

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

**ATLAS OF GEOTHERMAL RESOURCES
OF PALEOZOIC 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)



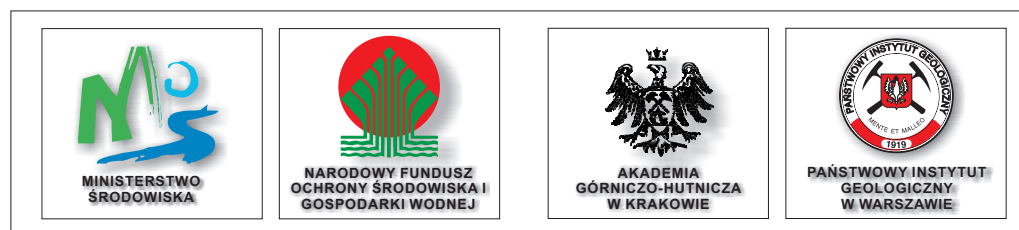
“SALUS PER AQUAM”

“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 PALEOZOICZNEJ
NA NIŻU POLSKIM

pod redakcją Wojciecha Góreckiego

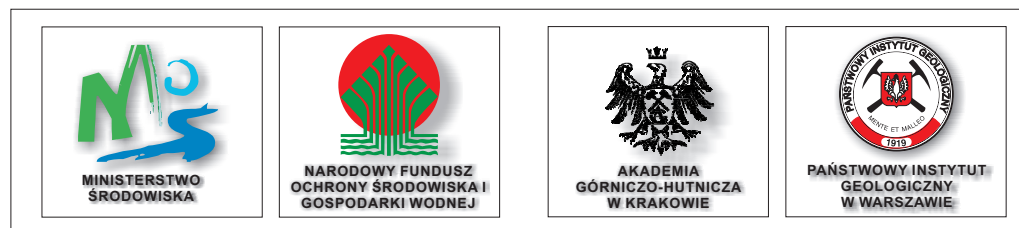


KRAKÓW 2006

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 PALEOZOIC 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. Andrzej Sadurski², mgr inż. Marek Hajto¹, mgr inż. Bartosz Papiernik¹,
dr Jan Szewczyk², mgr Andrzej Sokołowski², prof. dr hab. inż. Wojciech Strzetelski¹, dr inż. Andrzej Haładus¹, dr inż. Jarosław Kania¹, dr inż. Lucyna Rajchel¹,
dr Anna Feldman-Olszewska², prof. dr hab. Ryszard Wagner², dr Krzysztof P. Leszczyński², mgr inż. Anna Sowiżdżał¹

Współpraca:

dr inż. Paweł Kosakowski, mgr inż. Barbara Masłowska-Kuśnierz, mgr inż. Ewa Zubel

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 Cites”

Projekt okładki i stron tytułowych: Marek Hajto, Maciej Florek

Redaktor tekstu: Robert Warzecha, Marek Hajto, Anna Sowiżdżał

Redakcja techniczna: Marek Hajto, Anna Sowiżdżał, 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 83-88927-14-0

ISBN 978-83-88927-14-0

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, Ph.D Jan Szewczyk², M.Sc. Andrzej Sokółowski², Professor Wojciech Strzetelski¹, Eng. Ph.D Andrzej Haładus¹, Eng. Ph.D Jarosław Kania¹, Eng. Ph.D Lucyna Rajchel¹, Ph.D Anna Feldman-Olszewska², Professor Ryszard Wagner², Ph.D Krzysztof P. Leszczyński², M.Sc. Eng. Anna Sowizdzał¹

Cooperation:

Eng. Ph.D Paweł Kosakowski, M.Sc. Eng. Barbara Masłowska-Kuśnierz, M.Sc. Eng. Ewa Zubeł

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

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 Czwarciel

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 83-88927-14-0

ISBN 978-83-88927-14-0



Ministerstwo Środowiska
Ministry of the Environment

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

Akademia
Górnictwo-Hutnicza



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

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

Wydział Geologii
Faculty of Geology

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

dr hab. Krzysztof Szamalek

Wydział Inżynierii Materiałowej
Faculty of Material Science

Zakład Projektowania Materiałów
Materials Design Division

prof. dr hab. inż. Krzysztof Kurzydłowski



Instytut Gospodarki Surowcami
Mineralnymi i Energią
Mineral and Energy Economy
Research Institute

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

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 interdyscyplinarną 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

Akademia Górniczo-Hutniczej
im. Stanisława Staszica

WPROWADZENIE

Prace badawcze prowadzone przez Zakład Surowców Energetycznych w Akademii Górniczo-Hutniczej pozwoliły na rozpoznanie potencjału geotermalnego zakumulowanego w wodonośnych utworach formacji paleozoicznej od kambru do permu. Utwory paleozoiku w obrębie Niżu Polskiego występują w dwóch wielkich jednostkach geologicznych: platformie prekambryjskiej na północy i wschodzie oraz platformie paleozoicznej na zachodzie i południu. Platforma prekambryjska oddzielona jest od platformy paleozoicznej strefą Tornquista-Teisseyre'a, będącą zachodnią granicą szwu transeuropejskiego. W obrębie platformy prekambryjskiej obserwuje się niskie wartości strumienia ciepłego i gradientu geotermicznego, które rosną na platformie paleozoicznej. Na całym obszarze Niżu Polskiego regionalne zmiany w rozkładzie strumienia ciepłego zmieniają się od 35 do 85 mW/m². W konsekwencji zmienny jest gradient geotermiczny i temperatury wód podziemnych, co wpływa na możliwość ekonomicznego pozyskania energii geotermalnej.

Rozpoznanie warunków geotermalnych w skałach wieku paleozoicznego stanowi istotne uzupełnienie wiedzy na temat krajowych zasobów energii na Niżu Polskim. Jest możliwe wykorzystanie wód i energii geotermalnej z formacji paleozoicznej w balneologii i rekreacji, szczególnie w rejonach leżących poza obszarami występowania ciepłych wód podziemnych.

Generalnie analizowane kompleksy zbiornikowe kambru, dewonu, karbonu i czerwonego spągowca charakteryzują się z reguły wysokim zasoleniem i względnie niskimi wartościami parametrów kolektorskich, wpływając w ten sposób na małe potencjalnie wydajności warstw zbiornikowych.

Łożalnie w otworach wiertniczych obserwowane są w utworach paleozoiku skały zbiornikowe z dobrymi lub wręcz bardzo dobrymi własnościami zbiornikowymi, potencjalnie wysokimi wydajnościami wody, wysokimi temperaturami i względnie niskim zasoleniem. Stopień rozpoznania hydrogeotermalnego w skali regionalnej jest słaby i wymagający wykonania otworów badawczych.

Treść poszczególnych rozdziałów Atlasu 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 użytkowane 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

Research projects carried on at 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 the Paleozoic aquifers (from Cambrian to Permian).

In the Polish Lowlands the Paleozoic formations are included into the two principal structural units: the Precambrian Platform in the north and the east, and the Paleozoic Platform in the west and the south. Both units are separated by the Tornquist-Teisseyre Zone which is a trans-European suture. In the area of Precambrian Platform both the heat flow and the geothermal gradient values are low but in the area of Paleozoic Platform much higher values of these parameters were measured. In the whole area of the Polish Lowlands the heat flow values change from 35 to 85 mW/m². Consequently, geothermal gradients and groundwater temperatures also vary in wide range, which influences the possibilities of commercial utilization of geothermal energy.

Recognition of geothermal conditions in the Paleozoic aquifers is an important contribution to our knowledge on domestic energy resources in the Polish Lowlands. Geothermal waters and energy accumulated in the Paleozoic formations can be utilized for balneological and recreational purposes, particularly in the areas distant from the hot groundwater reservoirs.

Generally, the analyzed Cambrian, Devonian, Carboniferous and Lower Permian reservoir complexes reveal high TDS values and unfavourable reservoir parameters, which results in rather low potential discharges of wells.

However, in some wells drilled to Paleozoic formations the rocks of high and very high reservoir parameters, high potential discharges, high temperatures and relatively low TDS values were locally encountered. Unfortunately, the regional-scale recognition of Paleozoic reservoirs is still insufficient and requires the new exploration drillings.

The chapters written in Polish and English versions were illustrated with figures whereas the successively described aquifers were supplemented with appendices (maps and cross-sections).

The Authors are indebted to the Halliburton Company for kind permission granted to the Staff of the Department of Fossil Fuels at the AGH-University of Science and Technology for the usage of specialized software developed by the Landmark Graphics Co. for multilayer analysis of principal hydrogeothermal parameters and for calculations (Grant no.2006-COM-038833).

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	2.2 Estimation of disposable resources	38
Foreword	15	3 Charakterystyka wykorzystanych materiałów dokumentacyjnych oraz metodyka prac interpretacyjnych (M.Hajto, J.Szewczyk, B.Papiernik)	39
Wprowadzenie	17	3.1 Charakterystyka materiału faktograficznego	39
Introduction	19	3.2 Metodyka prac interpretacyjnych	41
1 Klasyfikacje i metodyka oceny zasobów energii geotermalnej (W.Górecki, M.Hajto)	23	3.3 Analiza wyników interpretacji krzywych geofizyki wiertniczej oraz ilościowa ocena parametrów hydrogeotermalnych	42
1.1 Klasyfikacja zasobów geotermalnych	24	3 Characterization of documentary materials and methodology of interpretation (M.Hajto, J.Szewczyk, B.Papiernik)	45
1.2 Metodyka oceny zasobów wód i energii geotermalnej	26	3.1 Characterization of documentary materials	45
1.2.1 Dostępne zasoby energii geotermalnej	26	3.2 Methodology of data interpretation	45
1.2.2 Zasoby statyczne wód i energii geotermalnej	26	3.3 Analysis of interpretation results of well-log geophysics and quantitative evaluation of hydrogeothermal parameters	46
1.2.3 Zasoby statyczne-wydobywalne wód i energii geotermalnej	27	4 Metodyka analizy podstawowych parametrów hydrogeologicznych zbiorników wód geotermalnych na Niziu Polskim (A.Szczepański, A.Haładus, M.Hajto)	48
1.2.4 Zasoby dyspozycyjne wód i energii geotermalnej	27	4.1 Konstrukcja map	48
1.2.5 Zasoby eksploatacyjne wód i energii geotermalnej	28	4 Methods of analysis of principal hydrogeological parameters of geothermal aquifers in the Polish Lowlands (A.Szczepański, A.Haładus, M.Hajto)	51
1 Classification and assessment methods of geothermal energy resources (W.Górecki, M.Hajto)	28	4.1 Construction of maps	52
1.1 Classification of geothermal resources	29	5 Wyniki kalkulacji zasobów geotermalnych na Niziu Polskim (M.Hajto)	55
1.2 Estimation methodology of geothermal waters and energy resources	30	5.1 Dostępne zasoby geotermalne	55
1.2.1 Accessible geothermal energy resources	30	5.2 Zasoby statyczne energii geotermalnej	56
1.2.2 Static resources of geothermal energy	31	5.2.1 Zbiornik dolnopermski	56
1.2.3 Static-recoverable geothermal waters and energy resources	31	5.2.2 Zbiornik karboński	57
1.2.4 Disposable geothermal waters and energy resources	32	5.2.3 Zbiornik dewoński	57
1.2.5 Exploitable geothermal waters and energy resources	32	5.3 Zasoby statyczne-wydobywane energii geotermalnej	57
2 Metodyka oceny ekonomicznej dokumentowanego zbiornika hydrogeotermalnego oraz szacowanie jego zasobów dyspozycyjnych (T.Kuźniak, M.Hajto)	34	5.4 Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej	58
2.1 Ocena ekonomiczna zbiorników hydrogeotermalnych	34	5.4.1 Zbiornik dolnopermski	59
2.1.1 Metodyka oceny ekonomicznej zbiorników hydrogeotermalnych	34	5.4.2 Zbiornik karboński	60
2.1.2 Efektywna moc wyjściowa	34	5.4.3 Zbiornik dewoński	60
2.1.3 Ponożona moc wejściowa	35	5 Calculation results of geothermal resources in the Polish Lowlands (M.Hajto)	62
2.1.4 Współczynnik mocy	35	5.1 The accessible geothermal resources	62
2.2 Szacowanie zasobów dyspozycyjnych	36	5.2 The static geothermal energy resources	62
2 Methodology of economic evaluation of assessed hydrogeothermal aquifer and estimation of its disposable resources (T.Kuźniak, M.Hajto)	36	5.2.1 The Lower Permian aquifer	63
2.1 Economic evaluation of hydrogeothermal aquifers	36	5.2.2 The Carboniferous aquifer	63
2.1.1 Methodology of economic evaluation of hydrogeothermal aquifers	36	5.2.3 The Devonian aquifer	63
2.1.2 Effective power output	37	5.3 The static-recoverable geothermal energy resources	63
2.1.3 Equivalent thermal power	37	5.4 The disposable geothermal energy resources	64
2.1.4 Power factor	38	5.4.1 The Lower Permian aquifer	64

5.4.2	The Carboniferous aquifer	64
5.4.3	The Devonian aquifer	64
6	Rozkład parametrów termicznych na Niżu Polskim (J.Szewczyk, A.Szczepański, A.Haładus, J.Kania, R.Wagner, J.Pokorski, M.Hajto)	67
6	Distribution of the main geothermal parameters in the Polish Lowlands (J.Szewczyk, A.Szczepański, A.Haładus, J.Kania, R.Wagner, J.Pokorski, M.Hajto)	67
7	Zbiornik hydrogeotermalny permu dolnego	108
7	The Lower Permian aquifer	110
8	Zbiornik hydrogeotermalny karbonu	140
8.1	Karbon lubelski	140
8.1.1	Karbon dolny Lubelszczyzny	140
8.1.2	Karbon górny Lubelszczyzny	141
8.1.3	Wodonośność i warunki hydrogeotermalne karbonu lubelsko-warszawskiego	142
8.2	Karbon pomorski	142
8.2.1	Karbon dolny niecki pomorskiej i Pomorza Zachodniego	142
8.2.2	Karbon górny Pomorza Zachodniego	143
8.2.3	Wodonośność i warunki hydrogeotermalne karbonu pomorskiego	144
8	The Carboniferous aquifer	145
8.1	Lublin Carboniferous	145
8.1.1	Lower Carboniferous of the Lublin area	145
8.1.2	Upper Carboniferous of the Lublin area	145
8.1.3	Hydrogeothermal conditions in the water-bearing Lublin-Warsaw Carboniferous	146
8.2	Pomeranian Carboniferous	146
8.2.1	Lower Carboniferous of the Pomeranian Trough and Western Pomerania	146
8.2.2	Upper Carboniferous of the Western Pomerania	147
8.2.3	Hydrogeothermal conditions in the water-bearing Pomeranian Carboniferous	148
9	Zbiornik hydrogeotermalny dewonu	178
9.1	Dewon na obszarze radomsko-lubelskim	178
9.1.1	Dewon dolny Lubelszczyzny (żedyn + zigen + ems)	178
9.1.2	Dewon środkowy Lubelszczyzny (eifel + żywet) - fm. telatyńska	179
9.1.3	Radomsko-lubelski basen wodonośny dewonu dolnego i środkowego	179
9.1.4	Dewon górny Lubelszczyzny (fran + famen)	179
9.1.5	Lubelsko-radomski basen wodonośny dewonu górnego	179
9.2	Dewon niecki pomorskiej i Pomorza Zachodniego	180
9.2.1	Pomorski dewon środkowy	180
9.2.2	Pomorski basen wodonośny dewonu środkowego	180

9.2.3	Pomorski dewon górny (fran + famen)	181
9.2.4	Pomorski basen wodonośny dewonu górnego	181
9.3	Miaższość warstw wodonośnych, temperatura i wydajność dewońskich wód geotermalnych	181
9	The Devonian aquifer	182
9.1	Devonian in the Radom-Lublin area	182
9.1.1	Lower Devonian in the Lublin area (Gedinnian + Siegenian + Emsian)	182
9.1.2	Lower Devonian in the Lublin area (Gedinnian + Siegenian + Emsian)	183
9.1.3	The Lublin-Radom Lower and Middle Devonian aquifer	183
9.1.4	Upper Devonian of the Lublin area (Frasnian + Famennian)	183
9.1.5	The Lublin-Radom Upper Devonian aquifer	183
9.2	Devonian in the Pomerania Trough and in the Western Pomerania	184
9.2.1	Middle Devonian in the Pomerania	184
9.2.2	The Pomerania Middle Devonian aquifer	185
9.2.3	Upper Devonian in the Pomerania (Frasnian + Famennian)	185
9.2.4	The Pomerania Upper Devonian aquifer	185
9.3	Thickness of water-bearing beds, temperature and yields of Devonian geothermal waters	186
10	Zbiornik hydrogeotermalny kambru	216
10	The Cambrian aquifer	220
11	Spis map	236
11	List of maps	237
12	Słownik	239
12	Dictionary	239

1 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 geociśnień** - 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 wgłąb skał wody opadowe.

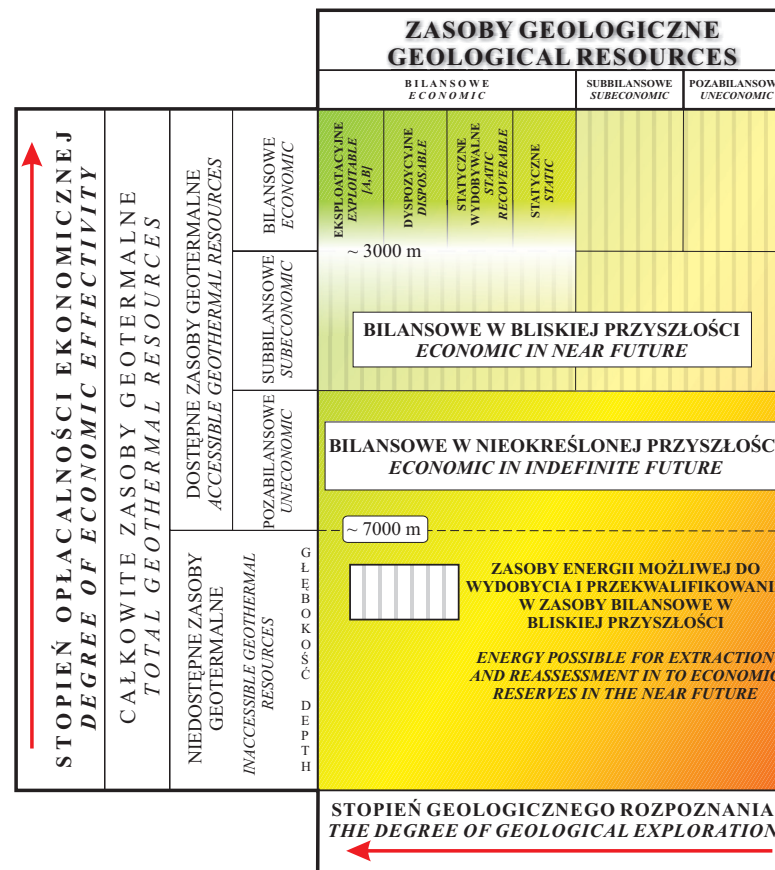
Do zasobów geotermalnych zaliczane jest ciepło pochodzące z mediów o temperaturze wynoszącej co najmniej 20°C. Wody podziemne będące nośnikiem ciepła, tj. wody o temperaturze wyższej niż 20°C, nazywane są wodami geotermalnymi.

