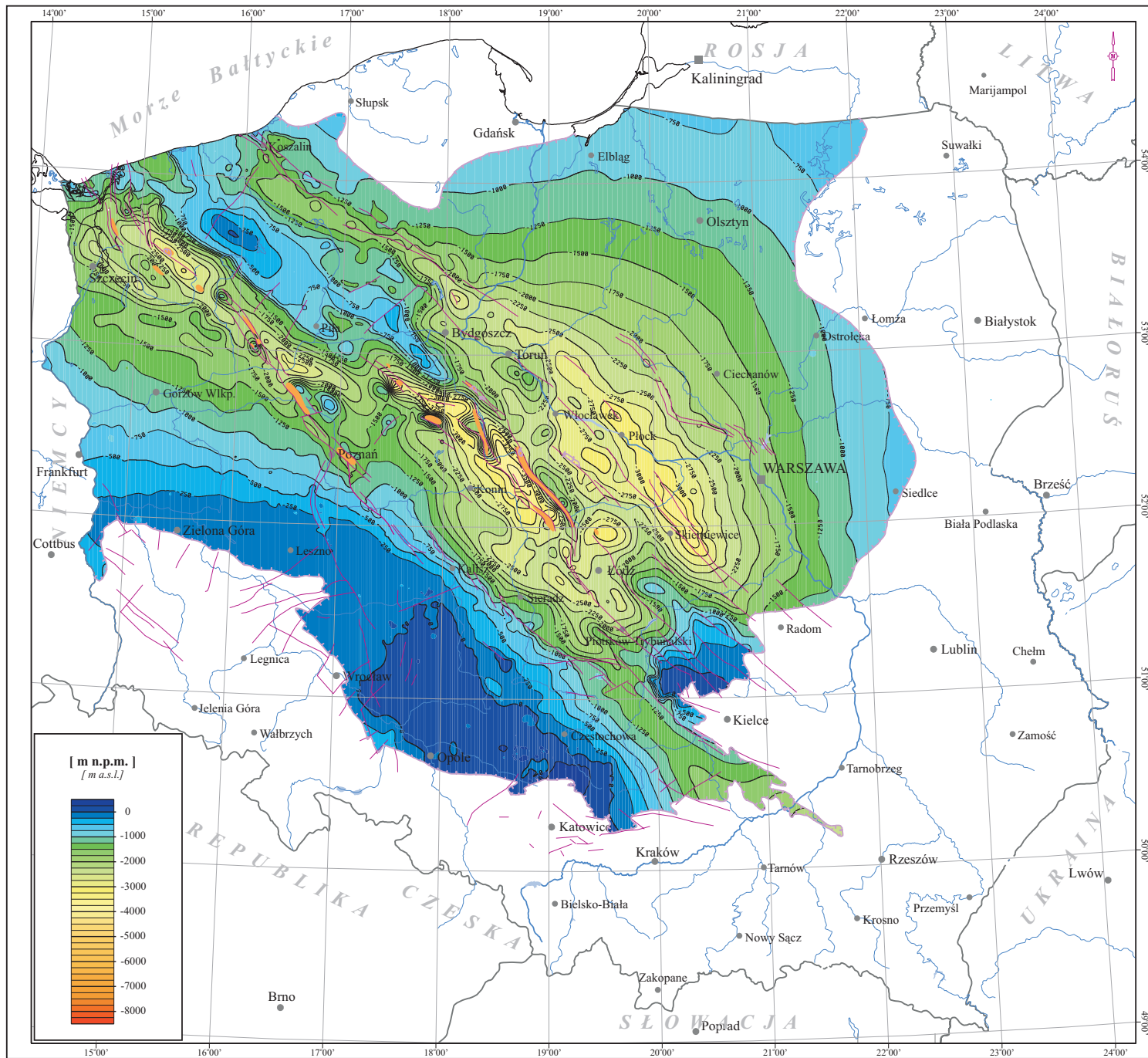


Zał. 18.2 Mapa strukturalna stropu utworów triasu górnego na Niziu Polskim

Utwory górnego triasu występują na całym obszarze obejmującym badania. Strop tych utworów zalega na rzędnych od ok. 100 m npm (monoklina śląsko-krakowska) do ponad -3 600 m npm (rejon na wschód od Konina). Poza obszarem przedsudeckim i monokliną śląsko-krakowską oraz wałem kujawskim, gdzie strop utworów zalega na rzędnych do -500 m npm, warstwy górnotriasowe zalegają na rzędnych w granicach od ok. -500 do ok. -3600 m npm. Dotyczy to wszystkich, poza wcześniej wymienionymi, jednostek strukturalnych na Niziu Polskim.

Encl. 18.2 Structural map of the top surface of Upper Triassic formation in the Polish Lowlands

The Upper Triassic strata occur in the whole study area. The top of this formation occurs at the altitudes from about 100 meters asl (the Silesian-Kraków Monocline) to below -3,600 meters asl (the area east of Konin). Apart from the Fore-sudetic Monocline, the Silesian-Kraków Monocline and the Kujawy Block where the top surface of Upper Triassic formation occurs at the altitudes above -500 meters asl, this surface is located at the altitudes from -500 to about -3,600 meters asl in the all structural units of the Polish Lowlands.



Zal. 18.2

MAPA STRUKTURALNA STROPU
UTWORÓW TRIASU GÓRNEGO
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 18.2

STRUCTURAL MAP
OF THE TOP SURFACE
OF UPPER TRIASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m]
[m asl]

Legenda:

Legend:

-  - *Izohipsy stropu utworów triasu górnego [m n.p.m]*
- *Isohyps of the top surface of Upper Triassic formation [m asl]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu górnego*
- *Extent of Upper Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapires*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

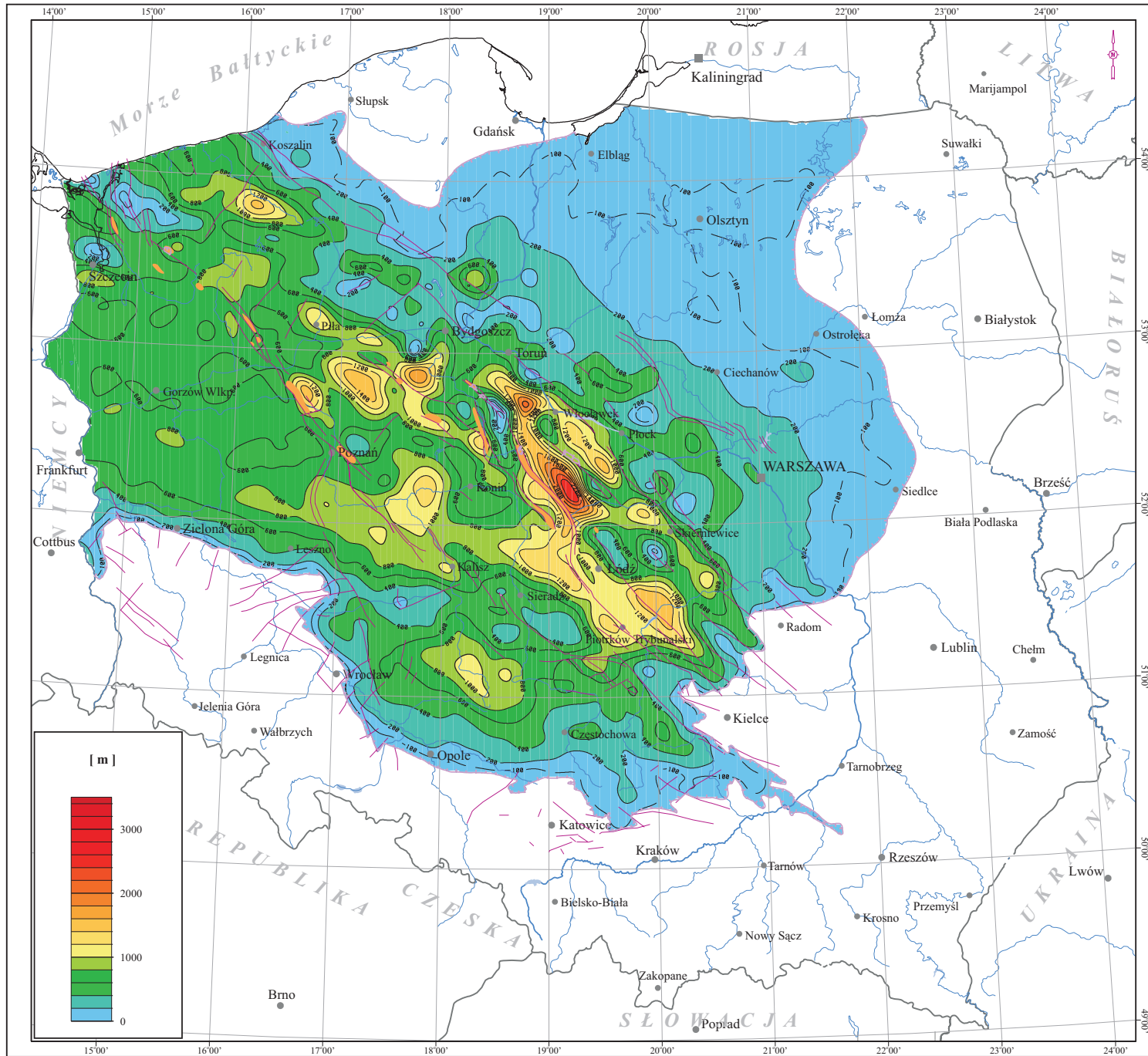
0 50 100 km

Zał. 18.3 Mapa miąższości całkowitej utworów triasu górnego na Niżu Polskim

Całkowita miąższość utworów górnotriasowych jest zmienna w granicach od kilkudziesięciu metrów (brzeżne partie zbiornika) do ponad 2 500 m (wał kujawski). Ponad 1 000 m miąższości tych utworów występują lokalnie na wale kujawskim, wale pomorskim, w niecce łódzkiej, warszawskiej, monoklinie śląsko-krakowskiej i w obszarze przedsudeckim. Na przeważającej części obszaru całkowita miąższość skał triasu górnego mieści się w przedziale 200 - 1 000 m.

Encl. 18.3 Map of total thickness of Upper Triassic formation in the Polish Lowlands

Total thickness of the Upper Triassic formation varies from some tens of meters (marginal parts of the aquifer) to over 2,500 meters (in the Kujawy Block). Thicknesses over 1,000 meters were observed locally, in the Kujawy and Pomerania blocks, in the Mogilno-Łódź and Warsaw troughs, in the Silesia-Kraków Monocline and in the Fore-Sudetic Monocline. In the most part of the aquifer thicknesses of Upper Triassic formation fall into the range 200 - 1,000 meters.



Zal. 18.3

MAPA MIAŻSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW TRIASU GÓRNEGO
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 18.3

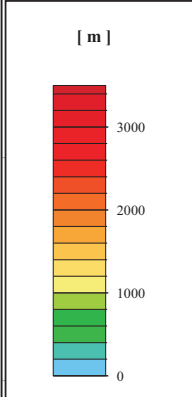
MAP OF TOTAL THICKNESS OF UPPER
TRIASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - *Izopachyty utworów triasu górnego [m]*
- *Isopachytes of Upper Triassic formation [m]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu górnego*
- *Extent of Upper Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapires*

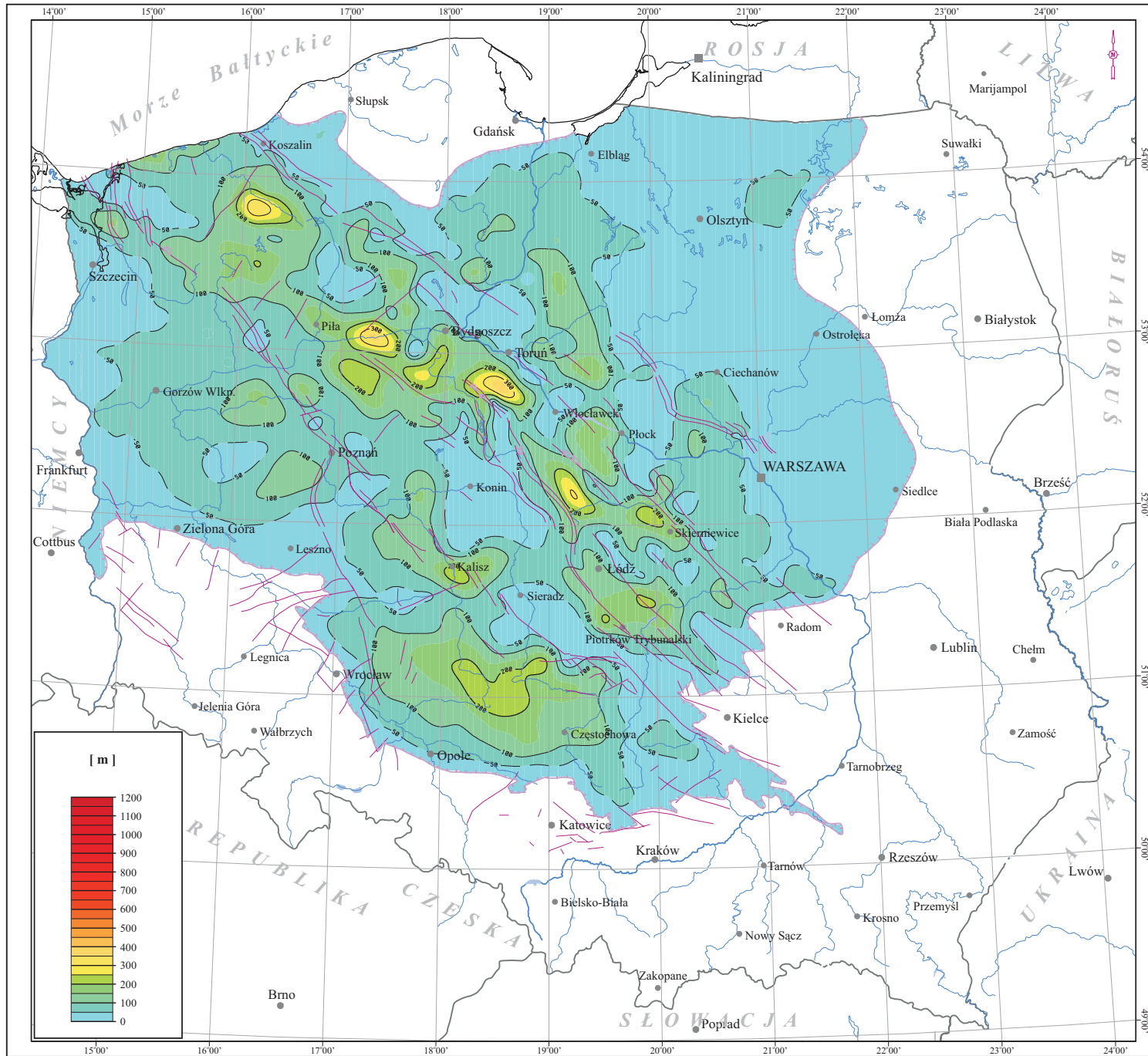


Zał. 18.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych triasu górnego na Niżu Polskim

Warstwy wodonośne w profilu utworów górnotriasowych stanowią niedużą miąższość w granicach od kilku do ok. 300 m. Powierzchniowo przeważają obszary, w których miąższość ta mieści się w przedziale do 50 m oraz 50 - 100 m. Jedynie lokalnie na wałach kujawskim i pomorskim oraz w nieckach łódzkiej, szczecińskiej, pomorskiej i warszawskiej, a także w obszarze przedsudeckim i monoklinie śląsko-krakowskiej występują warstwy wodonośne o sumarycznej miąższości przekraczającej 100 m.

Zał. 18.4 Map of cumulative thickness of Upper Triassic groundwater horizons in the Polish Lowlands

Thickness of groundwater horizons in the whole Upper Triassic formation varies from several to about 300 meters, with the dominating values from below 50 to 50 - 100 meters. Only locally, in the areas of the Kujawy and Pomerania blocks, and in the Mogilno-Łódź, Szczecin, Pomerania and Warsaw troughs as well as in the Fore-Sudetic and Silesia-Kraków monoclines the thickness of Upper Triassic groundwater horizons exceeds 100 meters.



Zal. 18.4

MAPA SUMARYCZNEJ MIĄŻSZOŚCI
WARSTW WODONOŚNYCH TRIASU
GÓRNEGO NA NIŻU POLSKIM





Encl. 18.4

MAP OF CUMULATIVE THICKNESS OF
UPPER TRIASSIC GROUNDWATER
HORIZONS IN THE POLISH
LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - *Izopachyty warstw wodonośnych triasu górnego [m]*
- *Isopachytes of cumulative thickness of Upper Triassic groundwater horizons [m]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu górnego*
- *Extent of Upper Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

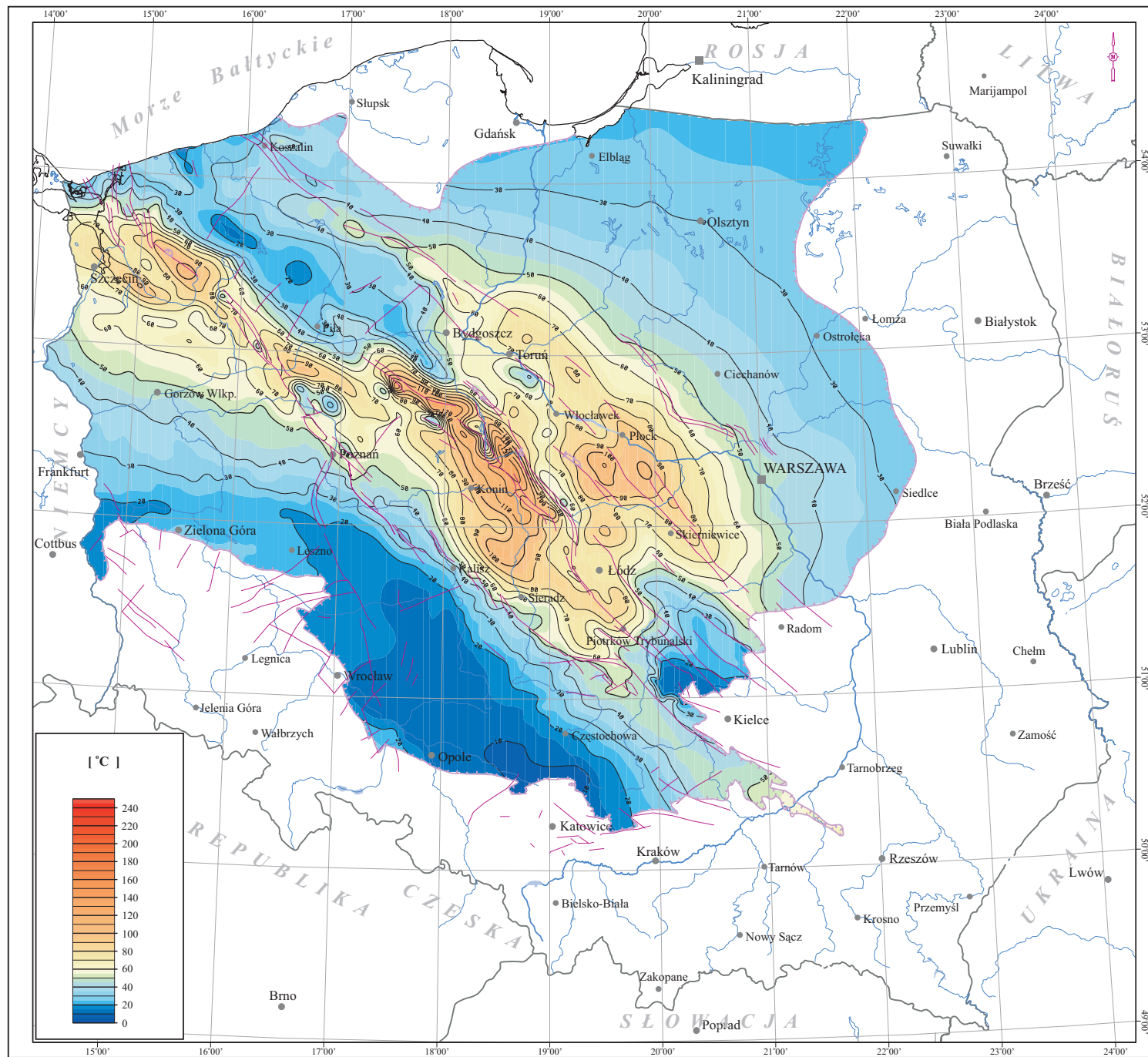
0 50 100 km

Zał. 18.5 Mapa temperatur w stropie utworów triasu górnego na Niżu Polskim

Największe powierzchniowo obszary obejmujące niecki łódzką, warszawską i szczecińską oraz wał kujawski, cechują się temperaturą w stropie utworów górnotriasowych powyżej 50°C. Najwyższe temperatury (ponad 120°C) zostały zarejestrowane w północno-wschodniej części niecki łódzkiej i południowo-zachodnim skrzydle wału kujawskiego w przekroju Konin - Toruń i Poznań - Toruń. Na pozostałym obszarze (strefy peryferyjne zbiornika) dominują temperatury w granicach 20 - 50°C. Jedynie na monoklinie śląsko-krakowskiej, niecce miechowskiej i w obszarze przedsudeckim występują temperatury niższe niż 20°C w stropie serii skał górnotriasowych.

Encl. 18.5 Map of temperatures at the top surface of Upper Triassic formation in the Polish Lowlands

The largest areas of the Mogilno-Lódź, Szczecin and Warsaw troughs, and the Kujawy Block reveal temperatures over 50°C at the top of Upper Triassic formation. Highest temperatures (over 120°C) were measured in the northeastern part of the Mogilno-Lódź Trough and in the southwestern limb of the Kujawy Block, along the Konin-Toruń and Poznań-Toruń lines. In the remaining, peripheral parts of the aquifer the temperatures from 20 to 50°C dominate. Only in the Silesia-Kraków Monocline, in the Miechów Trough and in the Fore-Sudetic Monocline the temperatures in the top of Upper Triassic formation are below 20°C.



Zal. 18.5

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW TRIASU GÓRNEGO
NA NIŻU POLSKIM





Encl. 18.5

MAP OF TEMPERATURES
AT THE TOP SURFACE
OF UPPER TRIASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermia stropu utworów triasu górnego [°C]*
- Isotherms at the top surface of Upper Triassic formation [°C]
-  - *Linie zasięgu utworów triasu górnego*
- Extent of Upper Triassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

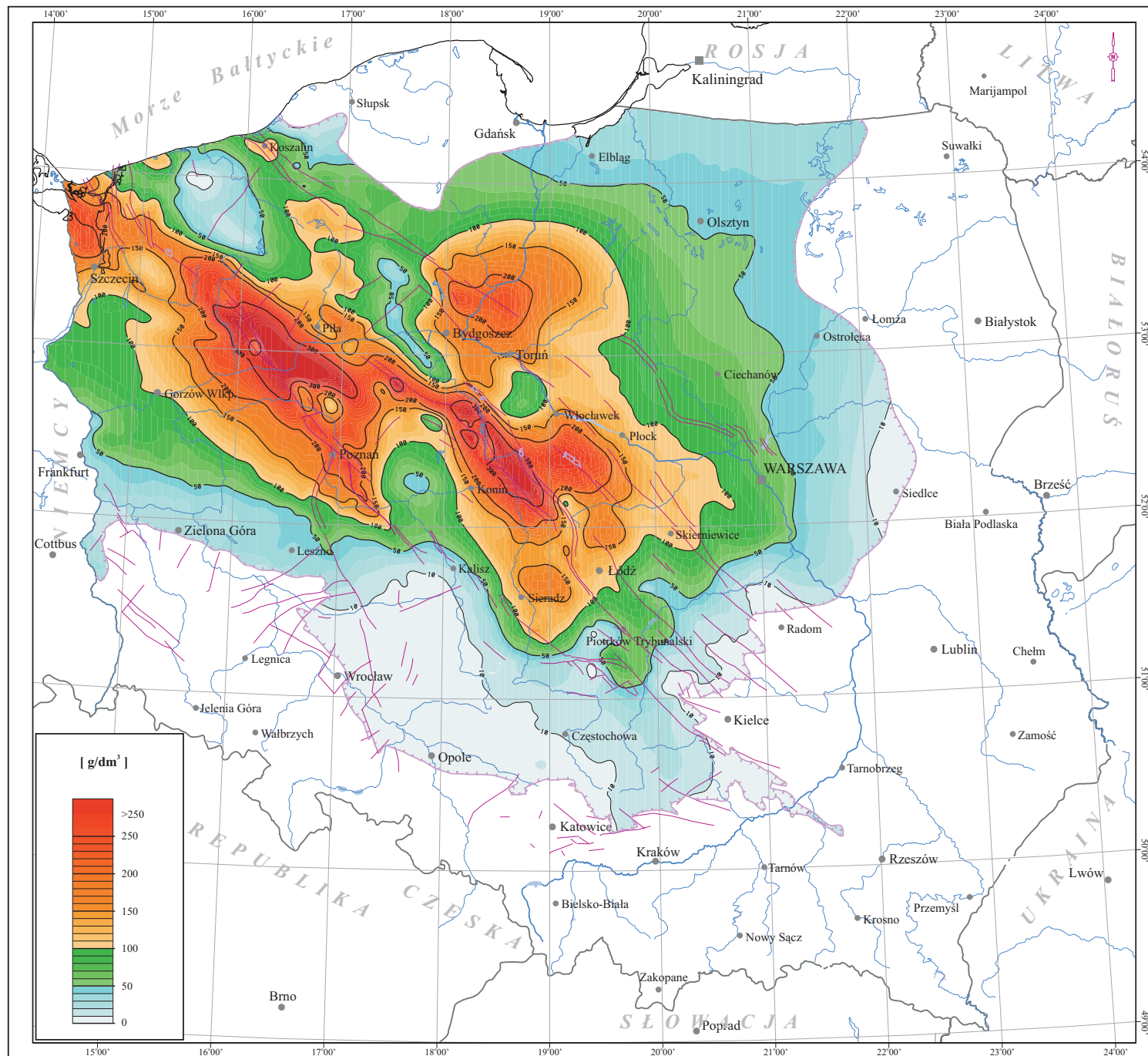
0 50 100 km

Zał. 18.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów triasu górnego na Niżu Polskim

Mineralizacja wód w stropie utworów górnego triasu wzrasta porównywalnie do głębokości występowania ich stropu oraz rozkładu pola temperaturowego. Największe mineralizacje (ponad 200, a nawet 300 g/dm³) występują w wodach krążących w utworach budujących wał kujawski oraz wypełniających niecki łódzką, szczecińską i warszawską. W pozostałych subzbiornikach (jednostkach strukturalnych) mineralizacja wód jest zmienna w przedziale od kilku (brzeżne strefy jednostek) do 100 g/dm³ oraz 100 - 200 g/dm³.

Encl. 18.6 Map of the TDS at the top surface of Upper Triassic formation in the Polish Lowlands

The TDS of geothermal waters reservoired in the top part of Upper Triassic formation increases with the depth and with the temperatures. The highest TDS values (over 200, and even 300 g/dm³) were found in the Kujawy Block and in the Mogilno-Łódź, Szczecin and Warsaw troughs. In the remaining structural units the TDS values are variable (from several g/dm³ in the marginal parts of the units to 100 g/dm³ and from 100 to 200 g/dm³).



Zal. 18.6

MAPA MINERALIZACJI WÓD W STROPIE UTWORÓW TRIASU GÓRNEGO NA NIŻU POLSKIM

Encl. 18.6

MAP OF THE TDS AT THE TOP SURFACE OF UPPER TRIASSIC FORMATION IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolnie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isohalines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów triasu górnego*
- *Extent of Upper Triassic formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 18.7 Mapa wód termalnych zbiornika triasu górnego kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji

Z uwagi na wysoką mineralizację wód występujących w górnotriasowym zbiorniku można wykorzystywać ją do celów balneologicznych (wody występujące w nieckach i na wałach kujawskim i pomorskim) oraz/lub rekreacyjnych (wody z całego zbiornika).

Analizowano chlorkowe wody termalne zbiornika triasu górnego na obszarze Niżu Polskiego w 102 odwiertach. Zdecydowana większość wód charakteryzuje się mineralizacją poniżej 100 g/dm³ przy temperaturze głównie od 20 do 60°C, a jedynie w rejonie Konina do 120°C (Bojarski, 1996). Typ hydrochemiczny wód zbiornika triasu górnego jest głównie Cl-Na lub Cl-Ca z bromem i jodem.

Do celów rekreacyjnych wytypowano wody występujące na obszarze niecki i wału pomorskiego w rejonie Brojce - Dzwirzyno - Darłowo - Wyszebórz - Okunino - Połczyn - Bór - Brda - Witkowo. Na obszarze monokliny przedsudeckiej w rejonie: Cychry - Osno - Koziczyn - Staropole - Sulechów, oraz Gorzyce - Janowo - Wierzchowice - Drołtowie. Obszar niecki warszawskiej i obniżenia podlaskiego w rejonie: Sierpiec - Biezuń - Płońsk - Pułtusk - Łochów - Sokół Podlaski. Obszar niecki warszawskiej, wału kujawskiego, niecki łódzkiej w rejonie: Mszczonów - Jeźów - Buków - Studzianna - Mniszków - Gidle - Secemin - Wieluń; oraz obszar lubelski w rejonie Magnuszew - Białobrzegi - Pionki.

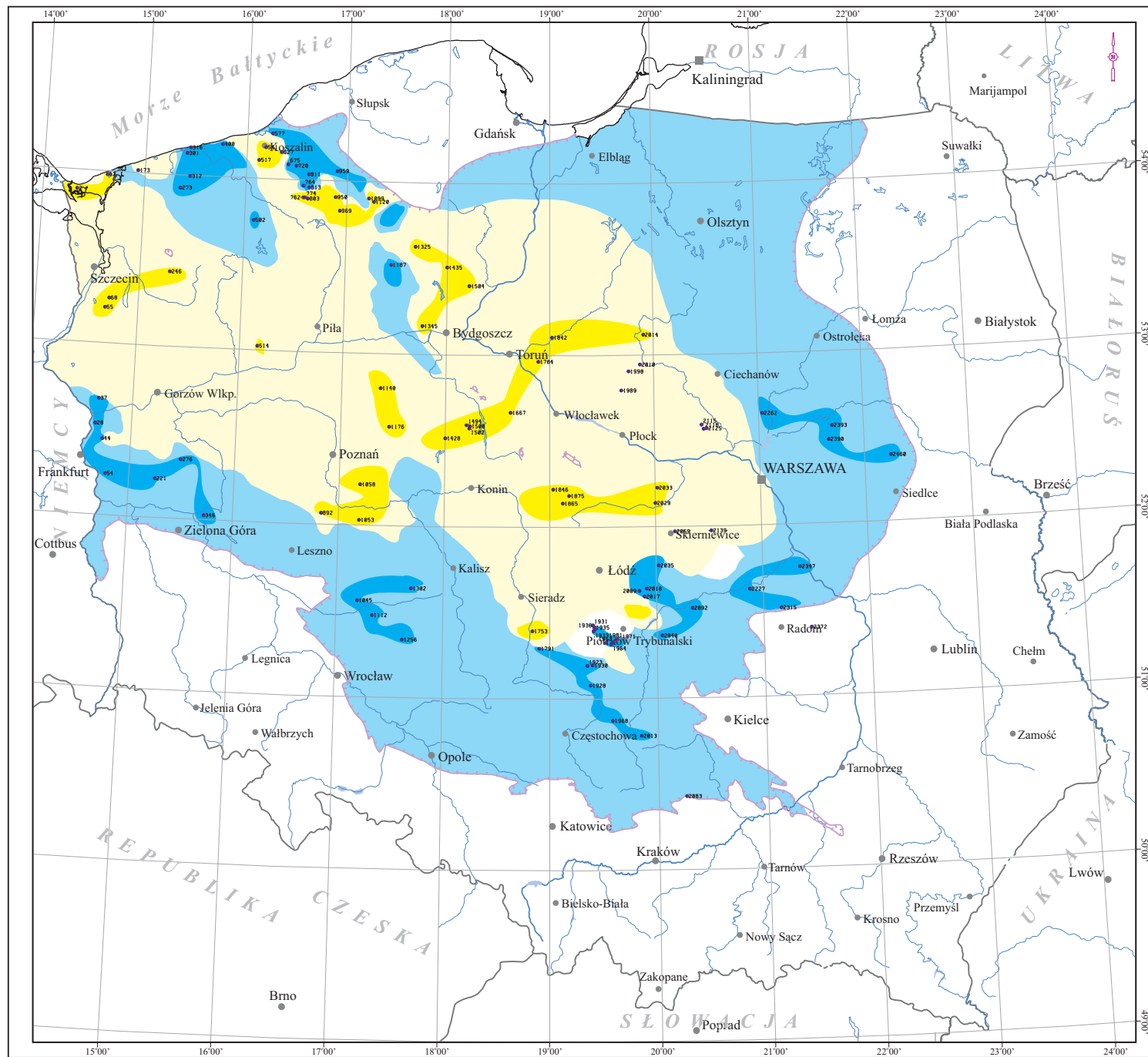
Do wykorzystania w balneologii wytypowano wody udokumentowane na obszarze niecki szczecińskiej w rejonie: Przytór - Kołczewo oraz Chabowo - Chociwel, jak również rejon odwiertu Człopa 1. Z obszaru niecki pomorskiej w rejonie: Wyszebórz - Dunowo oraz Chociwel - Wierzchowice - Brzezie. Obszar niecki pomorskiej, wału pomorskiego i niecki mogileńskiej w rejonie: Bysław - Bydgoszcz - Wągrowiec. Obszar monokliny przedsudeckiej w rejonie: Środa - Książ - Donatowo. Obszar niecki pomorskiej, warszawskiej, wału pomorskiego i niecki mogileńskiej w rejonie: Działdowo - Golub Dobrzyń - Czernikowo - Byczyna - Trzemżał. Na obszarze wału kujawskiego w rejonie: Rdutów - Siedlec - Kompina - Różyce. Udokumentowano również zasoby wód geotermalnych do celów balneologicznych w niecce łódzkiej.

Encl. 18.7 Map of thermal waters of the Upper Triassic formation qualified for balneotherapy and recreation

Thermal waters reservoir in the Upper Triassic aquifer of the Polish Lowlands were analyzed in 102 wells. Most of these waters show the TDS values below 100 g/dm³ and the temperatures from 20 to 60°C, except for the Konin area where temperatures up to 120°C were measured (Bojarski, 1996). The waters belong to Cl-Na or Cl-Ca types with concentrations of Br and J.

Thermal waters reservoir in the Upper Triassic aquifer of the Polish Lowlands were analyzed in 102 wells. Most of these waters show the TDS values below 100 g/dm³ and the temperatures from 20 to 60°C, except for the Konin area where temperatures up to 120°C were measured (Bojarski, 1996). The waters belong to Cl-Na or Cl-Ca types with concentrations of Br and J.

Waters suitable for balneological purposes occur in the Szczecin Trough (Przytór - Kołczewo and Chabowo - Chociwel areas as well as in the vicinity of the Człopa-1 well), in the Pomerania Trough (Wyszebórz - Dunowo and Chociwel - Wierzchowice - Brzezie areas), in the Pomerania Trough and Block, and in the Mogilno Trough (Bysław - Bydgoszcz - Wągrowiec area), in the Fore-sudetic Monocline (Środa - Książ - Donatowo area) in the Pomerania, Warsaw and Mogilno troughs and in the Pomerania Block (Działdowo - Golub Dobrzyń - Czernikowo - Byczyna - Trzemżał area) and in the Kujawy Block (Rdutów - Siedlec - Kompina - Różyce area). Balneological water resources were assessed also in the Łódź Trough.



Zal. 18.7




**MAPA WÓD TERMALNYCH
ZBIORNIKA TRIASU GÓRNEGO
KWALIFIKUJĄCYCH SIĘ DO
WYKORZYSTANIA W BALNEOTERAPII
I REKREACJI**

Encl. 18.7



**MAP OF THERMAL WATERS OF THE
UPPER TRIASSIC FORMATION
QUALIFIED FOR BALNEOTHERAPY
AND RECREATION**

Legenda:



Legend:

-  - *Otwory wykorzystane do konstrukcji mapy*
- Boreholes used for map construction
-  - *Linie zasięgu utworów triasu górnego*
- Extent of Upper Triassic formation
-  Warszawa - *Ważniejsze miasta*
- Main cities

Balneoterapia
Balneotherapy

-  - *Obszar perspektywiczny (mineralizacja > 70 g/dm³)*
- Prospective area (TDS > 70 g/dm³)
-  - *Obszar udokumentowany wierceńiami*
- Area documented with drillings

Rekreacja
Recreation

-  - *Obszar perspektywiczny (mineralizacja < 70 g/dm³ i temperatura < 60°C)*
- Prospective area (TDS < 70 g/dm³ and temperature < 60°C)
-  - *Obszar udokumentowany wierceńiami*
- Area documented with drillings

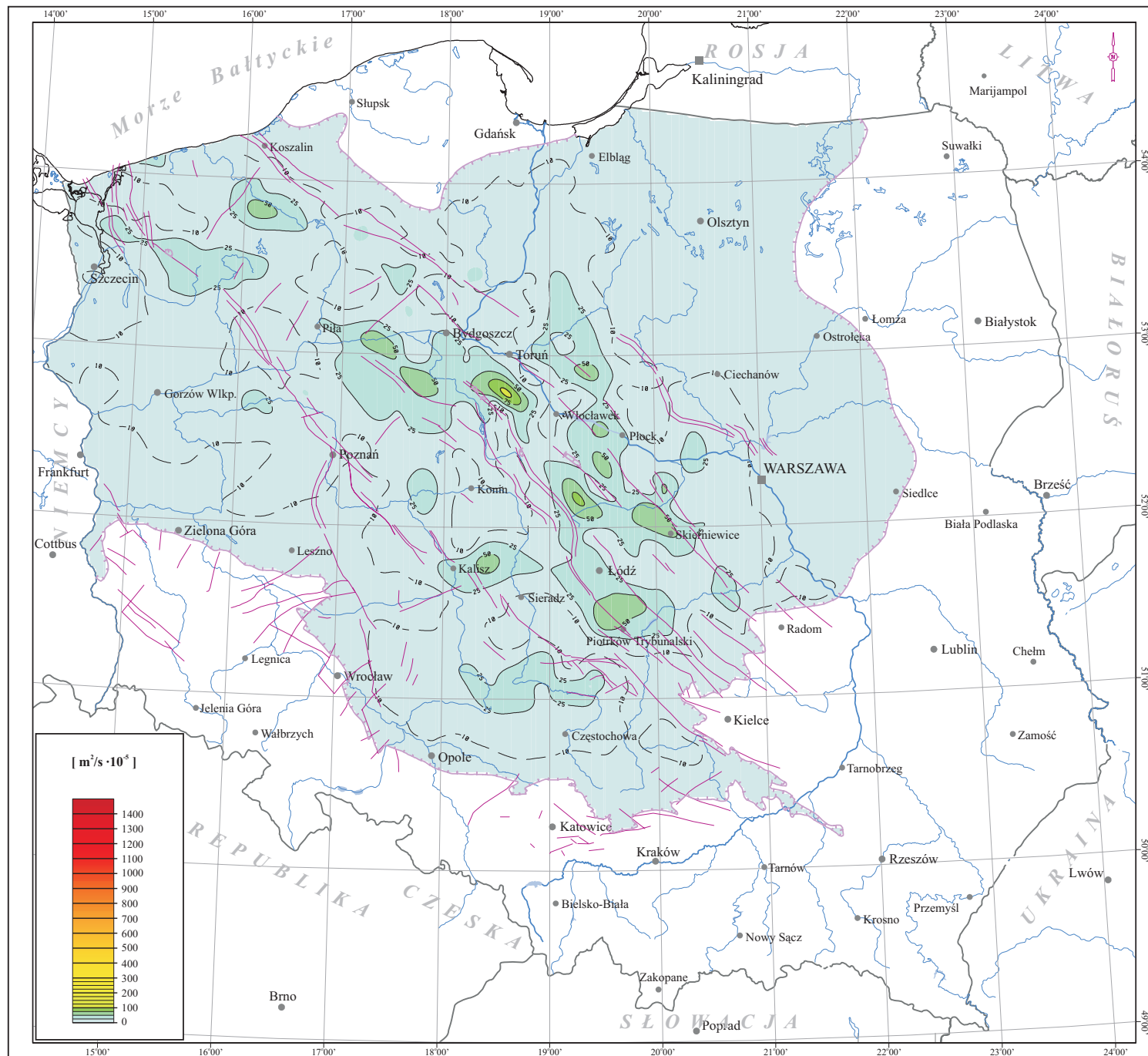


Zał. 18.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów triasu górnego na Niżu Polskim

W ślad za nieznaczną zmiennością współczynnika filtracji i sumarycznej miąższości warstw wodonośnych występujących w zbiorniku górnotriasowym również nieznacznie zmienna jest ich przewodność hydrauliczna. W zasadzie utwory tworzące skały zbiornikowe wód geotermalnych cechują się przewodnością od kilku do $25 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Jedynie lokalnie przewodność wzrasta ponad tę granicę i osiąga wartość $100 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ (wał kujawski, niecka łódzka).

Encl. 18.8 Map of hydraulic transmissivity in the Upper Triassic aquifer of the Polish Lowlands

Similarly to the hydraulic conductivity and the total thickness of Upper Triassic groundwater horizons, the hydraulic transmissivity values show low variability, from several to $25 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Locally, higher values were measured (up to $100 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) in the Kujawy Block and in the Mogilno-Łódź Trough.



Zal. 18.8

**MAPA PRZEWODNOŚCI
HYDRAULICZNEJ UTWORÓW
TRIASU GÓRNEGO NA NIŻU POLSKIM**

Encl. 18.8

**MAP OF HYDRAULIC
TRANSMISSIVITY IN THE UPPER
TRIASSIC AQUIFER
OF THE POLISH LOWLANDS**

[m²/s · 10⁻⁵]

Legenda:

Legend:

- *Izoliny przewodności hydraulicznej [m²/s · 10⁻⁵]*
- *Isolines of hydraulic transmissivity [m²/s · 10⁻⁵]*
- *Linie zasięgu utworów triasu górnego*
- *Extent of Upper Triassic formation*
- *Uskok*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

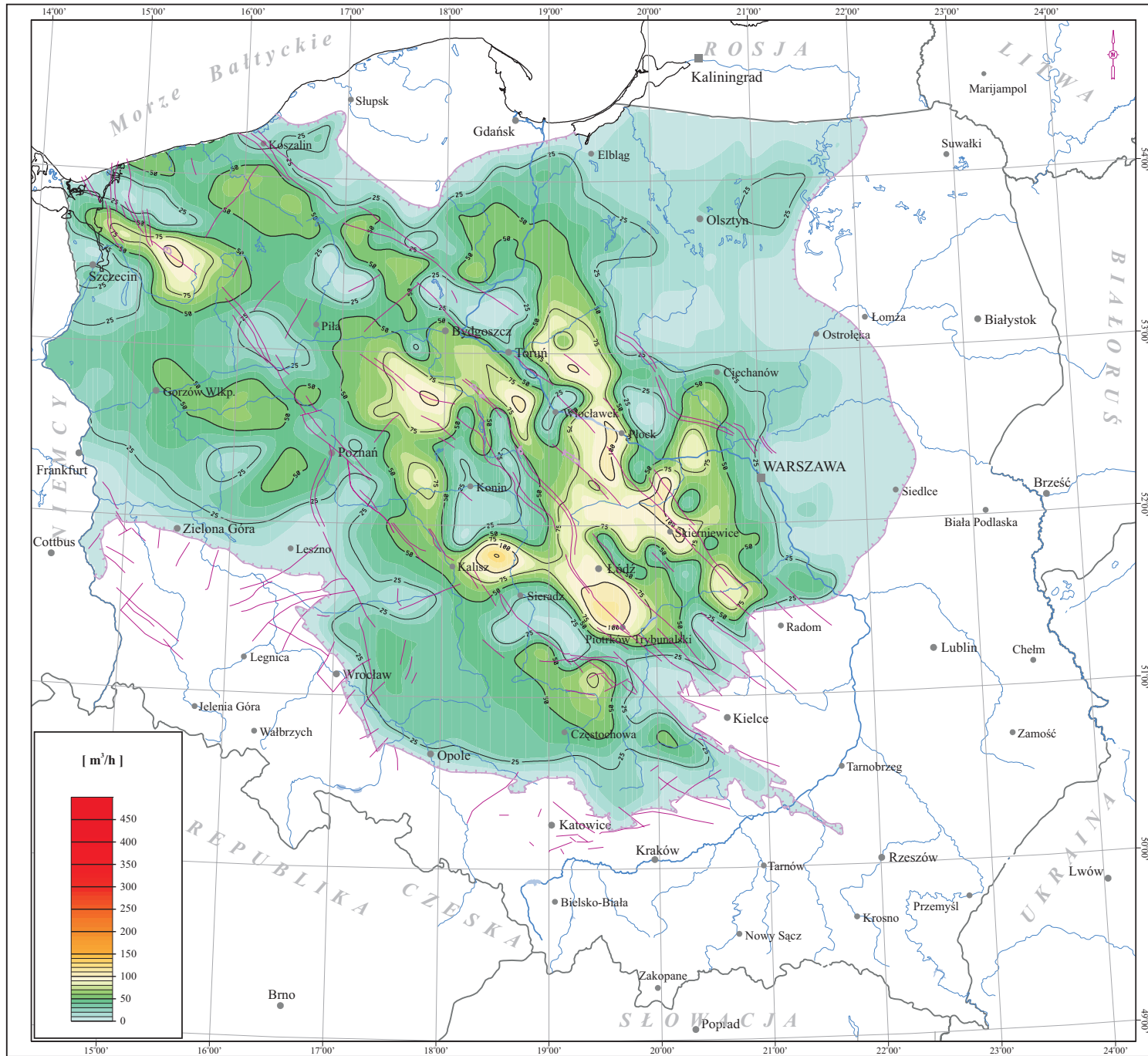
0 50 100 km

Zał. 18.9 Mapa potencjalnej wydajności studni (dubletów) w triasie górnym na Niżu Polskim

Z uwagi na niską przepuszczalność i przewodność warstw wodonośnych potencjalną wydajność ujęć wód górnotriasowych należy określić jako niską. Jedynie w niecce warszawskiej i łódzkiej (lokalnie) oraz na wale kujawskim i w niecce szczecińskiej (w zasadzie punktowo) można spodziewać się uzyskania potencjalnych wydajności przekraczających $75 \text{ m}^3/\text{h}$. Punktowo można oczekiwać uzyskania wydatków wyższych niż $100 \text{ m}^3/\text{h}$. Na dominującym obszarze spodziewane wydajności potencjalnych ujęć nie przekraczają wartości $50 \text{ m}^3/\text{h}$.

Encl. 18.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Upper Triassic reservoirs of the Polish Lowlands

Due to low permeability and hydraulic transmissivity of Upper Triassic reservoir rocks, the discharge values are expected to be low. Only locally, in the Warsaw and Mogilno-Łódź troughs, in the Kujawy Block and in a few sites in the Szczecin Trough the values over $75 \text{ m}^3/\text{h}$ can be obtained. Values over $100 \text{ m}^3/\text{h}$ will be rare. In the most part of the Upper Triassic aquifer the discharge values below $50 \text{ m}^3/\text{h}$ will prevail.



Zal. 18.9

MAPA POTENCJALNYCH WYDAJNOŚCI
STUDNI (DUBLETÓW)
W TRIASIE GÓRNYM
NA NIŻU POLSKIM





Encl. 18.9

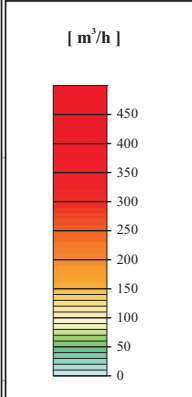
MAP OF POTENTIAL DISCHARGE
OF WELLS (DOUBLET)
IN UPPER TRIASSIC RESERVOIRS
OF THE POLISH LOWLANDS

[m³/h]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie wydajności [m³/h]
- Isolines of discharge [m³/h]
-  - Linie zasięgu utworów triasy górnej
- Extent of Upper Triassic formation
-  - Uskok
- Faults
-  - Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities



Zał. 18.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów triasu górnego na Niżu Polskim

Powierzchnia kalkulacji zasobów statycznych górnotriasowego zbiornika wód geotermalnych wynosi 178 148.52 km². Całkowite zasoby statyczne zbiornika wynoszą 1.15 · 10²¹ J, co odpowiada 2.75 · 10¹⁰ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1).

Wielkość zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni zbiornika górnego triasu zmienia się od poniżej 5 GJ/m², do 50 - 55 GJ/m².

Największe wartości jednostkowych zasobów statycznych charakteryzują zachodnią część niecki warszawskiej, centralną część wału kujawskiego oraz północno-wschodnią i południowo-wschodnią część niecki mogileńskiego-lódzkiej.

Lokalnie podwyższone wartości zasobów statycznych, powyżej 20 GJ/m², występują we wschodniej części niecki warszawskiej oraz na południe od Koszalina - na obszarze niecki pomorskiej.

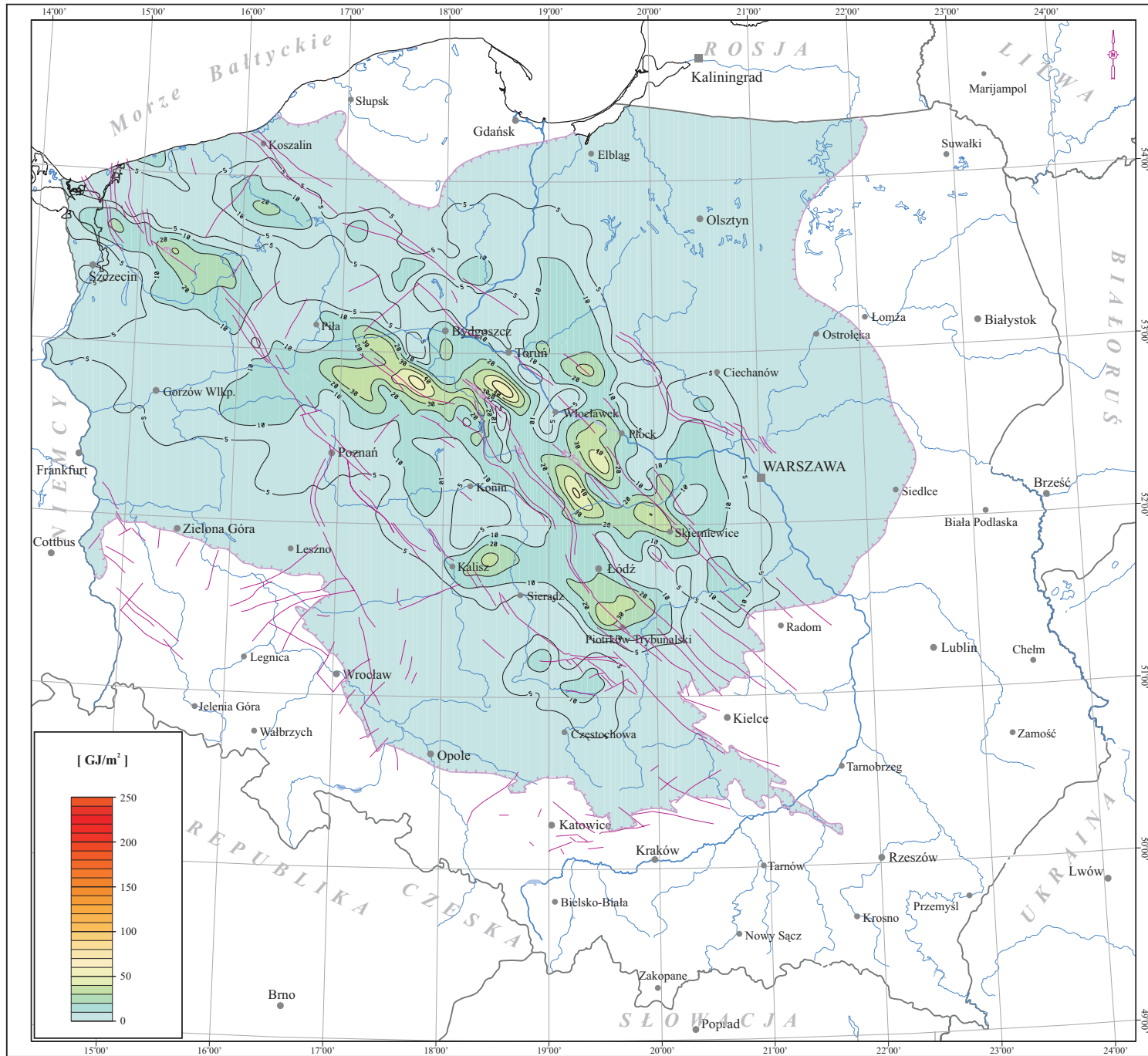
Wartości poniżej 10 GJ/m² występują na znacznych obszarach wału pomorskiego, w centralnej części niecki mogileńskiego-lódzkiej (obszar Konina) oraz w północnej części wału kujawskiego, na linii Bydgoszcz - Toruń - Włocławek. Najmniejsze wartości, poniżej 5 GJ/m², charakteryzują brzegowe strefy górnotriasowego zbiornika geotermalnego.

Encl. 18.10 Map of unit static resources of Upper Triassic aquifer in the Polish Lowlands

The calculation area of static resources accumulated in the Upper Triassic aquifer is 178,148.52 km². Total static resources accumulated in this area are 1.15 · 10²¹ J, which corresponds to the energy of 2.75 · 10¹⁰ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1).

The unit static resources of the Upper Triassic aquifer vary from below 5 to 50 - 55 GJ/m². The highest values were found in the western part of the Warsaw Trough, in the central part of the Kujawy Block as well as in the northeastern and southeastern parts of the Mogilno-Lódź Trough.

Higher values of the unit static resources (over 20 GJ/m²) were locally observed in the eastern part of the Warsaw Trough and in the Pomerania Trough (south of Koszalin). Low values of unit static resources (<10 GJ/m²) occur in vast areas of the Pomerania Block, in the central part of the Mogilno-Lódź Trough (Konin area) and in the northern part of the Kujawy Block (along the Bydgoszcz - Toruń - Włocławek line). The lowest values (<5 GJ/m²) are typical of the marginal parts of the Upper Triassic aquifer.



Zal. 18.10

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH UTWORÓW TRIASU
GÓRNEGO NA NIŻU POLSKIM





Encl. 18.10

MAP OF UNIT STATIC RESOURCES
OF UPPER TRIASSIC AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie jednostkowych zasobów statycznych [GJ/m²]*
- *Isolines of unit static resources [GJ/m²]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu górnego*
- *Extent of Upper Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 18.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów triasu górnego na Niżu Polskim

Całkowite zasoby statyczne-wydobywalne górnotriasowego zbiornika wód geotermalnych wynoszą $2.35 \cdot 10^{20}$ J, co odpowiada $5.62 \cdot 10^9$ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.3.2). Wielkości zasobów przypadających na 1m^2 powierzchni zbiornika oscylują w granicach od poniżej 1 GJ/m², do ok. 10 GJ/m².

Maksymalne wartości zasobów statycznych-wydobywalnych, nieznacznie przekraczających 10 GJ/m², występują w północnej części niecki mogileńsko-lódzkiej (strefa Mogilna), na południe od Torunia - na obszarze wału kujawskiego oraz na południowy-zachód od Płocka (niecka warszawska, wał kujawski).

Obszar przedłużecki, wał pomorski, synekliza perybałtycka, wyniesienie mazursko-suwałskie oraz obniżenie podlaskie charakteryzują się zasobami statycznymi-wydobywalnymi poniżej 1 GJ/m².

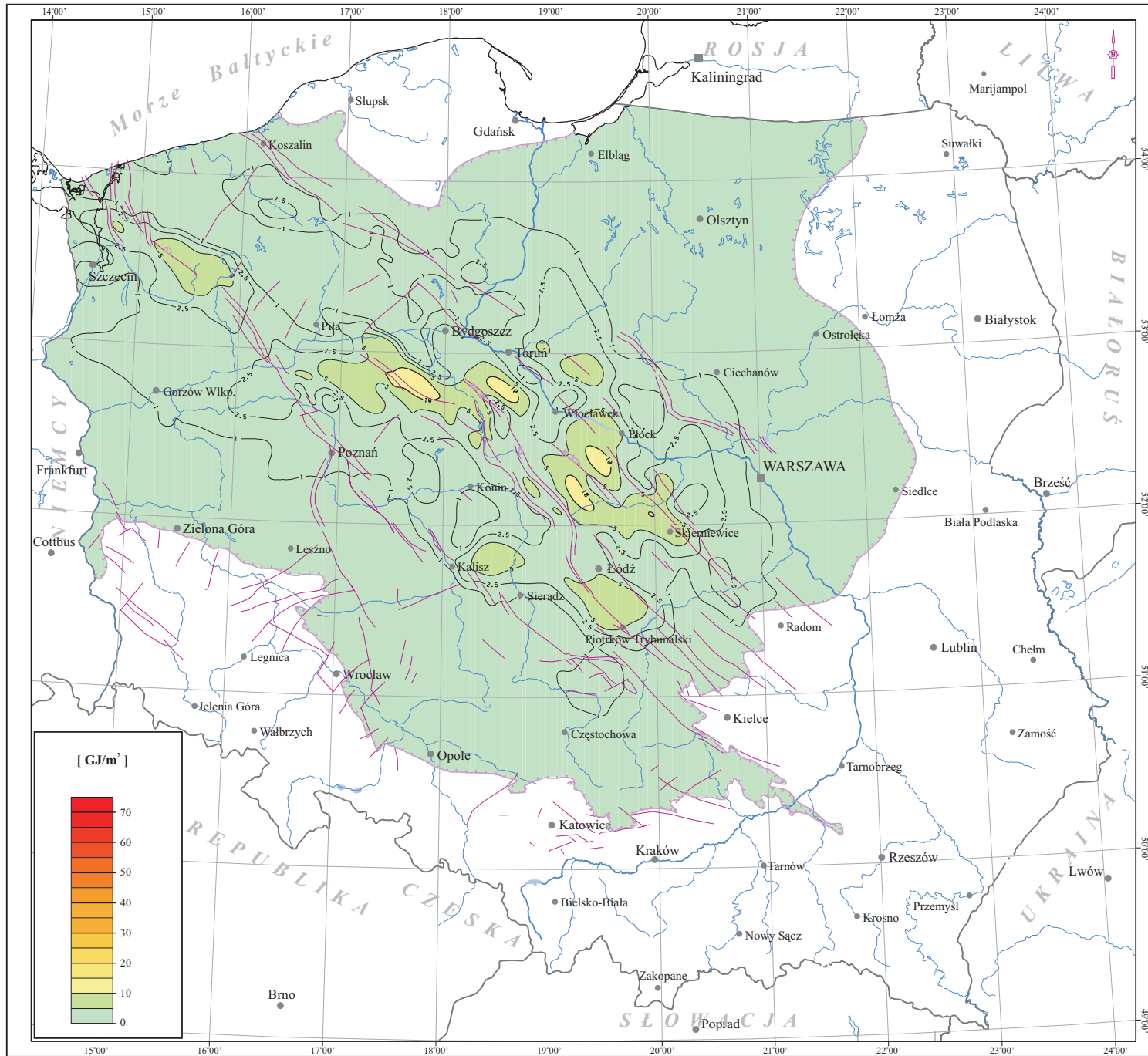
Rozkład jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych wskazuje, że najbardziej zasobne strefy geotermalne, w obrębie zbiornika triasu górnego, występują w centralnej części zbiornika.

Encl. 18.11 Map of unit static-recoverable resources of Upper Triassic aquifer in the Polish Lowlands

The total static-recoverable resources accumulated in the Upper Triassic geothermal aquifer are $2.35 \cdot 10^{20}$ J (i.e. $5.62 \cdot 10^9$ TOE) (tab. 12.4.1, fig. 12.3.2).

The unit static-recoverable resources vary from less than 1 to about 10 GJ/m². Maximum values of unit static-recoverable resources (above 10 GJ/m²) were calculated in the northern part of the Mogilno-Lódź Trough (Mogilno vicinity), in the Kujawy Block (south of Toruń) and in the Warsaw Trough and the Kujawy Block (southwest of Płock).

The Fore-Sudetic Monocline, the Pomerania Block, the Peri-baltic Syncline, the Mazury-Suwałki Uplift and the Podlasie Depression reveal unit static-recoverable below 1 GJ/m². Distribution of unit static-recoverable resources in the Upper Triassic aquifer demonstrates that most perspective are the areas located in the central part of the aquifer.



Zal. 18.11

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
 STATYCZNYCH-WYDOBYWALNYCH
 UTWORÓW TRIASU GÓRNEGO
 NA NIŻU POLSKIM





Encl. 18.11

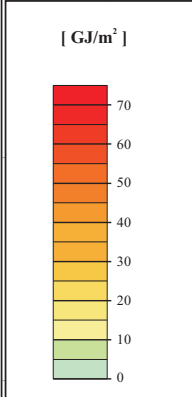
MAP OF UNIT STATIC-RECOVERABLE
 RESOURCES OF UPPER TRIASSIC
 AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie zasobów statycznych-wydobywalnych [GJ/m²]
- Isolines of static-recoverable resources [GJ/m²]
-  - Linie zasięgu utworów triasu górnego
- Extent of Upper Triassic formation
-  - Uskoki
- Faults
-  Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities



Zał. 18.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia LF=1.0 utworów triasu górnego na Niżu Polskim

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych górnotriasowego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy LF=1, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 29 776.00 km². Perspektywiczne obszary zbiornika, gdzie wykorzystanie zasobów geotermalnych do celów ciepłowniczych może przynieść dodatni efekt ekonomiczny, obejmuje obszary niecki szczecińskiej, niecki warszawskiej oraz częściowo obszary niecki mogileńsko-lódzkiej i wału kujawskiego.

Największe wartości współczynnika mocy powyżej 2 - 2.5 występują w północnej części niecki mogileńsko-lódzkiej (rejon Mogilna) oraz na wschód o Kalisza, a także w północnej części niecki szczecińskiej i centralnej części niecki warszawskiej (pomiędzy Płockiem a Skierniewicami).

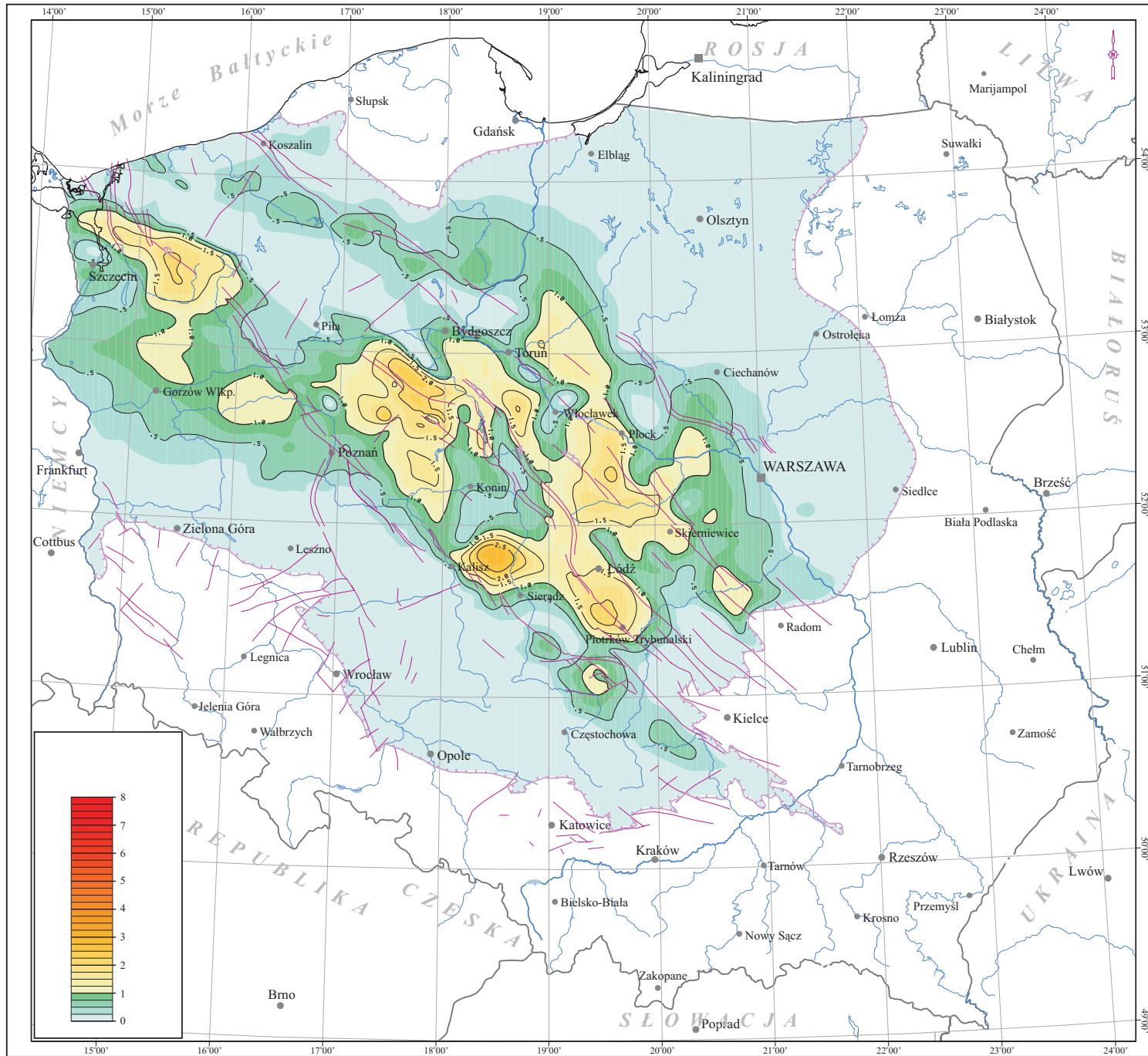
Na znacznych obszarach zbiornika, obejmujących ponad 83% powierzchni, współczynnik mocy nie przekracza wartości 1. Oznacza to, że pozyskanie energii geotermalnej do celów ciepłowniczych na wyżej wymienionych obszarach może nie być opłacalne ekonomicznie.