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. 1.0.1).



Rys. 1.0.1 Diagram McKelvey'a (zmodyfikowany przez W. Góreckiego) przedstawiający podział zasobów geotermalnych.

Fig. 1.0.1 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 sedimentacyjnych 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. Określane 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.

1.1 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. 1.1.1.1.

Tabela 1.1.1.1 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
średniotemperaturowe (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 ciepłowniczych (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 obszaru 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. 1.1.1 Klasyfikacja zasobów wód i energii geotermalnej.
Fig. 1.1.1 Classification of geothermal waters and resources.

- **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 kavernach, danego poziomu hydrogeotermalnego, wyrażana jest w dżulach (J). Zasoby statyczne wód geotermalnych mogą być wyrażone w metrach sześciennych lub kilometrach sześciennych (km^3), 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 pomniejszonych o współczynnik wydobywania R_o . Wyrażane są w dżulach (J). Zasoby statyczne-wydobywalne wód geotermalnych wyrażamy w metrach sześciennych lub kilometrach sześciennych (km^3), 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 (m^3/d), w metrach sześciennych na rok (m^3/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 (m^3/h), lub w metrach sześciennych na dobę (m^3/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 własnościach (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.

1.2 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 szczypaniem 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.

1.2.1 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.

1.2.2 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.

1.2.3 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 krotność, 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 krotność (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 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.

1.2.4 Zasoby dyspozycyjne wód i energii geotermalnej

Oszacowanie zasobów dyspozycyjnych powinno być poprzedzone oceną parametryczno-ekonomiczną badanego zbiornika. Metodykę oceny parametryczno-ekonomicznej przedstawiono szczegółowo w rozdziale 2.

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 ($E_{ZDy\text{sp}}$), tzn. zasobów przypadających na jednostkową powierzchnię zbiornika na mapie, posłużono się uproszczonym wzorem:

$$E_{ZDy\text{sp}} = Q \cdot (T_s - 25) \cdot \rho_w \cdot c_w \cdot 8760^{(*)}/a \quad [J/m^2/\text{rok}]$$

gdzie:

- Q - nominalna wydajność potencjalnego otworu wydobywczego [m³/h], (Q_{max}=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.

1.2.5 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.

1 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. 1.0.1.

The classification presented in fig. 1.0.1 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.

1.1 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 1.1.1.

Table 1.1.1 *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 hydrogeothermal 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.

1.2 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.

1.2.1 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 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].

1.2.2 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 indicate 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.

1.2.3 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 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.

1.2.4 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 2.

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 [m³/h], ($Q_{max}=300$ m³/h);
- T_s - temperature at the top surface of groundwater horizon [°C];
- ρ_w - water density [kg/m³];
- c_w - water specific heat [J/kg°C], (=4 180 J/kg°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 m³/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 [m³/h], ($Q_{max}= 300$ m³/h);
- T_s - temperature at the top surface of groundwater horizon [°C];

- ρ_w - water density [kg/m³];
- c_w - water specific heat [J/kg°C], (=4 180 J/kg°C);
- * - coefficient resulting from lifetime of geothermal dublet (1 year = 8 760 hours);
- a - area of dublet for given, potential discharge of production well [m²] (empirical constant = 50 000 m²).

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.

1.2.5 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 m³/h or in m³/24h 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., Gunnaugsson, 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., Faneli 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. Schweizerbart'she Verlagsbuchhandlung.
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., Mitreğa D., 1996** - Ustalanie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych - poradnik metodyczny. Wyd. TRIO W-wa.
 24. **Sorey M.L., Nathenson M., Smith C., 1983** - Methods for Assessing Low - Temperature Geothermal Resources. U. S. Geol. Surv., Circular 892.

2 Metodyka oceny ekonomicznej dokumentowanego zbiornika hydrogeotermalnego oraz szacowanie jego zasobów dyspozycyjnych (T.Kuźniak, M.Hajto)

2.1 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 szczegółowo 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.

2.1.1 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, umożliwia 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):

$$F = \frac{\text{efektywna moc wyjściowa}}{\text{ponoszona moc wejściowa}} = \frac{P_{wy}}{P_{we}}$$

2.1.2 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°C];
- 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 $T_z = 25^\circ\text{C}$, formułę efektywnej wyjściowej mocy cieplnej (po zmianie jednostek) można wyrazić w następującej postaci:

¹Pod pojęciem ujęcia geotermalnego (instalacji geotermalnej) rozumie się zespół urządzeń służących do eksploatacji wód podziemnych oraz do odbioru zawartego w nich ciepła.

$$P_{wy} = 1.14 \cdot 10^{-3} \cdot LF \cdot Q \cdot (T - T_z) \quad [MW]$$

gdzie:

- LF - średni roczny współczynnik obciążenia ujęcia;
- Q - nominalny wydatek eksploacyjny 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 7.12, 8.12, 9.12.

2.1.3 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 opała 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 chłonnny), 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.

2.1.4 Współczynnik mocy

Na podstawie omówionych wcześniej wzorów i założeń określono następującą zależność współczynnika mocy (F) od podstawowych własności zbiorników hydrogeotermalnych:

$$F = \frac{P_{wy} = 1.14 \cdot LF \cdot Q \cdot (T - 25)}{P_{we} = 1.078 \cdot 10^{-3} \cdot \left(312 \cdot 10^3 \cdot \exp(0.00078 \cdot H) + 825 \cdot [Q \cdot (T - 25)]^{0.6} + 2.55 \cdot \left[\frac{Q^2}{(k \cdot m)} \right]^{0.6} + 3 \cdot 10^5 \right) + 1.033 \cdot 10^{-5} \cdot \frac{Q^2}{(k \cdot m)}}$$

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 eksploacyjny 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 rozpatrywanych zbiorników sporządzono dla *współczynnika obciążenia* LF=1 (Zał. 7.12, 8.12, 9.12)

- $LF=1.0$ - 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).

2.2 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 roszą 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_{ZDySp}), 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 1.2.4.

2 Methodology of economic evaluation of assessed hydrogeothermal aquifer and estimation of its disposable resources (T.Kuźniak, M.Hajto)

2.1 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.

2.1.1 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):

$$F = \frac{\text{effective power output}}{\text{equivalent thermal power}} = \frac{P_{wy}}{P_{we}}$$

2.1.2 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. 7.12, 8.12, 9.12.

2.1.3 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.

2.1.4 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 selected aquifers were constructed for one annual load factors, which express maximum degrees of utilization of geothermal water intakes during the year (Encl. 7.12, 8.12, 9.12).

- $LF=1.0$ - 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).

2.2 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 1.2.4.

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 Niziu Polskim. ZSE AGH, Towarzystwo Geosynoptyków „GEOS”, Kraków.

3 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.

3.1 Charakterystyka materiału faktograficznego

Strukturę wykorzystanych danych przedstawia rys. 3.1.1.

Materiał faktograficzny wykorzystany 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 próbowań, 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 dolnojurajskim 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);
- Charakterystyka facjalna i paleogeograficzna utworów dolomitu głównego. Blok I: „Pozycja poziomu dolomitu głównego w układzie strukturalnym kompleksu permsko - mezozoicznego” 2000 CAG, PIG Warszawa. Arch. ZSE, AGH Kraków;
- Do opracowania map na obszarze niecki miechowskiej wykorzystywano również wyniki prac w ramach tematu realizowanego przez zespół: Górecki W., Papiernik B., Maćkowski T., Łapinkiewicz A. P., Riecher B., Kotarba M., Kosakowski P., Kowalski A., Smolarski L., Śliż K., 2002 - Geologiczne i generacyjno - akumulacyjne uwarunkowania występowania złóż ropy naftowej i gazu ziemnego w niecce miechowskiej - analiza, reprocessing i reinterpretacja w systemie Promax i StrataModel. Arch. ZSE AGH (Temat finansowany ze środków NFOŚ);
- 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.:

- mapa strukturalna spągu oraz miąższości kambriu. Ropo-gazonośność obniżenia podlańskiego na tle budowy geologicznej. Atlas geostrukturalny i naftowy. Kowalska-Łącka M.,-1971, (Tablica 14, 14a, 14b);
- 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 strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od karbonu. Żelichowski M, 1983 Atlas geologiczno surowcowy obszaru Lubelskiego (Red. A. Żelichowski);
- mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od dewonu. Żelichowski M, 1983. W: Atlas geologiczno surowcowy obszaru lubelskiego (Red. A. Żelichowski);
- 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 kambru. Uzupełniona Modliński 1990 (Archiwum CAG, Warszawa). Modliński Z, Rakowska J, Żelichowski A.M , 1985;
- 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 zachodnią - 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.;
- mapa strukturalna stropu kambru. Dadlez R, Modliński Z. (2000). (Arch. CAG. Warszawa);
- mapa strukturalna stropu karbonu na obszarze Cieszyn - Rzeszów. Kotarba M. (red) et al. 2004. Możliwości generowania węglowodorów w skałach karbonu i dewonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego. Geosfera. Kraków 2004.

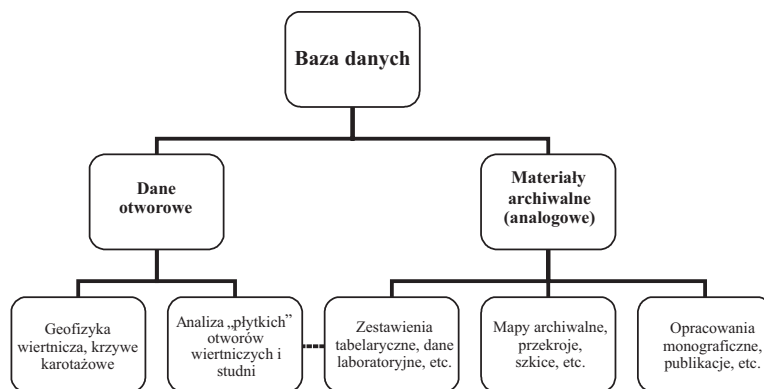
Wykorzystano także materiały archiwalne Warszawa, szkice, zestawienia tabelaryczne.

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 wydzieleni 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. 3.1.1).



Rys. 3.1.1 Struktura danych wykorzystanych do realizacji atlasów.

3.2 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:

- a) **interpretacji profili litostratygraficznych** - analiza danych dotyczących głębokości zalegania powierzchni strukturalnych oraz miąższości wydzieleni 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 Nizy Polskiego. Model obejmował 11 powierzchni strukturalnych wieku od kambru po kredę dolną.
- b) **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 opróbowań 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.

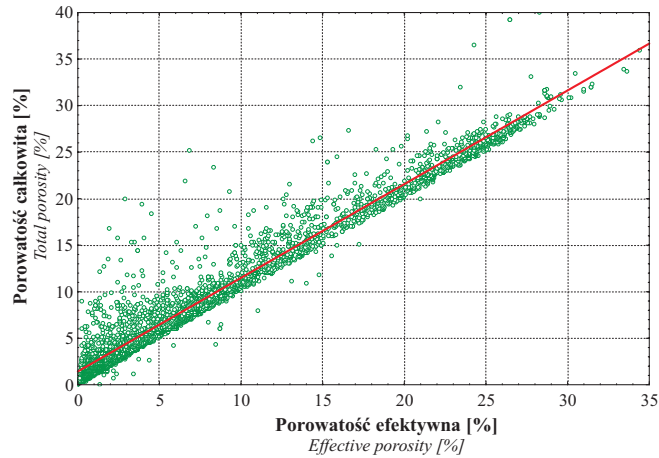
Wyniki interpretacji są podsumowaniem prac prowadzonych systematycznie przez zespół PIG od roku 1990. Prace te związane były z konstrukcją modeli własności fizycznych, głównie dla potrzeb badań sejsmicznych (sejsmogramy syntetyczne) oraz grawimetrii (metoda stripingu). Prezentowane wyniki są jednocześnie pierwszą syntetyczną prezentacją uzyskanych wyników. 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 Nizy Polskiego. Efektem zastosowanych procedur obliczeniowych jest porowatość całkowita występujących w profilu. Jej przeliczenie do wartości odpowiadającej porowatości efektywnej przeprowadzono na podstawie zależności statystycznych, ustalonych dla danego typu litologicznego skał. Analiza kryteriów wydzieleni 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 Nizy Polskiej, są to:

- piaskowce;
- wapień;
- dolomity;

- gezy;
- opoki.

Dodatkowo warstwy te muszą charakteryzować się porowatością całkowitą co najmniej 5%.



Rys. 3.2.1 Zależność porowatości efektywnej od porowatości całkowitej dla litotypu piaskowcowego (dane laboratoryjne) - model kalibracyjny.

Fig. 3.2.1 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.

3.3 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 wartości obliczonej porowatości efektywnej interwału. Przykładowe zestawienie wyników interpretacji karotażowej dla otworu Bąkowa IG-1, dla odcinka pomiarowego 930.9 - 1375.3 m, przedstawia (tab. 3.3.1).

Tabela 3.3.1 Zestawienie przykładowych wyników interpretacji karotażowej dla wybranego odcinka pomiarowego w otworze Bąkowa IG-1.

Table 3.3.1 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 - mulowce.

MRL - marls, PSC - sandstones, WAP - limestones, MLC - mudstones.

Rozkład pomiarów w obrębie poszczególnych zbiorników wód termalnych przedstawia (tab. 3.3.2).

Tabela 3.3.2 Rozpoznanie poszczególnych zbiorników wód geotermalnych na podstawie analizy wyników pomiarów geofizyki wiertniczej na Niżu Polskim.
Table 3.3.2 Recognition of particular reservoirs of thermal water based on analysis of well logs in the Polish Lowlands.

Zbiornik <i>Aquifer</i>	Ilość wydzielonych warstw <i>Number of identified layers</i>	Ilość otworów <i>Number of wells</i>
Kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i>	1 701	102
Jura górna <i>Upper Jurassic</i>	5 382	168
Jura środkowa <i>Middle Jurassic</i>	5 332	149
Jura dolna <i>Lower Jurassic</i>	7 203	119
Trias górny <i>Upper Triassic</i>	6 209	116
Trias środkowy <i>Middle Triassic</i>	2 027	106
Trias dolny <i>Lower Triassic</i>	9 741	125
Perm dolny <i>Lower Permian</i>	2 155	55
Karbon <i>Carboniferous</i>	11 224	69
Dewon <i>Devonian</i>	6 371	49
Kambr <i>Cambrian</i>	1 897	36

Jak pokazuje (tab. 3.3.2) 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. 3.3.1).

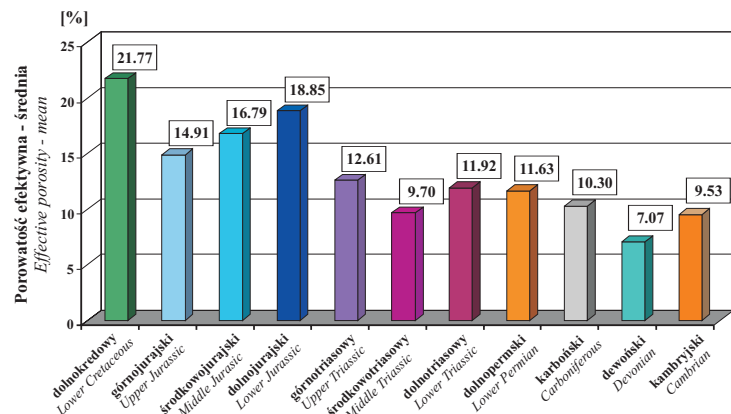
Wartości uśrednionych porowatości efektywnych dla poszczególnych zbiorników wód geotermalnych przedstawia (tab. 3.3.3).

Tabela 3.3.3 Średnie porowatości efektywne wybranych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim.

Table 3.3.3 Mean effective porosities in selected reservoirs of geothermal water in the Polish Lowlands.

Zbiornik <i>Aquifer</i>	Porowatość efektywna - średnia <i>Mean effective porosity</i> [%]	Ilość wydzielonych warstw wodonośnych <i>Number of groundwater layers</i>
Kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i>	21.77	800
Jura górna <i>Upper Jurassic</i>	14.91	2 749
Jura środkowa <i>Middle Jurassic</i>	16.79	2 304
Jura dolna <i>Lower Jurassic</i>	18.85	3 441
Trias górny <i>Upper Triassic</i>	12.61	1 301
Trias środkowy <i>Middle Triassic</i>	9.70	831
Trias dolny <i>Lower Triassic</i>	11.92	2 674
Perm dolny <i>Lower Permian</i>	11.63	385
Karbon <i>Carboniferous</i>	10.30	2 245
Dewon <i>Devonian</i>	7.07	1 596
Kambr <i>Cambrian</i>	9.53	514

Analiza wyników uśrednionych wielkości porowatości efektywnych (rys. 3.3.1) 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 szczelinowości.



Rys. 3.3.1 *Uśrednione wartości porowatości efektywnej warstw zbiornikowych na Niziu Polskim.*

Fig. 3.3.1 *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. 5) 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 błędu 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

programu ZMap+. Pozwoliła ona na kontrolę rozkładu mineralizacji zarówno w profilu pionowym (gradient geochemiczny) oraz w planie tworząc jeden, spójny model rozkładu mineralizacji w stropach zbiorników wodonośnych na Niziu Polskim.

3 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.