Encl. 18.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Upper Triassic aquifer in the Polish Lowlands

The area covered by the Upper Triassic geothermal resources for which the power factor values $F > 1$ at the load factor values LF=1 is 29,776.00 km². The perspective areas where commercial utilization of geothermal resources for heating purposes can be possible include the Szczecin and Warsaw troughs as well as parts of the Mogilno-Lódź Trough and the Kujawy Block.

The highest values of power factor ($F > 2 - 2.5$) were found in the northern part of the Mogilno-Lódź Trough (vicinity of Mogilno) and east of Kalisz as well as in the northern part of the Szczecin Trough and in the central part of the Warsaw T (area between Płock and Skierniewice).

In the vast parts of the aquifer (over 83% of its area) the power factor is low ($F < 1$), which means that recovery of geothermal energy for heating purposes can be uneconomic.



Zal. 18.12


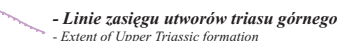
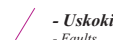
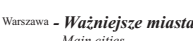
MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY PRZY
WSPÓLCZYNNIKU OBCIĄŻENIA
LF=1.0 UTWORÓW TRIASU GÓRNEGO
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 18.12

MAP OF POWER FACTOR
AT LOAD FACTOR LF=1.0 OF UPPER
TRIASSIC AQUIFER IN THE POLISH
LOWLANDS

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie współczynnika mocy*
- Isolines of power factor
-  - *Linie zasięgu utworów triasu górnego*
- Extent of Upper Triassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

0 50 100 km

Załącznik 18.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów triasu górnego na Niżu Polskim

Powierzchnia występowania zasobów dyspozycyjnych wynosi 29 776.00 km², co stanowi 16.71% powierzchni całego zbiornika triasu górnego na Niżu Polskim oraz 9.95% powierzchni Polski.

Całkowite zasoby dyspozycyjne zbiornika określono na $1.14 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada $2.72 \cdot 10^7$ TOE/rok energii (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2).

Zasoby energii geotermalnej zakwalifikowane jako zasoby dyspozycyjne obejmują znaczne obszary niecki warszawskiej, północną i południową część niecki mogileńsko-lódzkiej, północną i centralną część niecki szczecińskiej.

Jedynie rejon Konina - na obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej oraz strefa graniczna pomiędzy niecką warszawską a wałem kujawskim (na linii Bydgoszcz-Toruń-Włocławek) charakteryzują się niskim potencjałem w zakresie występowania zasobów dyspozycyjnych. Maksymalna koncentracja zasobów dyspozycyjnych, przypadających na jednostkę powierzchni występuje w rejonie Mogilna (powyżej 80 MJ/m²) oraz w północno-wschodniej części niecki warszawskiej (50 - 60 MJ/m²) i na południowo-wschód od Płocka 60 - 65 MJ/m². Brzegowe części zbiornika oraz obszary monokliny przedsudeckiej, wału pomorskiego, syneklizy bałtyckiej i wyniesienia mazursko-suwańskiego leżą poza obszarem perspektywnym dla wykorzystania wód górnotriasowego zbiornika geotermalnego w celach ciepłowniczych.

Encl. 18.13 Map of unit disposable resources of Upper Triassic aquifer in the Polish Lowlands

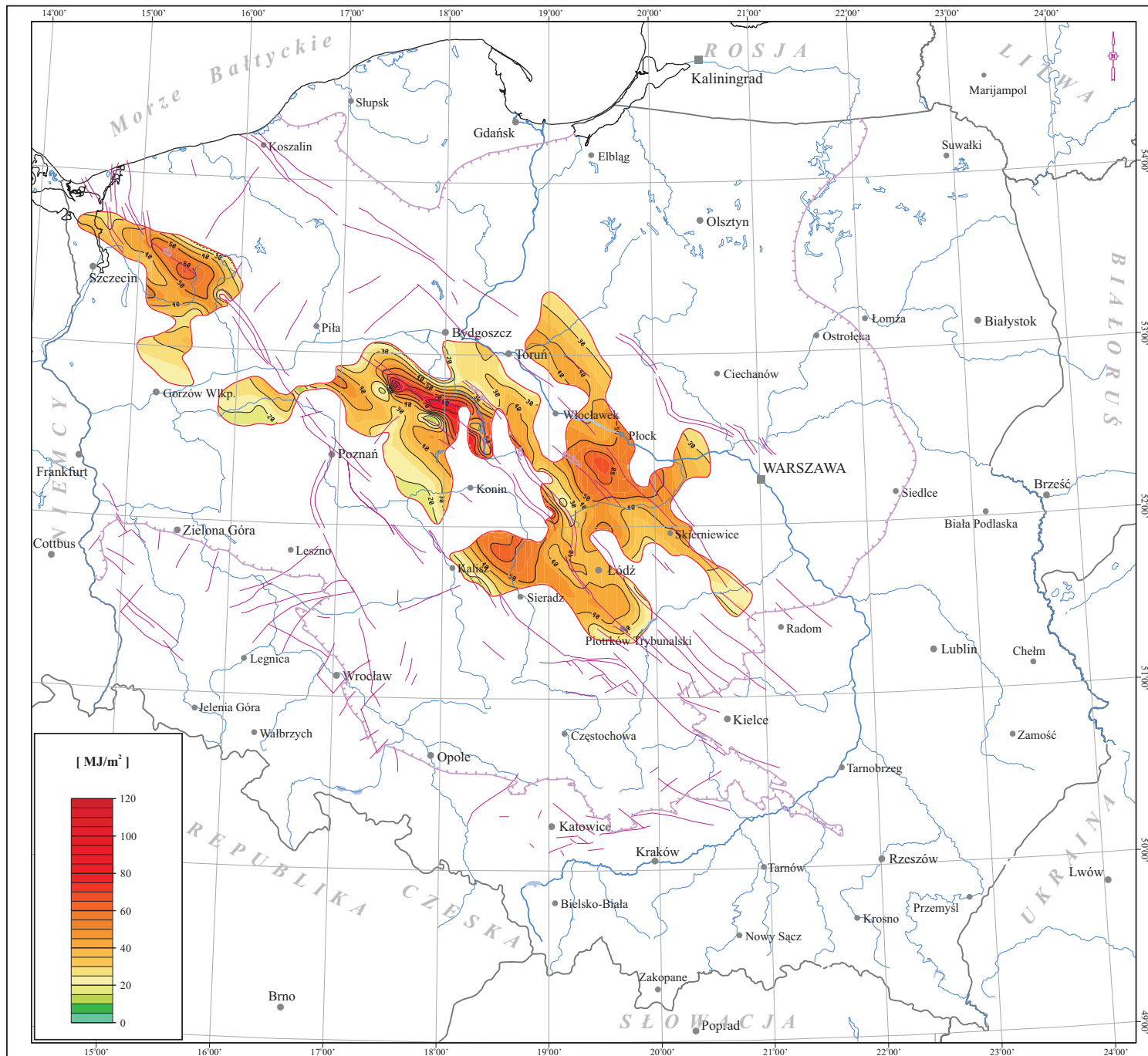
The area of Upper Triassic aquifer covered by disposable resources is 29,776.00 km², which is 16.71% of the whole area of this aquifer in the Polish Lowlands and 9.95% of the territory of Poland. The total disposable resources accumulated in this aquifer amount $1.14 \cdot 10^{18}$ J/year, i.e., $2.72 \cdot 10^7$ TOE/year (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2).

The disposable geothermal energy resources were found in the big part of the Warsaw Trough, in the northern and southern parts of the Mogilno-Lódź and in the northern and central parts of the Szczecin Trough.

In the Mogilno-Lódź Trough the only area where disposable resources occur (low values) in the vicinity of Konin. Another perspective area is the border zone between the Warsaw Trough and the Kujawy Block (Bydgoszcz-Toruń-Włocławek line).

Maximum values of unit disposable resources (over 80 MJ/m²) were found in the vicinity of Mogilno, in the northeastern part of the Warsaw Trough (50 - 60 MJ/m²) and southeast of Płock (60 - 65 MJ/m²).

The marginal parts of the Upper Triassic aquifer as well as the areas of the Fore-Sudetic Monocline, the Pomerania Block, the Baltic Syncline and the Mazury-Suwałki Block do not reveal perspectives for commercial utilization of geothermal waters for heating purposes.



Zal. 18.13

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
DYSPOZYCYJNYCH UTWORÓW
TRIASU GÓRNEGO NA NIŻU POLSKIM






Encl. 18.13

MAP OF UNIT DISPOSABLE
RESOURCES OF UPPER TRIASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

[MJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie energii jednostkowej [MJ/m²]
- Isolines of unit energy [MJ/m²]
-  - Linie zasięgu utworów triasu górnego
- Extent of Upper Triassic formation
-  - Uskokii
- Faults
-  Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
-  - Współczynnik obciążenia LF=1,0
- Load factor LF=1,0

0 50 100 km

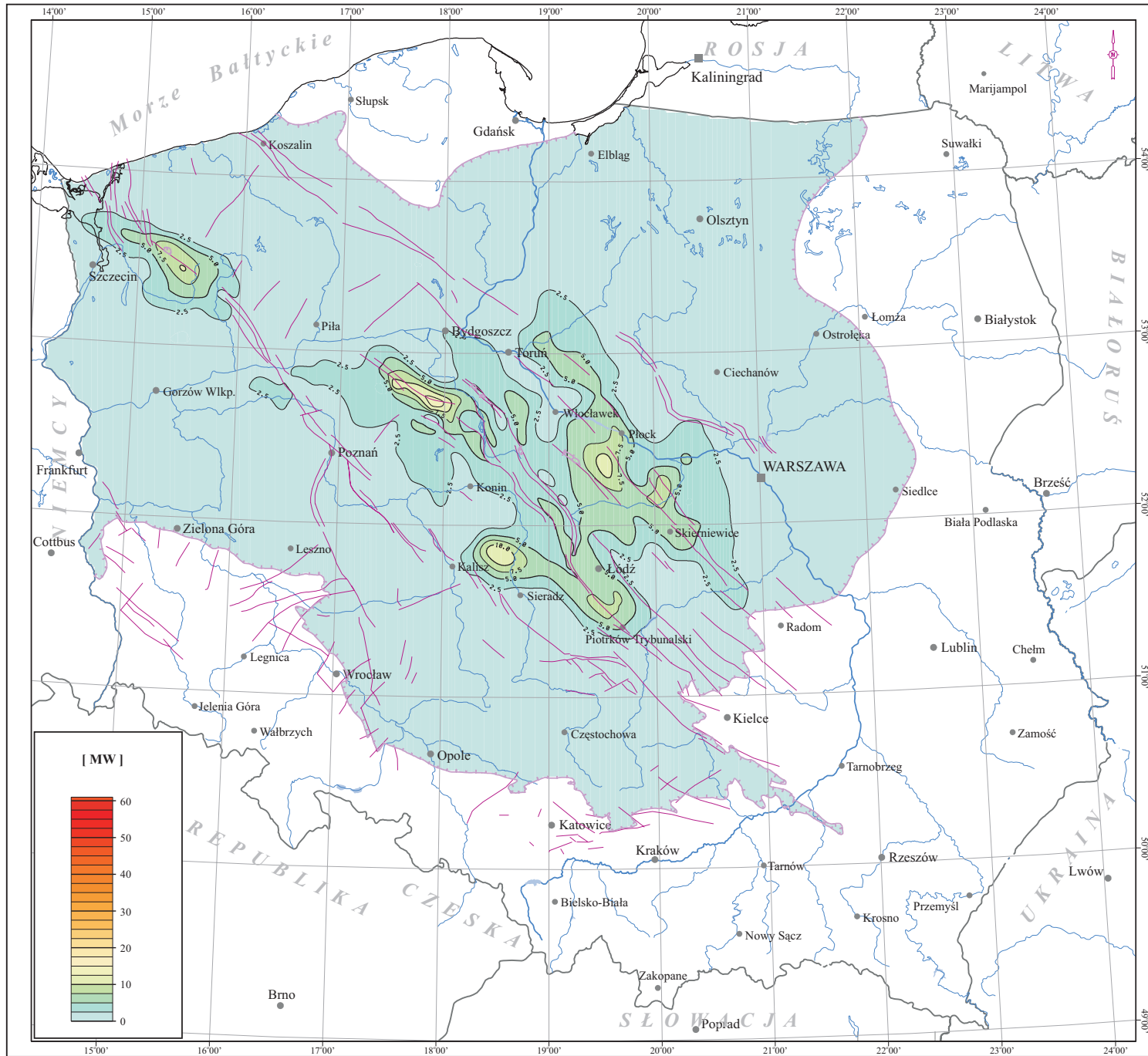
Zał. 18.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach triasu górnego na Niżu Polskim

Na przeważającym obszarze występowania wodonośnych utworów górnego triasu moc cieplna hipotetycznego dubletu geotermalnego (instalacji geotermalnej) nie przekracza wartość 2.5 MW.

Największe moce dubletów geotermalnych przewidywane są na obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej (w rejonie Mogilna) oraz na wschód od Kalisza, a także na obszarze niecki warszawskiej (na południowy-zachód od Płocka). W powyższych strefach możemy spodziewać się mocy cieplnych dubletu powyżej 10 MW. Moc cieplna dubletu rzędu 7.5 - 10 MW charakteryzują również północno-wschodnią część niecki szczecińskiej.

Encl. 18.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Upper Triassic reservoirs of the Polish Lowlands

Over the most part of the Upper Triassic geothermal aquifer the thermal power of hypothetical geothermal installation (geothermal dublet) does not exceed 2.5 MW. The highest values of thermal power (over 10 MW) are expected in the areas of the Mogilno-Łódź Trough (Mogilno vicinity) and east of Kalisz as well as in the Warsaw Trough (southwest of Płock). The values of 7.5 - 10 MW are expected in the northeastern parts of the Szczecin Trough.



Zal. 18.14

MAPA MOCY CIEPLNEJ INSTALACJI
GEOTERMALNYCH
PROJEKTOWANYCH W UTWORACH
TRIASU GÓRNEGO NA NIŻU POLSKIM





Encl. 18.14

MAP OF THERMAL POWER
OF GEOTHERMAL INSTALLATIONS
DESIGNED IN UPPER TRIASSIC
RESERVOIRS OF THE POLISH
LOWLANDS

[MW]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolnie mocy cieplnej dubletu [MW]*
- *Isolines of thermal power of a doublet [MW]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu górnego*
- *Extent of Upper Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

19 Zbiornik hydrogeotermalny triasu środkowego

Środkowotriasowy basen sedymentacyjny stanowił kontynuację zbiornika morskiego utworzonego w górnym pstrym piaskowcu. W początkowym okresie w dalszym ciągu rozwijała się transgresja morska. W efekcie morze zalało największy w trzaskie obszar Niżu Polskiego. W dolnym i środkowym wapieniu muszlowym był to zbiornik o wyrównanej subsydencji, w którym miąższości w całej zachodniej, centralnej i południowej Polsce wynosiła 150 - 200 m (Gajewska, 1988a). Dopiero w górnym wapieniu muszlowym oraz w dolnym kajprze ponownie zaznacza się aktywność bruzdy śródpolskiej, szczególnie w jej odcinku kujawskim, gdzie miąższość osadów zdecydowanie wzrasta. Łączna miąższość utworów triasu środkowego (wapień muszlowy + dolny kajper) w tym rejonie wynosi ponad 1400 m (Iwanow, 1998).

Rozwój paleotektoniczny basenu wapienia muszlowego odbywał się w kilku etapach, w których tworzyły się lub podlegały różnym przeobrażeniom poszczególne paleostruktury. Na obszarze obniżenia nadbałtyckiego w wapieniu muszlowym z zatoki warmińskiej utworzyła się depresja warmińska, paleostruktura, której nie obserwuje się w wyższych ogniwach triasu środkowego (Szyperko - Teller, Moryc, 1988; Marek, 1997). Basen wapienia muszlowego dolnego i środkowego charakteryzował się dość wyrównaną subsydencją. Oś basenu, którą wyznacza maksymalna miąższość osadów wapienia muszlowego dolnego i środkowego, ma kierunek zbliżony do równoleżnikowego. W strefie osiowej zarysowuje się część południowa obniżenia gnieźnieńsko - piotrkowskiego z depresją Sieradza, a na zachodzie elementy bruzdy zielonogórskiej. Na południu zbiornika jest wyraźnie widoczna elewacja małopolska z przylegającą od zachodu zatoką katowicką i słabo zbadanym obniżeniem krakowsko - tarnowskim od południa (Marek, 1997). Najbardziej stabilnym obszarem przez cały okres sedymentacji wapienia muszlowego była północno-wschodnia część basenu, stanowiąca paleostrukturę w formie tarasu (Marek, 1997).

Wg Dadlez, Marek (1969), największy wpływ na kształtowanie się struktur kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego, w tym wapienia muszlowego, na Niżu Polskim, miały pionowe ruchy głębszych bloków podłoża podcechsztyńskiego. Powodowały one równoległe z sedymentacją zmiany miąższości i facji oraz powstawanie erozji i luk sedymentacyjnych. Przemieszczanie się cechsztyńskich mas solnych spowodowała dużo większe zróżnicowanie subsydencji basenu sedymentacyjnego górnego wapienia muszlowego niż w wapieniu muszlowym środkowym i dolnym.

Wg Senkowiczowa, Szyperko-Śliwczyńska (1972), wapień muszlowy dzieli się na trzy części: dolną, środkową i górną, jego miąższość na obszarze Polski jest dość wyrównana i waha się od 150 m do 250 m, największą miąższość, około 300 m, stwierdzono na niewielkim obszarze monokliny przedsudeckiej. W kierunku wschodnim i północno-wschodnim miąższość wapienia muszlowego maleje i wynosi 30 - 40 m na obszarze obniżenia podlaskiego i około 25 m na obszarze niecki brzeźnej.

Sedymentacja utworów triasu środkowego odbywała się w zbiorniku morskim. Pełnomorskie warunki panowały w *dolnym* oraz *górnym wapieniu muszlowym*, gdy basen polski miał szerokie połączenia zarówno z basenem germańskim jak i poprzez bramę morawską i wschodniokarpacką z Oceanem Tetydy. Niemal w całym basenie osadzały się wtedy wapień faliste, organodetrytyczne, margliste i oolitowe. Ich sedymentacja odbywała się na obszarze głębokowodnej i płytkowodnej rampy węglanowej oraz lagun. Jedynie w rejonie syneklizy perybałtyckiej tworzyły się osady klastyczne wskazujące na sedymentację w strefie brzeźnej zbiornika (Gajewska, 1997; Sikorska-Jaworowska, Jaworowski, 1997).

Dolny wapień muszlowy jest najbardziej rozbudowanym ogniwem posiadającym największe miąższości od 135 - 190 m na obszarze monokliny przedsudeckiej, poprzez około 70 m na obszarze wału środkowo-polskiego do 10 - 15 m na obszarze niecki brzeźnej i obniżenia podlaskiego (Senkowiczowa, 1973).

Na przełomie dolnego i środkowego wapienia muszlowego następuje częściowe odcięcie basenu polskiego od zbiornika alpejskiego. W środkowym wapieniu muszlowym na prawie całym obszarze Niżu Polskiego osadzają się dolomity, margle dolomityczne i anhidryty wskazujące na restrykcyjne środowisko o podwyższonym zasoleniu; obserwowane są również paleogleby i zjawiska krasowe, wskazujące na obecność stref wynurzonych (Gajewska, 1997; Szulc, 2000).

Środkowy wapień muszlowy posiada miąższości 50 - 70 m na obszarze monokliny przedsudeckiej, poprzez około 30 m na obszarze wału środkowo-polskiego do 5 - 10 m na obszarze niecki brzeźnej i obniżenia podlaskiego (Senkowiczowa, 1973).

Ponowne uruchomienie połączenia z Oceanem Tetydy przez bramę wschodniokarpacką (Narkiewicz, Szulc, 2004), spowodowało wspomniany już powrót do warunków morskich w *górnym wapieniu muszlowym*. Na przełomie wapienia muszlowego i *kajpru dolnego* nastąpiła kolejna regresja, która spowodowała diametralną zmianę charakteru sedymentacji w basenie polskim. Górny wapień muszlowy charakteryzuje się miąższościami nie przekraczającymi 50 m, na obszarze monokliny przedsudeckiej 30 - 40 m, poprzez 15 - 20 m na obszarze wału środkowo-polskiego do około 10 m na obszarze niecki brzeźnej i obniżenia podlaskiego (Senkowiczowa, 1973).

W centralnej (najgłębszej części zbiornika) dominują wapień z liczną fauną, głównie margliste, często z glaukonitem oraz ilowce. W brzeźnej części basenu oprócz wapieni występują margle, margle dolomityczne, mułowce, sporadycznie wapień piaszczyste i piaskowce wapińskie. W centralnej części obniżenia nadbałtyckiego dominują utwory klastyczne (Senkowiczowa, Szyperko-Śliwczyńska, 1972; Marek, 1997).

Interesująca dla wykorzystania gorących wód z utworów poziomu wapienia muszlowego jest niecka łódzka.

W niecce łódzkiej interpretowano wartości porowatości całkowitej z pomiarów geofizyki wiertniczej. W otworze Budziszewice IG-1 utwory poziomu wapienia muszlowego wykazują słabe własności zbiornikowe. W profilu otworu Jeżów IG-1 w utworach wapienia muszlowego w głębokości 2125.5 - 2137.5 m porowatość całkowita wynosi ponad 25%. W otworach Buków 1, Piotrków Trybunalski IG-1 i Zgierz IG-1 obserwuje się niskie wartości porowatości w całym profilu triasu. W otworze Buków 1 opróbowano 3 interwały w poziomie wapienia muszlowego i w żadnym z nich nie uzyskano przyprływu. W otworze Jeżów IG-1 w głębokości 1893 - 1899 uzyskano minimalny przyprływ solanki o mineralizacji 63.2 g/dm³.

Generalnie rozpoznanie własności zbiornikowych i opróbowanie utworów poziomu wapienia muszlowego w otworach wiertniczych niecki mogileńsko-łódzkiej, ale i w innych jednostkach geologicznych Niżu Polskiego jest bardzo słabe. Utwory węglanowe poziomu wapienia muszlowego w pojedynczych otworach wykazują z reguły słabe własności zbiornikowe, ale nie można wykluczyć zarówno wzrostu porowatości, jak i szczelinowatości tych utworów.

Na podstawie danych geofizycznych oraz badań laboratoryjnych określono porowatość całkowitą dla kilku otworów przedstawioną w tabeli 19.0.1. Brak jest w tych otworach wiarygodnych pomiarów przepuszczalności i szczelinowatości.

Tabela 19.0.1 Przewidywane parametry zbiornikowe utworów wapienia muszlowego.
Table 19.0.1 Aquifer parameters forecast of Muschelkalk sediments.

Otwór <i>Well</i>	Interwał [m] <i>Interval [m]</i>	Porowatość całkowita [%] <i>Total Porosity [%]</i>
Buków-1	2 949 -3 202	3.20
Budziszewice IG-1	2 116 -2 341	6.00
Jeżów IG-1	2 016 -2 217	9.43
Piotrków Trybunalski IG-1	3 356 -3 646	4.71
Uniejów-1	3 625-3 873	5.38
Zgierz IG-1	3 676-3 954	4.11

Określenie porowatości efektywnej w oparciu o porowatości całkowite jest utrudnione ze względu na brak istotnej korelacji tych wartości. Pomierzone porowatości efektywne z rdzeni (np. otwór Krośnice IG-1 na głębokości 4510 - 4674 m, zmierzona porowatość efektywna wynosi ok. 1.6%, Buków 1 do 3.65%, Budziszewice IG-1 do 3.9%) wskazują na generalnie niższe wartości. Próba określenia przepuszczalności wydaje się niemożliwa ze względu na niewielką ilość pomiarów oraz brak zależności w korelacji przepuszczalności i porowatości.

Z dotychczasowych badań wynika, że utwory węglanowe mogą posiadać większą porowatość w stropowych partiach poziomu dolnego wapienia muszlowego. Zastosowanie metody kwasowania może być efektywne dla uzyskania większych wydajności, szczególnie dla wapieni piankowych. Wówczas poziom wapienia muszlowego może stać się ważnym zbiornikiem wód geotermalnych, równocześnie spełniającym kryteria kolektorskie do zatłaczania gorących wód wykorzystanych na powierzchni.

Strop utworów triasu środkowego zalega na rzędnych od kilkudziesięciu m npm na monoklinie śląsko - krakowskiej do ponad -4800 m npm w osiowej części wału kujawskiego. Na przebiegającej powierzchni rozprzestrzeniania się utworów tego wieku ich strop zalega na rzędnych poniżej -1000 m npm. Najgłębiej powierzchnia ta zalega na obszarze wału kujawskiego oraz nieck: mogileńsko-lódzkiej, warszawskiej i szczecińskiej (poniżej -2000 m npm). Na większych głębokościach strop utworów środkowotriasowych zalega w osiowych partiach wymienionych struktur, wznosząc się ku strefom peryferyjnym.

Całkowita miąższość utworów triasu środkowego jest stosunkowo nieduża i zmienia się w granicach od kilku do 300 m (lokalnie tylko nieco większa). Obszarowo dominuje miąższość w przedziale do 200 m. Większe miąższości spotykane są tylko na obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej, obszaru przedzudeckiego i niecki szczecińskiej.

Temperatury w stropowych partiach warstw środkowotriasowych są ściśle zależne od głębokości zalegania. Zmienność pola temperaturowego jest znaczna, zmieniając się od kilkunastu °C (partie brzeżne zbiornika) do ponad 150°C (osiowe partie wału kujawskiego), ponad 120°C w niecce mogileńsko-lódzkiej, ok. 110°C w niecce szczecińskiej oraz ponad 70°C w niecce miechowskiej i niecce warszawskiej. W pozostałych jednostkach strukturalnych temperatura w stropie utworów tego wieku na ogół nie przekracza tej ostatniej wartości.

Mineralizacja wód podziemnych w górnej partii skał zbiornikowych środkowego triasu wyka-

zuje ścisłą zależność od głębokości zalegania warstw. Zmienia się od około kilku (w brzeżnych partiach zbiornika) do ponad 350 g/dm³ w nieckach szczecińskiej i mogileńsko-lódzkiej. Mineralizację ponad 200 g/dm³ stwierdzono także w utworach środkowotriasowych występujących na wale kujawskim i pomorskim, w niecce pomorskiej i na obszarze przedzudeckim oraz w południowo-wschodniej części niecki pomorskiej. Generalizując można stwierdzić, że na obszarze ok. 70% powierzchni rozprzestrzeniania się skał środkowotriasowych występują wody o mineralizacji przekraczającej 50 g/dm³.

Wysoka mineralizacja wód geotermalnych występujących w utworach triasu środkowego wskazuje na znaczne możliwości wykorzystania ich także do celów balneologicznych oraz rekreacyjnych. Ocena ich przydatności do tych celów ma charakter perspektywny z uwagi na brak szczegółowych analiz składu chemicznego wód geotermalnych.

Jak interesujące dla wykorzystania wód geotermalnych mogą być utwory poziomu wapienia muszlowego pokazuje przykład miasta Łodzi. Miąższość całkowita triasu środkowego w rejonie miasta wynosi od około 265 do 295 m (Górecki i in., 2002). Gradient temperaturowy waha się od 2.8 do 3.1°C/100m, co wskazuje na potencjalną możliwość eksploatacji wód geotermalnych o temperaturach rzędu 125°C na głębokości 3997 m ppt. Przewidywana wydajność eksploatacyjna wody wyniesie 200 m³/h. Jeżeli potwierdzi się wydajność to wybudowanie instalacji geotermalnej współpracującej z funkcjonującym w mieście Łodzi systemem ciepłowniczym, dostarczającym ciepło i ciepłą wodę użytkową, może być wybitnie zyskowne.

Okres zwrotu nakładów inwestycyjnych wyniesie 5 lat, a wewnętrzna stopa zwrotu (IRR) 17%. Uzyskane wyniki ekonomiczne należy traktować jak minimalne nie uwzględniające produkcji energii elektrycznej w cyklu Rankine'a, jak i dodatkowe wykorzystanie wód geotermalnych na przykład dla celów balneologicznych i rekreacyjnych. Opłacalność z biegiem czasu będzie rosła ze względu na utrzymujące się wysokie ceny paliw kopalnych.

Przykład dla miasta Łodzi wskazuje na konieczność rozpoznania utworów węglanowych poziomu wapienia muszlowego jako jednego z bardzo perspektywnych, potencjalnych zbiorników wodonośnych dla wykorzystania wód geotermalnych dla celów utylitarnych.

19 The Middle Triassic aquifer

The Middle Triassic sedimentary basin represented a continuation of the marine basin formed in the Upper Buntsandstein. In the initial stage the marine transgression proceeded. As a result, the sea flooded over the largest part of the Polish Lowlands' area of the whole Triassic time. In the Lower and Middle Muschelkalk that was the basin with equalized subsidence, in which the thickness of the deposits in whole western, central and southern Poland amounted to 150 - 200 m (Gajewska, 1988a). Not earlier than in the Upper Muschelkalk and Lower Keuper became the activity of the Middle Polish Trough pronounced again, particularly in the Kujawy segment of the Trough where the thickness of deposits increased considerably. Total thickness of the Middle Triassic (Muschelkalk + Lower Keuper) deposits exceeds 1400 m in this region (Iwanow, 1998).

According to Dadlez and Marek (1969), vertical movements of deep-seated blocks of the sub-Zechstein basement exerted the greatest influence on the formation of structures in the Zechstein-Mesozoic complex (together with the Muschelkalk). The movements caused synsedimentary variations in thickness and facies, as well as erosion and sedimentary gaps. Displacement of salt masses resulted in much higher differentiation of the sedimentary basin subsidence in the Upper Muschelkalk than in the Middle and Lower Muschelkalk.

According to Senkowiczowa and Szyperko-Śliwczyńska (1972), the Muschelkalk can be divided into three parts: lower, middle and upper. In the territory of Poland, its thickness is quite equalized and ranges from 150 to 250 m. The greatest thickness (about 300 m) was recorded in a small area of the Fore-Sudetic Monocline. To the east and north-east, the Muschelkalk thickness decreases and it amounts to 30 - 40 m in the Podlasie Depression and to about 25 m in the Marginal Trough.

Sedimentation of the Middle Triassic deposits proceeded in the marine basin. Wavy, organodetrital, marly and oolitic limestones were deposited in almost the whole basin. Their sedimentation took place in a deep-water and shallow-water carbonate ramp and in lagoons.

The Lower Muschelkalk is the best developed member, the thickness of which varies from 135 - 190 m in the Fore-Sudetic Monocline, through approximately 70 m in the area of the Middle Polish Swell to 10 - 15 m in the Marginal Trough and Podlasie Depression (Senkowiczowa, 1973).

On the turn of the Lower and Middle Muschelkalk partial separation of the Polish basin from the Alpine basin took place. In the Middle Muschelkalk dolomites, dolomitic marls and anhydrites were deposited.

The Middle Muschelkalk thickness ranges from 50 - 70 m in the Fore-Sudetic Monocline, through about 30 m in the area of the Middle Polish Swell to 5 - 10 m in the Marginal Trough and Podlasie Depression (Senkowiczowa, 1973).

On the turn of the Muschelkalk and Lower Keuper next regression took place. It caused radical change in the character of sedimentation in the Polish basin. The Upper Muschelkalk is characterized by thickness below 50 m in the Fore-Sudetic area, through 15 - 20 m in the area of the Middle Polish Swell to approximately 10 m in the Marginal Trough and Podlasie Depression (Senkowiczowa, 1973).

In the central (deepest) part of the basin, limestones (principally marly, often with glauconite) and claystones predominate. In the marginal part of the basin, apart from the limestones, marls, dolomitic marls, siltstones, and sporadically sandy limestones and limy sandstones occur. In the central part of the Peribaltic Depression, clastic deposits predominate (Senko-

wiczowa, Szyperko-Śliwczyńska, 1972; Marek, 1997).

In general, the Muschelkalk deposits encountered by wells drilled in the Mogilno-Lódź Trough and other geologic units of the Polish Lowlands were very weakly sampled and tested and their reservoir properties are hardly known. The carbonate rocks of the Muschelkalk in a few wells demonstrate generally low reservoir properties, but increase in porosity and fracturing of these rocks cannot be excluded.

As it comes from hitherto-conducted research the carbonate deposits may show better porosity in the uppermost parts of the Lower Muschelkalk. Acid treatment may be effective for acquiring higher flow rates, particularly from foamy limestones. In such cases, the Muschelkalk would become an important reservoir of geothermal waters allowing at the same time criteria for reinjection of the waste water after utilization of its heat on the surface.

The top surface of Middle Triassic formation is located at altitudes from some tens of meters asl in the Silesian-Kraków Monocline to below -4800 m asl in the axial parts of the Kujawy Block and below -1000 m asl in the most part of the area of Middle Triassic occurrence. The deepest locations (below -2000 m asl) were observed in the Kujawy Trough and the Mogilno-Lódź, Warszawa and Szczecin troughs. The top surface of Middle Triassic formation occurs at greatest depths in the axial parts of these structures and rises up to the surface along the margins.

Total thickness of Middle Triassic formation is relatively low and varies from several to 300 m but in most cases it does not exceed 200 m. Only locally the thicker strata were observed in the Mogilno-Lódź and Szczecin troughs as well as in the Fore-Sudetic area.

Temperatures at the top of Middle Triassic formation are closely related to the depth of burial. Variability of temperature field is high and changes from a dozen of centigrades (marginal parts of an aquifer) to over 150°C in the axial parts of the Kujawy Block, over 120°C in the Mogilno-Lódź Trough, about 110°C in the Szczecin Trough and over 70°C in both Miechów and the Warsaw Trough. In the remaining structural units temperatures do not exceed 70°C.

The TDS in these formation is closely linked to the depth of occurrence and varies from a few (in the marginal parts of the aquifer) to over 350 g/dm³ in both the Szczecin and Mogilno-Lódź troughs. The values over 200 g/dm³ were noted on the Kujawy and Pomerania blocks, in the Fore-sudetic area and in the southeastern part of the Pomerania Trough. Generally, over 70% of area occupied by the Middle Triassic formations show TDS values in groundwaters more than 50 g/dm³.

High TDS of groundwaters reservoir in the Middle Triassic formation proves for to their possible utilization for therapeutics and recreation. However, more detailed assessment is impossible due to the lack of hydrochemical data.

An example of the city of Łódź water wells demonstrates how promising can be the Muschelkalk aquifer for geothermal water utilization. Total thickness of the Middle Triassic deposits in Łódź region ranges from approximately 265 to 295 m (Górecki et al., 2002). The temperature gradient ranges from 2.8 to 3.1°C/100m, which indicates the possibility of exploitation of geothermal water with temperatures of 125°C at the depth of 3997 m below the surface. Projected production rate is 200 m³/h. If such a rate is confirmed, construction of a geothermal plant contributing to the operating heating system (supplying with heat and domestic hot water) would be highly profitable.

Previewed investment return time is of equal to 5 years and internal rate of return (IRR) would amount 17%. These economic results should be treated as minimum, not regarding

to electricity production based on the Rankine cycle, as well as further utilization of the geothermal water, for example for balneological and recreational purposes. The profitability will increase through time because of persistent high prices of fossil fuels.

The example of the city of Łódź indicates that it is reasonable to explore the carbonate formation of Muschelkalk as one of very much promising potential reservoirs for practical utilization of geothermal waters.

Literatura (References):

1. **Dadlez R., Marek S., 1969** - Styl strukturalny kompleksu cechsztyński-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. Kwart.Geol. T.13, nr 3.
2. **Gajewska I., 1988a** - Paleomiąższości i litofacje wapienia muszlowego i kajpru dolnego oraz paleotektonika triasu środkowego na Niżu Polskim. Kwart.Geol., nr 32, nr 1.
3. **Gajewska I., 1988b** - Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika kajpru górnego na Niżu Polskim. Kwart.Geol., nr 32, nr 1.
4. **Gajewska I., 1997** - W: S.Marek, M.Pajchłowa (red.) Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace PIG 153.
5. **Iwanow A., 1998** - W: R.Dadlez, S.Marek, J.Pokorski (red.) Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce w skali 1: 2 500 000. PIG Warszawa.
6. **Marek S., Pajchłowa M., 1997** - "Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace PIG 153.
7. **Senkowiczowa H., 1973** - Trias poza karpacki. W: S.Sokołowski, S.Cieśliński, J.Czermiński (red.) Budowa geologiczna Polski, 1. Stratygrafia, 2. Mezozoik. Wyd.Geol., Warszawa.
8. **Senkowiczowa H., Szyperko - Śliwczyńska A., 1972** - Stratygrafia i paleogeografia triasu. Biul.Inst.Geol., 252.
9. **Sikorska-Jaworowska M., Jaworowski M., 1997** - W: S.Marek, M.Pajchłowa (red.) Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace PIG 153.
10. **Szulc J., 2000** - Evolution of the Polish Triassic Basin - Integrated Approach. W: Mat.Konf. 31st International Geological Congress. Brasil, Rio Janeiro 6-17 August 2000. Abstracts Volume.
11. **Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988** - Rozwój basenu sedimentacyjnego pstręgo piaskowca na obszarze Polski. Kwart.Geol., T.32, nr 1.

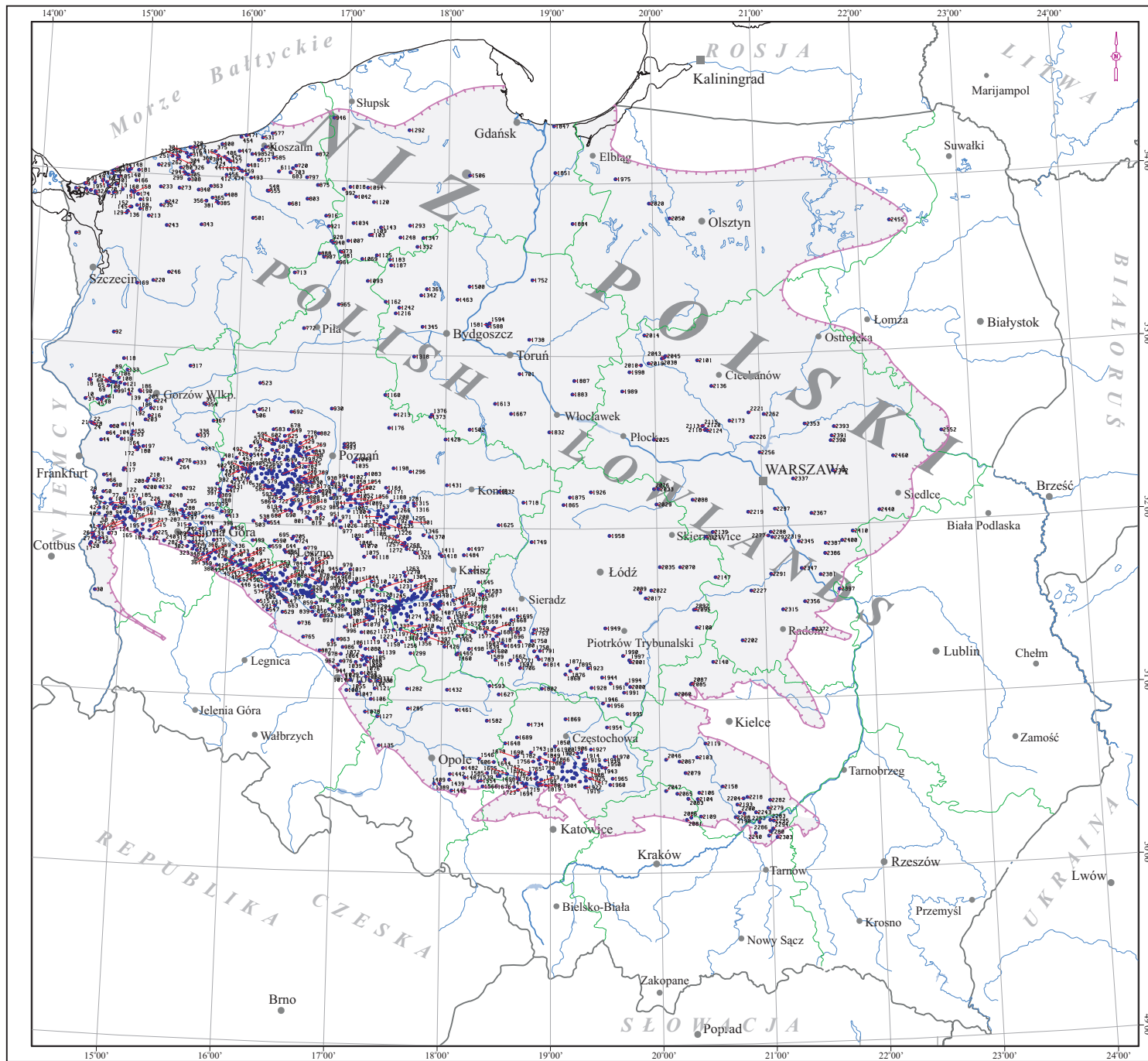
Zał. 19.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika triasu środkowego na Niżu Polskim

Powierzchnia występowania utworów triasu środkowego na Niżu Polskim wynosi 142 324.00 km², co stanowi 61.43% powierzchni Polski oraz 70.41% powierzchni Niżu Polskiego. Analizę strukturalno-miąższościową formacji triasu środkowego oparto na podstawie 1 242 otworów zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego.

Encl. 19.1 Location map of wells drilled to Middle Triassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Middle Triassic geothermal aquifer in the Polish Lowlands is 142,324.00 km², which is 61.43% of the territory of Poland and 70.41% of the whole Polish Lowlands area.

The structural and thickness analysis of Middle Triassic formation was based upon data from 1,242 wells.

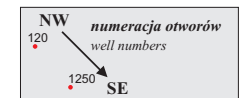


Zal. 19.1

MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA TRIASU
ŚRODKOWEGO NA NIŻU POLSKIM

Encl. 19.1

LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO MIDDLE TRIASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS



Legenda:

Legend:

- 751 - Numer otworu wierniczego
- - Borehole number
- - - - Linie zasięgu otworów triasu środkowego
- - - - Extent of Middle Triassic formation
- - - - Granice administracyjne województw
- - - - Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

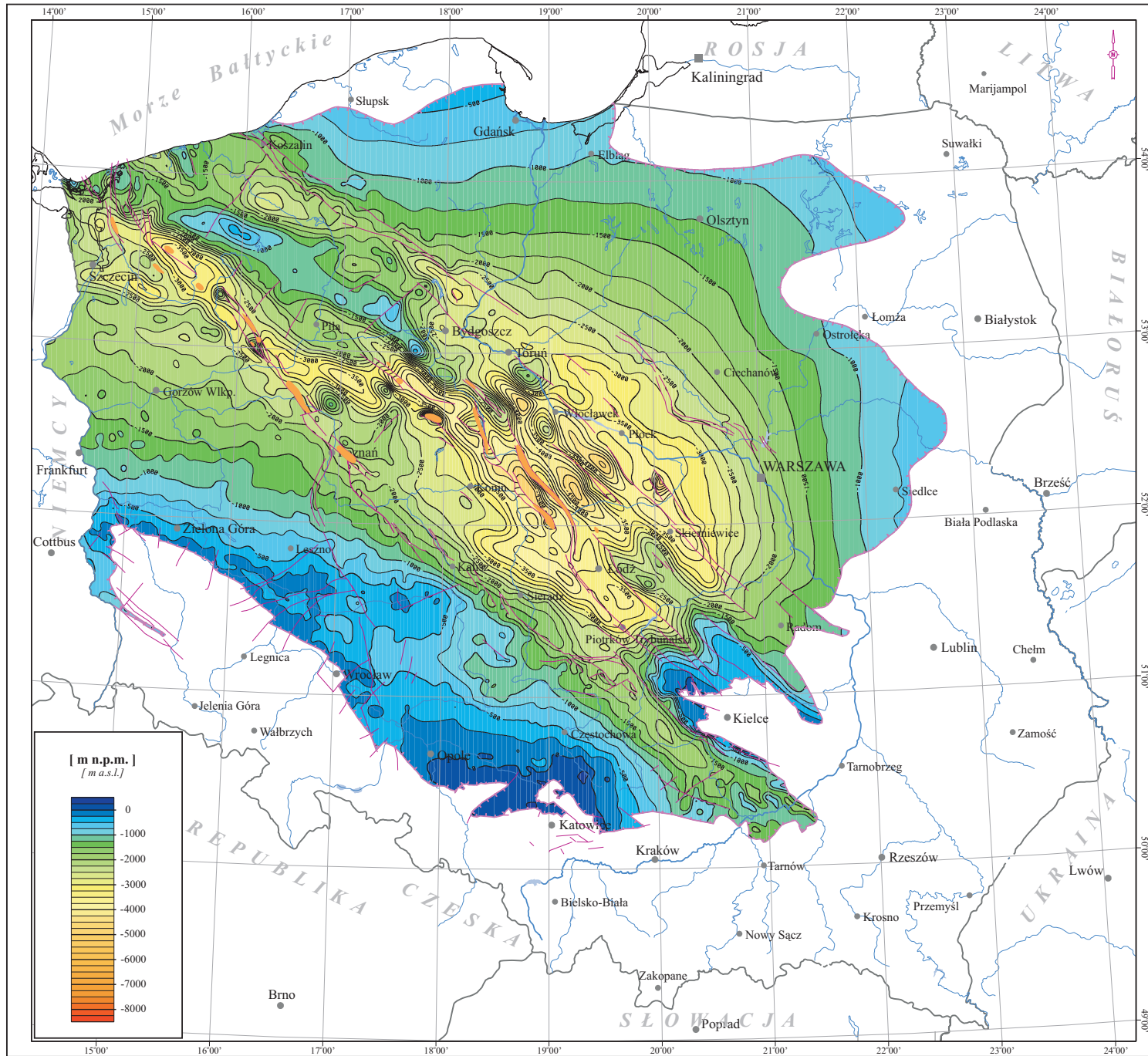


Zał. 19.2 Mapa strukturalna stropu utworów triasu środkowego na Niżu Polskim

Strop utworów triasu środkowego zalega na rzędnych od kilkudziesięciu m npm na monoklinie śląsko-krakowskiej do ponad -4 800 m npm w osiowej części wału kujawskiego. Na przebiegającej powierzchni rozprzestrzeniania się utworów tego wieku ich strop zalega na rzędnych poniżej -1 000 m npm. Najgłębiej powierzchnia ta zalega na obszarze wału kujawskiego oraz nieck: łódzkiej, warszawskiej i szczecińskiej (poniżej -2000 m npm). Na większych głębokościach strop utworów środkowotriasowych zalega w osiowych partiach wymienionych struktur, wznosząc się ku strefom peryferyjnym.

Encl. 19.2 Structural map of the top surface of Middle Triassic formation in the Polish Lowlands

The top surface of Middle Triassic formation is located at altitudes from some tens of meters asl in the Silesian-Kraków Monocline to below -4,800 m asl in the axial parts of the Kujawy Block and below -1,000 m asl in the most part of the area of Middle Triassic occurrence. The deepest locations (below -2,000 m asl) were observed in the Kujawy Trough and the Łódź, Warszawa and Szczecin troughs. The top surface of Middle Triassic formation occurs at greater depths in the axial parts of these structures and rises to the surface in the marginal parts.



Zal. 19.2

MAPA STRUKTURALNA STOPU
UTWORÓW TRIASU ŚRODKOWEGO
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 19.2

STRUCTURAL MAP
OF THE TOP SURFACE
OF MIDDLE TRIASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m]
[m a.s.l]

Legenda:

Legend:

-  - *Izohipsy stopu utworów triasu środkowego [m n.p.m]*
- *Isohypes of the top surface of Middle Triassic formation [m a.s.l]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu środkowego*
- *Extent of Middle triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapirs*

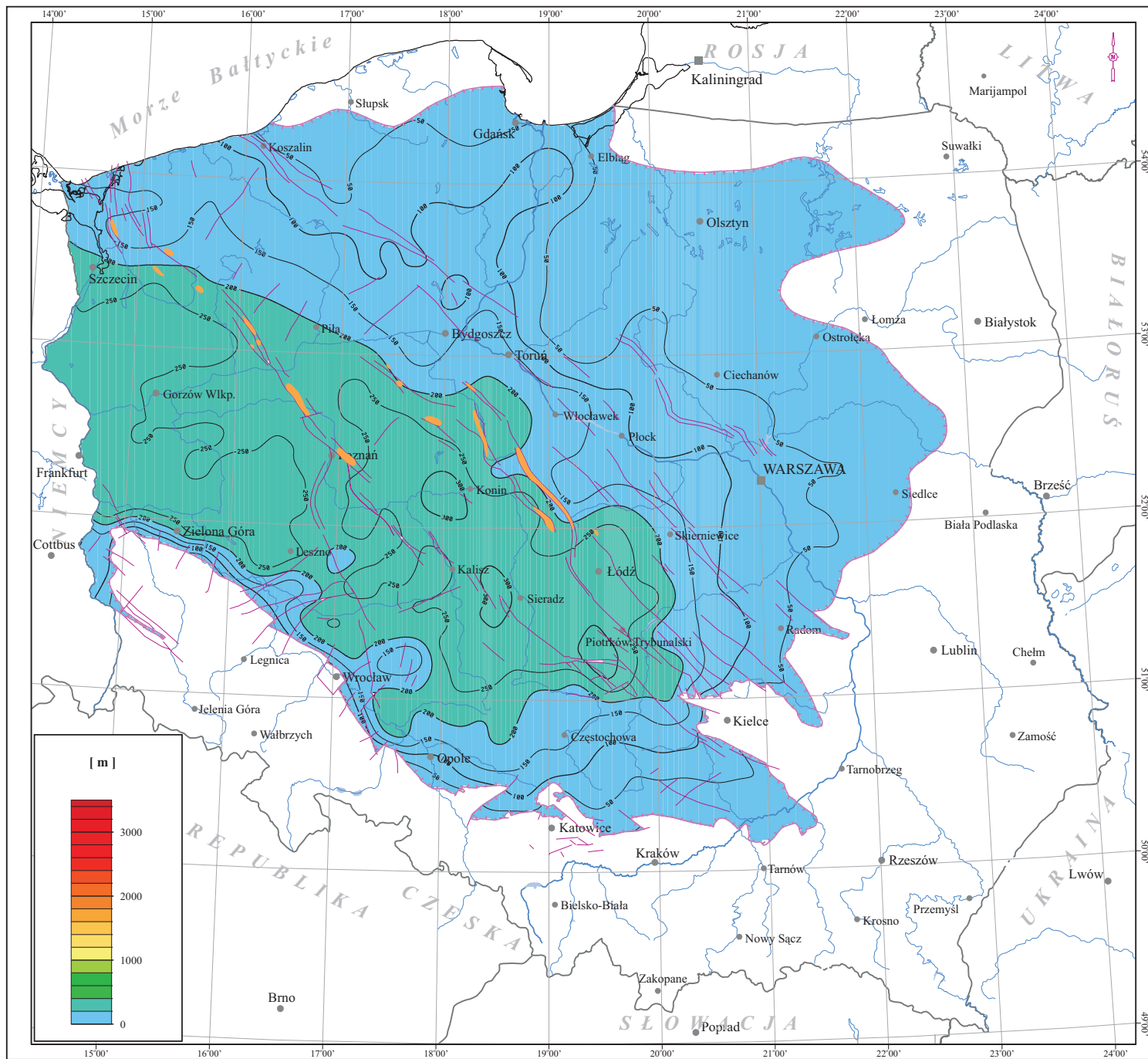


Zał. 19.3 Mapa miąższości całkowitej utworów triasu środkowego na Niżu Polskim

Całkowita miąższość utworów triasu środkowego jest stosunkowo nieduża i zmienia się w granicach od kilku do 300 m (lokalnie tylko nieco większa). Obszarowo dominuje miąższość w przedziale do 200 m. Większe miąższości spotykane są tylko na obszarze niecki łódzkiej, obszaru przedsudeckiego i niecki szczecińskiej.

Encl. 19.3 Map of total thickness of Middle Triassic formation in the Polish Lowlands

Total thickness of Middle Triassic formation is relatively low and varies from several to 300 m but in most cases it does not exceed 200 m. Only locally the thicker strata were observed in the Łódź and Szczecin troughs as well as in the Fore-sudetic area.



Zal. 19.3

MAPA MIĄŻSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW TRIASU ŚRODKOWEGO
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 19.3

MAP OF TOTAL THICKNESS OF
MIDDLE TRIASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - *Izopachyty utworów triasu środkowego [m]*
- *Isopachytes of the Middle Triassic formation [m]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu środkowego*
- *Extent of Middle Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapires*

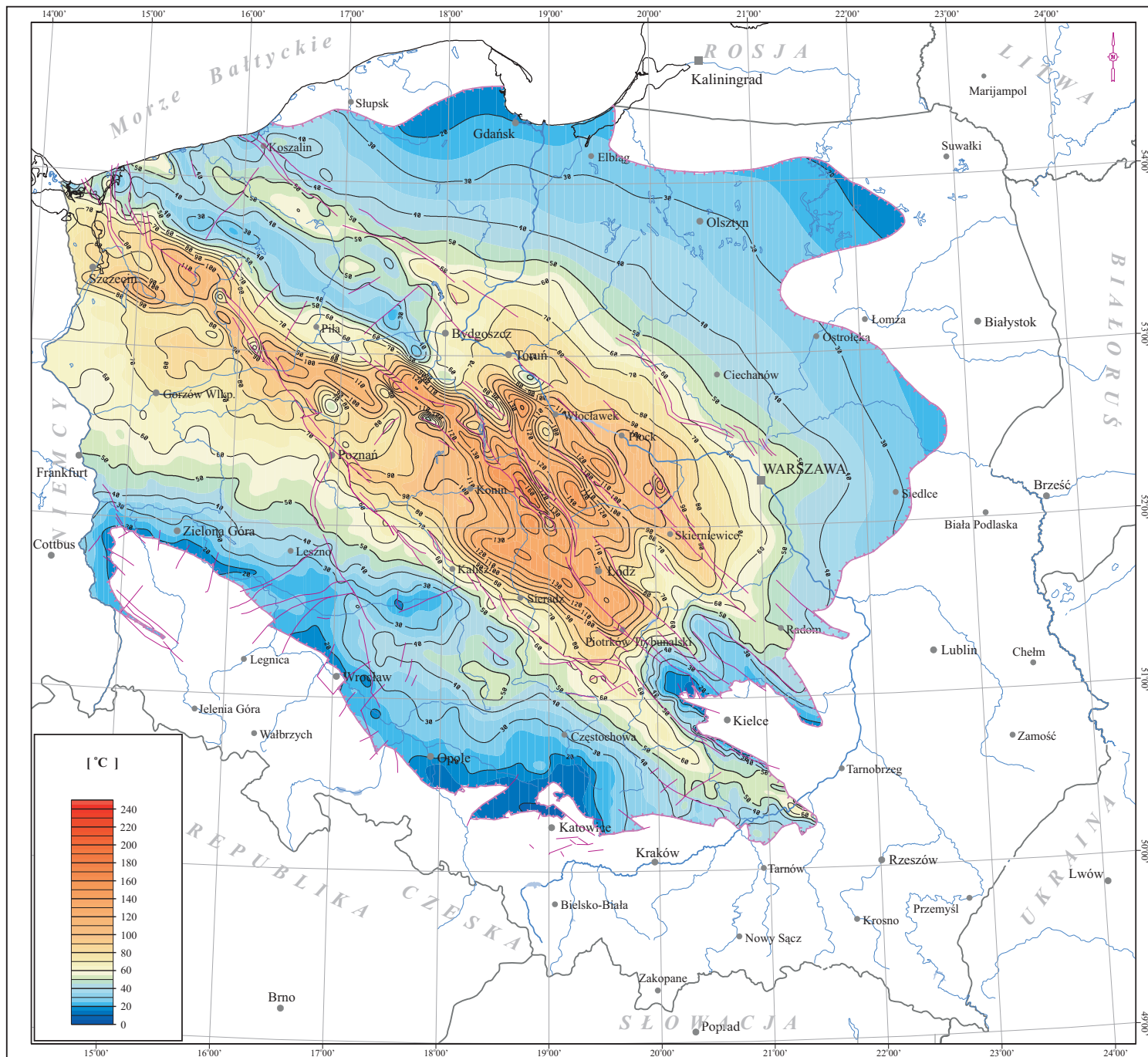


Zał. 19.4 Mapa temperatur w stropie utworów triasu środkowego na Niżu Polskim

Temperatury w stropowych partiach warstw środkowotriasowych są ściśle zależne od głębokości zalegania. Zmienność pola temperaturowego jest znaczna, zmieniając się od kilkunastu °C (partie brzeżne zbiornika) do ponad 150°C (osiowe partie wału kujawskiego), ponad 120°C w niecce łódzkiej, ok. 110°C w niecce szczecińskiej oraz ponad 70°C w niecce miechowskiej i niecce warszawskiej. W pozostałych jednostkach strukturalnych temperatura w stropie utworów tego wieku na ogół nie przekracza tej ostatniej wartości.

Encl. 19.4 Map of temperatures at the top surface of Middle Triassic formation in the Polish Lowlands

Temperatures of the top part of Middle Triassic strata are closely related to the depth of occurrence. Variability of temperature field is high and changes from a dozen of centigrades (marginal parts of an aquifer) to over 150°C in the axial parts of the Kujawy Block, over 120°C in the Łódź Trough, about 110°C in the Szczecin Trough and over 70°C in both the Miechów and the Warsaw Trough. In the remaining structural units temperatures do not exceed 70°C.



Zal. 19.4

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW TRIASU ŚRODKOWEGO
NA NIŻU POLSKIM





Encl. 19.4

MAP OF TEMPERATURES
AT THE TOP SURFACE
OF MIDDLE TRIASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermi stropu utworów triasu środkowego [°C]*
- Isotherms at the top surface of Middle Triassic formation [°C]
-  - *Linie zasięgu utworów triasu środkowego*
- Extent of Middle Triassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

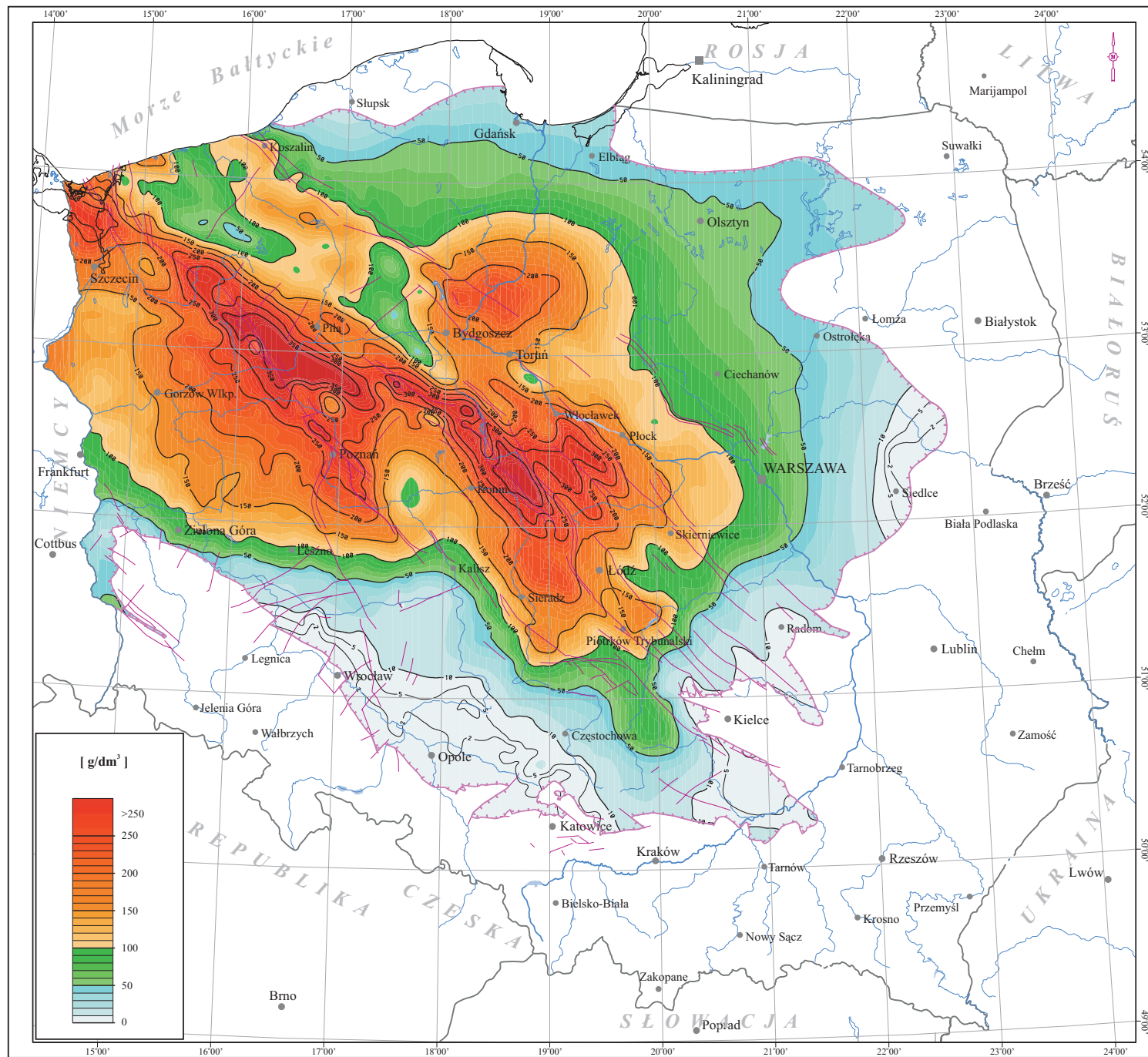
0 50 100 km

Zał. 19.5 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów triasu środkowego na Niżu Polskim

Mineralizacja wód podziemnych w górnej partii skał zbiornikowych środkowego triasu wykazuje ścisłą zależność od głębokości zalegania warstw. Zmienia się od około kilku (w brzeżnych partiach zbiornika) do ponad 350 g/dm³ w nieckach szczecińskiej i łódzkiej. Mineralizację ponad 200 g/dm³ stwierdzono także w utworach środkowotriasowych występujących na wale kujawskim i pomorskim, w niecce pomorskiej i na obszarze przedsudeckim oraz w południowo-wschodniej części niecki pomorskiej. Generalizując można stwierdzić, że na obszarze ok. 70% powierzchni rozprzestrzeniania się skał środkowotriasowych występują wody o mineralizacji przekraczającej 50 g/dm³.

Encl. 19.5 Map of the TDS at the top surface of Middle Triassic formation in the Polish Lowlands

The TDS in these formation is closely linked to the depth of occurrence and changes from a few (in the marginal parts of the aquifer) to over 350 g/dm³ in both the Szczecin and the Łódź troughs. Values over 200 g/dm³ were found in the Kujawy and Pomerania blocks, in the Fore-sudetic area and in the southeastern part of the Pomerania Trough. Generally, over 70% of area occupied by the Middle Triassic formations show TDS values in groundwaters over 50 g/dm³.



Zal. 19.5

MAPA MINERALIZACJI WÓD W STROPIE UTWORÓW TRIASU ŚRODKOWEGO NA NIŻU POLSKIM

Encl. 19.5

MAP OF THE TDS AT THE TOP SURFACE OF MIDDLE TRIASSIC FORMATION IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolinie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isohalines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów triasu środkowego*
- *Extent of Middle Triassic formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

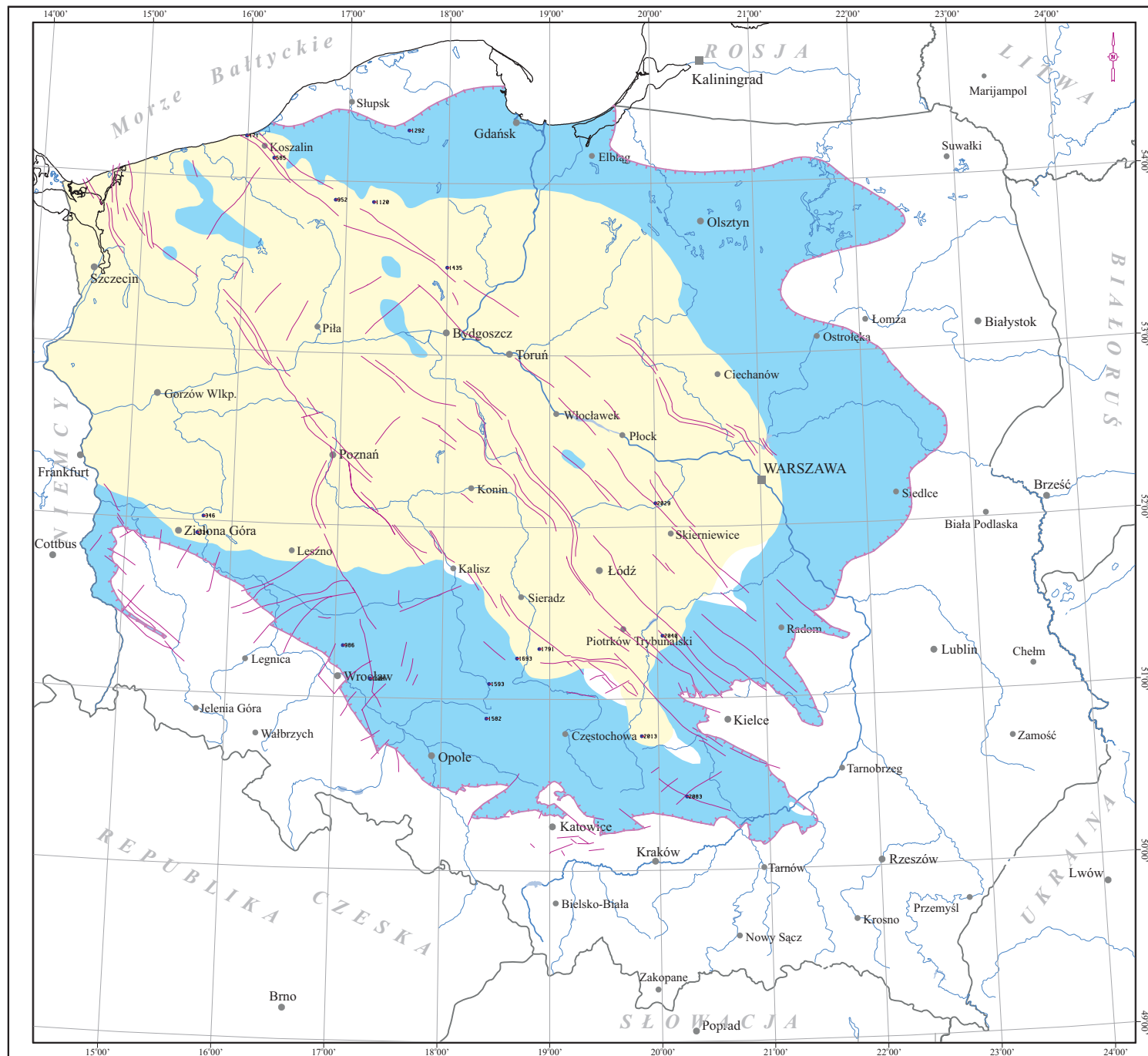
0 50 100 km

Zał. 19.6 Mapa wód termalnych zbiornika triasu środkowego kwalifikujących się do wykorzystania w balneologii i rekreacji

Wysoka mineralizacja wód geotermalnych występujących w utworach triasu środkowego wskazuje na znaczne możliwości wykorzystania ich także do celów balneologicznych oraz rekreacyjnych. Ocena ich przydatności do tych celów ma charakter perspektywiczny z uwagi na brak szczegółowych analiz składu chemicznego wód geotermalnych.