3.1 Characterization of documentary materials

The structure of dataset is shown in Fig. 3.1.1. 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. 3.1.1 and the list of all used archival materials is included into the Polish version of the Atlas.

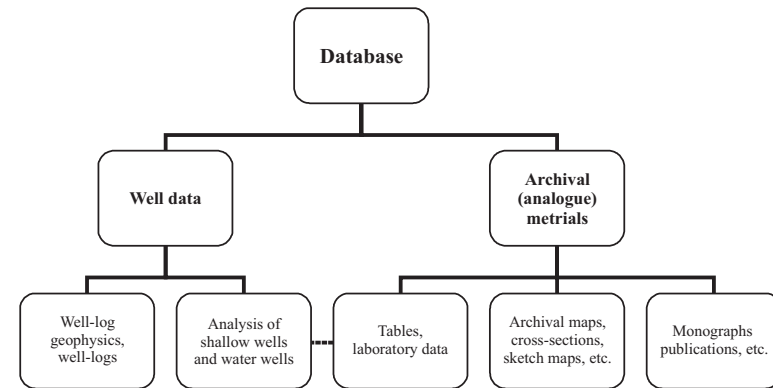


Fig. 3.1.1 Structure of data utilized for preparation of the Atlases.

3.2 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 gaize lithotypes.

3.3 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 3.3.1.

Density of measurements in particular geothermal aquifers is shown in Table 3.3.2.

As shown in Table 3.3.2, 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. 3.3.1).

Values of mean effective porosity for particular geothermal aquifers are listed in Table 3.3.3

Analysis of averaged effective porosities (fig. 3.3.1) 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 5) 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).

4 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).

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 *Z-MAP Plus*. 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 porawne 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°.

4.1 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 1:250000 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) - powstała 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. 3.3).

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 opisujących 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. 4.1.1).

Tabela 4.1.1 Zestawienie uśrednionych parametrów współczynnika przepuszczalności dla zbiorników wód geotermalnych na Niziu Polskim.

Table 4.1.1 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. 4.1.2).

Tabela 4.1.2 Założenia obliczeniowe przyjęte do kalkulacji hipotetycznych wydajności studni udostępniających wydzielone zbiorniki wód geotermalnych na Niziu Polskim.

Table 4.1.2 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 obliczano 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].

4 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°).

4.1 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 from 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 the stratigraphic columns, as calculated from well-logs for wells and stratigraphic units (see Chapter 3.3).
- l) **maps of cumulative thickness of groundwater horizons** - calculated as a product of total thickness of strata and percentage of groundwater horizons in 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 4.1.1 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 MOŚZNIŁ, 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., Mitrega J., 1996** - Ustalanie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych - poradnik metodyczny. Wyd. TRIO Warszawa.
16. **Wieczysty A., 1982** - Hydrogeologia inżynierska. PWN Wa-wa.

5 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 1974r., $2.1 \cdot 10^{22}$ w 1977r., $3.5 \cdot 10^{21}$ TOE w 1980r. (Górecki, 1990), $2.0 \cdot 10^{20}$ TOE w 1990, $1.0 \cdot 10^{15}$ TOE zasobów dostępnych (do 3000 m) w 1993 (Web site WEC).

W Polsce spotykamy się również z 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, Sokołowski, 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, górnokredowego, środkowojurajskiego, dolnojurajskiego, górnotriasowego, dolnotriasowego, dolnopermkiego, dewońskiego, karbońskiego oceniono na podstawie zweryfikowanych modeli hydrogeologicznych, stosując techniki kartografii cyfrowej.

Określenie zasobów energii powiązано ze wskaźnikową analizą ekonomiczną (rozdz. 3), 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. 2) 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.

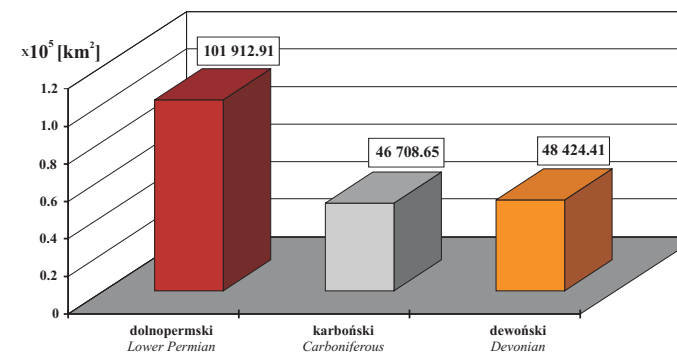
Z geologicznego punktu widzenia południową granicę Niżu Polskiego stanowi linia przebiegająca od Zielonej Góry, przez Legnicę, Wrocław, Opole, Katowice, Kraków, Tarnów, po Rzeszów i Przemyśl (Zał.6.1), wzdłuż której graniczy z Sudetami (od południowo-zachodu), Zapadlikiem Górnośląskim oraz Karpatami Zewnętrzными (na południu).

Ze względu na skomplikowaną budowę geologiczną, brak dostatecznej ilości danych, wydzielono obszar Masywu Świętokrzyskiego, o pow. 13280.68 km^2 (Zał. 6.1), który pod kątem występowania zbiorników wód geotermalnych o znaczeniu przemysłowym, zdefiniowano jako nieperspektywiczny.

Obszar kalkulacji zasobów na Niżu Polskim obejmuje 272126.32 km^2 , co stanowi 87.25% powierzchni kraju.

Kalkulacja zasobów wydzielonych zbiorników wód geotermalnych formacji paleozoicznej odnosi się do geologicznego (erozyjnego) zasięgu występowania tych zbiorników na obszarze Niżu Polskiego oraz linii zasięgu wynikającej ze stopnia rozpoznania warunków hydrogeologicznych i geotermalnych. Dodatkowo, ze względu na słabe rozpoznanie obszar kalkulacji ograniczono linią zalegania stropu danego wydzielenia na głębokości 4500 m ppt.

Powierzchnie obszarów kalkulacji zasobów energii zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim przedstawia (rys. 5.0.1).



Rys. 5.0.1 Powierzchnia kalkulacji zasobów wód geotermalnych zbiorników paleozoicznych.
Fig. 5.0.1 Areas of Paleozoic geothermal aquifers of the Polish Lowlands applied in resources calculations.

W związku z niejednołitymi kryteriami wydzielenia obszarów kalkulacyjnych w obrębie zbiorników paleozoicznych na Niżu Polskim, wynikającym głównie ze słabego rozpoznania hydrogeologicznego utworów wodonośnych w całym zasięgu ich występowania, analizy ilościowe oraz relacje wielkości zasobów w odniesieniu do powierzchni ich występowania mają charakter pogładowy.

Największą powierzchnię kalkulacji, spośród analizowanych w Atlasie, zbiorników wód geotermalnych formacji paleozoicznej charakteryzuje się zbiornik dolnopermijski. Powierzchnia kalkulacji tego zbiornika wynosi $101\,912.91 \text{ km}^2$, co stanowi 37.45% powierzchni obszaru Niżu Polskiego i 32.67% powierzchni Polski. Kolejne zbiorniki formacji paleozoicznej uszeregowane wg wielkości powierzchni kalkulacyjnej zajmuje zbiornik dewoński $48\,424.41 \text{ km}^2$, co stanowi 17.79% powierzchni obszaru Niżu Polskiego i 15.53% powierzchni Polski oraz zbiornik karboński, odpowiednio $46\,708.65 \text{ km}^2$, 17.16% powierzchni Niżu Polski i 14.98% powierzchni Polski (rys. 5.0.1).

5.1 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 $7.753 \cdot 10^{22} \text{ J}$, co stanowi ekwiwalent $1.85 \cdot 10^{12}$ TOE (rys. 5.4.5).

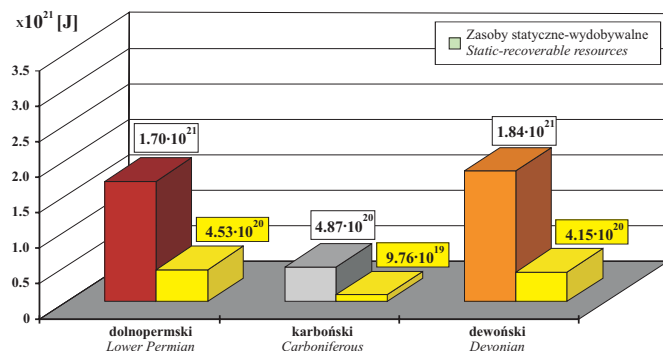
Podana przez Jonatanssona (Jonatansson, 1993) wartość dostępnych zasobów energii geotermalnej do głębokości 3000 m na obszarze Węgier wynosi $3.0 \cdot 10^{23} \text{ J}$, co odpowiada $7.17 \cdot 10^{12}$ TOE. Jak wiadomo, Basen Panoński, znajdujący się wewnątrz Karpat, charakteryzuje się wysokimi wartościami strumienia ciepłego wynoszącymi 80 - 100 mW/m² (Ćermak, 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. Zrozumiałe jest więc fakt występowania znacznie wyższych temperatur wód na Węgrzech, jak i przewidywane tam prawie 4-krotnie większe dostępne zasoby geotermalne.

5.2 Zasoby statyczne energii geotermalnej

Całkowite zasoby statyczne zakumulowane w wodach i skałach wydzielonych zbiorników wód geotermalnych formacji paleozoicznej zostały oszacowane na $4.03 \cdot 10^{21}$ J, co odpowiada $9.61 \cdot 10^{10}$ TOE (tab. 5.4.1, rys. 5.2.1).



Rys. 5.2.1 Rozkład zasobów statycznych oraz statycznych-wydobywalnych zbiorników geotermalnych formacji paleozoicznej na Nizinie Polskiej.

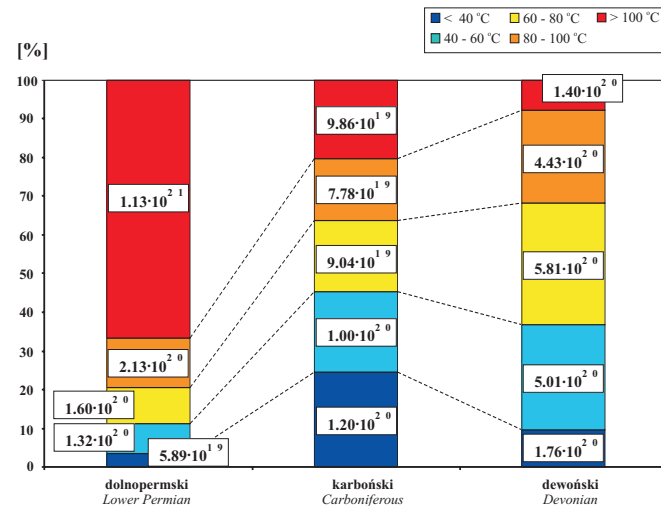
Fig. 5.2.1 Distribution of static and static recoverable resources in geothermal reservoirs of Mesozoic formations in the Polish Lowlands.

Najbardziej zasobnym zbiornikiem w opisywanej kategorii jest zbiornik dewoński. Obliczono, że zakumulowana energia tego zbiornika wynosi $1.84 \cdot 10^{21}$ J, co stanowi aż 45.72% sumarycznych zasobów statycznych wytypowanych zbiorników paleozoiku.

Najmniejsze zasoby statyczne energii geotermalnej zakumulowane są w zbiorniku karbońskim i wynoszą $4.87 \cdot 10^{20}$, co odpowiada $1.16 \cdot 10^{10}$ TOE. Utwory karbońskie, na znaczącej powierzchni objętej kalkulacją zasobów zalegają stosunkowo płytko (szczególnie obszar lubelski) (Zał. 8.2) i charakteryzują się stosunkowo niskimi temperaturami wód geotermalnych na tym, rozległym obszarze.

Analizując rozkład zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni poszczególnych zbiorników najwyższymi parametrami wśród paleozoicznych zbiorników na Nizinie Polskiej charakteryzuje się zbiornik dewoński. Na 1 km² tego zbiornika przypada $3.80 \cdot 10^{16}$ J energii. Średni wskaźnik jednostkowych zasobów statycznych dla zbiorników paleozoicznych wynosi $2.17 \cdot 10^{16}$ J/km².

Procentowy udział zasobów w poszczególnych klasach temperaturowych jest zmienny (rys. 5.2.2) i nie wykazuje prawidłowości charakterystycznych dla formacji mezozoicznej.



Rys. 5.2.2 Rozkład zasobów statycznych w obrębie poszczególnych klas temperaturowych dla zbiorników geotermalnych formacji paleozoicznej na Nizinie Polskiej - wykres skumulowany.

Fig. 5.2.2 Distribution of static resources within particular temperature classes for geothermal reservoirs in the Polish Lowlands - cumulative diagram.

Procentowy udział zasobów statycznych zakumulowanych w przedziale temperaturowym do 40°C jest największy dla zbiornika karbońskiego i wynosi $1.20 \cdot 10^{20}$ J. Zasoby w powyższym przedziale temperaturowym zajmują 17 760.25 km² (38.02% powierzchni kalkulacyjnej) i stanowią 24.70% zasobów statycznych zbiornika.

Analiza rozkładu zasobów statycznych w najwyższej klasie temperaturowej wykazuje dominujący udział tych zasobów dla zbiornika dolnopermickiego. W przedziale temperaturowym powyżej 100°C zakumulowane jest $1.13 \cdot 10^{21}$ J energii, co odpowiada 66.76% całkowitych zasobów statycznych w obszarze kalkulacji dolnopermickiego zbiornika wód geotermalnych oraz 28.15% zasobów formacji paleozoicznych. Obszar ten zajmuje powierzchnię 29 977.92 km², co stanowi 29.42% powierzchni zbiornika.

5.2.1 Zbiornik dolnopermicki

Powierzchnia kalkulacyjna zbiornika dolnopermickiego wynosi 101912.91 km².

Zasoby statyczne energii geotermalnej zbiornika dolnopermickiego na Nizinie Polskiej wynoszą $1.70 \cdot 10^{21}$ J (tab. 5.4.1, rys. 5.2.1), co stanowi 42.17% zasobów statycznych zbiorników paleozoicznych oraz 11.67% obliczonych zasobów statycznych energii geotermalnej na Nizinie Polskiej.

Wyniki kalkulacji wskazują, że 66.76% zasobów całego zbiornika, tj. $1.13 \cdot 10^{21}$ J, zakumulowana jest w przedziale temperaturowym powyżej 100°C. Powierzchnia tego obszaru wynosi

29977.92 km², co stanowi 29.42% powierzchni obliczeniowej zbiornika.

Zasoby statyczne zakumulowane w przedziale temperaturowym do 60°C ($1.91 \cdot 10^{20}$ J) obejmują 40.40% powierzchni obliczeniowej i stanowią zaledwie 11.25% sumarycznych zasobów zbiornika.

Powyższe parametry wskazują iż dolnopermiski zbiornik geotermalny może stanowić bogate źródło energii geotermalnej, szczególnie w wyższych klasach temperaturowych.

5.2.2 Zbiornik karboński

Powierzchnia kalkulacyjna zbiornika karbońskiego wynosi 46 708.65 km².

Zasoby statyczne energii geotermalnej karbońskiego zbiornika na Niżu Polskim wynoszą $4.87 \cdot 10^{20}$ J (tab. 5.4.1, rys. 5.2.1), co stanowi 12.11% zasobów statycznych analizowanych zbiorników paleozoicznych.

W klasie temperaturowej do 60°C występuje 55.69% powierzchni zbiornika, a energia zakumulowana w tym przedziale temperaturowym wynosi $2.21 \cdot 10^{20}$ J, co stanowi 45.26% sumarycznych zasobów statycznych zbiornika karbońskiego oraz 5.48% zasobów statycznych analizowanych zbiorników paleozoicznych.

Zasoby statyczne zdefiniowane w klasie temperaturowej powyżej 100°C zajmują powierzchnię 5 654.83 km², co stanowi 12.11% powierzchni obliczeniowej zbiornika. W tej najwyższej klasie temperaturowej zakumulowane jest 20.23% zasobów statycznych zbiornika karbońskiego, co odpowiada $9.86 \cdot 10^{19}$ J.

5.2.3 Zbiornik dewoński

Powierzchnia kalkulacyjna zbiornika dewońskiego wynosi 48 424.41 km².

Zasoby statyczne energii geotermalnej zbiornika dewońskiego, w zasięgu obszaru kalkulacji, wynoszą $1.84 \cdot 10^{21}$ J (tab. 5.4.1, rys. 5.2.1), co stanowi 45.72% zasobów statycznych analizowanych zbiorników formacji paleozoicznych.

Wyniki kalkulacji wskazują, że 56.02% powierzchni zbiornika charakteryzuje się temperaturami nie przekraczającymi 60°C. Zasoby statyczne zakumulowane w tym przedziale temperaturowym wynoszą $6.77 \cdot 10^{20}$ J i stanowią 36.77% zasobów całego zbiornika oraz 16.81% zasobów zbiorników paleozoicznych. W najwyższej klasie temperaturowej, powyżej 100°C, zakumulowane jest $1.40 \cdot 10^{20}$ J energii, co stanowi 7.59% zasobów statycznych zbiornika dewońskiego. Zasoby w tej klasie zajmują 4.71% powierzchni kalkulacji zasobów statycznych dewońskiego zbiornika wód geotermalnych.

5.3 Zasoby statyczne-wydobywane energii geotermalnej

Zgodnie z definicją (rozdz. 2) 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 całego zbiorników przyjmują wartości od 21.42% dla zbiornika karbońskiego, do 26.66% dla zbiornika dolnopermskiego. Średnia wartość współczynnika wydobywania dla zbiorników paleozoicznych wynosi 24.15%.

Uśredniona wartość współczynnika wydobywania, obliczona na podstawie kalkulacji parametrów 9-ciu zbiorników na Niżu Polskim, przyjmuje wartość 19.93%.

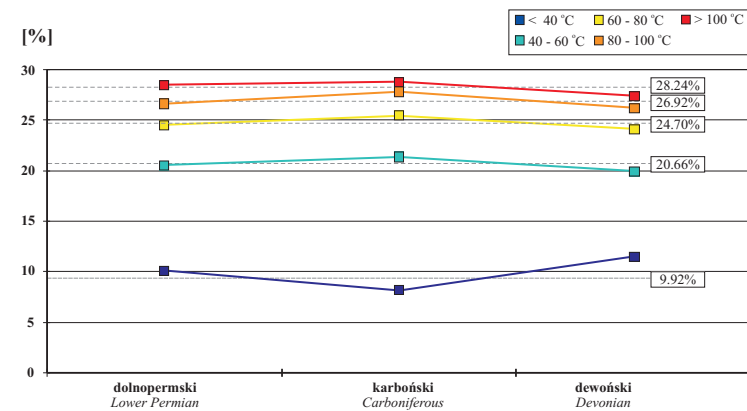
Powyższa wartość wskazuje, że w warunkach geologicznych oraz temperaturowych, charakterystycznych dla obszaru Niżu Polskiego, możliwe jest wydobywanie niespełna 20% zasobów geologicznych energii geotermalnej.

Rozkład wartości współczynnika wydobywania, w skali całego zbiornika, liczony jako iloraz zasobów statycznych-wydobywalnych do zasobów statycznych, przy uwzględnieniu poszczególnych klas temperaturowych, dla 9-ciu analizowanych zbiorników obejmujący formacje mezozoiczne i paleozoiczne, wykazuje zmienność w zakresie od 6.62% do 28.81%.

Dla zbiorników paleozoicznych oscyluje w granicach 8.17% do 28.81%. Minimalne i maksymalne procentowe współczynniki wydobywania dla zbiorników paleozoicznych charakteryzują zbiornik karboński i dotyczą skrajnych przedziałów temperaturowych, tj. do 40°C i powyżej 100°C.

Wartości współczynników wydobywania w obrębie poszczególnych klas temperaturowych charakteryzują się wyraźną stabilnością.

Relacje ilościowe zasobów statycznych-wydobywalnych do zasobów statycznych dla poszczególnych zbiorników formacji paleozoicznej na Niżu Polskim przedstawia rys. 5.3.1.



Rys. 5.3.1 Stosunek zasobów statycznych-wydobywalnych do zasobów statycznych w poszczególnych klasach temperaturowych dla zbiorników wód geotermalnych formacji paleozoicznej na Niżu Polskim.

Fig. 5.3.1 The ratios of static-recoverable to static resources in temperature classes of geothermal waters in Paleozoic aquifers of the Polish Lowlands.

W klasie temperaturowej do 40°C współczynnik wydobywania oscyluje w granicach od 8.17%

dla zbiornika karbońskiego, do 11.50% dla zbiornika dewońskiego. Średnia wartość współczynnika R_0 w tej klasie temperaturowej wynosi 9.92%.

W klasie temperaturowej od 40 do 60°C średnia wartość współczynnika wydobywania wynosi 20.66% (max. 21.40%, min. 19.92%), w klasie od 60 do 80°C średnia wartość współczynnika wynosi 24.70% (max. 25.47%, min. 24.14%), a w klasie temperaturowej od 80 do 100°C odpowiednio 26.92% (max. 27.84%, min. 26.25%).

W klasie temperaturowej powyżej 100°C średnia wartość współczynnika wydobywania wynosi 28.24% (max. 28.81% - dla zbiornika karbońskiego, min. 27.37% - dla zbiornika dewońskiego).

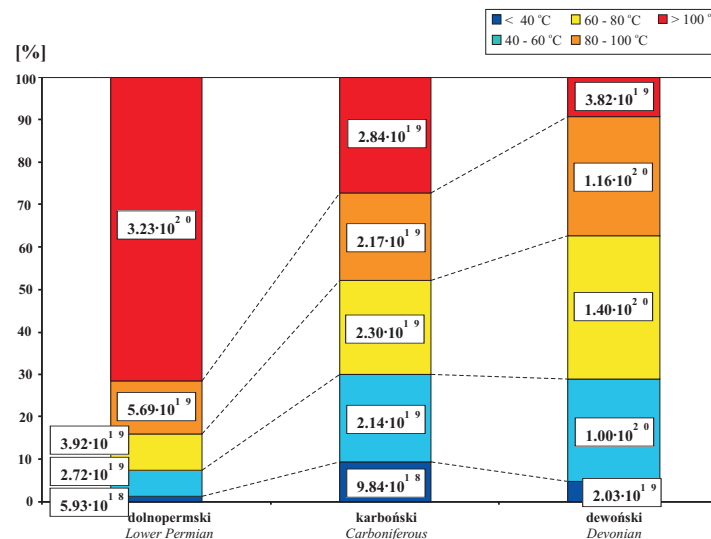
Rozkłady jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych w obrębie poszczególnych zbiorników paleozoicznych przedstawiają (Zał. 7.11, 8.11, 9.11) etc.

Rozkład wielkości sumarycznych zasobów statycznych-wydobywalnych na tle zasobów statycznych dla poszczególnych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim przedstawia rys. 5.2.1.

Największymi zasobami statycznymi-wydobywalnymi charakteryzuje się zbiornik dolno-permski. Całkowite zasoby statyczne energii, możliwe do pozyskania, przy przyjętej metodyce pozyskania tej energii z głębi ziemi, dla zbiornika dolno-permskiego wynoszą $4.53 \cdot 10^{20}$ J.

Najmniejsze zasoby statyczne-wydobywalne, o wielkości $1.04 \cdot 10^{20}$ J, charakteryzują zbiornik karboński. Stanowi to około 23% zasobów zbiornika dolno-permskiego.

Rozkład zasobów statycznych-wydobywalnych zakumulowanych w poszczególnych zbiornikach wód geotermalnych, uwzględniający wydzielone klasy temperaturowe przedstawia rys. 5.3.2.



Rys. 5.3.2 Rozkład zasobów statycznych-wydobywalnych w obrębie poszczególnych klas temperaturowych dla zbiorników geotermalnych na Niżu Polskim - wykres skumulowany.
Fig. 5.3.2 Distribution of cumulative static-recoverable resources in selected temperature classes of geothermal waters in Paleozoic aquifers of the Polish Lowlands.

Rozkład zasobów statycznych-wydobywalnych w poszczególnych klasach temperaturowych wskazuje znaczne podobieństwo z rozkładem zasobów statycznych.

Słabe rozpoznanie zbiorników paleozoicznych nie pozwala na dokonanie rzetelnej, ilościowej analizy porównawczej zasobów w poszczególnych klasach temperaturowych.

5.4 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.

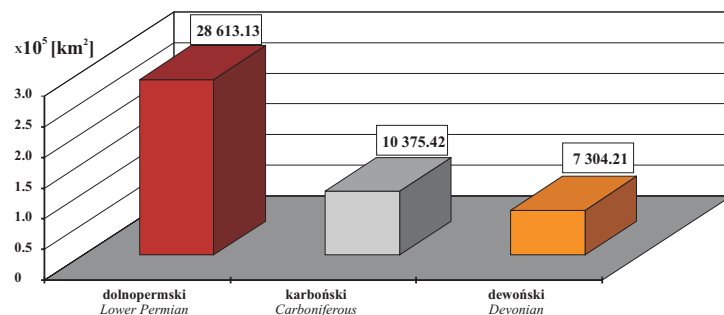
Do szacunkowych ocen ekonomicznych autorzy wykorzystali tzw. współczynnik mocy (Gosk, 1982). Współczynnik ten określa ile razy moc cieplna ujęcia geotermalnego przewyższa moc cieplną stanowiącą ekwiwalent nakładów kapitałowych i kosztów eksploatacji danego ujęcia. Współczynnik mocy niższy od 1 wskazuje, 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 rokują nadzieję co do możliwości ekonomicznego wykorzystania ciepła wód geotermalnych.

Powierzchnie obliczeniowe zasobów dyspozycyjnych dla poszczególnych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim przedstawia rys. 5.4.1.



Rys. 5.4.1 Powierzchnie zbiorników wód geotermalnych odpowiadające występowaniu zasobów dyspozycyjnych.

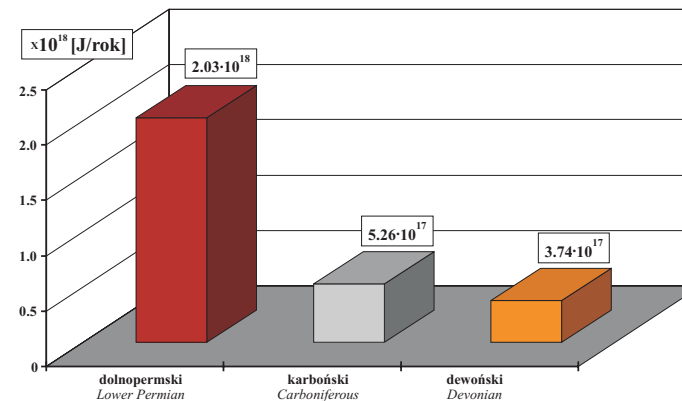
Fig. 5.4.1 Areas covered by disposable resources in Paleozoic geothermal aquifers of the Polish Lowlands.

Największą powierzchnią zbiornika w której zdefiniowano zasoby w klasie zasobów dyspozycyjnych charakteryzuje się zbiornik permu dolnego.

Dolnopermickie poziomy wodonośne charakteryzują się również największymi zasobami dyspozycyjnymi wśród analizowanych paleozoicznych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim.

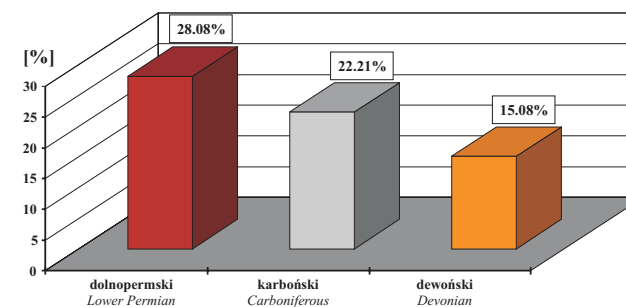
Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zakumulowane w wodonośnych utworach permu dolnego wynoszą $2.03 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada $4.84 \cdot 10^7$ TOE/rok (tab. 5.4.1, rys. 5.4.2).

Rozkład zasobów dyspozycyjnych dla poszczególnych zbiorników energii geotermalnej przedstawia rys. 5.4.2.



Rys. 5.4.2 Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zbiorników wód geotermalnych formacji paleozoicznych na Niżu Polskim.

Fig. 5.4.2 Disposable resources of geothermal energy in Paleozoic aquifers of the Polish Lowlands.



Rys. 5.4.3 Relacje powierzchni zasobów dyspozycyjnych do zasobów statycznych dla paleozoicznych zbiorników wód geotermalnych na Niżu Polskim.

Fig. 5.4.3 Disposable resources expressed as percentage of static resources in Paleozoic geothermal aquifers of the Polish Lowlands.

5.4.1 Zbiornik dolnopermicki

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych dolnopermickiego zbiornika, sklasyfikowanych jako zasoby dyspozycyjne wynosi $28\,613.13$ km², stanowi to 28.08% powierzchni kalkulacji zasobów zbiornika permu dolnego na Niżu Polskim.

Obliczono, że zasoby dyspozycyjne tego zbiornika wynoszą $2.03 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada $4.84 \cdot 10^7$ TOE/rok energii (tab. 5.4.1, rys. 5.4.2), stanowi to 69.25% sumarycznych zasobów dyspozycyjnych zbiorników paleozoicznych na Niżu Polskim.

Zasoby dyspozycyjne zbiornika występują w przedziale temperaturowym powyżej 60°C.

W przedziale temperaturowym powyżej 100°C zakumulowane jest $1.59 \cdot 10^{18}$ J/rok energii geotermalnej, co stanowi 78.60% zasobów dyspozycyjnych całego zbiornika i zajmuje powierzchnię 20 147.25 km².

5.4.2 Zbiornik karboński

Powierzchnia zbiornika karbońskiego zakwalifikowana do wykorzystania w klasie zasobów dyspozycyjnych wynosi 10 375.42 km². Stanowi to 22.21% powierzchni kalkulacji zasobów tego zbiornika. (rys. 5.4.1, rys. 5.4.3).

Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zbiornika karbońskiego wynoszą $5.26 \cdot 10^{17}$ J/rok (tab. 5.4.1, rys. 5.4.2), co stanowi 17.96% zasobów dyspozycyjnych analizowanych zbiorników paleozoicznych na Niżu Polskim.

W przedziale temperaturowym do 40°C nie stwierdzono występowania zasobów w klasie zasobów dyspozycyjnych. Zasoby zakumulowane w wodach do 60°C wynoszą $1.82 \cdot 10^{16}$ J/rok ($4.35 \cdot 10^5$ TOE/rok), co stanowi zaledwie 3.46% sumarycznych zasobów dyspozycyjnych zbiornika karbońskiego.

Największy udział w sumarycznych zasobach dyspozycyjnych tego zbiornika przypada na klasę temperaturową 60 - 100°C, zajmuje ona powierzchnię 6415.63 km², co stanowi 61.83% powierzchni występowania zasobów dyspozycyjnych w obszarze kalkulacji zasobów. W wyższym przedziale temperatur zakumulowane jest $2.86 \cdot 10^{17}$ J/rok energii, co odpowiada $6.84 \cdot 10^6$ TOE/rok energii.

W najwyższej klasie temperaturowej, powyżej 100°C zakumulowane jest 42.08% zasobów dyspozycyjnych zbiornika karbońskiego, co odpowiada $2.21 \cdot 10^{17}$ J/rok ($5.28 \cdot 10^6$ TOE/rok) (rys. 5.4.4, tab. 5.4.1).

5.4.3 Zbiornik dewoński

Powierzchnia zbiornika dewońskiego zakwalifikowana do wykorzystania w klasie zasobów dyspozycyjnych wynosi 7 304.21 km². Stanowi to 15.08% powierzchni kalkulacji zasobów dewońskiego zbiornika geotermalnego na obszarze Niżu Polskiego (rys. 5.4.1, rys. 5.4.3).

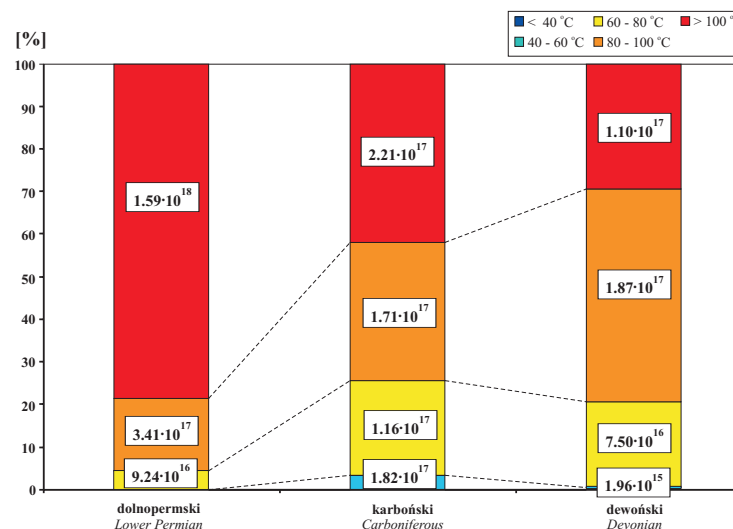
Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zbiornika dewońskiego wynoszą $3.74 \cdot 10^{17}$ J/rok, co odpowiada $8.94 \cdot 10^6$ TOE/rok energii (tab. 5.4.1, rys. 5.4.2). Stanowi to 12.79% zasobów dyspozycyjnych analizowanych zbiorników paleozoicznych oraz 4.07% obliczonych zasobów dyspozycyjnych energii geotermalnej na Niżu Polskim.

W przedziale temperatur do 40°C zasoby dyspozycyjne nie występują, a w wodach geotermalnych o temp. do 60°C zakumulowane jest jedynie 0.52% zasobów zbiornika, tj. $1.96 \cdot 10^{15}$ J/rok.

Największy udział w sumarycznych zasobach dyspozycyjnych tego zbiornika przypada na klasę temperaturową 60 - 100°C, zajmuje ona powierzchnię 5 560.55 km², co stanowi 76.13% powierzchni występowania zasobów dyspozycyjnych i 11.48% powierzchni kalkulacji zasobów statycznych. W wyższym przedziale temperatur zakumulowane jest $2.62 \cdot 10^{17}$ J/rok energii, co odpowiada $6.26 \cdot 10^6$ TOE/rok energii.

W klasie temperaturowej powyżej 100°C, zakumulowane jest $1.10 \cdot 10^{17}$ J/rok energii, co stanowi 29.50% zasobów dyspozycyjnych zbiornika dewońskiego. Zasoby w tej klasie zajmują 3.42% powierzchni kalkulacji statycznych zasobów dewońskiego zbiornika wód geotermalnych.

Analiza rozkładu zasobów dyspozycyjnych z uwzględnieniem klas temperaturowych (rys. 5.4.4, tab. 5.4.1) uwidacznia szereg analogii z rozkładem zasobów statycznych.



Rys. 5.4.4 Rozkład zasobów dyspozycyjnych w obrębie poszczególnych klas temperaturowych dla zbiorników geotermalnych na Niżu Polskim - wykres skumulowany procentowy.

Fig. 5.4.4 Distribution of cumulative disposable resources in temperature classes of geothermal waters in Paleozoic aquifers of the Polish Lowlands.

Zasoby dyspozycyjne zbiorników wód geotermalnych formacji paleozoicznej skoncentrowane są głównie w wodach o temperaturach przekraczających 60°C. Zwraca uwagę fakt znaczącego udziału zasobów w klasie temperatur powyżej 100°C.

Podsumowanie

Wielkość obliczonych zasobów dyspozycyjnych energii geotermalnej na Niżu Polskim można korelować z wartością zasobów energii geotermalnej obliczoną dla obszaru Europy przez Cattaliego (1993, 1994). Szacuje on wielkość zasobów energii geotermalnej (geothermal reserves) na $6.00 \cdot 10^{19}$ J/rok, co odpowiada $1433 \cdot 10^6$ TOE/rok. Cattaldi 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 $6.28 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada wielkości $150 \cdot 10^6$ TOE /rok.