Encl. 19.6 Map of thermal waters of the Middle Triassic formation qualified for balneotherapy and recreation

High TDS of groundwaters reservoired in the Middle Triassic formation points out to their possible utilization for therapeutics and recreation. However, more detailed assessment is impossible due to the lack of hydrochemical data.



Zal. 19.6




MAPA WÓD TERMALNYCH
ZBIORNIKA TRIASU ŚRODKOWEGO
KWALIFIKUJĄCYCH SIĘ DO
WYKORZYSTANIA W BALNEOTERAPII
I REKREACJI

Encl. 19.6


MAP OF THERMAL WATERS OF THE
MIDDLE TRIASSIC FORMATION
QUALIFIED FOR BALNEOTHERAPY
AND RECREATION

Legenda:


Legend:

-  - *Otwory wykorzystane do konstrukcji mapy*
- Boreholes used for map construction
-  - *Linie zasięgu utworów triasu środkowego*
- Extent of Middle Triassic formation
-  Warszawa - *Ważniejsze miasta*
- Main cities

Balneoterapia
Balneotherapy

-  - *Obszar perspektywiczny (mineralizacja > 70 g/dm³)*
- Perspective area (TDS > 70 g/dm³)

Rekreacja
Recreation

-  - *Obszar perspektywiczny (mineralizacja < 70 g/dm³ i temperatura < 60°C)*
- Perspective area (TDS < 70 g/dm³ and temperature < 60°C)



20 Zbiornik hydrogeotermalny triasu dolnego

Współczesny zasięg występowania utworów triasu dolnego jest nieco mniejszy od pierwotnego. W wyniku erozji epigenetycznej różnego wieku, utwory pstrego piaskowca zostały usunięte z obszaru południowej Polski oraz lubelszczyzny i wyniesienia mazursko-suwałskiego.

We wczesnym triasie sedimentacja odbywała się w warunkach klimatu gorącego i suchego, w obrębie śródlądowego zbiornika morskiego o obniżonym zasoleniu, na obszarze sebhly oraz na łądzie. Osady wskazują na silne powiązanie z basenem germańskim i na transgresję z północnego zachodu (Szyperko-Teller, Kuberska, 1997).

W *dolnym pstrym piaskowcu* układ facji jest równoleżnikowy. W południowej części Nizżu Polskiego (na południe od 52° równoleżnika) występują piaskowcowe osady rzeczne, rzadziej eoliczne, reprezentujące nieformalną formację piaskowcową i formację zagnańską (obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). Pozostały obszar Polski obejmuje swym zasięgiem formacja bałtycka wykształcona jako kompleks skał ilasto-mułowcowych, o barwie czerwono-brunatnej, z wkładkami wapieni oolitowych oraz piaskowców (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1982).

Środkowy pstry piaskowiec jest dwudzielny. Niższa część generalnie zachowuje równoleżnikowy układ facji. W południowej części basenu w dalszym ciągu dominują utwory piaskowcowe wydzielane jako nieformalna formacja piaskowcowa, a w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jako formacje z Piekoszowa, Tumlina, Ostojowa, Łącznej i Golenia. Na obszarze południowej części niecki szczecińskiej występują utwory formacji węglanowo-klastycznej, która ku północy przechodzi w formację pomorską (Szyperko-Teller, Kuberska, 1997). Formację pomorską tworzą dwa cyklotemy rozpoczynające się utworami piaskowcowo-oolitowymi, a kończące ilowcami o barwie czerwonej. Dolny piaskowiec wydzielany jest jako ogniwo piaskowca drawskiego, natomiast cyklotem górny jako ogniwo trzebiatowskie (Szyperko-Teller, 1982). Miąższość piaskowca drawskiego dochodzi do 50 m na obszarze wału pomorskiego i przykryty jest 100 - 150 m kompleksem utworów ilowcowo-mułowcowych (Szyperko-Teller, 1987). Znaczna miąższość oraz położenie pomiędzy ilastymi utworami uszczelniającymi, typują piaskowiec drawski jako potencjalne skały zbiornikowe dla wód geotermalnych. Formacja pomorska zająbia się w kierunku północno-wschodnim z formacją lidzbarską, zbudowaną głównie z utworów ilowcowo-mułowcowych z wkładkami wapieni oolitowych i marglistych (Szyperko-Śliwczyńska, 1979).

Górna część profilu środkowego pstrego piaskowca wykazuje układ facji równoległy do osi bruzdy środkowopolskiej (Iwanow, 1998). Na obszarze monokliny przedsudeckiej dominują utwory piaskowcowe, które w kierunku osi bruzdy przechodzą w osady ilaste, a na Pomorzu w piaskowcowo-ilowcowe utwory formacji półczyńskiej. W tym okresie zbiornik ulega stopniowemu zawężeniu tak, że pod koniec pstrego piaskowca środkowego jego zasięg ograniczony był do obszaru bruzdy. Maksymalna miąższość utworów tego wieku wynosi na obszarze kujawskim około 700 m. Na obszarze mazursko-podlaskim odpowiadają tym utworom osady formacji malborskiej, wykształcone w postaci typowego cyklotemu sedimentacyjnego, z gruboziarnistym członem dolnym oraz ilowcowo-mułowcowym członem górnym o barwie czerwonej.

Sedymencję *górnego pstrego piaskowca* rozpoczęła ponowna transgresja morska, która spowodowała zalanie całego Nizżu Polskiego. W zachodniej, południowo-zachodniej i południowej Polsce, od niecki szczecińskiej po Małopolskę, dominowała sedimentacja utworów wydzielanych jako ret. W dolnym odcinku są to piaskowcowo-mułowcowo-ilowcowe skały kompleksu podewaporatowego. Wyższa część profilu stanowią miąższe utwory węglanowo-ewaporatowe, z przewarstwiającymi się wapieniami, dolomitami, anhydrytami, gipsami i solami kamiennymi.

Ku północy i północnemu wschodowi, utwory retu przechodzą w klastyczne utwory formacji barwickiej. Są to piaskowce, mułowce i ilowce o barwie pstrej, z wkładkami szarych wapieni i gniazdowymi skupieniami anhydrytu. Odpowiednikiem tej formacji na obszarze mazurskim jest formacja elbląska. Jej dolny człon tworzą szarej barwy piaskowce o znacznym udziale materiału gruboziarnistego oraz zlepieńców, natomiast człon górny zbudowany jest z czerwonych skał ilowcowo-mułowcowych oraz piaskowcowych. Miąższość utworów górnego pstrego piaskowca ma niewielką zmienność na obszarze całego Nizżu Polskiego, a jego maksymalna miąższość wynosi niewiele ponad 200 m.

Wśród utworów triasu dolnego najbardziej perspektywiczny pod względem dobrych własności zbiornikowych dla wód hydrotermalnych wydaje się być piaskowiec drawski, rozpoczynający formację pomorską środkowego pstrego piaskowca.

Utwory triasu dolnego, na większości obszaru Nizżu Polskiego, wykształcone są w postaci litofacji zdominowanych przez utwory ilowcowo-mułowcowe. Jedynie w rejonie południowo-zachodniej Polski, obserwuje się znaczący udział utworów węglanowych w profilu. Zaznaczające się tu litofacje charakteryzują się stosunkiem skał klastycznych do węglanowych wynoszącym od 4:1 do 1:1. Należy przy tym zaznaczyć, że i w tym przypadku wśród skał klastycznych dominują utwory drobnoziarniste. Jedynie w południowej części basenu zaznacza się przewaga skał piaskowcowych. Litofacje piaskowcowe na obszarze Nizżu Polskiego występują jedynie w postaci niewielkich, odizolowanych płatów w strefach brzeżnych basenu.

Rozkład litofacji triasu dolnego na Nizżu Polskim jest niezależny od rozkładu współczesnych miąższości w basenie.

Dolnotriasowy zbiornik wód geotermalnych Nizżu Polskiego został okonturowany naturalnym zasięgiem występowania utworów tego wieku i granicami Polski. Na planie struktur systemu alpejskiego (Pożaryski, 1974) zbiorniki dolnotriasowy swym zasięgiem obejmuje obszar większy niż zbiornik górnotriasowy i środkowotriasowy, zajmując dodatkowo cały obszar monokliny przedsudeckiej, wyniesienie Leby, obniżenie suwałsko-mazurskie i zapadlisko podlaskie, północne obrzeżenie Masywu Świętokrzyskiego i północną część zapadliska przedkarpackiego.

Strop utworów dolnego triasu zalega na rzędnych od kilkunastu m npm (monoklina śląsko-krakowska) do ponad - 4500 m npm (centralna część wału kujawskiego). Również w osiowych partiach niecek mogileńsko-lódzkiej, szczecińskiej i warszawskiej strop utworów tego wieku zalega na rzędnych poniżej -3000 m npm, podnosząc się ku brzeżnym strefom. Tendencja wzniesienia się stropu utrzymuje się w całym obszarze rozprzestrzeniania się skał zbiornikowych. Od osi wymienionych niecek oraz wału kujawskiego strop wznosi się w kierunku północno-wschodnim i południowo-zachodnim. W granicach wału pomorskiego powierzchnia ta wznosi się do rzędnych od -1000 do -1500 m npm.

Miąższość całkowita utworów triasu dolnego jest zmienna w granicach od kilkudziesięciu metrów (obniżenie podlaskie, monoklina śląsko-krakowska) do ponad 1600 m (wał kujawski) i ponad 1200 m (wał pomorski). Znaczące miąższości (powyżej 400 m) tych utworów wypełniają struktury nieckowe (mogileńsko-lódzka, szczecińska, miechowska, pomorska, synekliza bałtycka), a także południowo-wschodnią część wyniesienia Leby.

W profilu skał dolnotriasowych występuje stosunkowo niewiele utworów przepuszczalnych, z którymi związane jest występowanie wód podziemnych. Sumaryczne miąższości warstw wodonośnych w tym podziemne są zmienne w granicach od kilkunastu do ponad 400 m (lokalnie na wale kujawskim oraz w granicach niecek mogileńsko-lódzkiej i pomorskiej). Miąższości ponad 200 m występują jedynie w obrębie wymienionych jednostek strukturalnych. Na pozostałym obszarze dominuje występowanie warstw o miąższościach mieszczących się w przedziale 50 -

200 m.

Pole temperaturowe w stropie utworów triasu dolnego jest ukształtowane podobnie jak w innych, wcześniej omówionych zbiornikach. Najniższe temperatury (kilkanaście °C) stwierdzone są we wschodniej i północno-wschodniej oraz południowej części zbiornika. Temperatura wzrasta w kierunku ku strukturom nieckowym (niecki: warszawska, mogileńsko-łódzka, szczecińska, pomorska i miechowska) oraz wału kujawskiego. W granicach wymienionych jednostek strukturalnych temperatura w stropie zmienia się w granicach od 50°C do ponad 100°C. Lokalnie, w granicach wału kujawskiego oraz niecek: mogileńsko-łódzkiej i szczecińskiej, temperatura przekracza tę granicę osiągając nawet wartości przekraczające 140°C.

Mineralizacja wód geotermalnych w zbiorniku dolnotriasowym jest zmienna w granicach od kilku g/dm³ (brzeżne partie zbiornika) do ponad 350 g/dm³. Najwyższymi mineralizacjami cechują się wody występujące w osiowych częściach wału kujawskiego oraz niecek: mogileńsko-łódzkiej i szczecińskiej. W nieckach: warszawskiej, pomorskiej i miechowskiej oraz północnej części obszaru przedśudeckiego mineralizacja wód przekracza 150 - 200 g/dm³. W granicach zbiornika na powierzchni obejmującej ok. 90% rozprzestrzenienia skał przepuszczalnych mineralizacja przekracza wartości 50 g/dm³.

Przepuszczalność skał wodonośnych tworzących zbiornik wód geotermalnych wyrażona wielkością współczynnika filtracji nie jest wysoka. Praktycznie na całym obszarze rozprzestrzenienia warstw wodonośnych zawiera się w granicach od $1 \cdot 10^{-6}$ m/s do $3 \cdot 10^{-6}$ m/s. Skały te zatem są słabo przepuszczalnymi. Jedynie w rejonie Płock - Toruń oraz na linii Konin - Poznań stwierdzono występowanie skał o wartości współczynnika filtracji wyższej niż $3 \cdot 10^{-6}$ m/s.

Wydaźność potencjalnych ujęć wód geotermalnych bazujących na wodach dolnotriasowych jest relatywnie niska i na ok. 50% obszaru nie przekracza 50 m³/h. Jedynie na obszarze wału kujawskiego i pomorskiego, w nieckach: mogileńsko-łódzkiej, pomorskiej i warszawskiej oraz części syneklizy bałtyckiej i obszaru przedśudeckiego można oczekiwać wyższej potencjalnej wydaźności studni. Maksymalne wydaźności mogą osiągnąć potencjalne studnie w linii Poznań - Konin (ponad 100 m³/h) oraz Płock - Skierniewice (ponad 75 m³/h), Bydgoszcz - Toruń (ponad 75 m³/h) oraz w rejonie na południe od Piotrkowa Trybunalskiego.

20 The Lower Triassic aquifer

The present-day extent of occurrence of the Lower Triassic deposits is slightly smaller than their primary extent. As a result of epigenetic erosion of different ages, the Buntsandstein deposits were removed from areas of southern Poland, as well as from the Lublin Region and Mazury-Suwalki Elevation.

During the Lower Triassic, sedimentation proceeded in conditions of hot and dry climate, within marine basin with reduced salinity and island in sebhā areas. Deposits indicate for direct connections with the German basin and transgression from north-west (Szyperko-Teller & Kuberska, 1997).

In the *Lower Buntsandstein*, facies were arranged latitudinally. In the southern Polish Lowlands (south of the parallel of latitude 52°), sandy fluvial (less frequently sandy eolian) deposits occur. The remaining area of Poland was occupied by the Baltic Formation developed as a complex of red-brown clayey-silty deposits with inserts of oolitic limestones and sandstones (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1982).

The *Middle Buntsandstein* is bipartite. Its lower part maintained, in general, the facies arranged evenly with a parallel of latitude. In southern part of the basin, sandy deposits were still dominant. In southern Szczecin Trough, deposits of the carbonate-clastic facies occur; the facies turns northwards into the Pomeranian Formation (Szyperko-Teller & Kuberska, 1997). The Pomeranian Formation consists of two cyclothem which begin with sandstone-oolitic deposits and terminate with red claystones. The lower sandstone is distinguished as the Drawa Sandstone member, whereas the upper cyclothem - as the Trzebiatów member (Szyperko-Teller, 1982). Thickness of the Drawa Sandstone reaches 50 m on the Pomeranian Swell and it is overlain by a 100 - 150 m thick complex of clayey-silty deposits (Szyperko-Teller, 1987). The considerable thickness and position between sealing clayey deposits allow us to number the Drawa Sandstone among potential reservoir rocks for thermal water accumulation. To the north-east the Pomeranian Formation is interfingering with the Lidzbark Formation composed principally of clayey-silty deposits with inserts of oolitic and marly limestones (Szyperko-Śliwczyńska, 1979).

The upper part of the Middle Buntsandstein section demonstrates its facies arrangement parallel to the axis of the Middle Polish Trough (Iwanow, 1998). In the area of the Fore-Sudetic Monocline, sandstone deposits predominate; toward the axis of the Trough they turn into clayey deposits and in the Pomerania Region - into sandstone-claystone deposits of the Połczyn Formation. Maximum thickness of deposits of this age in the Kujawy region reaches about 700 m.

Sedimentation of the *Upper Buntsandstein* began with repeated marine transgression that caused inundation of entire Polish Lowlands area. In western, south-western and southern Poland, from the Szczecin Trough up to Małopolska region, predominating was sedimentation of deposits distinguished as the Roetian. In the lower interval they are represented by sandstone-siltstone-claystone rocks of the subevaporitic complex. The upper part of the section is composed of thick carbonate-evaporite rocks with limestone, dolomite, anhydrite, gypsum, and rock salt interbedding. To the north and north-east, the Roetian deposits pass into clastic deposits of the Barwicka Formation represented by variegated sandstones, siltstones and claystones with inserts of grey limestones. Over the whole Polish Lowlands, thickness of the Upper Buntsandstein deposits varies insignificantly; its maximum thickness slightly exceeds 200 m.

Among Lower Triassic deposits, the Drawa Sandstone that commences the Pomeranian Formation of the Middle Buntsandstein seems to be the most promising as regards good reservoir properties for geothermal water accumulation.

In major part of the Polish Lowlands, the Lower Triassic deposits are developed as lithofacies dominated by claystone-siltstone rocks. Significant share of carbonate rocks can be observed only in south-western Poland. The proportion of clastic to carbonate rocks for the lithofacies distinguished there ranges from 4:1 to 1:1. It should be stressed that also in this case the fine-grained deposits predominate among clastics. Only in the southern part of this basin predominance of sandstones becomes pronounced. Over the Polish Lowlands area, the sandstone lithofacies occur only in the form of small, isolated patches in marginal zones of the basin.

The distribution of the Lower Triassic lithofacies in the Polish Lowlands is independent of this present-day thickness distribution in the basin.

The range of the Lower Triassic geothermal water reservoir in the Polish Lowlands is contoured by natural extent of occurrence of the Lower Triassic deposits and the boundaries of Poland. On the Alpine system structural lay-out (Pożaryski, 1974), the Lower Triassic reservoir extent encompasses larger area than Middle and Upper Triassic reservoirs, as it additionally covers the whole area of the Fore-Sudetic Monocline, as well as the Leba Elevation, Mazury-Suwałki Elevation and Podlasie Depression, the northern margin of the Świętokrzyski (Holy Cross) Massif, and the northern part of the Carpathian Foredeep.

The top surface of Lower Triassic formation occurs at altitudes from a dozen of meters asl in the Fore-Sudetic Monocline to below -4,500 m asl in the central part of the Kujawy Block. Similarly, in the axial parts of the Mogilno-Lódź, Szczecin and Warsaw troughs the altitudes of Lower Triassic rocks are below -3,000 m asl but rise towards the marginal parts of the structures, i.e. to the northeast and southwest. In the Pomerania Block altitudes rise to 1000 and 1,500 m asl. This trend was observed in all other structural units comprising the Lower Triassic aquifer.

Total thickness of Lower Triassic formation changes from several tens of meters in Podlasie Depression and in the Silesia-Kraków Monocline to over 1600 m in the Kujawy Block and over 1200 m in the Pomerania Block. Significant thicknesses (over 400 m) were found in the troughs (Mogilno-Lódź, Szczecin, Miechów, Pomerania and Peribaltic Syncline) as well as in the southeastern part of the Leba Uplift.

The Lower Triassic formation includes rather thin aquifers. Their cumulative thickness varies from a dozen to over 400 m (the latter values were observed locally in the Kujawy Block, in the Mogilno-Lódź and the Pomerania troughs). Thicknesses over 200 m were also noticed only in the above mentioned structural units. In the remaining areas cumulative thicknesses of groundwater horizons changes from 50 to 200 m.

The temperature field within the Lower Triassic strata is similar to that known from other aquifers. Lowest temperatures (a dozen of centigrades Celsius) were measured in the eastern, northeastern and southern parts of the aquifer with rising trend towards the troughs (Warsaw, Mogilno-Lódź, Szczecin, Pomerania and Miechów) and the Kujawy Block. In these units temperatures change from 50 to over 100°C. Locally, in the Kujawy Block and in the Mogilno-Lódź and Szczecin troughs temperatures over 140°C were observed.

The TDS of geothermal waters in the Lower Triassic aquifer varies from several g/dm³ in the marginal parts to over 350 g/dm³. Highest values were measured in the waters from axial parts of the Kujawy Block and the Mogilno-Lódź and Szczecin troughs. In the Warsaw,

Pomerania and Miechów troughs as well as in the northern part of the Fore-Sudetic area the TDS values exceed 150 - 200 g/dm³. Totally, about 90% of the aquifer area show TDS values over 50 g/dm³.

The hydraulic conductivity of Lower Triassic groundwater horizons is low and falls into the range $1 - 3 \cdot 10^{-6}$ m/s in the whole area of the aquifer. Higher values (more than $3 \cdot 10^{-6}$ m/s) were reported from Płock-Toruń area and along Konin-Poznań zone.

Discharges of potential geothermal water intakes in Lower Triassic aquifer are relatively low and do not exceed 50 m³/h over 50% of the aquifer area. Only in the Kujawy and Pomerania blocks, in the Mogilno-Lódź, Pomerania and Warsaw troughs and in some parts of the Peribaltic Syncline and the Fore-Sudetic area the higher potential discharges can be expected. Maximum discharges are predicted for intakes located along the lines Poznań-Konin (over 100 m³/h), Płock-Skierniewice and Bydgoszcz-Toruń (over 75 m³/h), and in the area south from Piotrków Trybunalski.

Literatura (References):

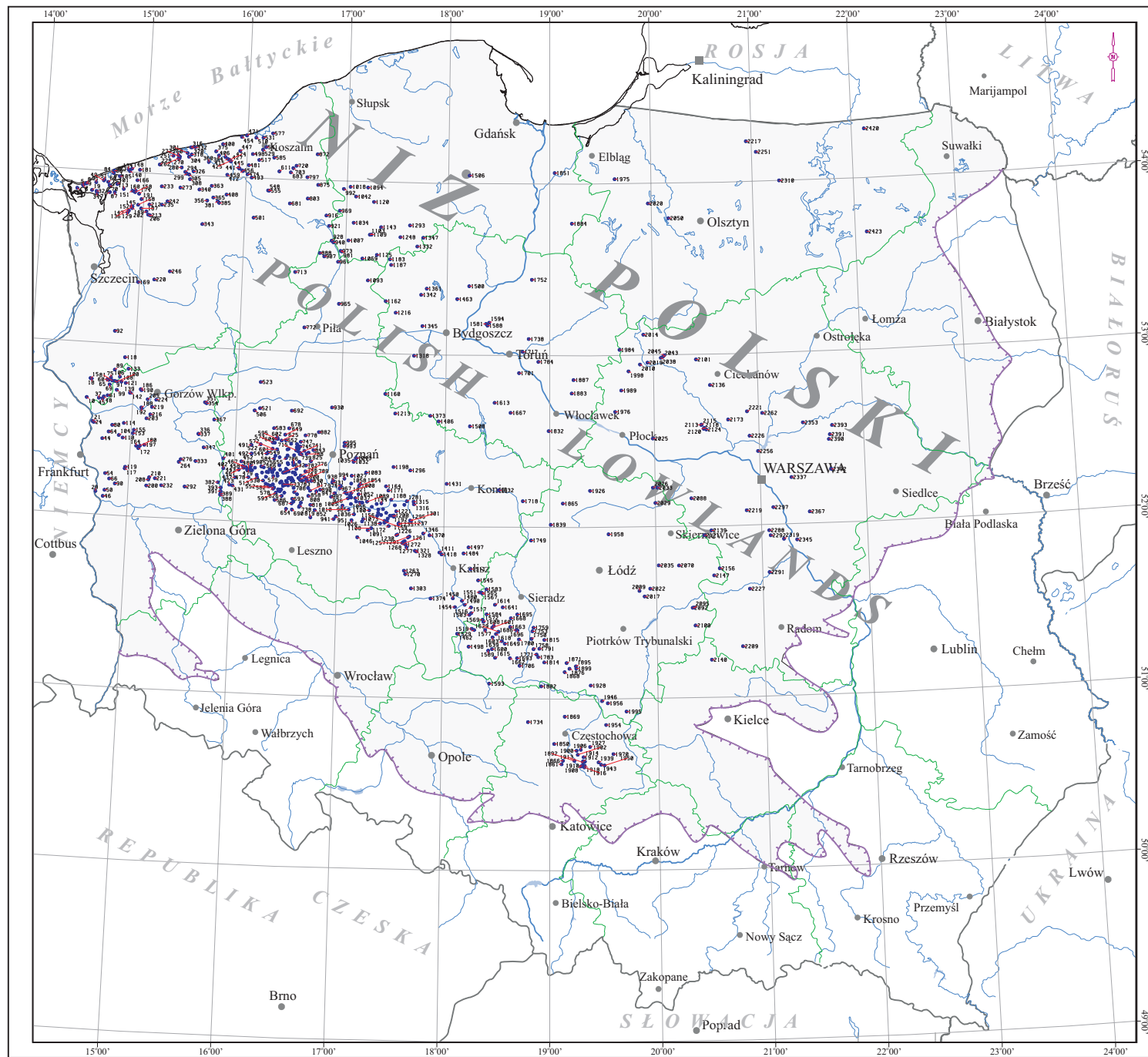
1. **Iwanow A., 1998** - W: R.Dadlez, S.Marek, J.Pokorski (red.) Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce w skali 1: 2 500 000. PIG Warszawa.
2. **Pożaryski W., 1974** - Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: Budowa geologiczna Polski T. 4, Tektonika. cz.1. Niż Polski. Inst.Geol. Warszawa.
3. **Szyperko-Śliwczynska A., 1979** - Trias dolny w północno-wschodniej Polsce. Prace Inst.Geol. T.91.
4. **Szyperko-Teller A., 1982** - Litostratygrafia pstrego piaskowca na Pomorzu Zachodnim. Kwart.Geol., 26, nr 2.
5. **Szyperko-Teller A., 1987** - W: A.Raczyńska (red.) „Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża”. Prace Inst.Geol., T.119.
6. **Szyperko-Teller A., 1997** - Trias dolny (pstry piaskowiec). Formalne i nieformalne jednostki stratygraficzne. W: Marek S., Pajchłowa M. (red.) Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace PIG 153.
7. **Szyperko-Teller A., 1997** - Trias dolny (pstry piaskowiec). Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Marek S., Pajchłowa M. (red.) Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace PIG 153.

Zał. 20.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika triasu dolnego na Niżu Polskim

Powierzchnia dolnotriasowego zbiornika wód geotermalnych wynosi 228 758.00 km², co stanowi 73.34% powierzchni Polski oraz 84.06% powierzchni Niżu Polskiego. Analizę strukturalno-miąższościową zbiornika triasu dolnego oparto na podstawie 1 285 otworów zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego

Encl. 20.1 Location map of wells drilled to Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Lower Triassic geothermal aquifer is 228,758.00 km², which makes 73.34% of the territory of Poland and 84.06% of the whole Polish Lowlands area. The structural and thickness analysis of Lower Triassic formation was based upon data from 1,285 wells.

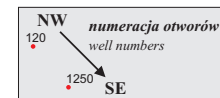


Zal. 20.1

MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA TRIASU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 20.1

LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO LOWER TRIASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS



Legenda:

Legend:

- 751 - Numer otworu wierniczego
- Borehole number
- - Linie zasięgu otworów triasu dolnego
- Extent of Lower Triassic formation
- - Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

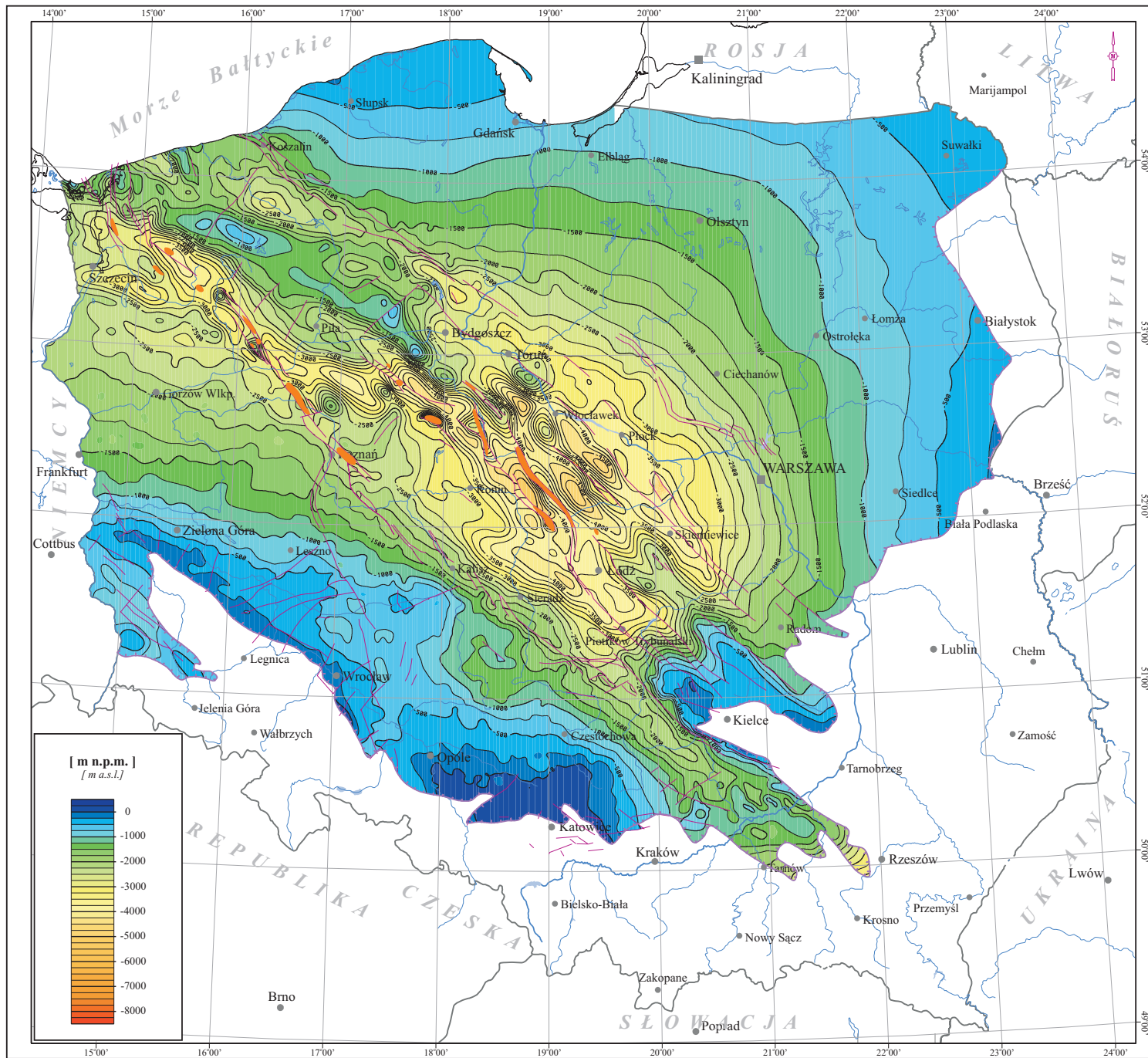


Zał. 20.2 Mapa strukturalna stropu utworów triasu dolnego na Niziu Polskim

Strop utworów dolnego triasu zalega na rzędnych od kilkunastu m npm (monoklina śląsko-krakowska) do ponad - 4 500 m npm (centralna część wału kujawskiego). Również w osiowych partiach niecek: łódzkiej, szczecińskiej i warszawskiej strop utworów tego wieku zalega na rzędnych poniżej -3 000 m npm, podnosząc się ku brzeżnym strefom. Tendencja wznoszenia się stropu utrzymuje się w całym obszarze rozprzestrzeniania się skał zbiornikowych. Od osi wymienionych niecek oraz wału kujawskiego strop wznosi się w kierunku północno-wschodnim i południowo-zachodnim. W granicach wału pomorskiego powierzchnia ta wznosi się do rzędnych od -1 000 do -1 500 m npm.