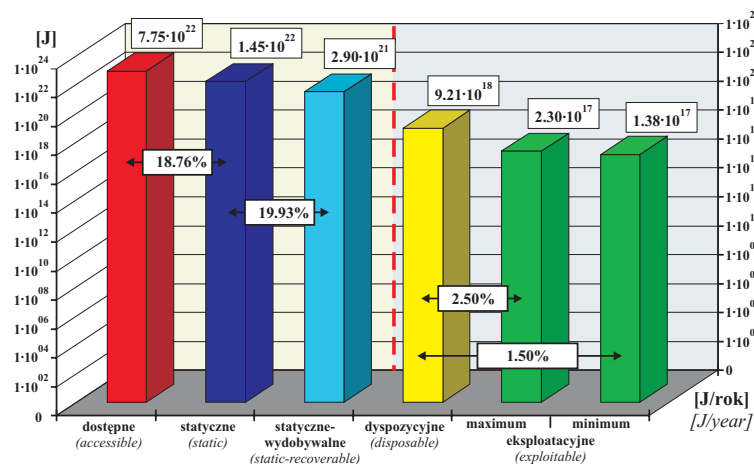
Łączne zasoby dyspozycyjne formacji paleozoicznej na Niżu Polskim wynoszą $2.93 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada wielkości ok. $70 \cdot 10^6$ TOE/rok.

Sumaryczne zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej na Niżu Polskim obejmujące energię zakumulowaną w 9 zbiornikach geotermalnych wynoszą $9.21 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada wielkości ok. $220 \cdot 10^6$ TOE/rok.

Przy założeniu, że wykorzystane zostanie 1.5 - 2.5% zasobów dyspozycyjnych, wielkość zasobów eksploatacyjnych wyniosłaby $3.3 - 5.5 \cdot 10^6$ TOE/rok. Stanowi to równowartość 300 - 500 instalacji geotermalnych, z których każda uzyskuje rocznie 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 $6.3 \cdot 10^{16}$ J, czyli około $1.5 \cdot 10^6$ TOE.

W podsumowaniu należy stwierdzić, że wykorzystanie energii geotermalnej w sposób ekonomicznie uzasadniony jest realne na wielu obszarach Niżu Polskiego. Skala wykorzystania tej energii zależy jednak będzie od licznych uwarunkowań wymienionych w niniejszej pracy. Nie mniej istotne jest przełamanie pewnych przyzwyczajeni i nie właściwych wzorców, jakie przyjęły się w krajowej polityce energetycznej w ostatnich kilkudziesięciu latach.



Rys. 5.4.5 Relacje wielkości zasobów w poszczególnych klasach zasobowych na Niżu Polskim.

Fig. 5.4.5 Geothermal energy accumulated in various types of resources in the Polish Lowlands.

Rysunek 5.4.5 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 5.4.1 Zestawienie wielkości zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Zbiornik geotermalny	Temperatura złożowa wód	Powierzchnia	ZASOBY				
			Zasoby statyczne	Zasoby statyczne wydobywalne	Zasoby dyspozycyjne		
					Powierzchnia	Energia	Energia
[°C]	[km ²]	[J]	[J]	[km ²]	[J/rok]	[TOE/rok]	
I. Dolnopermjski	do 40	24 144.75	5.89E+19	5.93E+18	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	40 - 60	17 032.83	1.32E+20	2.72E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	60 - 80	14 467.92	1.60E+20	3.92E+19	2 207.66	9.24E+16	2.21E+06
	80 - 100	16 289.49	2.13E+20	5.69E+19	6 258.22	3.41E+17	8.15E+06
	pow. 100	29 977.92	1.13E+21	3.23E+20	20 147.25	1.59E+18	3.81E+07
SUMA	101 912.91	1.70E+21	4.53E+20	28 613.13	2.03E+18	4.84E+07	
II. Karboński	do 40	17 760.25	1.20E+20	9.84E+18	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	40 - 60	8 253.26	1.00E+20	2.14E+19	730.91	1.82E+16	4.35E+05
	60 - 80	8 185.58	9.04E+19	2.30E+19	3 153.31	1.16E+17	2.76E+06
	80 - 100	6 854.73	7.78E+19	2.17E+19	3 262.31	1.71E+17	4.08E+06
	pow. 100	5 654.83	9.86E+19	2.84E+19	3 228.88	2.21E+17	5.28E+06
SUMA	46 708.65	4.87E+20	1.04E+20	10 375.42	5.26E+17	1.26E+07	
III. Dewoński	do 40	11 474.36	1.76E+20	2.03E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	40 - 60	15 653.63	5.01E+20	1.00E+20	88.40	1.96E+15	4.69E+04
	60 - 80	10 996.43	5.81E+20	1.40E+20	2 041.34	7.50E+16	1.79E+06
	80 - 100	8 018.30	4.43E+20	1.16E+20	3 519.21	1.87E+17	4.47E+06
	pow. 100	2 281.68	1.40E+20	3.82E+19	1 655.26	1.10E+17	2.64E+06
SUMA	48 424.41	1.84E+21	4.15E+20	7 304.21	3.74E+17	8.94E+06	
PALEOZOIK	SUMA		4.03E+21	9.72E+20		2.93E+18	6.99E+07
NIŻ POLSKI	SUMA	272 126.00	1.45E+22	2.90E+21		9.21E+18	2.20E+08

5 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 the selected 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 2), 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-Przemyśl (Encl. 6.1) 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.

Calculation of energy resources in the selected geothermal aquifers was carried within their geological (erosional) extent in the area of Polish Lowlands as well as within the extent resulting from recognition of hydrogeological and thermal conditions. Additionally, the calculations were limited to 4 500 meters depth to the top of particular unit due to poor recognition of deeper parts of aquifers.

Areas of Paleozoic geothermal aquifers in the Polish Lowlands considered in resources calculations are shown in Fig. 5.0.1.

Due to non-uniform selection criteria for calculation blocks within the Paleozoic aquifers in the Polish Lowlands resulting mostly from poor hydrogeological recognition of groundwater horizons, all the quantitative analyses and resources/areas relationships are of only demonstrative value.

The largest calculation area among all Paleozoic geothermal aquifers is occupied by the Lower Permian aquifer: $101\,912.91\text{ km}^2$, which constitutes 37.45% of total area of the Polish

Lowlands and 32.67% of the whole territory of Poland. The Devonian aquifer covers $48\,424.41\text{ km}^2$, i.e. 17.79% of total area of the Polish Lowlands and 15.53% of the whole territory of Poland, whereas the smallest, Carboniferous aquifers occupies $46\,708.65\text{ km}^2$, i.e. 17.16% of total area of the Polish Lowlands and 14.98% of the territory of Poland (fig. 5.0.1).

5.1 The accessible geothermal resources

Total accessible geothermal resources accumulated in rock formations down to 3 000 meters depth or to the surface of crystalline basement are the sum of energy accumulated in all calculation blocks. The accessible geothermal resources of the Polish Lowlands are $7.753 \cdot 10^{22}$ J, which is an equivalent of $1.85 \cdot 10^{12}$ TOE (fig. 5.4.5).

For comparison, the accessible geothermal resources down to 3 000 meters depth in Hungary are $3.0 \cdot 10^{23}$ J, which corresponds to $7.17 \cdot 10^{12}$ TOE (Jonatansson, 1993). However, the Pannonian Basin located in the inner part of the Carpathian orogenic belt reveals high heat flow values - 80 - 100 mW/m² (Čermak, Kucerova, 1993).

The heat flow values in the Polish Lowlands (Encl. 13.8) are much lower in comparison with the territory of Hungary. Average heat flow is 40 - 50 mW/m² in the northeastern and central parts, and up to 80 - 100 mW/m² in the western and southwestern parts of the Polish Lowlands. Therefore, it is obvious that geothermal waters in Hungary show much higher temperatures and accessible geothermal resources are almost four times larger.

5.2 The static geothermal energy resources

The total static resources accumulated in rocks and groundwaters of the Paleozoic formations are estimated as $4.03 \cdot 10^{21}$ J, which corresponds to $9.61 \cdot 10^{10}$ TOE (tab. 5.4.1, fig. 5.2.1).

Largest static resources are accumulated in the Devonian aquifer, where the energy of $1.84 \cdot 10^{21}$ J was calculated, i.e. 45.72% of total static resources of all Paleozoic aquifers.

The lowest value of static geothermal resources was found in the Carboniferous aquifer: $4.87 \cdot 10^{20}$ J, which corresponds to $1.16 \cdot 10^{10}$ TOE. Over vast areas of the Polish Lowlands the Carboniferous formation occurs at relatively shallow depths (particularly in the Lublin region) (Encl. 8.2) but it reveals rather low temperatures over most of this area.

Considering the static resources per area unit of Paleozoic aquifers in the Polish Lowlands, the highest value of this ratio was found for the Devonian aquifer: $3.80 \cdot 10^{16}$ J/km² whereas the average value of unit static resources for Paleozoic aquifers is $2.17 \cdot 10^{16}$ J/km².

Percentages of static resources related to temperature classes are variable (fig. 5.2.2) and do not show regularities typical of Mesozoic formations.

In the temperature class <40°C the largest resources: $1.20 \cdot 10^{20}$ J are accumulated in the Carboniferous aquifer. This temperature class covers $17\,760.25\text{ km}^2$, i.e. 38.02% of calculation area and 24.70% of total static resources of the aquifer.

In the highest-temperature class >100°C the largest static resources occur in the Lower Permian aquifer: $1.13 \cdot 10^{21}$ J, which corresponds to 66.76% of total static resources accumulated in this aquifer and 28.15% of static resources of all Paleozoic aquifers in the Polish Lowlands. This temperature class covers the area of $29\,977.92\text{ km}^2$, i.e. 29.42% of total area of the Lower Permian aquifer.

5.2.1 The Lower Permian aquifer

The area of Lower Permian aquifer of the Polish Lowlands taken for resources calculations is 101 912.91 km².

The static geothermal energy resources accumulated in this aquifer are $1.70 \cdot 10^{21}$ J (tab. 5.4.1, fig. 5.2.1), which constitutes 42.17% of total static resources of all Paleozoic aquifers and 11.67% of total static resources of geothermal energy accumulated in the Polish Lowlands.

Results of calculations demonstrate that 66.76% of the whole Lower Permian aquifer, i.e. $1.13 \cdot 10^{21}$ J, occur in the >100°C temperature class. This class occupies the area of 29 977.92 km², which makes 29.42% of total Lower Permian aquifer area taken for calculations.

In the temperature range <60°C the amount of $1.91 \cdot 10^{20}$ J of static resources is accumulated. This class covers 40.40% of total area of the Lower Permian aquifer and accumulates only 11.25% of total static resources of this aquifer.

The geothermal parameters calculated for the Lower Permian aquifer reveal its high potential, which makes this aquifer the abundant source of geothermal energy, particularly in the higher-temperature classes of resources.

5.2.2 The Carboniferous aquifer

The area of Carboniferous aquifer of the Polish Lowlands accepted for resources calculations is 46 708.65 km².

The static resources of geothermal energy of this aquifer are $4.87 \cdot 10^{20}$ J (tab. 5.4.1, fig. 5.2.1), which constitutes 12.11% of overall static resources accumulated in the Paleozoic aquifers.

The temperature class <60°C covers 55.69% of total aquifer area and accumulates the energy of $2.21 \cdot 10^{20}$ J, which is 45.26% of total static resources in this aquifer and 5.48% of total static resources of all Paleozoic aquifers.

The temperature class >100°C covers that area of 5 654.83km², which makes 12.11% of total Carboniferous aquifer area, and accumulates 20.23% of static resources of this aquifer, i.e. $9.86 \cdot 10^{19}$ J.

5.2.3 The Devonian aquifer

The calculation area of Devonian aquifer in the Polish Lowlands is 48 424.41km².

The static geothermal energy resources of this aquifer amount $1.84 \cdot 10^{21}$ J (tab. 5.4.1, fig. 5.2.1), which constitutes 45.72% of static resources of all Paleozoic aquifers.

Results of calculations indicate that 56.02% of static resources in this aquifer fall into the temperature class <60°C. Resources accumulated in this class are $6.77 \cdot 10^{20}$ J, which constitutes 36.77% of total static resources of the whole Devonian aquifer and 16.81% of total resources of all the Paleozoic aquifers in the Polish Lowlands. The highest-temperature class >100°C accumulates the energy of $1.40 \cdot 10^{20}$ J, which gives 7.59% of total static resources of Devonian aquifer. This temperature class covers 4.71% of total calculation area of Devonian geothermal aquifer.

5.3 The static-recoverable geothermal energy resources

According to the definition given in Chapter 2, 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 dublet system) and the mean annual temperature at the Earth's surface.

The averaged values of recovery index calculated for all the Paleozoic aquifers are: 21.42% for Carboniferous aquifer, up to 26.66% for Lower Permian aquifer and 24.15% for all Paleozoic aquifers. The averaged R_o value calculated for all geothermal aquifers of the Polish Lowlands is 19.93%.

This value indicates that under given geological and thermal conditions typical of the Polish Lowlands less than 20% of geological resources of geothermal energy can be recovered.

Distribution of the recovery index in the all Mesozoic and Paleozoic aquifers, calculated as the ratio of static-recoverable to static resources in the given temperature class varies from 6.62% to 28.81%.

For Paleozoic aquifers the R_o values change from 8.17% to 28.81%. Minimum and maximum values of R_o were found in the Carboniferous aquifer, in temperature classes <40°C and >100°C, respectively. Within the considered temperature classes the R_o values show distinct stability.

Relationships between static-recoverable and static resources in particular Paleozoic aquifers of the Polish Lowlands are illustrated in Fig. 5.3.1.

In the temperature class <40°C the recovery index varies from 8.17% for the Carboniferous aquifer to 11.50% for the Devonian aquifer. The mean R_o value for this temperature class is 9.92%.

In the temperature class 40 - 60°C the mean R_o value is 20.66% (max. 21.40%, min. 19.92%), in the 60 - 80°C class it is 24.70% (max. 25.47%, min. 24.14%) and in the 80 - 100°C class it is 26.92% (max. 27.84%, min. 26.25%). In the temperature class >100°C the mean R_o value is 28.24% (max. 28.81% for Carboniferous aquifer and min. 27.37% for Devonian aquifer).

Distribution of unit static-recoverable resources within the Paleozoic aquifers is shown in (Encl. 7.11, 8.11, 9.11) whereas total static-recoverable resources related to the static ones in particular geothermal aquifers of the Polish Lowlands are illustrated in Fig. 5.2.1.

The largest static-recoverable resources are accumulated in the Lower Permian aquifer and amount $4.53 \cdot 10^{20}$ J whereas the smallest static-recoverable resources ($1.04 \cdot 10^{20}$ J) occur in the Carboniferous aquifer (about 23% of the Lower Permian resources).

Distribution of static-recoverable resources in particular geothermal aquifers related to the temperature classes are presented in Fig. 5.3.2.

Distribution of static-recoverable resources in particular temperature classes reveals distinct similarity to that of the static resources. Poor exploration of Paleozoic aquifers in the Polish Lowlands precludes more accurate and reliable, quantitative, comparative analysis of resources in particular temperature classes.

5.4 The disposable geothermal energy resources

Economic analysis of geothermal heat recovery can be accomplished with various methods of various precision. Hydrogeothermal aquifers can be evaluated in a simplified way and ranked within the perspective areas from the point of view of commercial heat utilization.

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 for 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 were $LF = 1$. Hence, the areas were selected in which commercial production of geothermal heat is possible.

Areas of geothermal aquifers taken for calculations of disposable resources are shown in Fig. 5.4.1.

The largest area of disposable resources occurs in the Lower Permian aquifer. Simultaneously, this aquifer has also the largest disposable resources among all the Paleozoic geothermal aquifers in the Polish Lowlands: $2.03 \cdot 10^{18}$ J/year, which corresponds to $4.84 \cdot 10^7$ TOE/year (tab. 5.4.1, fig. 5.4.2).

Distribution of disposable resources in the Paleozoic geothermal aquifers of the Polish Lowlands is displayed in Fig. 5.4.2p.

5.4.1 The Lower Permian aquifer

The area covered by disposable resources in the Lower Permian aquifer is $28\,613.13$ km², which makes 28.08% of the Lower Permian aquifer area in the Polish Lowlands. The disposable resources of this aquifer amount $2.03 \cdot 10^{18}$ J/year, which corresponds to the energy of $4.84 \cdot 10^7$ TOE/year (tab. 5.4.1, fig. 5.4.2). This figure constitutes 69.25% of total disposable resources of all Paleozoic geothermal aquifers in the Polish Lowlands. These disposable resources are accumulated in the temperature class $>60^\circ\text{C}$.

The temperature class $>100^\circ\text{C}$ accumulates geothermal energy of $1.59 \cdot 10^{18}$ J/year, which makes 78.60% of disposable resources of the whole Lower Permian aquifers. The area covered by this temperature class is $20\,147.25$ km².

5.4.2 The Carboniferous aquifer

The area occupied by disposable geothermal resources in the Carboniferous aquifer is $10\,375.42$ km², i.e. 22.21% of the whole area of this aquifer (fig. 5.4.1, fig. 5.4.3).

The disposable resources of the Carboniferous aquifer are $5.26 \cdot 10^{17}$ J/year (tab. 5.4.1, 5.4.2), which constitutes 17.96% of disposable resources of all Paleozoic aquifers in the Polish Lowlands.

In the temperature class $<40^\circ\text{C}$ disposable resources were not found. The temperature class $<60^\circ\text{C}$ accumulates $1.82 \cdot 10^{16}$ J/year (i.e., $4.35 \cdot 10^5$ TOE/year), which makes only 3.46% of total disposable resources of the Carboniferous aquifer.

The largest disposable resources are accumulated in $60 - 100^\circ\text{C}$ temperatures class: $2.86 \cdot 10^{17}$ J/year, which is an equivalent of $6.84 \cdot 10^6$ TOE/year. This temperature class occupies the area of $6\,415.63$ km², which makes 61.83% of the area of all disposable resources accumulated in the Carboniferous aquifer.

In the highest-temperature, $>100^\circ\text{C}$ class the amount of $2.21 \cdot 10^{17}$ J/year ($5.28 \cdot 10^6$ TOE/year) of energy was calculated (fig. 5.4.4, tab. 5.4.1), which constitutes 42.08% of total disposable resources of Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands.

5.4.3 The Devonian aquifer

The area of Devonian geothermal aquifer occupied by disposable resources is $7\,304.21$ km², i.e. 15.08% of the area of this aquifer in the Polish Lowlands (fig. 5.4.1, 5.4.3).

The disposable resources of geothermal energy in the Devonian aquifer are $3.74 \cdot 10^{17}$ J/year (i.e. $8.94 \cdot 10^6$ TOE/year, tab. 5.4.1, fig. 5.4.2), which constitutes 12.79% of disposable resources accumulated in all analyzed Paleozoic aquifers and 4.07% of total geothermal resources in the Polish Lowlands.

The temperature class $<40^\circ\text{C}$ does not accumulate the disposable resources. In the $<60^\circ\text{C}$ class only 0.52% of total aquifer resources is accumulated, i.e. $1.96 \cdot 10^{15}$ J/year.

The largest disposable resources occur in the temperature class $60 - 100^\circ\text{C}$, where the energy of $2.62 \cdot 10^{17}$ J/year is accumulated (equivalent of $6.26 \cdot 10^6$ TOE/year). These resources cover the area of $5\,560.55$ km², which constitutes 76.13% of total area of disposable resources in this aquifer and 11.48% of area covered by the static resources.

The temperature class $>100^\circ\text{C}$ accumulates energy of $1.10 \cdot 10^{17}$ J/rok, which constitutes 29.50% of disposable resources of the Devonian aquifer. These temperature class covers 3.42% of total area of disposable resources in this aquifer.

Analysis of disposable resources distribution in temperature classes of geothermal waters (fig. 5.4.4, tab. 5.4.1) reveals similarities to the distribution of the static resources.

The disposable resources of Paleozoic geothermal aquifers are accumulated mostly in the temperature class $<60^\circ\text{C}$, however, significant amounts of energy occurs also in the class $>100^\circ\text{C}$.

Summary

The disposable resources of geothermal energy in the Polish Lowlands can be correlated with the geothermal energy resources calculated for Europe by Cataldi (1993, 1994), who estimated geothermal reserves of $6.00 \cdot 10^{19}$ J/year, which corresponds to $1433 \cdot 10^6$ TOE/year. According to this author (Cataldi 1993, 1994), in Europe geothermal energy can be utilized in the relatively limited area of, totally, several thousands of square kilometers, where 5 - 10% of estimated reserves occur and where reservoir properties are particularly favourable, and the heat market is sufficiently attractive for potential investors.

In Poland total disposable resources accumulated in the Mesozoic formations amount $6.28 \cdot 10^{18}$ J/year, which is an equivalent of $150 \cdot 10^6$ TOE/year. Total disposable resources accumulated in the Paleozoic formations are $2.93 \cdot 10^{18}$ J/year, i.e. about $70 \cdot 10^6$ TOE/year.

Therefore, total disposable resources of geothermal energy accumulated in 9 geothermal aquifers of the Polish Lowlands are $9.21 \cdot 10^{18}$ J/year, which corresponds to about $220 \cdot 10^6$ TOE/year.

Assuming the recovery of 1.5 - 2.5% of disposable resources, the exploitable resources would amount $1.38 - 2.30 \cdot 10^{17}$ J/year (i.e., $3.3 - 5.5 \cdot 10^6$ TOE/year). This energy is sufficient for supplying 270 - 460 geothermal installations of annual thermal power 500 TJ each.

For comparison, Jonatansson (1993) reports that in Slovakia the geothermal potential equivalent to 2 000 MW of thermal power can be commercially utilized. Assuming the full load of geothermal installations, the annually produced geothermal heat can amount approximately $6.3 \cdot 10^{16}$ J, i.e. about $1.5 \cdot 10^6$ TOE.

It must be emphasized that commercial utilization of geothermal energy is possible in many parts of the Polish Lowlands. However, the utilization of geothermal resources will depend on numerous factors discussed in the Atlas. Very important will be elimination of still existing bad habits and improper standards, which have dominated the State energy policy in last decades.

Figure 5.4.5 shows the relationships between various types of resources (in logarithmic scale). The ratio of static, geological to accessible resources is 18.76% whereas that of static-recoverable to static resources is 19.93%. Practically, only 1.5 to 2.5% of disposable resources can be commercially utilized. i.e. from 1.38 to $2.30 \cdot 10^{17}$ J of energy per year, which is an equivalent of $3.3 - 5.5 \cdot 10^6$ tons of oil per year.

Table 5.4.1 Geothermal energy resources in the Polish Lowlands.

Aquifer	Temperature	Area	RESOURCES				
			Static Resources	Static Recoverable Resources	Disposable Reserves		
					Area	Energy	Energy
[°C]	[km ²]	[J]	[J]	[km ²]	[J/year]	[TOE/year]	
I. Lower Permian	do 40	24 144.75	5.89E+19	5.93E+18	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	40 - 60	17 032.83	1.32E+20	2.72E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	60 - 80	14 467.92	1.60E+20	3.92E+19	2 207.66	9.24E+16	2.21E+06
	80 - 100	16 289.49	2.13E+20	5.69E+19	6 258.22	3.41E+17	8.15E+06
	above 100	29 977.92	1.13E+21	3.23E+20	20 147.25	1.59E+18	3.81E+07
	TOTAL	101 912.91	1.70E+21	4.53E+20	28 613.13	2.03E+18	4.84E+07
II. Carboniferous	do 40	17 760.25	1.20E+20	9.84E+18	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	40 - 60	8 253.26	1.00E+20	2.14E+19	730.91	1.82E+16	4.35E+05
	60 - 80	8 185.58	9.04E+19	2.30E+19	3 153.31	1.16E+17	2.76E+06
	80 - 100	6 854.73	7.78E+19	2.17E+19	3 262.31	1.71E+17	4.08E+06
	above 100	5 654.83	9.86E+19	2.84E+19	3 228.88	2.21E+17	5.28E+06
	TOTAL	46 708.65	4.87E+20	1.04E+20	10 375.42	5.26E+17	1.26E+07
III. Devonian	do 40	11 474.36	1.76E+20	2.03E+19	0.00	0.00E+00	0.00E+00
	40 - 60	15 653.63	3.01E+20	1.00E+20	88.40	1.96E+15	4.69E+04
	60 - 80	10 996.43	5.81E+20	1.40E+20	2 041.34	7.50E+16	1.79E+06
	80 - 100	8 018.30	4.43E+20	1.16E+20	3 519.21	1.87E+17	4.47E+06
	above 100	2 281.68	1.40E+20	3.82E+19	1 655.26	1.10E+17	2.64E+06
	TOTAL	48 424.41	1.84E+21	4.15E+20	7 304.21	3.74E+17	8.94E+06
PALEOZOIC	TOTAL	272 126.00	4.03E+21	9.72E+20	37 792.76	2.93E+18	6.99E+07
POLISH LOWLANDS	TOTAL	272 126.00	1.45E+22	2.90E+21	103 783.35	9.21E+18	2.20E+08

TOE - Tons of oil equivalent, 1 TOE = $4.18 \cdot 10^{10}$ J

Literatura (References):

1. **Bonneville P., 1990** - Francuskie regulacje dotyczące geotermii w zakresie gruntów, ochrony wód podziemnych i powierzchniowych oraz bezpieczeństwa i higieny pracy. Instytut Surowców Energetycznych AGH, Kraków, maszynopis tłumaczenia.
2. **Cataldi R., 1993** - Problemy środowiska i kosztów zagospodarowania energii geotermalnej. Techn. Poszuk. Geol. - Geosynoptyka i Geotermia nr 5-6.
3. **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.
4. **Fridleifsson I.B., Freeston D.H., 1994** - Geothermal Energy Research and Development. Geothermics V.23, No 2/94.
5. **Gosk E., 1982** - Geothermal Resources Assessment. In: Geothermics and Geothermal Energy. Stuttgart, Eds. V.Čermak & R.Haenel. E.Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung.
6. **Gringarten A.C., 1979** - Reservoir Lifetime and Heat Recovery Factor in Geothermal Aquifers Used for Urban Heating. Pageoph. V.117. Gringarten A.C., Sauty J.P., 1975: A Theoretical Study of Heat Extraction from Aquifer with Uniform Regional Flow. J.Geophys.Res. 80, 35.
7. **Górecki W. i in., 1990** - Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. ISE AGH Kraków, Okr. Przeds. Geod. Kartogr. Poznań.
8. **Górecki W., Haładus A., Szklarczyk T., Ugorec W., 1990** - Program obliczeniowy optymalizujący eksploatację wód geotermalnych otworami w układzie dipolo wym. Techn. Poszuk. Geol. - Geosynoptyka i Geotermia nr 2.
9. **Górecki W. i in., 1993** - Metodyka oceny zasobów energii wód geotermalnych w Polsce. Ekspertyza 12/93 MOŚZNIŁ, Archiwum Zakładu Surowców Energetycznych AGH, Kraków, maszynopis.
10. **Górecki W. i in., 1994** - Określenie odnawialnych zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Sprawozdanie z wykonania projektu badawczego KBN nr 901279101. Archiwum Zakładu Surowców Energetycznych AGH, Kraków, maszynopis.
11. **Haenel R., 1982** - Geothermal Resource and Reserve Assessment. Report NLF1B, Hannover, Archive No 95 100.
12. **Haenel R., 1983** - EC Project on the Evaluation of the Community Potential of Geothermal Energy. Geological Survey of Lower Saxon, Hannover.
13. **Haenel R., Starostę E. i in., 1988** - Atlas of Geothermal Resources in the European Community. Commission of the European Communities, ESC, EEC, EAEC, Brussels, Luxembourg.

-
14. **Jonatansson S., 1993** - Perspektywy wykorzystania energii geotermalnej w Europie środkowej i wschodniej. Techn. Poszuk. Geol. - Geosynoptyka i Geotermia nr 5-6.
 15. **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.
 16. **Lavigne J., 1978** - Les ressources geothermiques francaises possibilities de mise en valeur. Ann. des Mines, Avril.
 17. **Muffler L.J.P.V 1976** - 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.
 18. **Muffler L.J.P., Cataldi R., 1979** - Methods for Regional Assessment of Geothermal Resources. Geothermics No. 7.
 19. **Muffler L.J.P., Guffanti Mv 1979** - Assessment of Geothermal Resources of the United States. U.S. Geol. Surv. Circular 790.
 20. **Nathenson M., Muffler L.J.P., 1975** - Geothermal Resources in Hydrothermal Convection Systems and Conduction Dominated Areas. *U.S. Geol. Surv. OpenFile Rap.*
 21. **Ney R., Sokołowski J., 1987** - Wody geotermalne Polski i możliwości ich wykorzystania. Nauka Polska nr 6.
 22. **Szargut J., 1990** - Zasoby energii geotermalnej w Polsce. Gospodarka paliwami i energią, nr 7, Warszawa.
 23. **<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.

6 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, przykrytą cienką pokrywą kenozoiczną (Załącznik 6.3.1 - 6.3.9). 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 (Załącznik 6.3.2). 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.

6 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 Variscian 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. 6.1^{1/6} **Zestawienie otworów wiertniczych wykorzystanych do konstrukcji cyfrowych modeli rozkładu parametrów hydrogeologicznych oraz geotermalnych na Niżu Polskim**
Compilation of boreholes and wells used for construction of digital models of distribution of hydrogeological and geothermal parameters in the Polish Lowlands

Tab. 6.1
Tabl. 6.1

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	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		
1	Świnoujście 1	76	Reclaw IG-1	151	Benice 4K	226	Bgdów 2	301	Karcino 1	376	S 3	451	Białogard7
2	Przytór 1	77	Miłów 1	152	Marianowo 2	227	Marianowo 2	302	Zatonie 3	377	Buczyna S3	452	Paproc 24
3	Trzebież 1	78	Rybaki 3	153	Drogomin 1	228	Bgdów 1	303	Koźuchów 2	378	Zaborów IG-1 (K.Borowice)	453	Kuźnica Zelichowska1
4	Przytór 2	79	Nowa Rola 1	154	Sadlno 1	229	Sadlno 1	304	Karcino 2	379	Kargowa 1	454	Sarbinowo 1
5	Międzydroje 5	80	Chartów 1	155	Drogomin 2	230	Sycowice 1	305	Petrykozy 4K	380	Różanówka 1	455	Białogard9
6	Międzydroje 6K	81	Barnówko 6	156	Stary Zagór 1	231	Niwiska 1 (Zielonogor.)	306	Podbrzezcie K6	381	Ciechnowo 1	456	Białogard3
7	Szczecin IG-1	82	Rybaki 2	157	Czetowice 1	232	Gryżyna 1	307	Górkę Male 1	382	Podmokle 1	457	Głogówko 2
8	Międzydroje 1	83	Rybaki 1	158	Benice 3	233	Gryfice 2	308	Jarkowo 2	383	Radęcin 1	458	Paproc 19
9	Wolin IG-1	84	Zastań 1	159	Krosno Odrzańskie 1	234	Łagów 1 (Lubuskie)	309	Kisielin 1	384	Dygowo 4	459	Białogard2
10	Namszlin 1	85	Przewóz 1	160	Benice 1	235	Gardomino 1	310	Solniki K11	385	Ciechnowo 3	460	Debina 1 (Lubuska)
11	Wicko 3	86	Kamiień Pomorski IG-1	161	Dychów M26	236	Łagów Lubuski IG-1	311	Kisielin 3	386	Ciechnowo 5	461	Paproc 22
12	Wicko 1	87	Dobropole 1	162	Zarków 2	237	Piaski 1	312	Jarkowo Geo 1	387	Zbąszynek IG-1	462	Wschowa 3
13	Wickowo 1	88	Łazy P-7	163	Dęby 1	238	Nowogard Geo 1	313	Sucha 1/mon.	388	Babimost 5	463	Paproc 21
14	Wąpica 1	89	Różańsko 1	164	Sułęcina 3	239	Gryfice 1	314	Sucha 2	389	Babimost 1	464	Białogard8
15	Zielin 1	90	Cybinka 1	165	Dachów M 24	240	Świdnica 1	315	Jan'y 1	390	Drawno 1	465	Białogard11K
16	Zielin 2	91	Buszewo 1	166	Świerżno 1	241	Grzęzno 5	316	Dźwirzyno 1	391	Babimost 3	466	Huta Szklana 1
17	Brzozów 1	92	Banie 1	167	Chojnowo 1	242	Barokowo 1	317	Strzeżce Krajeńskie IG-1	392	Klebanowice S2	467	Paproc 18
18	Zielin 2	93	Polecko 1A	168	Wysoka Kamińska 2	243	Lososinica 1	318	Nowogardek 1	393	Grojec Mały 1	468	Boruja 4
19	Wąpica 3	94	Polecko 1A	169	Stargard 1	244	Grzęzno 2	319	Lelechow 9	394	Mąkowary 1	469	Wilków 36
20	Nowa Wieszka 1	95	Przyborowice 1	170	Stargard 2	245	Jeleniów 1	320	Dźwirzyno 2	395	Jabłonów S14	470	Wilków 21
21	Górzycza 2	96	Rybaki 19	171	Zarków 3	246	Chociwel 3	321	Lugowo 1	396	Głazycza 1	471	Jamno IG-3
22	Górzycza 8	97	Polecko 2	172	Sułęcina 1	247	Urzyn IG-1	322	Wrocławów K3	397	Kargowa 3	472	Paproc 3
23	Skównice 1	98	Mikulcice 1	173	Gostyń IG-1	248	Skąpe 1	323	Lugi 1	398	Drawno Geo 3	473	Wilków 5
24	Górzycza 1	99	Winica 1	174	Benice 2	249	Templewo 1	324	Lelechow 4	399	Drawno Geo 1	474	Białogard4
25	Gabnice 1	100	Buszewo 2K	175	Zarków 4	250	Trzebasz 2K	325	Szecha 1	400	Ustronie Morskie IG-1	475	Wilków 2
26	Skównice 3	101	Dusin 1	176	Jagodzin 1	251	Trzebież 1	326	Białokury 2	401	Zbąszynek IG-3	476	Czaplinek 3
27	Skównice 2A	102	Wężyca 3	177	Stargard GT-2	252	Trzebasz 3	327	Lelechow IG-1	402	Zbąszynek IG-2	477	Wilków 6
28	Górzycza 4	103	Kaniów 1	178	Stargard GT-1	253	Chociwel 2	328	Lelechow IG-2	403	Daszewo 9K	478	Boruja 3
29	Kłopot 1	104	Ośno IG-1	179	Zarków 1	254	Gorzysław 17	329	Konadowo 2	404	Sieroszewice S1	479	Paproc 1
30	Czaple 1	105	Kamiień Pomorski 2	180	Sułęcina 2	255	Wichów 1	330	Kołobrzeg 1	405	Przesieczna S143	480	Paproc 10
31	Warmowo 1	106	Gajewo 1	181	Gostyń 2	256	Choszczno IG-1	331	Ciepielów K4	406	Daszewo 15	481	Zeleźno 1
32	Dargobądź 2	107	Wężyca 1	182	Kościelna Wieś IG-1	257	Broniszów 1	332	Grzybowa 1	407	Bielawy 1	482	Wschowa 1
33	Jazów 1	108	Buszów 1	183	Długoszyn 1	258	Gorzysław 6	333	Myszecin 1	408	Sidlowo 1	483	Wilków 1
34	Dargobądź 1	109	Lubogórzec 1	184	Chyże 2	259	Dobrzany 2	334	Drozków 1	409	Zbąszyń 6	484	Paproc 2
35	Debno 1 (Pomorskie)	110	Ośno 3	185	Struga 1	260	Gorzysław 9	335	Oryń IG-1	410	Łagoszów Wielki (S103)	485	Czaplinek IG-2
36	Zytoń (82/65)	111	Gorzyn IG-1	186	Stanowice 2	261	Nowa Sól I2	336	Międzyrzecz 1A	411	Witcze 4 (lubuskie)	486	Wilków 8
37	Cychry 2	112	Welmice P2	187	Gorzysław 2	262	Gorzysław 2	337	Gorzysław 2	412	Zagórze 1 (k/Koziej G.)	487	Paproc 6
38	Zarki Wielkie 1	113	Rękowo 1	188	Jenniece 2	263	Jarogniewice IG-1	338	Niegosławice I/II	413	Witcze 1 (lubuskie)	488	Wilków 27
39	Grzymadz 1	114	Ownice 2	189	Tarnawa M 21	264	Staropole 8	339	Nowe Żabno K5	414	Zońówka IG-1	489	Drzewce 2
40	Zytoń 1	115	Czeklin 1	190	Stanowice 1	265	Santok 1	340	Rymań 1	415	Daszewo 13K	490	Paproc 11
41	Komorów 1 (k/Gubina)	116	Brzózka 2	191	Samolino 1	266	Bolesławice N24	341	Suliszewo 1	416	Międzychód 6	491	Lwówek 1
42	Kosarzyn 1	117	Gądków Wielki 2	192	Jenniece 1	267	Gorzysław 14	342	Zabor 1	417	Zbąszyń 5	492	Nowy Tomyśl 1
43	Witaszkowo 1	118	Mysłibórz GN-1	193	Chyże 1	268	Stypulów	343	Resko 1	418	Paulinów S4	493	Białogard5
44	Ośno IG-2	119	Gądków Wielki 1	194	Świerżno 4	269	Oświnów IG-1	344	Klenica 1	419	Grotów 1	494	Paproc 9
45	Cychry 1	120	Olicznica 1	195	Kosierz 1	270	Gorzysław 5	345	Stare Żabno 1	420	Drawno 1	495	Wilków 3
46	Rapice 1	121	Lubuszyn 1	196	Kosierz M25	271	Sypułów K17	346	Sulechów IG-1	421	Polkowice Dolne S 67	496	Wschowa Geo 5
47	Czarnowice 1	122	Radomicko 1	197	Sułęcina 7	272	Gorzysław 12	347	Międzyrzecz 2	422	Zbąszyń 3	497	Biesiekierz 2
48	Cychry 6	123	Wrzossowo 9	198	Lubiatów 1	273	Brojez IG-1	348	Przyborów IG-2	423	Zbąszyń 1	498	Biesiekierz 1
49	Zdwinio 1	124	Brońków M 27	199	Kalien 1	274	Brojez IG-1	349	Plawno 1	424	Daszewo 19K	499	Brenno 1
50	Gźmiąca 1	125	Brzózka 1	200	Świebodzin 1	275	Nowa Sól 20	350	Plawno 1	425	Daszewo 14	500	Wilków 4
51	Zdwinio 2	126	Sieczków P-5	201	Wysoka 2	276	Starepole 1	351	Kroblewko 2	426	Wschowa Geo 2	501	Półczyn IG-1
52	Gubin 1	127	Sarbia 3	202	Grabin 2K	277	Mroszin Średni IG-1	352	Berkanowo 1K	427	Daszewo 18A	502	Półczyn IG-1
53	Łomy (86/69)	128	Jarszewo 1	203	Maszków 1	278	Bulin IG-1	353	Kieciel 1	428	Karfino 1	503	Mochy 1
54	Kozierzyn 1	129	Rokita IG-1	204	Maszewo 1	279	Gorzysław 10	354	Kroblewko 1	429	Grochowice 1	504	Cicha Góra 5
55	Chabowo 3	130	Przyrzecz GT-1	205	Jeżyki 1	280	Gosław 1	355	Lutol Suchy 1	430	Wschowa Geo 1	505	Jablonna 1
56	Starosiedle 1	131	Przyrzecz GT-3	206	Błotno 2K	281	Pomarsko 1	356	Świebno 1	431	Zbąszyń 2	506	Chrząpsko 2
57	Bytomiec 1	132	Sarbia 1	207	Błotno 1	282	Zatonie 1	357	Stare Kramsko 1	432	Ciosaniec 1	507	Paproc 15
58	Chlebowo 1	133	Podlesie 1	208	Świebodzin 2	283	Nowa Sól 1	358	Przyborów IG-3	433	Wschowa Geo 3	508	Człopa 3
59	Chabowo 2	134	Wrzossowo 1	209	Wysoka 1	284	Mozów 1	359	Wschowa Geo 9	434	Grochowice 2	509	Lwówek 2K
60	Barnówko 1	135	Retno 1	210	Świebodzin 3	285	Chociwel IG-1	360	Gościno IG-1	435	Witcze 6	510	Jamno IG-2
61	Cychry 4	136	Moracz IG-1	211	Karsk 1	286	Stypulów K13	361	Wschowa Geo 10	436	Ślawa IG-1	511	Wilków 13
62	Kolczewo 1	137	Lutol IG-1	212	Unibórz 1	287	Czerwieski 1	362	Borowice G-3 Bis	437	Chrosznica 1	512	Cicha Góra 2
63	Kodrab 1	138	Przyrzecz GT-2	213	Błotno 3	288	Mozów 2	363	Ślepece 1	438	Robaków 1	513	Cicha Góra 1
64	Chartów 5	139	Dzieduszyce 2	214	Radnica 1	289	Koźuchów	364	Dzikowo IG-1	439	Bolewicko 1	514	Człopa 1
65	Barnówko 2	140	Wrzossowo 8	215	Lubiatów M20	290	Koźuchów IG-1	365	Ciechnowo 4	440	Świdwin 3	515	Gawrony IG-1
66	Cybinka 2	141	Przyrzecz GT-4	216	Brzozowa 1	291	Piaski PIG-2	366	Ślawoborz 1	441	Daszewo 1	516	Dryżyna M5
67	Chabowo 1	142	Dzieduszyce 1	217	Trzebule 1	292	Radoszyn 1	367	Międzychód 2	442	Kulów 2	517	Dunowo 1
68	Chabowo 2	143	Raduszyń 3	218	Pajeczno 1	293	Radoszyn 2	368	Borowice IG-2	443	Jastrzębsko 1	518	Szlichtyngowa 1
69	Mostno 1	144	Szczęchów 1	219	Plonica 1	294	Petrykozy 1	369	Borowice 1	444	Międzychód IG-1	519	Bukowice
70	Łaska 1	145	Wysoka Kamińska 6K	220	Maranowo 1	295	Kije 1	370	Bojadła 1	445	Białogard 12	520	Mścisze 3
71	Łaska 2	146	Strużka 1	221	Kosobudz 1	296	Petrykozy 6	371	Lubiecin 1	446	Głogów IG-1	521	Chrząpsko 1
72	Więclaw 1	147	Wysoka Kamińska 1	222	Dronów 2	297	Czerwieski 2	372	Ślawoborz 3	447	Dobrzyca 2	522	Brody 1
73	Cięciemy 1	148	Siraczewo 1	223	Kłapnik IG-1	298	Koźuchów K10	373	Borowice 2	448	Białogard 10	523	Miężyk 1
74	Goleńków IG-1	149	Wysoka Kamińska 8	224	Gorzów Wilk/Ulin/ IG-1	299	Petrykozy 7	374	Dygowo IG-1	449	Krzepielów 1	524	Szlichtyngowa 6
75	Barnówko 4	150	Dychów 1	225	Dronów 1	300	Ślawa IG-1	375	Dygowo 1	450	Kulów 1	525	Sąpopy 2