Encl. 20.2 Structural map of the top surface of Lower Triassic formation in the Polish Lowlands

The top surface of Lower Triassic formation occurs at altitudes from a dozen of meters asl in the Fore-Sudetic Monocline to below -4,500 m asl in the central part of the Kujawy Block. Similarly, in the axial parts of the Łódź, Szczecin and Warsaw troughs the altitudes of Lower Triassic rocks are below -3,000 m asl but rise towards the marginal parts of the structures, i.e. to the northeast and southwest. In the Pomerania Block altitudes rise to -1,000 and -1,500 m asl. This trend was observed in all other structural units comprising the Lower Triassic aquifer.



Zal. 20.2

MAPA STRUKTURALNA STOPU
UTWORÓW TRIASU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 20.2

STRUCTURAL MAP
OF THE TOP SURFACE
OF LOWER TRIASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m]
[m asl]

Legenda:

Legend:

-  - *Izohipsy stopu utworów triasu dolnego [m n.p.m]*
- Isohyps of the top surface of Lower Triassic formation [m asl]
-  - *Linie zasięgu utworów triasu dolnego*
- Extent of Lower Triassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Struktury solne*
- Salt structures and diapires

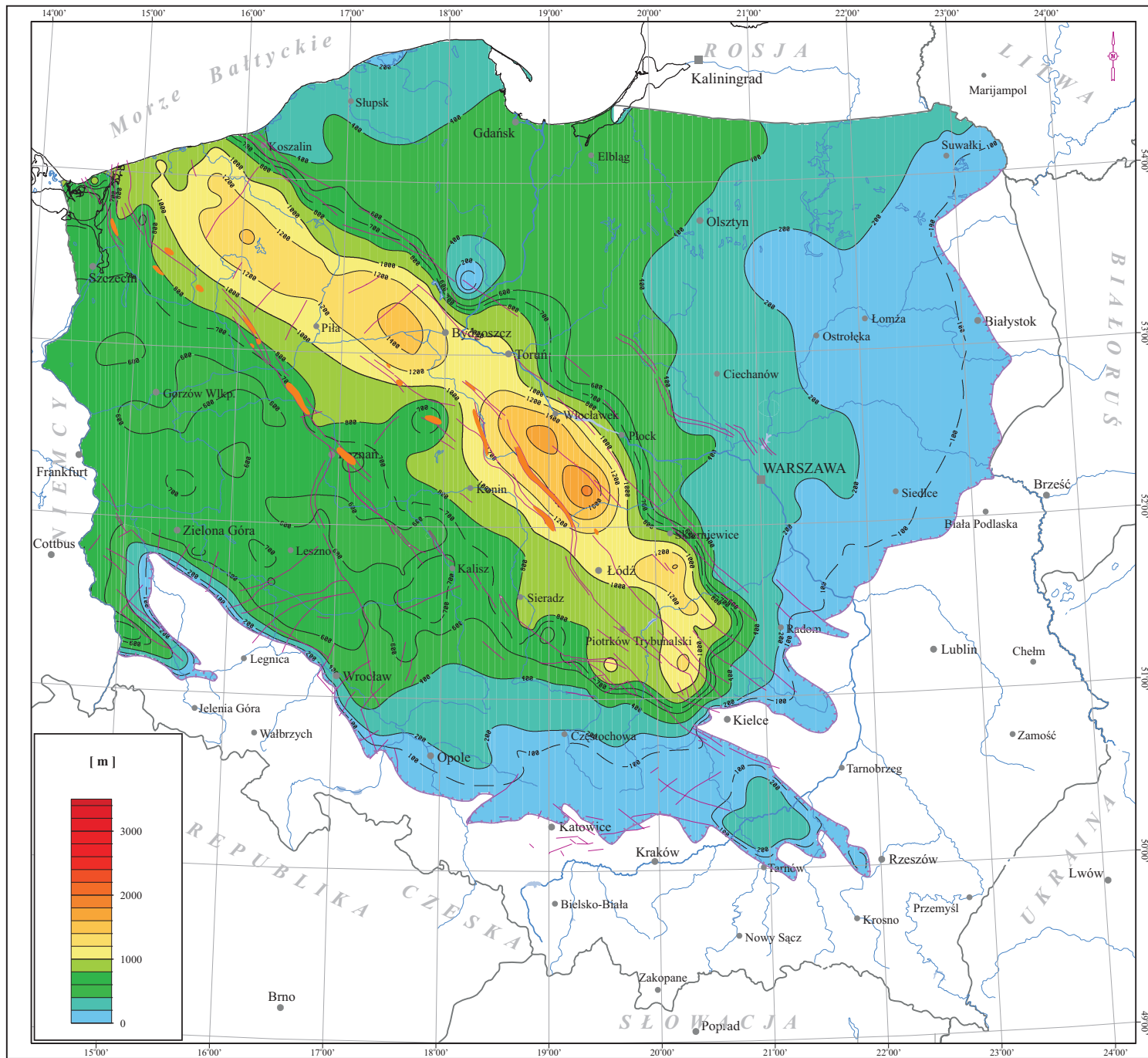
0 50 100 km

Zał. 20.3 Mapa miąższości całkowitej utworów triasu dolnego na Niżu Polskim

Miąższość całkowita utworów triasu dolnego jest zmienna w granicach od kilkudziesięciu metrów (obniżenie podlaskie, monoklina śląsko-krakowska) do ponad 1 600 m (wał kujawski) i ponad 1 200 m (wał pomorski). Znaczące miąższości (powyżej 400 m) tych utworów wypełniają struktury nieckowe (łódzka, szczecińska, miechowska, pomorska, synekliza bałtycka), a także południowo-wschodnią część wyniesienia Łeby.

Encl. 20.3 Map of total thickness of Lower Triassic formation in the Polish Lowlands

Total thickness of Lower Triassic formation changes from several tens of meters in the Podlasie Depression and in the Silesia-Kraków Monocline to over 1,600 m in the Kujawy Block and over 1,200 m in the Pomerania Block. Significant thicknesses (over 400 m) were found in the troughs (Łódź, Szczecin, Miechów, Pomerania and Peri-baltic Syncline) as well as in the southeastern part of the Łeba Uplift.



Zal. 20.3

MAPA MIĄSZSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW TRIASU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 20.3

MAP OF TOTAL THICKNESS OF
LOWER TRIASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - *Izopachyty utworów triasu dolnego [m]*
- *Isopachytes of Lower Triassic formation [m]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu dolnego*
- *Extent of Lower Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Struktury solne*
- *Salt structures and diapires*

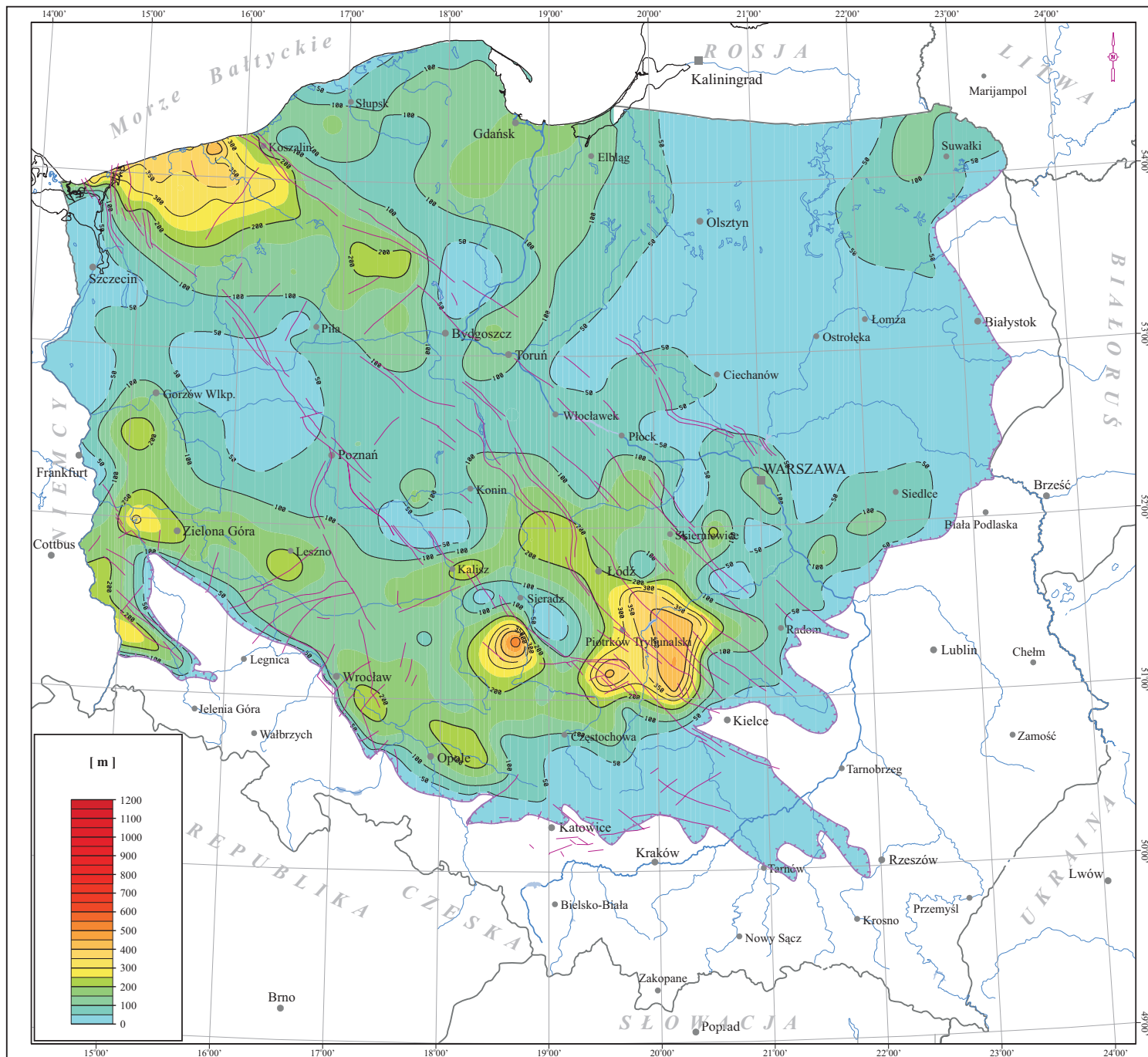
0 50 100 km

Zał. 20.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych triasu dolnego na Niżu Polskim

W profilu skał dolnotriasowych występuje stosunkowo niewiele utworów przepuszczalnych, z którymi związane jest występowanie wód podziemnych. Sumaryczne miąższości warstw wodonośnych w tym poziomie są zmienne w granicach od kilkunastu do ponad 400 m (lokalnie na wale kujawskim oraz w granicach niecek łódzkiej i pomorskiej). Miąższości ponad 200 m występują jedynie w obrębie wymienionych jednostek strukturalnych. Na pozostałym obszarze dominuje występowanie warstw o miąższościach mieszczących się w przedziale 50 - 200 m.

Encl. 20.4 Map of cumulative thickness of Lower Triassic groundwater horizons in the Polish Lowlands

The Lower Triassic formation includes rather thin groundwater horizons. Their cumulative thickness varies from a dozen to over 400 m (the latter values were observed locally in the Kujawy Block, in the Łódź and the Pomerania troughs). Thicknesses over 200 m were also noticed only in the mentioned above structural units. In the remaining areas cumulative thicknesses of groundwater horizons changes from 50 to 200 m.



Zal. 20.4

MAPA SUMARYCZNEJ MIĄŻSZOŚCI
WARSTW WODONOŚNYCH TRIASU
DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM

Encl. 20.4

MAP OF CUMULATIVE THICKNESS OF
LOWER TRIASSIC GROUNDWATER
HORIZONS IN THE POLISH
LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

- *Izopachyty warstw wodonośnych triasu dolnego [m]*
- Isopachytes of cumulative thickness of Lower Triassic groundwater horizons [m]
- *Linie zasięgu utworów triasu dolnego*
- Extent of Lower Triassic formation
- *Uskoki*
- Faults
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

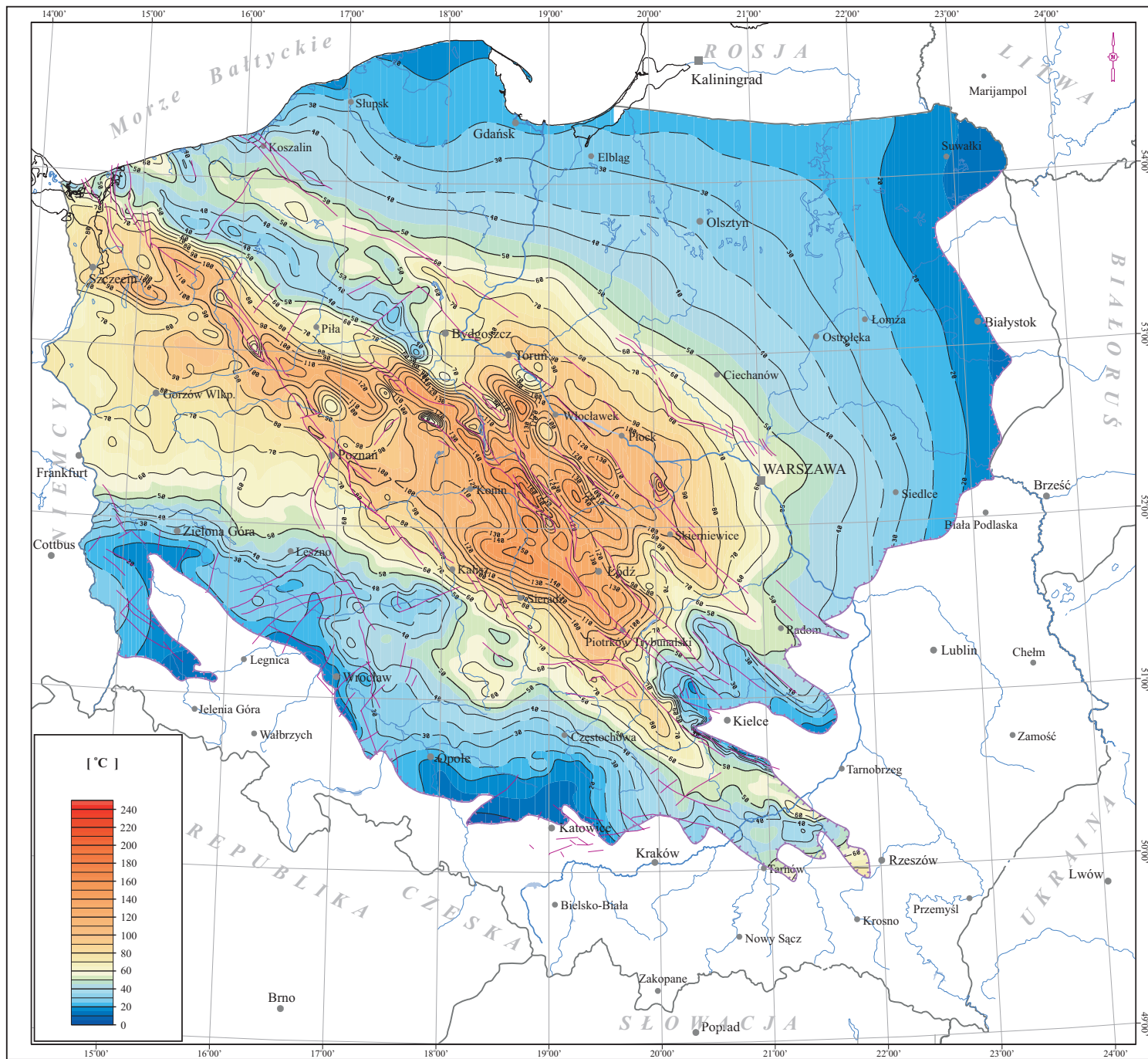
0 50 100 km

Zał. 20.5 Mapa temperatur w stropie utworów triasu dolnego na Niżu Polskim

Pole temperaturowe w stropie utworów triasu dolnego jest ukształtowane podobnie jak w innych, wcześniej omówionych zbiornikach. Najniższe temperatury (kilkanaście °C) stwierdzone są we wschodniej i północno-wschodniej oraz południowej części zbiornika. Temperatura wzrasta w kierunku ku strukturom nieckowym (niecki: warszawska, łódzka, szczecińska, pomorska i miechowska) oraz wału kujawskiego. W granicach wymienionych jednostek strukturalnych temperatura w stropie zmienia się w granicach od 50°C do ponad 100°C. Lokalnie, w granicach wału kujawskiego oraz niecek: łódzkiej i szczecińskiej, temperatura przekracza tę granicę osiągając nawet wartości przekraczające 140°C.

Encl. 20.5 Map of temperatures at the top surface of Lower Triassic formation in the Polish Lowlands

The temperature field within the Lower Triassic strata is similar to that known from other aquifers. Lowest temperatures (a dozen of Celsius degrees) were measured in the eastern, northeastern and southern parts of the aquifer with rising trend towards the troughs (Warsaw, Łódź, Szczecin, Pomerania and Miechów) and the Kujawy Block. In these units temperatures change from 50 to over 100°C. Locally, in the Kujawy Block and in the Łódź and Szczecin troughs temperatures over 140°C were observed.



Zal. 20.5

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW TRIASU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM





Encl. 20.5

MAP OF TEMPERATURES
AT THE TOP SURFACE
OF LOWER TRIASSIC FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermia stropu utworów triasu dolnego [°C]*
- Isotherms at the top surface of Lower Triassic formation [°C]
-  - *Linie zasięgu utworów triasu dolnego*
- Extent of Lower Triassic formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

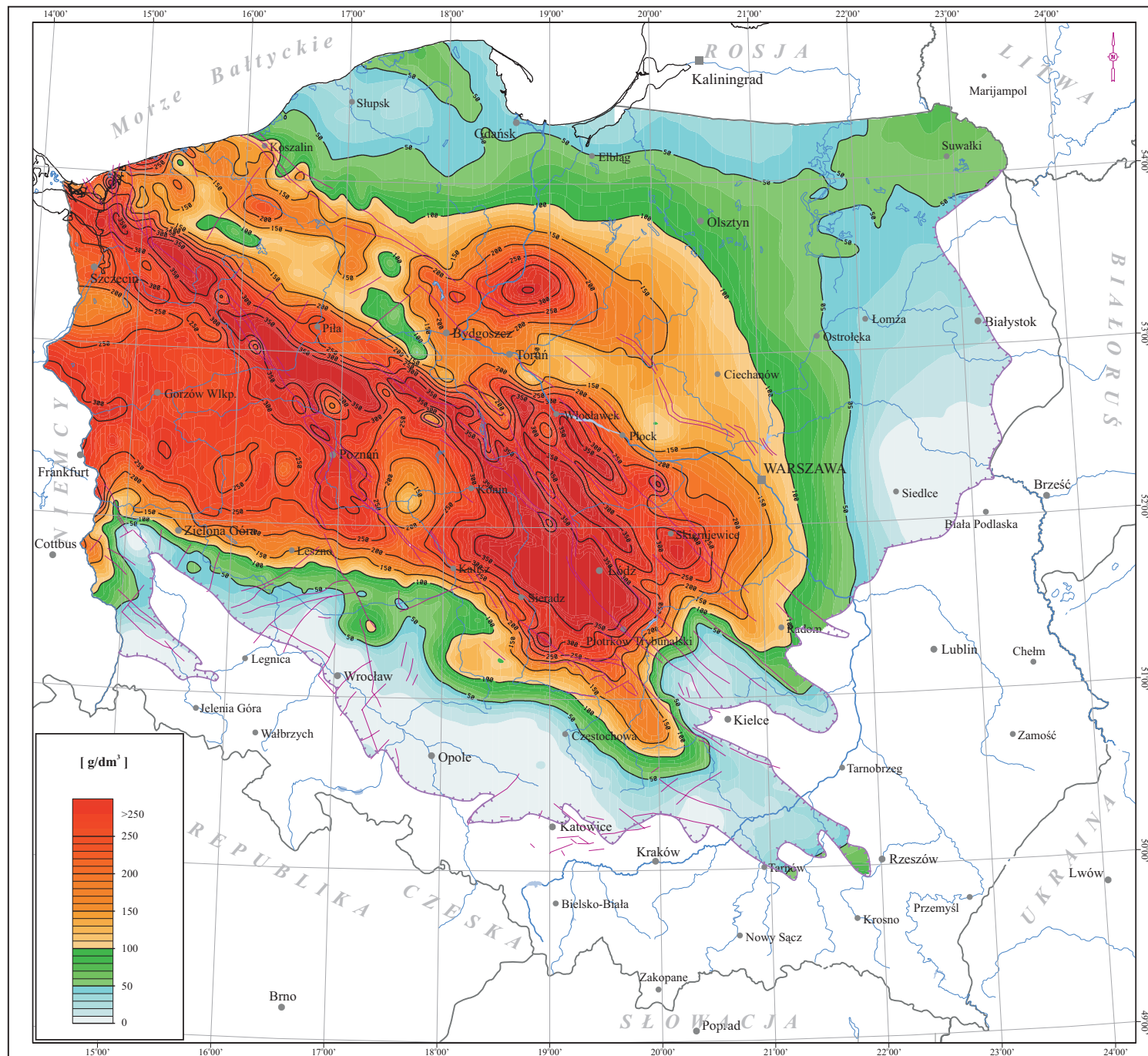
0 50 100 km

Zał. 20.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów triasu dolnego na Niżu Polskim

Mineralizacja wód geotermalnych w zbiorniku dolnotriasowym jest zmienna w granicach od kilku g/dm^3 (brzeżne partie zbiornika) do ponad $350 \text{ g}/\text{dm}^3$. Najwyższymi mineralizacjami cechują się wody występujące w osiowych częściach wału kujawskiego oraz nieck: łódzkiej i szczecińskiej. W nieckach: warszawskiej, pomorskiej i miechowskiej oraz północnej części obszaru przedśudeckiego mineralizacja wód przekracza $150 - 200 \text{ g}/\text{dm}^3$. W granicach zbiornika na powierzchni obejmującej ok. 90% rozprzestrzenienia skał przepuszczalnych mineralizacja przekracza wartości $50 \text{ g}/\text{dm}^3$.

Encl. 20.6 Map of the TDS at the top surface of Lower Triassic formation in the Polish Lowlands

The TDS of geothermal waters in the Lower Triassic aquifer varies from several g/dm^3 in the marginal parts to over $350 \text{ g}/\text{dm}^3$. Highest values were measured in waters from axial parts of the Kujawy Block and the Łódź and the Szczecin troughs. In the Warsaw, Pomerania and Miechów troughs as well as in the northern part of the Fore-Sudetic area the TDS values exceed $150 - 200 \text{ g}/\text{dm}^3$. Totally, about 90% of the aquifer area show TDS values over $50 \text{ g}/\text{dm}^3$.



Zal. 20.6

MAPA MINERALIZACJI WÓD W STROPIE UTWORÓW TRIASU DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM

Encl. 20.6

MAP OF THE TDS AT THE TOP SURFACE OF LOWER TRIASSIC FORMATION IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolnie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isolines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów triasu dolnego*
- *Extent of Lower Triassic formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 20.7 Mapa wód termalnych zbiornika triasu dolnego kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji

Wysoka mineralizacja wód dolnotriasowych oraz zawartości jonów bromkowych i jodkowych daje podstawy do ich wykorzystania także w lecznictwie. Warunki takie występują na ok. 75% powierzchni rozprzestrzeniania się warstw wodonośnych (zbiornika). Wody geotermalne występujące na pozostałym obszarze skał zbiornikowych mogą być wykorzystywane do celów rekreacyjnych.

Wody termalne zbiornika triasu dolnego na obszarze Niziu Polskiego analizowano w 165 odwiertach. Mineralizacja wód wynosi od około 10 do 319 g/dm³, zdecydowana większość charakteryzuje się jednak mineralizacją powyżej 100 g/dm³. Temperatura waha się w granicach od 20°C (obszar peryferyczny) do 140°C (niecka szczecińsko-mogileńsko-lódzka). Typ hydrogeochemiczny wód jest Cl-Ca, Cl-Na i SO₄-Na z jodem i bromem. W zbiorniku triasu dolnego wody SO₄-Na występują w rejonie Jagodzina, Sokołowa Podlaskiego, oraz na północ od Wrocławia pomiędzy Baszynem a Wojciechowem. Do celów rekreacyjnych zakwalifikowano wody monokliny przedsudeckiej w rejonie: Rawicz - Janowo - Baszyn - Trzebnica - Chrzastawa - Wężowice - Dankowice, oraz z pojedynczych odwiertów Jagodzina, Dachów i Różanówka. Na obszarze świętokrzyskim w rejonie odwiertu Nieświn PIG 1, oraz na obszarze wału kujawskiego w rejonie odwiertu Budziszewice IG-1. Obszar obniżenia podlaskiego w rejonie: Łochów - Sokołów Podlaski - Żebrak - Łuków. Do celów rekreacyjnych kwalifikują się również wody z obszaru syneklizy perybałtyckiej w rejonie: Kłanino - Słupsk - Lębork - Bytów - Kościerzyna, oraz Hel - Sopot - Gdańsk - Malbork - Frombork - Pasłęk, jak również rejon: Bartoszyce - Kętrzyn - Gołdap. Zakwalifikowano tu również wody udokumentowane wierceniami na obszarze wału kujawskiego w rejonie odwiertu Czaplonek IG-2 i Witkowo-1.

W balneologii mogą być wykorzystane wody monokliny przedsudeckiej w rejonie: Huta Szklana - Gorzów Wielkopolski - Koziczyn - Witaszkowo - Sulechów - Zbąszynek - Środa - Wycisłowo - Zakrzyn - Ostrów Wielkopolski - Czeszów - Bąszewice - Wieluszów - Aleksandrów - Wieluń - Niechmirów - Gidle - Secemin. Drugi obszar związany jest z wałem i niecką pomorską w rejonie: Dargobądz - Rokita - Gorzysław - Białogard - Sarbinowo - Darłowo - Polczyn - Czaplonek - Bysław - Grudziądz - Prabuty - Olsztyn. Kolejny obszar związany jest z niecką pomorską, wałem kujawskim, niecką warszawską po obszar świętokrzyski. Rejon ten przebiega przez Gronowo - Ciechocinek - Wielgie - Polik - Działdowo - Bodzanów - Jeźów - Maciejowice - Ostalów - Żyrów - Nadarzyn - Mińsk Mazowiecki.

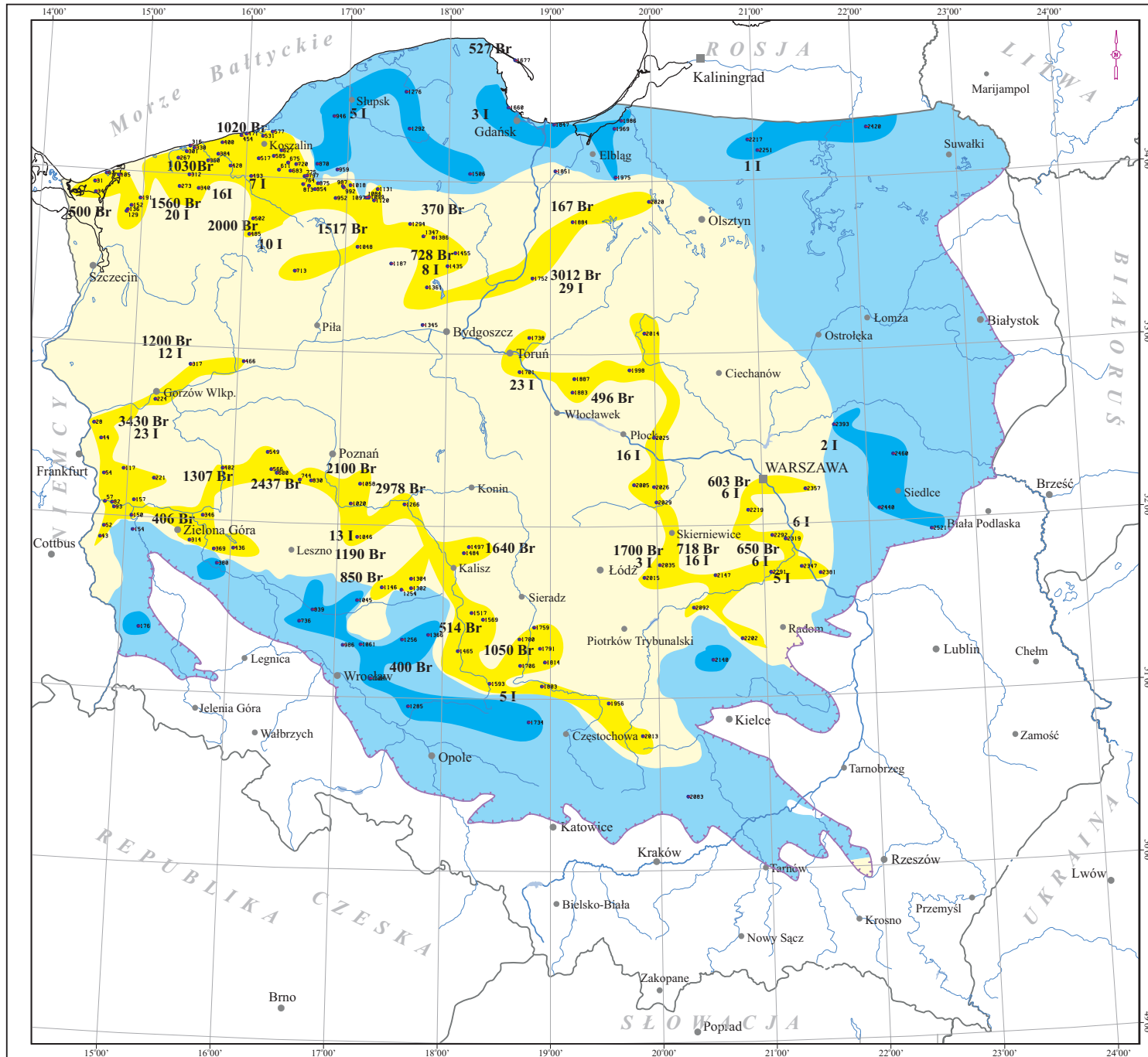
Encl. 20.7 Map of thermal waters of the Lower Triassic formation qualified for balneotherapy and recreation

The high TDS of Lower Triassic groundwaters together with concentrations of bromides and iodides provides opportunities for their utilization in therapeutics. Such waters occupy about 75% of the aquifer area. Waters from the remaining parts of the aquifer can be used for recreation.

Thermal waters from the Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands were analyzed in 165 wells. The TDS values vary from about 10 to 319 g/dm³ but most part of samples reveal values over 100 g/dm³. Temperatures varied from 20°C (peripheral zones) to 140°C (the Szczecin-Mogilno-Lódź Trough). Water belong to the Cl-Ca, Cl-Na and SO₄-Na types with admixtures of J and Br. Waters of SO₄-Na type occur in the vicinity of Jagodzina and Sokołów Podlaski as well as north of Wrocław, between Baszyn and Wojciechów.

Waters suitable for recreational purposes occur in the Fore-sudetic Monocline (Rawicz - Janowo - Baszyn - Trzebnica - Chrzastawa - Wężowice - Dankowice area and single wells drilled in Jagodzina, Dachów and Różanówka), in the Holy-Cross Mts. region (the Nieświn PIG-1 well), in the Kujawy Block (the Budziszewice IG-1 well), in the Podlasie Depression (Łochów - Sokołów Podlaski - Żebrak - Łuków area), in the Peri-baltic Syncline (Kłanino - Słupsk - Lębork - Bytów - Kościerzyna, Hel - Sopot - Gdańsk - Malbork - Frombork - Pasłęk and Bartoszyce - Kętrzyn - Gołdap area). In the Kujawy Block such waters occur in the vicinity of the Czaplonek IG-2 and Witkowo-1 wells.

For balneological purposes the Lower triassic waters can be utilized in the Fore-sudetic monocline (Huta Szklana - Gorzów Wielkopolski - Koziczyn - Witaszkowo - Sulechów - Zbąszynek - Środa - Wycisłowo - Zakrzyn - Ostrów Wielkopolski - Czeszów - Bąszewice - Wieluszów - Aleksandrów - Wieluń - Niechmirów - Gidle - Secemin area) and in the Pomerania Block and Trough (Dargobądz - Rokita - Gorzysław - Białogard - Sarbinowo - Darłowo - Polczyn - Czaplonek - Bysław - Grudziądz - Prabuty - Olsztyn area). Another vast area of waters suitable for therapeutic purposes is located in the areas of the Pomerania Trough, the Kujawy Block, the Warsaw Trough and its extension towards the Holy-Cross Mts (Gronowo - Ciechocinek - Wielgie - Polik - Działdowo - Bodzanów - Jeźów - Maciejowice - Ostalów - Żyrów - Nadarzyn - Mińsk Mazowiecki area).