Tab. 6.1²⁶ Zestawienie otworów wiertniczych wykorzystanych do konstrukcji cyfrowych modeli rozkładu parametrów hydrogeologicznych oraz geotermalnych na Nizinie Polskiej
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 <i>well number</i>	nazwa otworu <i>well name</i>	nr otworu na mapie <i>well number</i>	nazwa otworu <i>well name</i>	nr otworu na mapie <i>well number</i>	nazwa otworu <i>well name</i>	nr otworu na mapie <i>well number</i>	nazwa otworu <i>well name</i>	nr otworu na mapie <i>well number</i>	nazwa otworu <i>well name</i>	nr otworu na mapie <i>well number</i>	nazwa otworu <i>well name</i>	nr otworu na mapie <i>well number</i>	nazwa otworu <i>well name</i>
526	Człopa 2	601	Bródki 3	676	Sędziny 2	751	Kalbų 2	826	Załęcze 30	901	Rawicz 1	976	Maliny 44/78
527	Biała Wieś 1	602	Podrzewie 3	677	Strzpin 1	752	Kościan 3	827	Załęcze 5	902	Biały Bór 5	977	Dolak 1
528	Niechlów 7	603	Bukowiec 7	678	Sokolniki 1	753	Wiewierz 4	828	Bytyn 2	903	Gierlachowo (27/63)	978	Pierwszów 1
529	Nieklonice 1	604	Podrzewie 1	679	Góra 3	754	Szamoty Geo 28	829	Załęcze 20	904	Pszczynko (26.5/96)	979	Skoraszewice 2
530	Czarna Wieś 1	605	Aleksandrówka 2	680	Kokorzyn 1	755	Kowalowo 1	830	Bedlewo 1	905	Wiry (26.5/99.5)	980	Topolka (41.5/28.5)
531	Jamno IG-1	606	Ujazd 7	681	Czechy 1	756	Strykowo 3	831	Barzków 1	906	Nowy Dwór (28/61)	981	Brzozówka 2
532	Gnuszyń 1	607	Ujazd 9	682	Góra 1	757	Rokietnica 3	832	Załęcze 7	907	Okonek 1	982	Oczkowiec (42/30.5)
533	Słupy 1	608	Aleksandrówka 3	683	Grzybnica IG-1	758	Młodasko 1	833	Waszkowo 1	908	Zakrzewo 1	983	Kolaczekowice (42/32)
534	Błkitnica IG-1	609	Aleksandrówka 1	684	Strammica 1	759	Wierzchowo 4	834	Załęcze 8	909	Dębno 1	984	Złotów Geo 1
535	Niechlów 1	610	Łagów 1	685	Niemierzycze 4	760	Wierzchowo 2	835	Garzyce 2	910	Zakrzewo 4	985	Ścien 1
536	Czarna Wieś 3	611	Rosnowo 1	686	Niemierzycze 3	761	Darłowo 1	836	Załęcze 2	911	Zielzno 3	986	Trzebnica IG-1
537	Kandłewo 2	612	Borzysław 1	687	Bonikowo 1	762	Wierzchowo 3	837	Sulów 2	912	Rokosowo (4 P)	987	Miastko 1
538	Siekówko 1	613	Buk 11	688	Kościana 1	763	Wiewierz 13	838	Pelczyn 3	913	Szurkowo 3K	988	Skoraszewice 2K
539	Ślocin 2	614	Ujazd 10	689	Bronów 2	764	Bobolice 3	839	Borzęcina 16	914	Zielzno 1	989	Górczki Wielkie 1
540	Niechlów 4	615	Grodzisk 23	690	Białz 1	765	Stęszów IG-1	840	Golina Wielka 7P	915	Zakrzewo 6	990	Olcza 1
541	Koszań IG-1	616	Opalenica 2	691	Broniszk 2	766	Załęcze Wiewierz2	841	Gosicze 1	916	Drzonowo 1	991	Skoraszewice 1
542	Kandłewo 1	617	Żuchów 9	692	Obrycko 1	767	Szamoty Geo 23	842	Piechanin (20.5/81.5)	917	Szamoty Geo 11	992	Miastko 2
543	Kopanaki 1	618	Siciny IG-1	693	Lagiewniki 8	768	Wiewierz 12	843	Swadrim 1	918	Słupia 4	993	Kobylnica 2
544	Chraplewo 2	619	Reńsko 1	694	Niemierzycze 1	769	Lusówko 1	844	Borowo (21/77)	919	Rożnowo 1	994	Kórnik 1
545	Głobicie 1	620	Aleksandrówka 6	695	Zakowo 1	770	Stęszew 9	845	Śmiłowo 3P	920	Słupia 1	995	Kobylnica 1
546	Zdrój 1	621	Czaplink Geo 4	696	Piekary 7	771	Wilków IG-1	846	Załęcze 3	921	Wieliczka 2	996	Domanowice 1
547	Kliszów 1	622	Kowalewo IG-1	697	Ślubów 1	772	Piła 1/IG-1	847	Załęcze 1	922	Stankowo 1	997	Czmoń 1
548	Tychowo 2	623	Ujazd 21K	698	Majce (12/86)	773	Pjanowice (2 P)	848	Golebin (21.5/74)	923	Radziąd 2	998	Dłoń
549	Chraplewo 1	624	Grodzisk 24	699	Buk 16	774	Wierzchowo 10	849	Wysocko (21.5/71.5)	924	Kosów 3	999	Mokry Dwór (48/62)
550	Kopanaki 2	625	Wilczyzna K1	700	Niemierzycze 2	775	Gozd 3	850	Bobolice 2	925	Kosów 1	1000	Czmoń 11
551	Siekowo (93/69)	626	Parczewo 1	701	Buk 21	776	Stęszew 7	851	Garzyce 1	926	Brodnica 1	1001	Radwanice W 4
552	Ujazd 8	627	Wyszczbórz 1	702	Bonikowo 2	777	Czechów 2	852	Górzyn 2	927	Złotów 1	1002	Kaleje 3
553	Siedlnica 1	628	Wierzowice 2	703	Klanino 3	778	Rokietnica 1	853	Lenartowice IG-1	928	Czame 1	1003	Pakosław 1
554	Siekówko 2	629	Jermielno 1	704	Modrz 1	779	Kąkolewo 1	854	Bobolice 1	929	Kuczyna 1K	1004	Głuchów (48/82)
555	Tychowo PIG-1	630	Grodzisk 4	705	Zakow 3	780	Wierzchowo 6	855	Bieczyno (25.5/85.5)	930	Marszewice 1	1005	Kaleje 2
556	Porażyn 5	631	Wroneńskie 4	706	Buk 22	781	Tworzanie 1	856	Borzęcina 1 /Piła	931	Rogalin 2	1006	Grańbka 1
557	Naratów 3	632	Uściecie 2	707	Brzoza 1	782	Dopiewo 2	857	Trzebysz 2	932	Czajkovo 1	1007	Sokole 1
558	Kobylniki 1 (&Grodziska)	633	Grodzisk 1	708	Lagiewniki4	783	Zamyślowo 2	858	Pecna 1	933	Słupia 2	1008	Siekierki 3
559	Zbarzewo 1	634	Wroneńskie 1	709	Piekary IG-1	784	Morawczewo 1	859	Laskowa 1	934	Gosicze 1	1009	Siekierki Wielkie 3
560	Czaplink Geo 1	635	Wierzowice 15	710	Piekary 2	785	Stęszew IG-1	860	Czempin (22.5/80.5)	935	Prusice 1	1010	Mielhino 1
561	Szaszowice 1	636	Kotusz 1	711	Tarnowa Łąka 2	786	Wiewierz 5	861	Mosina (14/236)	936	Radziąd 1	1011	Grańbko 3
562	Luboszyce 1	637	Zagajów 1	712	Dąbce 2	787	Trzebnicz 8P	862	Pecna (22.5/85)	937	Szamoty Geo 26	1012	Drewn 1
563	Wieliczko IG-1	638	Żuchów 48	713	Czaplink IG-1	788	Młodasko 4	863	Śmiłowo 1	938	Rogalin 1	1013	Kaleje 1
564	Wieliczko 5	639	Buk IG-1	714	Piekary 3	789	Stęszew GN-1	864	Dymaczewo (22.5/89.5)	939	Szamoty Geo 13	1014	Wojnow W 8
565	Porażyn 2A	640	Kamieniec 1	715	Ceradz Dolny 1	790	Gozd 1	865	Biały Bór 3	940	Czame 2	1015	Grańbko 1
566	Porażyn 1	641	Buk Uściece 1	716	Cmichno 1	791	Wierzchowo 2	866	Borki 1z	941	Wyrzeka 1	1016	Bierzniki (91/44)
567	Lipowiec 2	642	Łąki 1	717	Gaj 2	792	Gozd 4	867	Pelczyn 10	942	Wyrzeka 1	1017	Wilkoniczki 1
568	Ruchocice 1	643	Żuchów 18	718	Dobieżyn 1	793	Czechów 1	868	Kopaczewo (24/66)	943	Brzezice	1018	Miastko 3
569	Porażyn 2	644	Święciechowa 1	719	Ślubów 2	794	Wierzchowo 11	869	Rogaczewo (24/69)	944	Szymanów (40/74)	1019	Grańbka 2
570	Bukowiec 2	645	Grodzisk 2	720	Karsina 1	795	Załęcze Wiewierz30	870	Polańów 2	945	Niepiart 1	1020	Mielhino 3
571	Naratów 1	646	Wierzowice 3	721	Jankowice 4	796	Rożycyn 5P	871	Turew (25/70)	946	Słupk IG-1	1021	Kaleje 4
572	Bródki 1	647	Wierzowice 4	722	Lagiewniki 1	797	Gozd 2	872	Polańów 1	947	Krajkowo 1	1022	Kaleje 10
573	Duszniki 3	648	Żuchów 41	723	Gaj 1	798	Załęcze 31	873	Bojanice 3	948	Bielica 1	1023	Kórnik 2
574	Lipowiec IG-1	649	Piersko 1	724	Zakowo 6	799	Golaszyn 1	874	Iłowice (23.5/80)	949	Bukownica 1	1024	Jutrosin 1
575	Ujazd 2	650	Chróścina 1	725	Kazmierz 1	800	Zamyślowo 1	875	Drzewiany 1	950	Biały Bór 7	1025	Skrzypnik 1/VIII
576	Miechów 1	651	Wierzowice 21	726	Ślubów 8	801	Raoot 1	876	Objezierze IG-1	951	Wyrzeka 2	1026	Chrzastów 1
577	Darłowo 2	652	Wilczyzna 1A	727	Ceradz Dolny 2	802	Wierzchowo 1	877	Borowo (24/77)	952	Biały Bór 1	1027	Kórnik 3
578	Ujazd 3	653	Buk 2	728	Szamoty Geo 24	803	Wierzchowo 9	878	Rawicz 2	953	Chojno 1	1028	Rusocin 1
579	Bukowiec 4	654	Brońsko 1	729	Gaj 3	804	Załęcze 6	879	Swinie (25/64)	954	Rogowo 1	1029	Mirków 1
580	Ruchocice 5	655	Buk 7	730	Strykowo 6	805	Załęcze 42	880	Krosinko (23.5/89)	955	Ustka IG-1	1030	Piotrkowice 1
581	Porażyn 3	656	Święciechowa 2	731	Jankowice 3K	806	Załęcze Wiewierz3	881	Gólczewo 1	956	Parkowo 1	1031	Rogożewo 1
582	Ujazd 1	657	Śzewce 2	732	Kościan 2	807	Głuchowo 2	882	Gólczewo 1	957	Swarczdz IGH 1	1032	Siekierki 4
583	PNiewy 1	658	Grodzisk 10	733	Wierzowice 5	808	Borowo 1	883	Dąbrówka 5 K	958	Niepiart 4K	1033	Siekierki Wielkie 4
584	Rudniki 1	659	Cesarzowice IG-1	734	Zaborowice 1	809	Sierosław 1K	884	Jezioro (23/94)	959	Okunino 1	1034	Rzeczenica 2
585	Manowo 1	660	Kot 2	735	Cieśle 1	810	Głębowiec 1	885	Kopaszewo (25/67)	960	Baranowice 3	1035	Siekierki 2
586	Wielichowo 1	661	Wierzowice 1	736	Baszyn 1	811	Kurów 1	886	Drezyczyna 1	961	Ldycezek 1	1036	Księż Wielkopolski 6
587	Oseto 1	662	Grodzisk 13	737	Lossioswice IG-1	812	Załęcze 45	887	Jury (30/94)	962	Czerwczyc IG-1	1037	Kaleje 5
588	Żuchów 1	663	Ścisłow 2	738	Kościan 1	813	Czuchów 2	888	Szczecinek IG-1	963	Pawłów 1 (&Trzebnicy)	1038	Trzebnico 1
589	Duszniki 1	664	Śzewce 3	739	Kalisy 4	814	Wiewierz 1	889	Krosno (24.5/88.5)	964	Ustka IGH 1	1039	Loskie W 16
590	Jeziarzewo 1	665	Klanino 1	740	Rydyma 6	815	Byczyna 1	890	Żabno 1	965	Zastów 2	1040	Rzeczenica 1
591	Natoczyce 1	666	Sędziny 1	741	Kalisy 1	816	Barków 2	891	Jeska (26/65)	966	Browar Wrocławski	1041	Kaleje 7
592	Turkowo 1	667	Ranowo 1	742	Szamoty Geo 17	817	Borowo 4	892	Donatowo 1	967	Radzewo 2	1042	Koczala 1
593	Zielcin 1	668	Wilkowo 1	743	Strykowo 4	818	Górzyc 3	893	Zmigród 1	968	Kolaczekowice 1	1043	Siekierki Wielkie 1
594	Wielichowo 7	669	Buk 9	744	Strykowo 1	819	Katarzynin 2	894	Pelczyn 2	969	Brzezice 1	1044	Pawłowo 1
595	Podrzewie 2	670	Góra 2	745	Jankowice 1	820	Załęcze 44	895	Ludony 1	970	Baranowice 1	1045	Janowo 9
596	Lipowiec 10	671	Granow 2	746	Śesław 2	821	Sulów 1	896	Poznań GN-1	971	Wyrzeka 3	1046	Wycisłow IG-1
597	Żuchów 2	672	Buk 19	747	Młodasko 6	822	Wierchowo 13	897	Zmigród 2	972	Oczkowiec (41/29.5)	1047	Kotowice Wrocławskie 5
598	Lipowiec 7	673	Strzpin 2	748	Kościan 8	823	Załęcze 4	898	Luszkowo (27/66)	973	Brzozówka 1	1048	Debrno IG-1
599	Wabłowo (97/81)	674	Śzewce 1	749	Wiewierz 3	824	Pawłowice 2	899	Biały Bór 4	974	Radzewo 1	1049	Dębno IG-1
600	Bukowiec 5	675	Klanino 2	750	Szamoty Geo 1	825	Pałędzic 1	900	Pelczyn 1	975	Brzozówka 1 A	1050	Piecownic (56/70)