Zal. 20.7

MAPA WÓD TERMALNYCH
ZBIORNIKA TRIASU DOLNEGO
KWALIFIKUJĄCYCH SIĘ DO
WYKORZYSTANIA W BALNEOTERAPII
I REKREACJI

Encl. 20.7

MAP OF THERMAL WATERS OF THE
LOWER TRIASSIC FORMATION
QUALIFIED FOR BALNEOTHERAPY
AND RECREATION

Legenda:

Legend:

- Otwory wykorzystane do konstrukcji mapy
- Boreholes used for map construction
- Linie zasięgu utworów triasu dolnego
- Extent of Lower Triassic formation
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

Balneoterapia

Balneotherapy

- Obszar perspektywiczny (mineralizacja > 70 g/dm³)
- Perspective area (TDS > 70 g/dm³)
- Obszar udokumentowany wierceńiami
- Area documented with drillings

Rekreacja

Recreation

- Obszar perspektywiczny (mineralizacja < 70 g/dm³ i temperatura < 60 °C)
- Perspective area (TDS < 70 g/dm³ and temperature < 60 °C)
- Obszar udokumentowany wierceńiami
- Area documented with drillings

- Maksymalne zawartości mg/dm³ (wg Bojarskiego, 1996)
- Maximum content, mg/dm³ (after Bojarski, 1996)

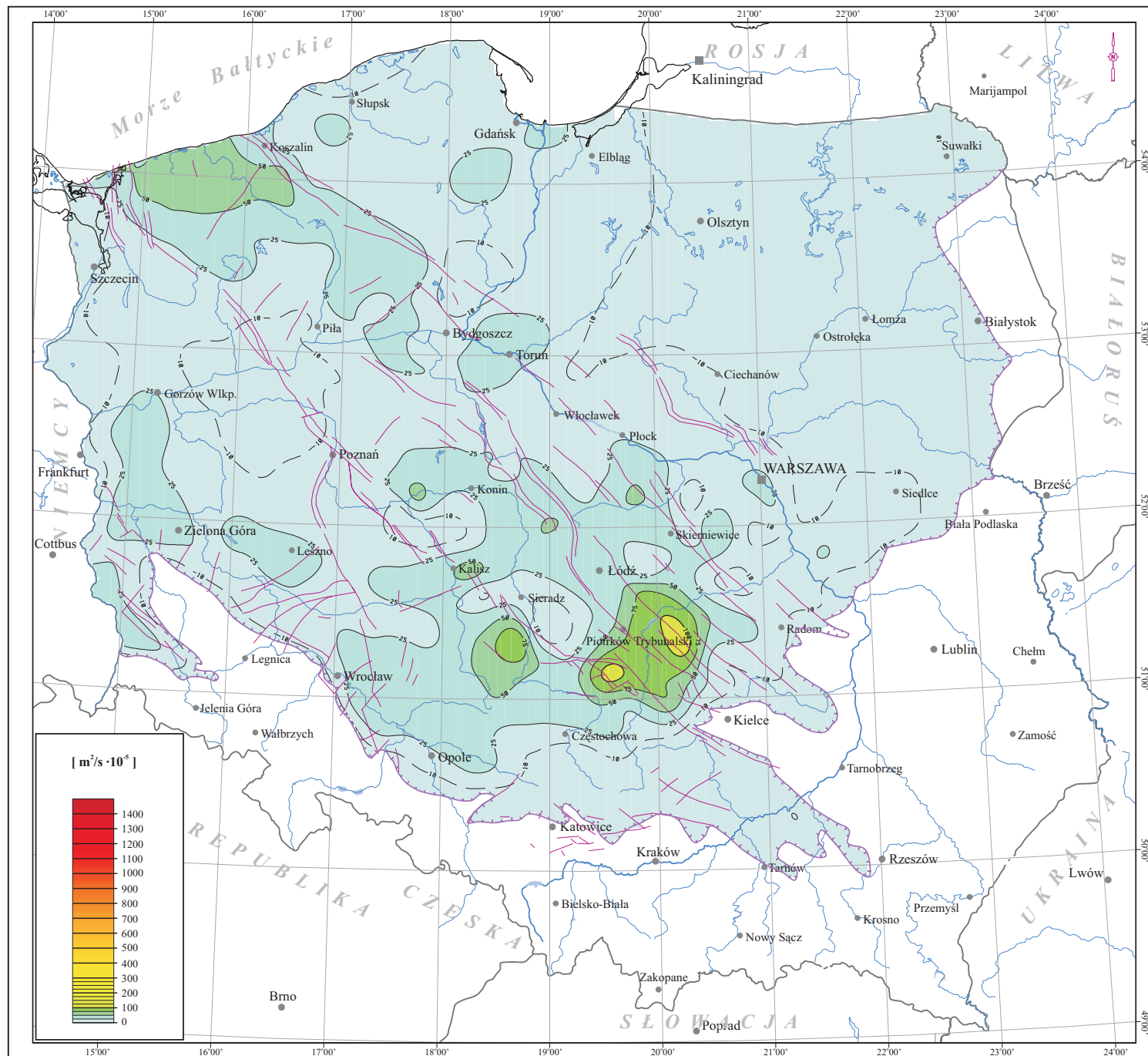
0 50 100 km

Zał. 20.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów triasu dolnego na Niżu Polskim

Mimo znacznych miąższości skał wodonośnych, niska wartość współczynnika filtracji przesądza o słabej ich przewodności. Zmienność tego parametru w zbiorniku dolnotriasowym jest niewielka i na ponad 90% powierzchni nie przekracza wartości $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Dominują warstwy o przewodności w granicach od kilku do $25 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Lokalnie tylko w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego, Sieradza i Kalisza oraz w północnej części wału pomorskiego wartość przewodności jest wyższa niż $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$.

Encl. 20.8 Map of hydraulic transmissivity in the Lower Triassic aquifer of the Polish Lowlands

Despite significant thicknesses of groundwater horizons, the low hydraulic conductivity of Lower Triassic rocks controls their low transmissivity. In over 90% of the area occupied by this aquifer the transmissivity does not exceed $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ with the dominating values from several to $25 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. However, in the vicinities of Piotrków Trybunalski, Sieradz and Kalisz towns, and in the northern part of the Pomerania Block values higher than $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ were noticed.



Zal. 20.8

MAPA PRZEWODNOŚCI
HYDRAULICZNEJ UTWORÓW TRIASU
DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM

Encl. 20.8

MAP OF HYDRAULIC
TRANSMISSIVITY IN THE LOWER
TRIASSIC AQUIFER
OF THE POLISH LOWLANDS

[$m^2/s \cdot 10^{-5}$]

Legenda:

Legend:

- *Izolnie przewodności hydraulicznej [$m^2/s \cdot 10^{-5}$]*
- Isolines of hydraulic transmissivity [$m^2/s \cdot 10^{-5}$]
- *Linie zasięgu utworów triasu dolnego*
- Extent of Lower Triassic formation
- *Uskok*
- Faults
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

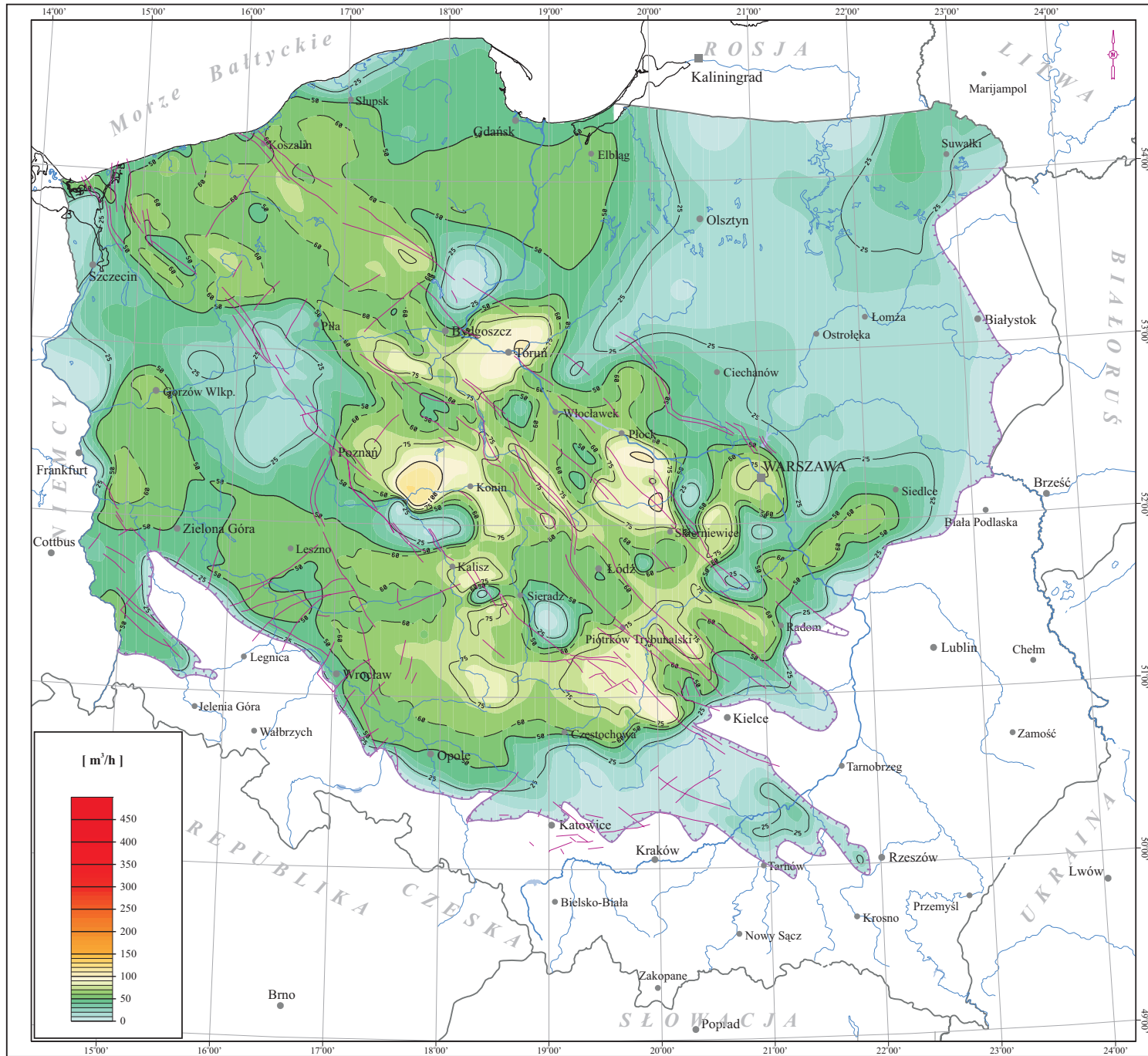
0 50 100 km

Zał. 20.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w triasie dolnym na Niżu Polskim

Wydajność potencjalnych ujęć wód geotermalnych bazujących na wodach dolnotriasowych jest relatywnie niska i na ok. 50% obszaru nie przekracza $50 \text{ m}^3/\text{h}$. Jedynie na obszarze wału kujawskiego i pomorskiego. W nieckach: łódzkiej, pomorskiej i warszawskiej oraz części syneklizy bałtyckiej i obszaru przedsudeckiego można oczekiwać wyższej potencjalnej wydajności studni. Maksymalne wydajności mogą osiągnąć potencjalne studnie w linii Poznań - Konin (ponad $100 \text{ m}^3/\text{h}$) oraz Płock - Skierniewice (ponad $75 \text{ m}^3/\text{h}$), Bydgoszcz - Toruń (ponad $75 \text{ m}^3/\text{h}$) oraz w rejonie na południe od Piotrkowa Trybunalskiego.

Encl. 20.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Lower Triassic reservoirs of the Polish Lowlands

Discharges of potential geothermal water intakes in Lower Triassic aquifer are relatively low and do not exceed $50 \text{ m}^3/\text{h}$ over 50% of the aquifer area. Only in the Kujawy and Pomerania blocks, in the Łódź, Pomerania and Warsaw troughs and in some parts of the Peri-baltic Syncline and the Fore-Sudetic area the higher potential discharges can be expected. Maximum discharges are predicted for intakes located along the lines Poznań-Konin (over $100 \text{ m}^3/\text{h}$), Płock-Skierniewice and Bydgoszcz-Toruń (over $75 \text{ m}^3/\text{h}$), and in the area south from Piotrków Trybunalski.



Zal. 20.9

MAPA POTENCJALNYCH WYDAJNOŚCI
STUDNI (DUBLETÓW)
W TRIASIE DOLNYM
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 20.9

MAP OF POTENTIAL DISCHARGE
OF WELLS (DOUBLETS)
IN LOWER TRIASSIC RESERVOIRS
OF THE POLISH LOWLANDS

[m³/h]

Legenda:

Legend:

- Izolinie wydajności [m³/h]
- Isolines of discharge [m³/h]
- Linie zasięgu utworów triasu dolnego
- Extent of Lower Triassic formation
- Uskokii
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

0 50 100 km

Zał. 20.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów triasu dolnego na Niżu Polskim

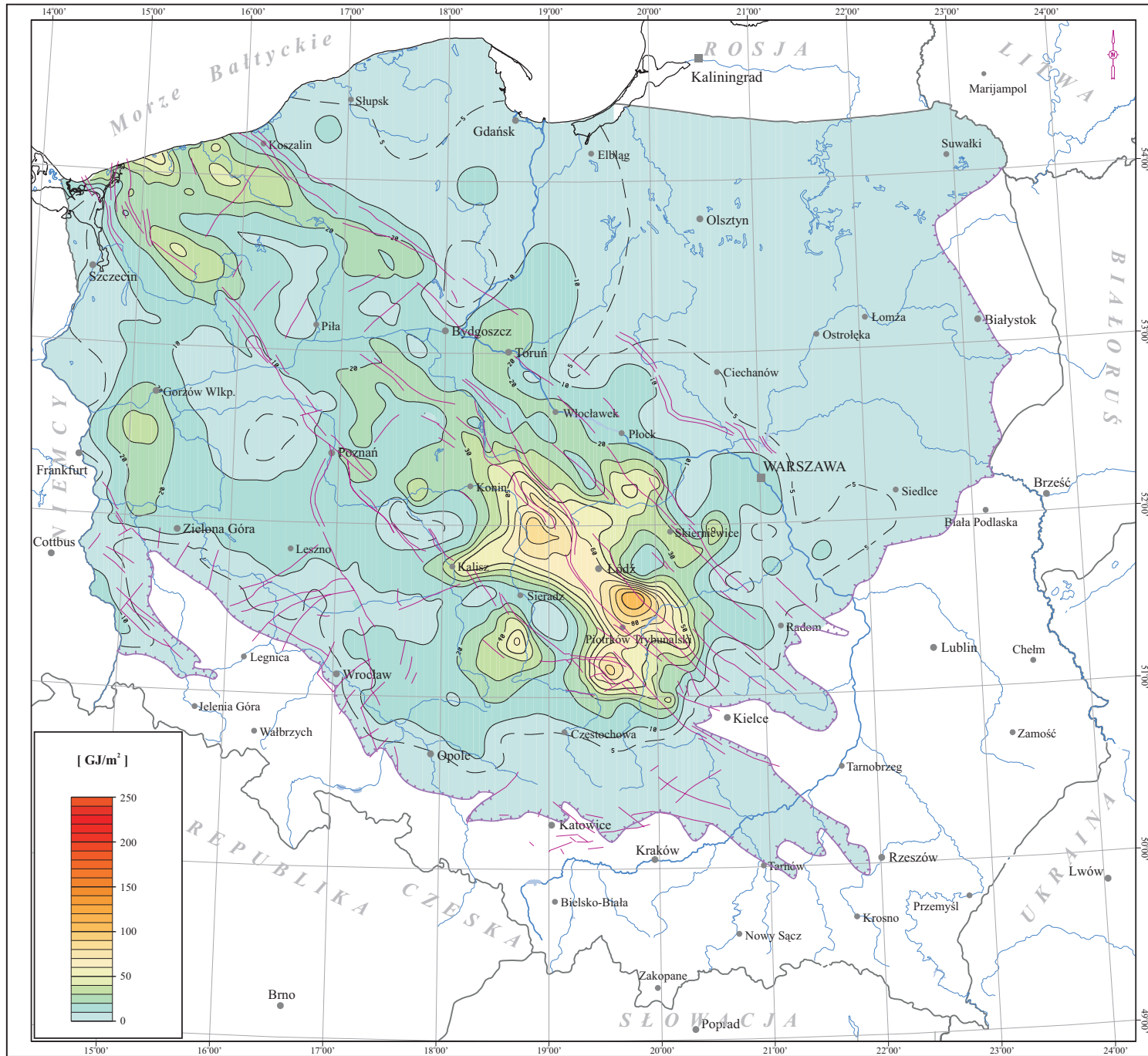
Powierzchnia kalkulacji zasobów statycznych dolnotriasowego zbiornika wód geotermalnych wynosi 228 758.00 km². Całkowite zasoby statyczne zbiornika wynoszą $2.74 \cdot 10^{21}$ J, co odpowiada $6.54 \cdot 10^{10}$ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.2.1).

Wielkość zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni zbiornika dolnego triasu zmienia się od poniżej 5 GJ/m², do ponad 100 GJ/m². Najmniejsze wartości charakteryzują brzegowe części zbiornika geotermalnego, obejmujące obszary: syneklizy bałtyckiej, wyniesienia mazursko-suwańskiego, niecki miechowskiej, monokliny śląsko-krakowskiej. Niskimi wartościami, poniżej 10 GJ/m², charakteryzuje się również obszar wału pomorskiego (w rejonie Piły) oraz południowa część niecki szczecińskiej. Lokalnie niskie wartości występują w okolicach Sieradza, pomiędzy Łodzią a Skierniewicami, na południowy-zachód od Konina. Maksymalne wartości jednostkowych zasobów statycznych, nawet powyżej 100 GJ/m², występują na obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej pomiędzy Łodzią a Piotrkowem Trybunalskim.

Encl. 20.10 Map of unit static resources of Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands

The calculation area of static geothermal resources of Lower Triassic aquifer is 228,758.00 km². Total static resources accumulated in this area are $2.74 \cdot 10^{21}$ J, i.e. $6.54 \cdot 10^{10}$ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.2.1).

The unit static resources of the Lower Triassic aquifer vary from below 5 to over 100 GJ/m². The lowest values are typical of the marginal parts of the aquifer occurring in the Peri-baltic Syncline, in the Mazury-Suwałki Uplift, in the Miechów Trough and in the Silesia-Kraków Monocline. Low values of unit static resources (<10 GJ/m²) occur also in the Pomerania Block (vicinity of Piła) and in the southern part of the Szczecin Trough. Locally, low values were encountered also in the vicinity of Sieradz (between Łódź and Skierniewice, southwest of Konin). The maximum values of unit static resources (even over 100 GJ/m²) were found in the Mogilno-Łódź Trough, between Łódź and Piotrków Trybunalski.



Zal. 20.10

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH UTWORÓW TRIASU
DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM





Encl. 20.10

MAP OF UNIT STATIC RESOURCES
OF LOWER TRIASSIC AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izoliny jednostkowych zasobów statycznych [GJ/m²]*
- *Isolines of unit static resources [GJ/m²]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu dolnego*
- *Extent of Lower Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 20.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów triasu dolnego na Niżu Polskim

Całkowite zasoby statyczne-wydobywalne dolnotriasowego zbiornika wód geotermalnych wynoszą $6.13 \cdot 10^{20}$ J, co odpowiada $1.46 \cdot 10^{10}$ TOE energii (tab. 12.4.1, rys. 12.3.2).

Wielkości zasobów przypadających na 1m^2 powierzchni zbiornika oscylują w granicach od poniżej 1 GJ, do powyżej 30 GJ. Największe wartości jednostkowych zasobów wydobywalnych występują w południowo-wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej, w rejonie Łodzi i Piotrkowa Trybunalskiego.

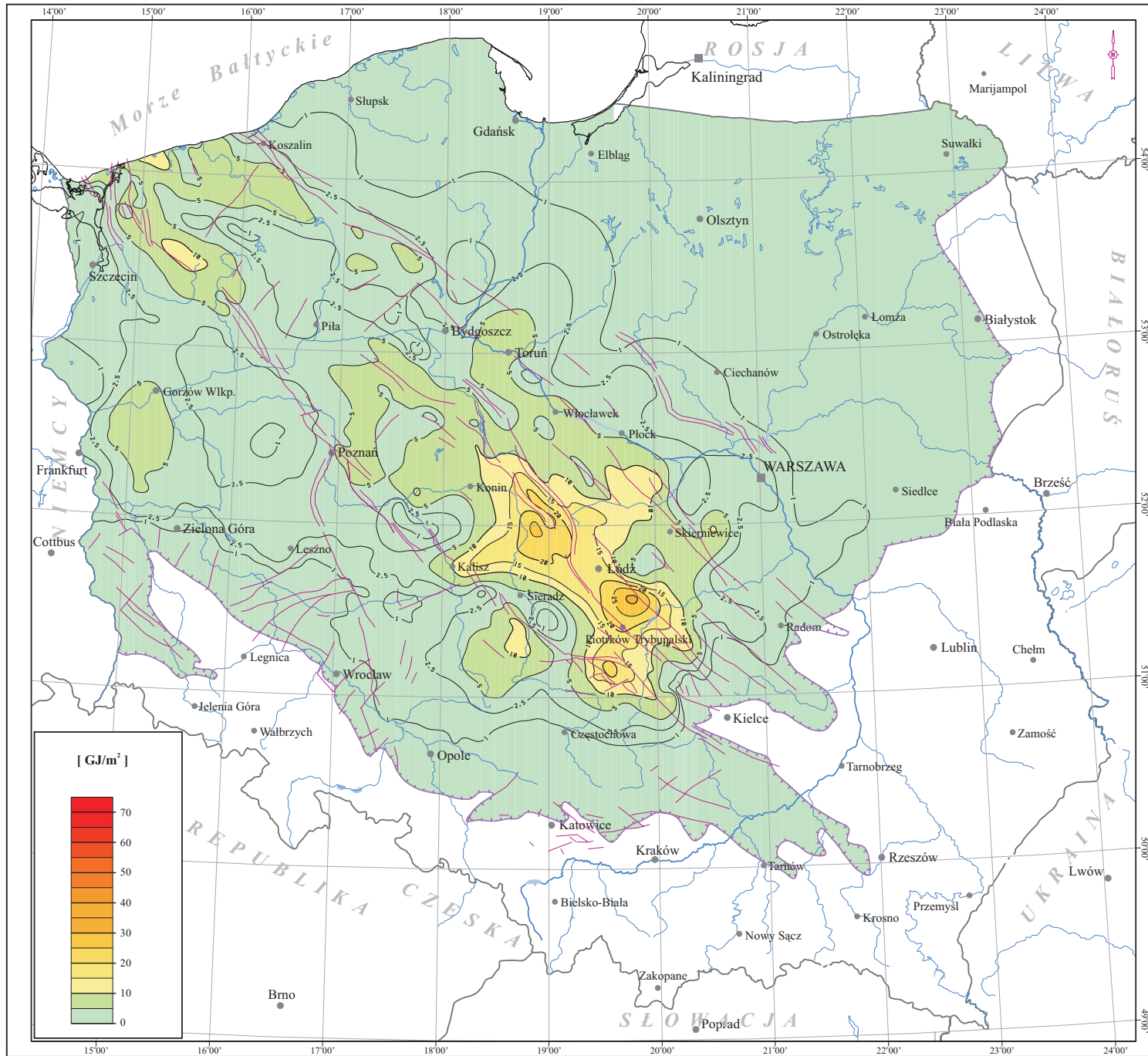
Wartości zasobów wydobywalnych, powyżej 10 GJ/m^2 , charakteryzują prawie cały obszar niecki mogileńsko-lódzkiej. Lokalnie podwyższone wartości występują w północno-wschodniej części niecki szczecińskiej oraz na niewielkim obszarze, na południe od Sieradza, (w obrębie bloku przedsudeckiego).

W pozostałych strefach jednostkowe zasoby statyczne-wydobywalne wykazują stosunkową dużą zmienność wartości, jednakże nie przekraczają zwykle 10 GJ/m^2 .

Encl. 20.11 Map of unit static-recoverable resources of Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands

The total static-recoverable resources of the Lower Triassic geothermal aquifer are $6.13 \cdot 10^{20}$ J, which corresponds to the energy of $1.46 \cdot 10^{10}$ TOE (tab. 12.4.1, fig. 12.3.2). The unit static-recoverable resources of this aquifer vary from 1 to over 30 GJ/m^2 . The highest values occur in the southeastern part of the Mogilno-Łódź Trough (Łódź and Piotrków Trybunalski areas).

The high values of unit static-recoverable resources (over 10 GJ/m^2) were encountered in the Mogilno-Łódź Trough. The increased values occur locally in the northeastern part of the Szczecin Trough and in a small area south of Sieradz (the Fore-sudetic Monocline). In the remaining parts of the Lower Triassic aquifer the unit static-recoverable resources are variable but usually do not exceed 10 GJ/m^2 .



Zal. 20.11

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH-WYDOBYWALNYCH
UTWORÓW TRIASU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM





Encl. 20.11

MAP OF UNIT STATIC-RECOVERABLE
RESOURCES OF LOWER TRIASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie zasobów statycznych-wydobywalnych [GJ/m²]*
- *Isolines of static-recoverable resources [GJ/m²]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu dolnego*
- *Extent of Lower Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 20.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia LF=1.0 utworów triasu dolnego na Nizinie Polskiej

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych dolnotriasowego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy LF=1, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 38 839.00 km².

Perspektywiczne obszary zbiornika, gdzie wykorzystanie zasobów geotermalnych do celów ciepłowniczych może przynieść dodatni efekt ekonomiczny, obejmuje znaczny obszar niecki mogileńsko-lódzkiej, część wału kujawskiego, niewielkie obszary niecki warszawskiej oraz niecki szczecińskiej, a także północno-wschodnią część obszaru przedsudeckiego.

Największe wartości współczynnika mocy powyżej 2 - 2.5 występują na obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej, pomiędzy Poznaniem a Koninem oraz w brzegowych strefach niecki, w rejonie Kalisza i na wschód od Częstochowy.

Niskie wartości współczynnika mocy (poniżej 0.5) charakteryzują obszar wału pomorskiego, monokliny przedsudeckiej oraz syneklizy perybałtyckiej, wyniesienia mazursko-suwańskiego i południową część wału kujawskiego.

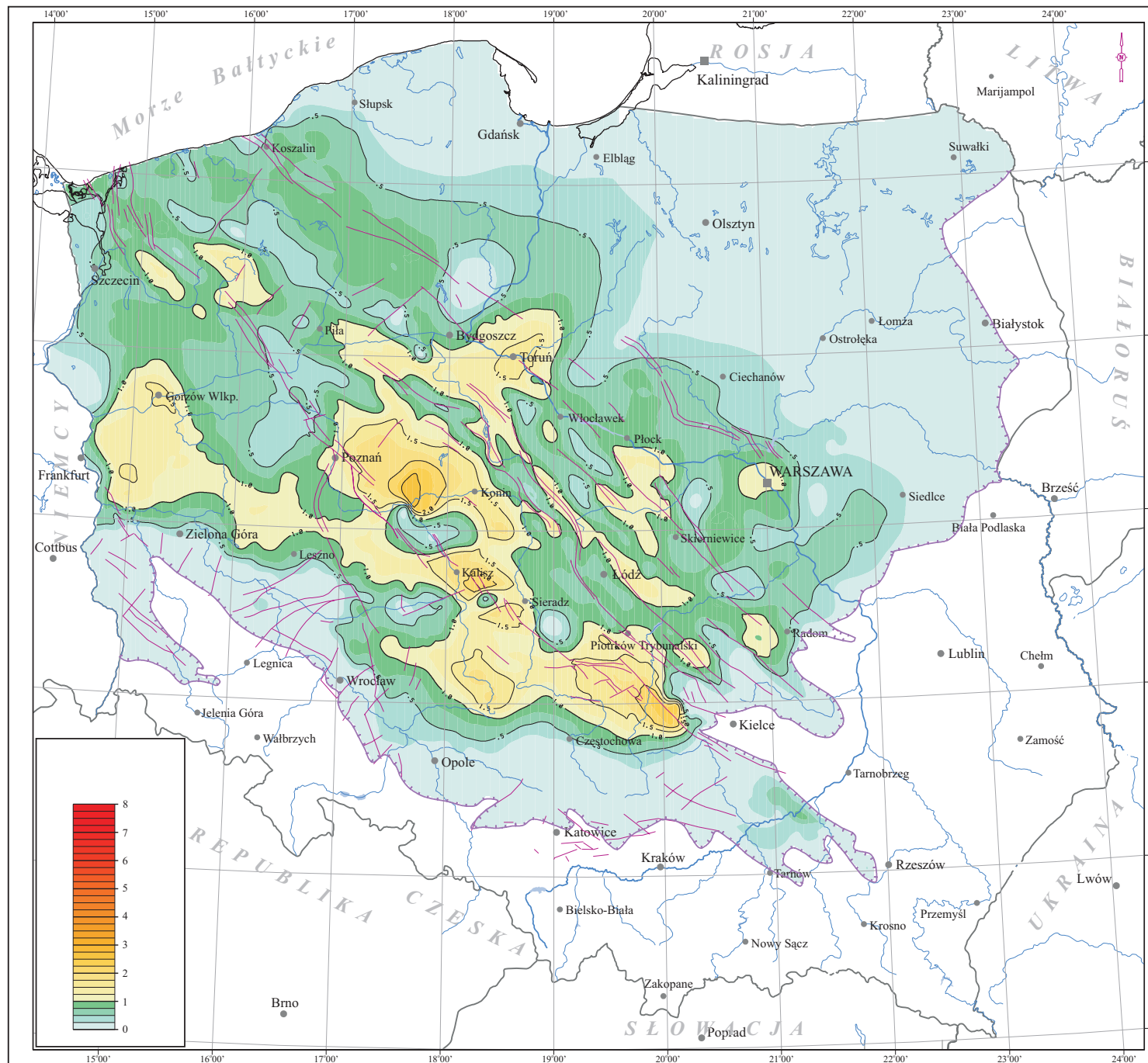
Encl. 20.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of the Lower Triassic geothermal aquifer in which the power factor values are $F > 1$ at the load factor value LF=1 covers 38,839.00 km².

The perspective areas where utilization of geothermal resources for heating purposes can be economically efficient includes the large part of the Mogilno-Lódź Trough, a part of the Kujawy Block, small sectors of the Warsaw and Szczecin troughs and the northeastern part of the Fore-Sudetic Monocline.

The largest values of power factor (over 2 - 2.5) were found in the Mogilno-Lódź Trough (areas between Poznań and Konin, close to Kalisz and east of Częstochowa).

The low values of power factor (< 0.5) occur in the Pomerania Block, in the Fore-Sudetic monocline, in the Peri-baltic Syncline, in the Mazury-Suwałki Uplift and in the southern part of the Kujawy Block.



Zal. 20.12





MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY PRZY
WSPÓLCZYNNIKU OBCIĄŻENIA
LF=1.0 UTWORÓW TRIASU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 20.12

MAP OF POWER FACTOR AT LOAD
FACTOR LF=1.0 OF LOWER
TRIASSIC AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:

Legend:

-  - *Izolnie współczynnika mocy*
- *Isolines of power factor*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu dolnego*
- *Extent of Lower Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 20.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów triasu dolnego na Niżu Polskim

Powierzchnia zbiornika dolnotriasowego, odpowiadająca występowaniu zasobów dyspozycyjnych ograniczona jest linią gdzie współczynnik mocy, przy $LF=1$, osiąga wartość równą 1.

Powierzchnia ta wynosi 38 839.00 km², co stanowi 16.98% powierzchni całego zbiornika triasu dolnego na Niżu Polskim oraz 12.45% powierzchni Polski.

Całkowite zasoby dyspozycyjne zbiornika wynoszą $1.73 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada $4.13 \cdot 10^7$ TOE/rok energii (tab. 12.4.1, rys. 12.4.2).

Zasoby dyspozycyjne obejmują znaczne obszary niecki mogileńsko-lódzkiej, gdzie w rejonach Konina, Sieradza i na wschód od Poznania, przyjmują największe wartości, od 60 do ponad 100 MJ/m². Występowanie zasobów dyspozycyjnych stwierdzono także na obszarze wału kujawskiego oraz w centralnej części niecki warszawskiej (na południe od Płocka). Na obszarze przedsudeckim, w jego zachodniej, północno-wschodniej i centralnej części zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej oscylują w granicach od ok. 10 do 50 MJ/m². Maksymalne wartości na obszarze przesudeckim występują w okolicach Gorzowa Wielkopolskiego oraz Kalisza (45 - 50 MJ/m²).

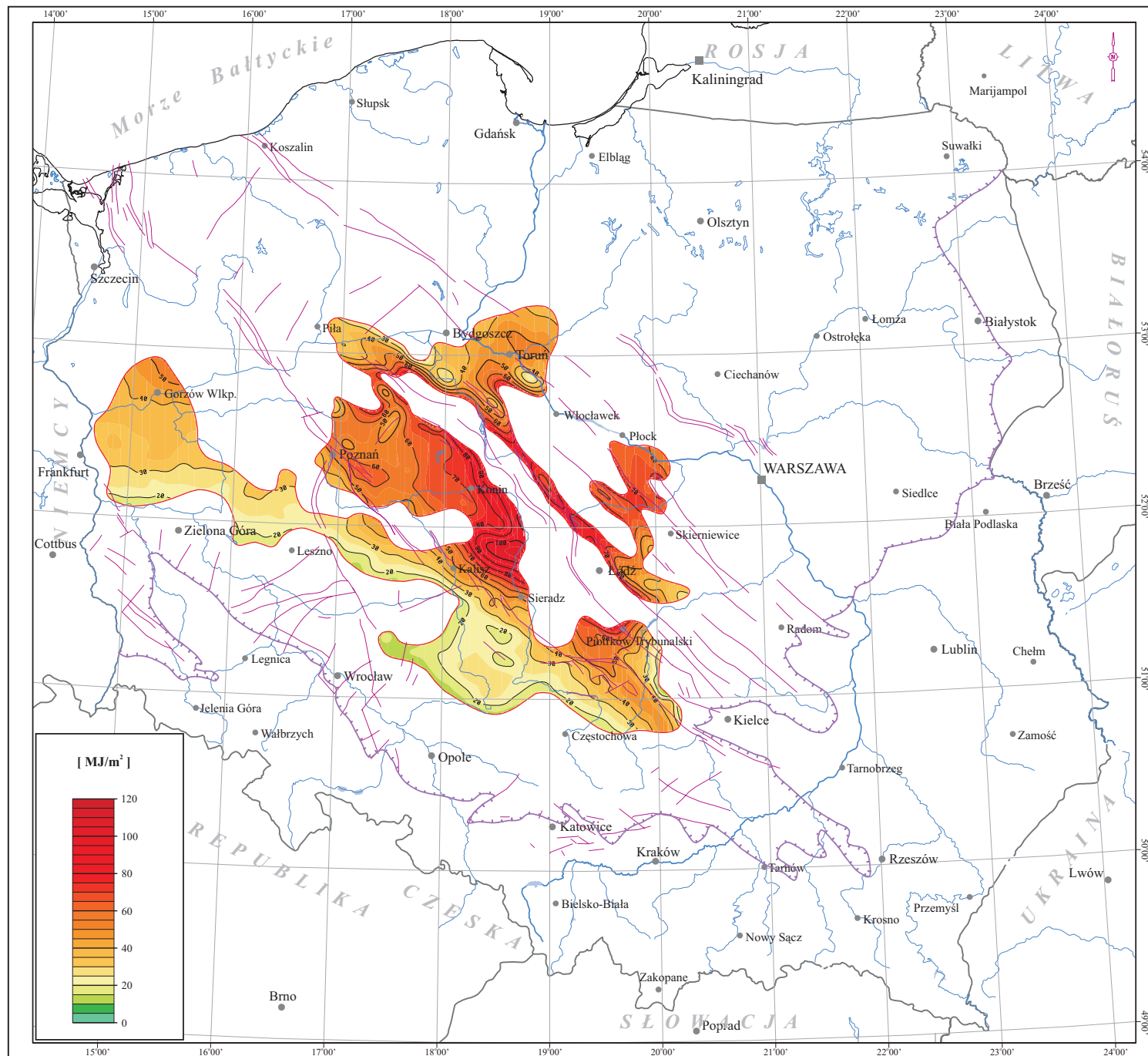
Brzegowe części zbiornika leżą poza obszarem perspektywnym dla wykorzystania wód dolnotriasowego zbiornika geotermalnego w celach ciepłowniczych.

Encl. 20.13 Map of unit disposable resources of Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands

The area of Lower Triassic aquifer where disposable resources occur contoured by the isoline of power factor value $F=1$ at the load factor value $LF=1$ is 38,839.00 km², which is 16.98% of the whole Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands and 12.45% of the territory of Poland. The total disposable resources accumulated in this area are $1.73 \cdot 10^{18}$ J/year, which corresponds to the energy of $4.13 \cdot 10^7$ TOE/year (tab. 12.4.1, fig. 12.4.2).

The unit disposable resources show highest values in the Mogilno-Lódź Trough, where from 60 to over 100 MJ/m² were found in the areas of Konin, Sieradz and east of Poznań. Disposable resources occur also in the Kujawy Block and in the central part of the Warsaw Trough (south of Płock).

In the western, northeastern and central parts of the Fore-Sudetic Monocline the unit disposable energy resources vary from about 10 to 50 MJ/m². Maximum values (45 - 50 MJ/m²) were encountered in the vicinity of Gorzów Wielkopolski and Kalisz. The marginal parts of the Lower Triassic aquifer do not accumulate the disposable geothermal resources.



Zal. 20.13

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
DYSPOZYCYJNYCH UTWORÓW
TRIASU DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM






Encl. 20.13

MAP OF UNIT DISPOSABLE
RESOURCES OF LOWER TRIASSIC
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

[MJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie energii jednostkowej [MJ/m²]
- Isolines of unit energy [MJ/m²]
-  - Linie zasięgu utworów triasu dolnego
- Extent of Lower Triassic formation
-  - Uskoki
- Faults
-  - Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
-  - Współczynnik obciążenia LF=1,0
- Load factor LF=1,0

0 50 100 km

Zał. 20.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach triasu dolnego na Niżu Polskim

Na przeważającym obszarze występowania wodonośnych utworów triasu dolnego moc cieplna hipotetycznego dubletu geotermalnego (instalacji geotermalnej) nie przekracza wartości 2.5 MW.

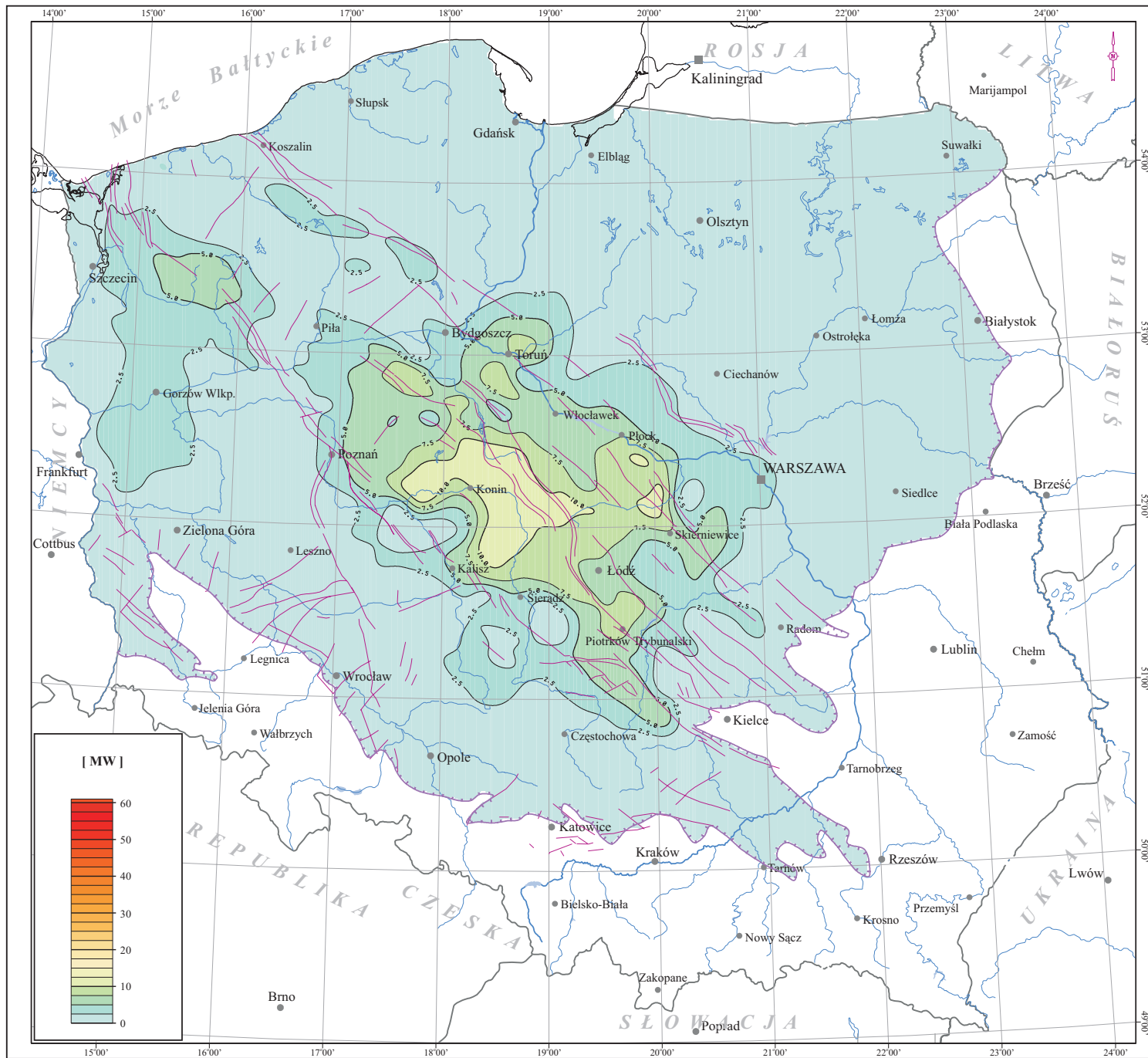
Wartości mocy cieplnych powyżej 5 MW występują na całym obszarze centralnej Polski, obejmując rejon: niecki mogileńsko-łódzkiej i niecki warszawskiej oraz północno-wschodnią część niecki szczecińskiej.

Maksymalne wielkości mocy cieplnej dubletu, powyżej 10 MW, przewidywane są we wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (na wschód od Konina) oraz w centralnej części niecki warszawskiej (pomiędzy Płockiem a Skierniewicami).

Encl. 20.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Lower Triassic reservoirs of the Polish Lowlands

In the most part of the Lower Triassic geothermal aquifer the thermal power of hypothetical geothermal installation (geothermal dublet) does not exceed 2.5 MW.

The higher thermal power values (over 5 MW) occur in the whole Central Poland, in the areas of the Mogilno-Łódź and Warsaw troughs, and the northeastern part of the Szczecin Trough. The maximum thermal power values of a hypothetical dublet (over 10 MW) are expected in the eastern part of the Mogilno-Łódź Trough (east of Konin) and in the central part of the Warsaw Trough (between Płock and Skierniewice).



Zal. 20.14

MAPA MOCY CIEPLNEJ INSTALACJI
GEOTERMALNYCH
PROJEKTOWANYCH W UTWORACH
TRIASU DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM





Encl. 20.14

MAP OF THERMAL POWER
OF GEOTHERMAL INSTALLATIONS
DESIGNED IN LOWER TRIASSIC
RESERVOIRS OF THE POLISH
LOWLANDS

[MW]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie mocy cieplnej dubletu [MW]*
- *Isolines of thermal power of a doublet [MW]*
-  - *Linie zasięgu utworów triasu dolnego*
- *Extent of Lower Triassic formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*



21 Spis map

Tab. 13.1 Zestawienie otworów wiertniczych wykorzystanych do konstrukcji cyfrowych modeli rozkładu parametrów hydrogeologicznych oraz geotermalnych na Niżu Polskim.

Zał. 13.1 Mapa rozkładu temperatur średnich rocznych na głębokości 0,5 m ppt.

Zał. 13.2 Mapa rozkładu temperatur na głębokości 1 000 m ppt. na obszarze Niżu Polskiego.

Zał. 13.3 Mapa rozkładu temperatur na głębokości 2 000 m ppt. na obszarze Niżu Polskiego.

Zał. 13.4 Mapa rozkładu temperatur na głębokości 3 000 m ppt. na obszarze Niżu Polskiego.

Zał. 13.5 Mapa rozkładu temperatur na głębokości 4 000 m ppt. na obszarze Niżu Polskiego.

Zał. 13.6 Mapa rozkładu temperatur na głębokości 5 000 m ppt. na obszarze Niżu Polskiego.

Zał. 13.7 Mapa rozkładu ziemskiego strumienia ciepłego w Europie.

Zał. 13.8 Mapa rozkładu gęstości ziemskiego strumienia ciepłego na Niżu Polskim.

Zał. 13.9 Mapa jednostkowych dostępnych zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Zał. 13.10 Mapa lokalizacyjna głównych jednostek strukturalnych na Niżu Polskim.

Zał. 13.11 Mapa lokalizacji przekrojów geologicznych i hydrogeologicznych na Niżu Polskim.

Zał. 13.12.1 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.12.2 Przekrój geologiczny przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.12.3 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.12.4 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.12.5 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.12.6 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.12.7 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.12.8 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.12.9 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.13.1 Przekroje korelacyjno - hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.13.2 Przekroje korelacyjno - hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.13.3 Przekroje korelacyjno - hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.13.4 Przekroje korelacyjno - hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.13.5 Przekroje korelacyjno - hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego.

Zał. 13.14 Tabela stratygraficzna (rekomendowana przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną, 2004).

Zał. 14.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.2 Mapa strukturalna stropu utworów kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.3 Mapa miąższości całkowitej utworów kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.5 Mapa temperatur w stropie utworów kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.7 Mapa wód termalnych zbiornika kredy dolnej kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji.

Zał. 14.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w kredzie dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1$ utworów kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 14.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach kredy dolnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.2 Mapa strukturalna stropu utworów jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.3 Mapa miąższości całkowitej utworów jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.5 Mapa temperatur w stropie utworów jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.7 Mapa wód termalnych zbiornika jury górnej kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji.

Zał. 15.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w jurze górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1.0$ utworów jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 15.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach jury górnej na Niżu Polskim.

Zał. 16.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika jury środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.2 Mapa strukturalna stropu utworów jury środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.3 Mapa miąższości całkowitej utworów jury środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych jury środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.5 Mapa temperatur w stropie utworów jury środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów jury środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.7 Mapa wód termalnych zbiornika jury środkowej kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji.

Zał. 16.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów jury środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w jurze środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów jury środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów jury środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1.0$ utworów jury środkowej na Niżu Polskim.

Zał. 16.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów jury środkowej na Niżu Polskim.

- Zał. 16.14** Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach jury środkowej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.1** Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.2** Mapa strukturalna stropu utworów jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.3** Mapa miąższości całkowitej utworów jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.4** Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.5** Mapa temperatur w stropie utworów jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.6** Mapa mineralizacji wód w stropie utworów jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.7** Mapa wód termalnych zbiornika jury dolnej kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji.
- Zał. 17.8** Mapa przewodności hydraulicznej utworów jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.9** Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w jurze dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.10** Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.11** Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.12** Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1.0$ utworów jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.12.1** Mapa współczynnika mocy przy współczynniku na Niżu Polskim.
- Zał. 17.12.2** Mapa współczynnika mocy przy współczynniku na Niżu Polskim.
- Zał. 17.13** Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 17.14** Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach jury dolnej na Niżu Polskim.
- Zał. 18.1** Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.2** Mapa strukturalna stropu utworów triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.3** Mapa miąższości całkowitej utworów triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.4** Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.5** Mapa temperatur w stropie utworów triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.6** Mapa mineralizacji wód w stropie utworów triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.7** Mapa wód termalnych zbiornika triasu górnego kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji.
- Zał. 18.8** Mapa przewodności hydraulicznej utworów triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.9** Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w triasie górnym na Niżu Polskim.
- Zał. 18.10** Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.11** Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.12** Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1.0$ utworów triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.13** Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 18.14** Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach triasu górnego na Niżu Polskim.
- Zał. 19.1** Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika triasu środkowego na Niżu Polskim.
- Zał. 19.2** Mapa strukturalna stropu utworów triasu środkowego na Niżu Polskim.
- Zał. 19.3** Mapa miąższości całkowitej utworów triasu środkowego na Niżu Polskim.
- Zał. 19.4** Mapa temperatur w stropie utworów triasu środkowego na Niżu Polskim.
- Zał. 19.5** Mapa mineralizacji wód w stropie utworów triasu środkowego na Niżu Polskim.
- Zał. 19.6** Mapa wód termalnych zbiornika triasu środkowego kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji.
- Zał. 20.1** Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.2** Mapa strukturalna stropu utworów triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.3** Mapa miąższości całkowitej utworów triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.4** Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.5** Mapa temperatur w stropie utworów triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.6** Mapa mineralizacji wód w stropie utworów triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.7** Mapa wód termalnych zbiornika triasu dolnego kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji.
- Zał. 20.8** Mapa przewodności hydraulicznej utworów triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.9** Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w triasie dolnym na Niżu Polskim.
- Zał. 20.10** Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.11** Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.12** Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1.0$ utworów triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.13** Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów triasu dolnego na Niżu Polskim.
- Zał. 20.14** Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach triasu dolnego na Niżu Polskim.

21 List of maps

Tabl. 13.1 Compilation of boreholes and wells used for construction of digital models of distribution of hydrogeological and geothermal parameters in the Polish Lowlands.

Encl. 13.1 Distribution map of mean annual temperatures at 0.5 m depth below surface.

Encl. 13.2 Distribution map of temperatures at 1,000 m below surface in the Polish Lowlands.

Encl. 13.3 Distribution map of temperatures at 2,000 m below surface in the Polish Lowlands.

Encl. 13.4 Distribution map of temperatures at 3,000 m below surface in the Polish Lowlands.

Encl. 13.5 Distribution map of temperatures at 4,000 m below surface in the Polish Lowlands.

Encl. 13.6 Distribution map of temperatures at 5,000 m below surface in the Polish Lowlands.

Encl. 13.7 Distribution map of terrestrial heat flow density in Europe.

Encl. 13.8 Distribution map of heat flow density in the Polish Lowlands.

Encl. 13.9 Map of unit accessible resources of geothermal energy in the Polish Lowlands.

Encl. 13.10 Location map of the main structural units in the Polish Lowlands.

Encl. 13.11 Location map of geological and hydrogeological cross-sections in the Polish Lowlands.

Encl. 13.12.1 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 13.12.2 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 13.12.3 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 13.12.4 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 13.12.5 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 13.12.6 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 13.12.7 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 13.12.8 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 13.12.9 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 13.13.1 Correlation - hydrogeological cross section through the Polish Lowlands.

Encl. 13.13.2 Correlation - hydrogeological cross section through the Polish Lowlands.

Encl. 13.13.3 Correlation - hydrogeological cross section through the Polish Lowlands.

Encl. 13.13.4 Correlation - hydrogeological cross section through the Polish Lowlands.

Encl. 13.13.5 Correlation - hydrogeological cross section through the Polish Lowlands.

Encl. 13.14 Stratigraphic chart (recommended by International Commission on Stratigraphy, 2004).

Encl. 14.1 Location map of wells drilled to Lower Cretaceous aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 14.2 Structural map of the top surface of Lower Cretaceous formation in the Polish Lowlands.

Encl. 14.3 Map of total thickness of Lower Cretaceous formation in the Polish Lowlands.

Encl. 14.4 Map of cumulative thickness of Lower Cretaceous groundwater horizons in the Polish Lowlands.

Encl. 14.5 Map of temperatures at the top surface of Lower Cretaceous formation in the Polish Lowlands.

Encl. 14.6 Map of the TDS at the top surface of Lower Cretaceous formation in the Polish

Lowlands.

Encl. 14.7 Map of thermal waters of the Lower Cretaceous formation qualified for balneotherapy and recreation.

Encl. 14.8 Map of hydraulic transmissivity in the Lower Cretaceous aquifer of the Polish Lowlands.

Encl. 14.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Lower Cretaceous reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 14.10 Map of unit static resources of Lower Cretaceous aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 14.11 Map of unit static-recoverable resources of Lower Cretaceous aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 14.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Lower Cretaceous aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 14.13 Map of unit disposable resources of Lower Cretaceous aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 14.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Lower Cretaceous reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 15.1 Location map of wells drilled to Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 15.2 Structural map of the top surface of Upper Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 15.3 Map of total thickness of Upper Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 15.4 Map of cumulative thickness of Upper Jurassic groundwater horizons in the Polish Lowlands.

Encl. 15.5 Map of temperatures at the top surface of Upper Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 15.6 Map of the TDS at the top surface of Upper Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 15.7 Map of thermal waters of the Upper Jurassic formation qualified for balneotherapy and recreation.

Encl. 15.8 Map of hydraulic transmissivity in the Upper Jurassic aquifer of the Polish Lowlands.

Encl. 15.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Upper Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 15.10 Map of unit static resources of Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 15.11 Map of unit static-recoverable resources of Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 15.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 15.13 Map of unit disposable resources of Upper Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 15.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Upper Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 16.1 Location map of wells drilled to Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 16.2 Structural map of the top surface of Middle Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 16.3 Map of total thickness of Middle Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 16.4 Map of cumulative thickness of Middle Jurassic groundwater horizons in the

Polish Lowlands.

Encl. 16.5 Map of temperatures at the top surface of Middle Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 16.6 Map of the TDS at the top surface of Middle Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 16.7 Map of thermal waters of the Middle Jurassic formation qualified for balneotherapy and recreation.

Encl. 16.8 Map of hydraulic transmissivity in the Middle Jurassic aquifer of the Polish Lowlands.

Encl. 16.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Middle Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 16.10 Map of unit static resources of Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 16.11 Map of unit static-recoverable resources of Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 16.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 16.13 Map of unit disposable resources of Middle Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 16.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Middle Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 17.1 Location map of wells drilled to Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 17.2 Structural map of the top surface of Lower Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 17.3 Map of total thickness of Lower Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 17.4 Map of cumulative thickness of Lower Jurassic groundwater horizons in the Polish Lowlands.

Encl. 17.5 Map of temperatures at the top surface of Lower Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 17.6 Map of the TDS at the top surface of Lower Jurassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 17.7 Map of thermal waters of the Lower Jurassic formation qualified for balneotherapy and recreation.

Encl. 17.8 Map of hydraulic transmissivity in the Lower Jurassic aquifer of the Polish Lowlands.

Encl. 17.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Lower Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 17.10 Map of unit static resources of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 17.11 Map of unit static-recoverable resources of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 17.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

obciążenia LF=0.7 utworów jury dolnej **Encl. 17.12.1** Map of power factor at load factor LF=0.7 of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

obciążenia LF=0.4 utworów jury dolnej **Encl. 17.12.2** Map of power factor at load factor LF=0.4 of Lower Jurassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 17.13 Map of unit disposable resources of Lower Jurassic aquifer in the Polish

Lowlands.

Encl. 17.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Lower Jurassic reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 18.1 Location map of wells drilled to Upper Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 18.2 Structural map of the top surface of Upper Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 18.3 Map of total thickness of Upper Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 18.4 Map of cumulative thickness of Upper Triassic groundwater horizons in the Polish Lowlands.

Encl. 18.5 Map of temperatures at the top surface of Upper Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 18.6 Map of the TDS at the top surface of Upper Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 18.7 Map of thermal waters of the Upper Triassic formation qualified for balneotherapy and recreation.

Encl. 18.8 Map of hydraulic transmissivity in the Upper Triassic aquifer of the Polish Lowlands.

Encl. 18.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Upper Triassic reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 18.10 Map of unit static resources of Upper Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 18.11 Map of unit static-recoverable resources of Upper Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 18.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Upper Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 18.13 Map of unit disposable resources of Upper Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 18.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Upper Triassic reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 19.1 Location map of wells drilled to Middle Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 19.2 Structural map of the top surface of Middle Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 19.3 Map of total thickness of Middle Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 19.4 Map of temperatures at the top surface of Middle Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 19.5 Map of the TDS at the top surface of Middle Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 19.6 Map of thermal waters of the Middle Triassic formation qualified for balneotherapy and recreation.

Encl. 20.1 Location map of wells drilled to Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 20.2 Structural map of the top surface of Lower Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 20.3 Map of total thickness of Lower Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 20.4 Map of cumulative thickness of Lower Triassic groundwater horizons in the Polish Lowlands.

Encl. 20.5 Map of temperatures at the top surface of Lower Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 20.6 Map of the TDS at the top surface of Lower Triassic formation in the Polish Lowlands.

Encl. 20.7 Map of thermal waters of the Lower Triassic formation qualified for balneotherapy and recreation.

Encl. 20.8 Map of hydraulic transmissivity in the Lower Triassic aquifer of the Polish Lowlands.

Encl. 20.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Lower Triassic reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 20.10 Map of unit static resources of Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 20.11 Map of unit static-recoverable resources of Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 20.12 Map of power factor at load factor $LF=1.0$ of Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 20.13 Map of unit disposable resources of Lower Triassic aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 20.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Lower Triassic reservoirs of the Polish Lowlands.

22 Słownik

22 Dictionary

- Ciśnienie artezyjskie (artesian pressure)** - ciśnienie w warstwie wodonośnej przykrytej utworami nieprzepuszczalnymi, wynikające z różnicy wysokości występowania zwierciadła wody w obszarze zasilającym zbiornik wód podziemnych, spągu utworów napinających (nieprzepuszczalnych) oraz położenia powierzchni terenu w miejscu wiercenia studni, powodujące wypływ wody ponad tę powierzchnię. Jednostki: N/m^2 , Pa lub m;
- Ciśnienie dynamiczne (dynamic pressure)** - dodatkowe ciśnienie uzupełniające ciśnienie hydrostatyczne, wywierane na szkielet skalny przez wodę lub inny płyn w ruchu. W warstwach wodonośnych prędkość wody jest bardzo mała, dlatego ciśnienie dynamiczne jest pomijane. Jednostki: N/m^2 , Pa lub m;
- Ciśnienie hydrostatyczne (hydrostatic pressure)** - ciśnienie wywierane przez płyn w spoczynku na otaczające środowisko, np. szkielet skalny. Jednostki: N/m^2 , Pa lub m;
- Ciśnienie subartezyjskie (subartesian pressure)** - ciśnienie wody podziemnej w warstwie o zwierciadle napiętym powodujące podniesienie się zwierciadła wody po odwierceniu studni, nie osiągające powierzchni terenu. Jednostki: N/m^2 , Pa lub m;
- Mineralizacja wód (total dissolved solids TDS)** - obliczana jako suma stężeń wszystkich mineralnych składników wody. Minimalne oznaczenia to: makroskładniki, mineralne formy azotu (jon azotanowy i amonowy) oraz jony żelaza (jon żelazawy i żelazowy). Jednostki: mg/dm^3 , g/dm^3 ;
- Porowatość (porosity)** - cecha utworów skalnych wynikająca z obecności w nich pustek wzajemnie skomunikowanych, dostępnych dla przepływu wody (filtracji). Ilościowo wyraża się ją współczynnikiem porowatości. Jednostki: %;
- Porowatość efektywna (effective porosity)** - stosunek objętości przestrzeni porowej czynnej podczas filtracji, do objętości całkowitej skały. Jednostki: %;
- Poziom wodonośny (water-bearing horizon)** - warstwa lub zespół warstw wodonośnych należących do określonego stratygraficznie kompleksu litologiczno-facjalnego i zawierający w porach, szczelinach i kawernach wolną wodę;
- Przepuszczalność hydrauliczna skał (permeability)** - właściwość utworów skalnych określająca ich zdolność do przewodzenia cieczy lub gazu wyrażana ilościowo współczynnikiem przepuszczalności. Jednostki: D (darcy), mD, cm^2 , m^2 ;
- Przewodność hydrauliczna (transmissivity)** - miara przepuszczalności (przewodnictwa) wyrażająca jednostkowe natężenie (wydatek) strumienia wody na jednostkę szerokości, przy jednostkowym spadku hydraulicznym, odniesiona do przekroju prostopadłego do kierunku strumienia; iloczyn współczynnika filtracji i miąższości warstwy wodonośnej. Jednostki: m^2/h , m^2/d , cm^2/s ;

- Wodochłonność (water capacity)** - zdolność do pochłaniania i gromadzenia wody przez skałę. Łatwością wchłaniania wody charakteryzują się skały szczelinowe i skrawowiałe. Wyznaczanie wodochłonności ma podstawowe znaczenie dla otworów, w które zatłaczamy wykorzystane wody geotermalne. Z funkcji $Q = f(P)$ określającej zależność ilości wtłaczanej wody (Q) od ciśnienia (P), pod którym się ją tłoczy, oblicza się wodochłonność właściwą lub jednostkową. Tą ostatnią wyrażamy przez ilość wody w litrach na minutę pochłoniętą przez 1 m miąższości warstwy wodonośnej przy ciśnieniu 1 at;
- Współczynnik filtracji (hydraulic conductivity)** - parametr wyrażający przepuszczalność ośrodka izotropowego dla płynu jednorodnego, za jaki jest przyjmowana zwykła woda podziemna, dla której fizycznie wyraża prędkość filtracji przy spadku hydraulicznym równym jedności pod warunkiem, że filtracja podlega liniowemu prawu Darcy'ego. Jednostki: m/s, m/h, m/d. Gdy $T=25^{\circ}C$, to 1 D = ok. 0.001 cm/s , 1 cm/s = ok. 1000 D;
- Współczynnik odsączalności (μ) (storage coefficient)** - zdolność skały całkowicie nasyconej wodą do oddania wody wolnej w postaci wody grawitacyjnej. Współczynnik odsączalności (μ) obliczamy według wzoru:

$$\mu = \frac{V_o}{V}$$

gdzie:

- V_o - objętość odsączonej wody;
- V - objętość skały.

Współczynnik odsączalności jest parametrem (między innymi) służącym do obliczania zasobów statycznych oraz do określenia bilansu wód podziemnych;

- Współczynnik porowatości (porosity, void ratio)** - ilościowe określenie porowatości wyrażone stosunkiem sumarycznej objętości przestrzeni porowej do całkowitej objętości próbki skały. Jednostki: %;
- Współczynnik przepuszczalności (coefficient of intrinsic permeability)** - parametr wyrażający przepuszczalność samego ośrodka porowatego niezależnie od właściwości płynu. Fizycznie wyraża objętość płynu o jednostkowej lepkości dynamicznej, który w jednostce czasu, pod wpływem jednostkowego gradientu potencjału ciśnienia przepływa przez jednostkowy przekrój ortogonalny do kierunku przepływu. Jednostki: D (darcy), mD, cm^2 , m^2 ;
- Wydajność potencjalna studni (otworu) (potential discharge)** - maksymalna wydajność umownej studni wierczonej, prawidłowo zafiltrowanej, przy dopuszczalnej depresji. Jednostki: m^3/s , m^3/h , m^3/d ;
- Wydajność studni (otworu) (discharge)** - objętość wody uzyskiwana w określonych warunkach hydrogeologicznych i technicznych oraz przy określonej depresji zwierciadła wody podczas pompowania lub samowypływu z otworu studziennego w jednostce czasu. Jednostki: m^3/s , m^3/h , m^3/d ;

18. **Jednostki energii:**

- 1 J (dżul) = 1 W·1 s;
- 1 kJ = 10^3 J;
- 1 MJ = 10^6 J;
- 1 GJ = 10^9 J;
- 1 TJ = 10^{12} J;
- 1 PJ = 10^{15} J;
- 1 EJ = 10^{18} J;
- 1 kWh = 1000 W·3600 s = 3.6 MJ;
- 1 MWh = 3.6 GJ;
- 1 EJ = 27.3 mld m³ gazu;
- (k-kilo; M-mega; G-giga; T-tera; P-peta; E-eksa).

19. **Jednostki mocy:**

- 1 W (wat) = 1 J/1 s;
- 1 kW = 1000 W;
- 1 MW = 10^6 W;
- 1 tpu = 1 tce = $7 \cdot 10^6$ kcal = 7 Gcal = 0.7 TOE = 29.308 GJ;
- 1 TOE = $4.18 \cdot 10^{10}$ J;
- TOE - tony ekwiwalentne ropy (*tons of oil equivalent*);
- tpu (*tce*) - tony paliwa umownego (*tons of coal equivalent*).

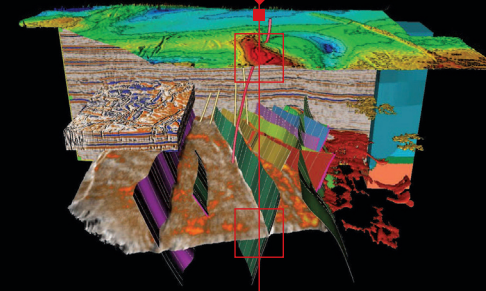
20. **Jednostki przepuszczalności:**

- 1 D (darcy) = $9.87 \cdot 10^{-9}$ cm² = $9.87 \cdot 10^{-13}$ m²;
- 1 mD = 0.001 D.

Słownik został sporządzony na podstawie "Słownika hydrogeologicznego" pod red. J. Dogiało, A. S. Kleczkowskiego, T. Macioszczyka, A. Różkowskiego, wydane przez Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2002.

*Zakład Surowców Energetycznych AGH serdecznie
dziękuje firmie Landmark Graphics Corporation za
umożliwienie wykorzystania oprogramowania
udostępnionego w ramach Grantu Uniwersyteckiego*

*Department of Fossil Fuels, Faculty of Geology,
Geophysics and Environmental Protection, AGH
University of Science and Technology is deeply grateful for
making it possible to use the software which has been
delivered within the framework of the
University Grant Program*



**From regional
exploration to
detailed production,
view and interpret
it all.**

GeoProbe® software.
The industry leader in volume interpretation.
Designed for the **DecisionSpace**® environment.

When it comes to finding and replacing reserves
faster, GeoProbe® software is the industry's leading
integrated 3D multi-volume interpretation and
visualization solution.

By delivering faster, more accurate interpretation—
and by being scalable from the desktop to the
visualization center—GeoProbe technology
enables interactive interpretation at extreme
speeds, regardless of data size.

For complete details about GeoProbe software,
please visit us at www.lgc.com.

Unleash the energy.™

Deeper knowledge. Broader understanding.™

Landmark

HALLIBURTON | Drilling, Evaluation and Digital Solutions

© 2008 Landmark Graphics Corporation. All rights reserved.