Tab. 6.1^{3/6} **Zestawienie otworów wiertniczych wykorzystanych do konstrukcji cyfrowych modeli rozkładu parametrów hydrogeologicznych oraz geotermalnych na Niżu 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	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	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name
1051	Gogolowice 1	1126	Solec 5	1201	Radlin 2	1276	Lębork IG-1	1351	Kocięba 1	1426	Kepno 1	1501	Chudoba OL1
1052	Półwica 1	1127	Odra 1	1202	Miłostaw 3	1277	Lutynia 1	1352	Marcinko Rz 4	1427	Białogóra 1	1502	Strzelno IG-1
1053	Książ IG-2	1128	Trzebiecko 1	1203	Mieszków 3	1278	Granowice 1	1353	Kobyła Góra 1	1428	Trzemzał 2	1503	Jelenie 1
1054	Środa IG-3	1129	Mieszków 1K	1204	Wróblemiec 1	1279	Leba IG-1	1354	Wysocko 2	1429	Białogóra 6	1504	Polskie Łąki PIG-1
1055	Krzyków W 9	1130	Milochów IG-1	1205	Strzelniki IG-1	1280	Racodów (62/82)	1355	Bierkowice	1430	Gieralce	1505	Korytowo 1
1056	Zaniemysł 1	1131	Wierzchoina 4	1206	Wróblemiec 2	1281	Komorze 1	1356	Marcinki IG-1	1431	Wilczna 1	1506	Kościerzyna IG-1
1057	Janowo 1	1132	Solec 4	1207	Sosnie 1	1282	Smarchowice IG-1	1357	Kobyła Góra Rz 2	1432	Szymonków IG-1	1507	Radawie 1
1058	Środa IG-2	1133	Lelików 3	1208	Damasławek 22	1283	Surmin 3	1358	Stuga 1	1433	Przytocznica H 4	1508	Młyn 1
1059	Kamińsk 1	1134	Lubrze 1	1209	Bogdaj 7	1284	Kraków (73/82)	1359	Antonin 1	1434	Huby II (94/05)	1509	Kaczewała (30/10)
1060	Olszowo 1	1135	Lipowa IG-1	1210	Smolów 1	1285	Wągrowice IG-1	1360	Wysocko Wielkie 1	1435	Bystów 2	1510	Brzeczy
1061	Trzebnica 1	1136	Lelików 1	1211	Bogdaj Uciechów 70	1286	Katlin 1	1361	Wilce IG-1	1436	Sucha 1	1511	Kalisz IG-1
1062	Czeszów 1	1137	Nowa Wieś 1	1212	Lazisko 1	1287	Odołanów 3	1362	Biedranów 1	1437	Chotów 1	1512	Grodzice
1063	Bielawa W 13	1138	Kłęka 14	1213	Przyścieka 1	1288	Lubinia Gs 1	1363	Ostrów IG-1	1438	Książęcice 1	1513	Szałce (38/10)
1064	Siekierowice 3	1139	Oleśnica 1	1214	Leba Geo 2	1289	Borzynów (89/82)	1364	Bierzów 99/10	1439	Kamińsk Śląski	1514	Głuszyna (14/10)
1065	Dąbrówka K. Geo 1	1140	Wągrowiec IG-1	1215	Gastarów (81/74)	1290	Chojnice 1	1365	Sobno 2	1440	Zakrzów	1515	Kol. Drzwiniński (10/05)
1066	Książ Wielkopolski 4	1141	Solec 6	1216	Wyrzysk IG-1	1291	Kotlin 2	1366	Parzynów 1	1441	Chrzastowice 2B	1516	Kuźnica Grabowska 1
1067	Zaniemysł 2K	1142	Perzyce 1	1217	Jasne Pole 1	1292	Bytów IG-1	1367	Niestromo 1	1442	Tarnów Opolski	1517	Kuźnica Grabowska 2
1068	Debrzno 2	1143	Człuchów IG-1	1218	Bogdaj 8	1293	Kłonoswo IG-1	1368	Moski Rz 5	1443	Kierzenko D 41	1518	Szałce (123929)
1069	Debrzno 2	1144	Witowo 1	1219	Chwaliszew 1	1294	Kłonoswo IG-1	1369	Zmysłona Parzynowska	1444	Huby H 3	1519	Leliwa 2
1070	Siedmiogów 1	1145	Brzeg n/Odra	1220	Bogdaj Uciechów 56	1295	Lubinia 1	1370	Brudzewek 1	1445	Kalisz 3	1520	Karwia IG-1
1071	Grzebieln 1	1146	Krotoszyn 1	1221	Zerków 1	1296	Otoczna 1	1371	Lutom 1	1446	Dalnie	1521	Podjawarek D 39
1072	Siekierowice 1	1147	Brzeg B/218/59	1222	Drottowice 2	1297	Świeca 1	1372	Sobno 3	1447	Białogóra 2	1522	Michałów Linia (III/4)
1073	Książ Wielkopolski 3	1148	Odra IG-5	1223	Drottowice 2	1298	Makszycze 7	1373	Mogilno 1	1448	Białogóra 3	1523	Pszczoneki
1074	Siedlce (60/54)	1149	Wierzchoina 12	1224	Mikuszewo Gs-3	1299	Sywów 2	1374	Wysocko 7	1449	Markotów B8	1524	Bukowice 1
1075	Pogorzela 1	1150	Lelików 6	1225	Bogdaj 3	1300	Knojaniny 1	1375	Worek 1	1450	Raduchów 2	1525	Czempisz 1
1076	Stępin W 17	1151	Nowa Karczma 1	1226	Witaszyce GN-2	1301	Lubinia 2A	1376	Mogilno 2	1451	Kierzno Pustkowie D 2	1526	Czarnowo 1
1077	Borowa (60/74)	1152	Waliszewo 1	1227	Bogdaj 2	1302	Górzec Wielkie 1	1377	Ostrzeszów 1	1452	Dębska Kuźnia 1B	1527	Waldowo Królewskie 1
1078	Oława IG-1	1153	Witowo 3	1228	Barniki 1	1303	Górzec Wielkie 1	1378	Weronkopolce Rz 10	1453	Turawa	1528	Waldowo Królewskie 1
1079	Lasowice 1	1154	Krotoszyn 4	1229	Bojanice 1	1304	Niemiejowice 1	1379	Opole 6T	1454	Biady 1	1529	Klonowa 1
1080	Luczyna 1	1155	Kłęka 7	1230	Witaszyce GN-1	1305	Leba V	1380	Mogilno Geo 5	1455	Cekcyn 1	1530	Karwia IG-2
1081	Dobrzeń 1	1156	Kłęka 5	1231	Chruszczyn 1	1306	Świeca 6	1381	Młynów 12	1456	Teklinów D 27	1531	Tyble D 40
1082	Kąta 1	1157	Brzostowo 11	1232	Bogdaj 6	1307	Tarchały 4	1382	Parzynów Rz 8	1457	Kalisz wodoc.	1532	Jaski D 12
1083	Phawce 1	1158	Twardogóra 1	1233	Witaszyce 1	1308	Chojnik 1	1383	Wysocko 4	1458	Wieruszów Podzamcze D 23	1533	Radostów D 38
1084	Brdą 5	1159	Kłęka 2	1234	Czeszewo Gs 4	1309	Tarchały 30	1384	Chojnice 3	1459	Wielisławice D19	1534	Białacz
1085	Brdą 1	1160	Janowice 3	1235	Luszczewo 1	1310	Międzybórz 2	1385	Antonin 19	1460	Wieruszów 5	1535	Dzwiecz
1086	Wierzchoina 15	1161	Lelików 4	1236	Uciechów 3	1311	Tarchały 1	1386	Sobno 1	1461	Młotyn IG-1	1536	Ostrów IG-2
1087	Wierzchoina 1	1162	Zabartowo 1	1237	Luszczewo 2	1312	Górzec Male 1	1387	Sadowie 1	1462	Węglowiec 1	1537	Racice 2
1088	Siekierowice 2	1163	Owiszki 1	1238	Luszczewo 2	1313	Tuchola IG-1	1388	Opole 11a	1463	Wudzyń 1	1538	Lowoszew OL2
1089	Krzykosa 1A	1164	Miłostaw 2	1239	Bogdaj 1	1314	Leba VI	1389	Rogów Opolski	1464	Winiary k/Kalisza	1539	Szczepanek
1090	Jankowice 1	1165	Kłęka 10	1240	Mikuszewo Gs-2	1315	Gundy Górze IG-1	1390	Ostrzeszów Geo 1	1465	Wieruszów 1	1540	Czarny Młyn IG-2
1091	Jaraczewo 1	1166	Radlin 18	1241	Bogdaj Uciechów 90	1316	Gundy IG-1	1391	Sobótka	1466	Pańska 2	1541	Sokolniki D 31
1092	Brdą 7	1167	Kłęka 12	1242	Wyrzysk IG-1A	1317	Tarchały 3	1392	Opole 8T	1467	Zarnowice 6K	1542	Józefów
1093	Lipka 1	1168	Kłęka 4	1243	Rzec 1	1318	Szabiny IG-1	1393	Antonin 17	1468	Bobrowniki (02/05)	1543	Koza D 15
1094	Wierzchoina 1	1169	Brzostowo 1	1244	Świątniki 1	1319	Taczanów 3	1394	Rzetnia Rz 12	1469	Wielzyń IG-1	1544	Parcie D 37
1095	Miłecz 1	1170	Kłęka 1A	1245	Uciechów 8	1320	Topola Wielka 1	1395	Rogaszec Rz 11	1470	Dębki IG-1	1545	Iwanowice 1
1096	Wierzchoina IG-1	1171	Miłostaw 1	1246	Charzykowy IG-1	1321	Kowalew 4	1396	Antonin 2	1471	Mirków D 28	1546	Fosowskie IG-2
1097	Brdą 2	1172	Kłęka 9	1247	Lomy 1	1322	Huta 1	1397	Turze 2	1472	Dobygósć (02/85)	1547	Dębno 1 (k/Rawicza)
1098	Pobiedziska IG-H-1	1173	Leba 1	1248	Chojnice 4	1323	Białogarda IG-1	1398	Churcez 05/85	1473	Zarnowice 5	1548	Kościeszki 1
1099	Brdą 6	1174	Janowice Geo 1	1249	Szklarka 1	1324	Tarchały 9	1399	Antonin 16	1474	Dobygósć D 3	1549	Kruszwica 1
1100	Solec 8	1175	Gądkiowice 1	1250	Wiejka Górka 1	1325	Chojnice 2	1400	Groszowice X	1475	Godziesze 2	1550	Sieronowice
1101	Wierzchoina 6	1176	Dębica 1	1251	Sady IG-1	1326	Lanki 1	1401	Wysocko Male 5	1476	Dębki 1	1551	Sobieski 2
1102	Wierzchoina 2	1177	Mysłęciny 1	1252	Uciechów 1	1327	Taczanów 1	1402	Antonin 3	1477	Dębki 6	1552	Cykowo IG-1
1103	Człuchów IG-2	1178	Smoszew 2	1253	Uciechów 4	1328	Kowalew 1	1403	Książęcice 3	1478	Godziesze 1	1553	Malanów 1
1104	Chrzastawa 1	1179	Klecko Geo 1	1254	Sulmierzyce 1	1329	Zalesie 1	1404	Turze Rz 13	1479	Godziesze Wielkie	1554	Jemielnica IG-III
1105	Dąbrwa 1	1180	Klecko 3	1255	Konstancin (77/78)	1330	Mogilno Geo 5I	1405	Gronowice	1480	Raduchów 1	1555	Śleśin IG-1
1106	Laskowice Oławskie IG2	1181	Radlin 6	1256	Drottowice 1	1331	Tuchola 108 2	1406	Wylatowo 1	1481	Klatka D 21	1556	Sokolniki D 32
1107	Środa IG-1	1182	Henrykowice 1	1257	Jarocin 6	1332	Chojnice 5	1407	Antonin 7	1482	Borzycze	1557	Fosowskie 1
1108	Jaraczewo 2	1183	Orzełek GN-1	1258	Raczyce 1	1333	Nadstawki 1	1408	Antonin 4	1483	Zarnowice IG-4	1558	Czastary D 34
1109	Człuchów IG-2 Bis	1184	Człuchów 1	1259	Jarocin GN-4	1334	Topola 1	1409	Folwark Dalekie	1484	Florentyna IG-2	1559	Kniatowy D 35
1110	Krotoszyn 2	1185	Miłostaw (84092)	1260	Gark 1	1335	Czarny Las K/78	1410	Skalmierzyce 7	1485	Mieleszyn	1560	Racice 1
1111	Solec 1	1186	Człuchów 2	1261	Jarocin GN-5	1336	Międzybórz 1	1411	Góluńków 1	1486	Ożmiek 2	1561	Krzyż D 36
1112	Wierzchoina 3	1187	Wikowo 1	1262	Damasławek 20	1337	Szklarka Mysłiewska 2	1412	Antonin 5	1487	Sucha	1562	Luszczewo 2
1113	Smolizno 1	1188	Czeszewo IG-1	1263	Opiszewo 1	1338	Lubiny 1	1413	Skalmierzyce 1	1488	Trojandów (II/4)	1563	Pila 6
1114	Cieszków 1	1189	Babilion 1	1264	Kotlin Twardowski 1	1339	Topola 2	1414	Srzyzew 1	1489	Kłeczba 1	1564	Racice 3
1115	Czałkowice 1	1190	Jarocin 1	1265	Grabowo Krol. (93/78)	1340	Makszycze 1	1415	Antonin 15	1490	Ostrów Kaliski 1	1565	Sobieski 1
1116	Wierzchoina 25	1191	Gola 1	1266	Komorze 2	1341	Makoszyce 1	1416	Zajęki 1	1491	Długo	1566	Warmatowice
1117	Jawor 1	1192	Radlin 1	1267	Jarocin GN-1	1342	Wilcze 2	1417	Skalmierzyce 5	1492	Mieleszynek D 6	1567	Sobieski 3
1118	Bulaków 1	1193	Bogdaj 5	1268	Jarocin GN-2	1343	Przygodzice 1	1418	Góluńków 2	1493	Zarnowice IG-1	1568	Zdrada IG-3
1119	Grabowo 1	1194	Szklarka 5	1269	Kotlin Twardowski 2	1344	Makoszyce Rz-1	1419	Skalmierzyce 2	1494	Młyn 2	1569	Bnuszewice 1
1120	Brdą 3	1195	Zabartowo 2	1270	Opiszewo 2	1345	Bydgoszcz IG-1	1420	Zawada 1a	1495	Lowkowice	1570	Luszczewo 1
1121	Laskowice Oławskie IG1	1196	Bogdaj 9	1271	Modliszewo 1	1346	Broniszewice 1	1421	Otrowice 2	1496	MI 2	1571	Luszczewo 1
1122	Odra IG-4	1197	Lazisko 4	1272	Jarocin GN-3	1347	Nieponie 1	1422	Gogolin	1497	Zakrzęży IG-1	1572	Kuźnica Zagrzebska 1
1123	Leba Geo 6	1198	Września IG-1	1273	Leba 8	1348	Polkoj	1423	Trzemzał 1	1498	Małe Tyble 1	1573	Darżlubie IG-1
1124	Witowo 2	1199	Klecko Geo 2	1274	Surmin 1	1349	Wysocko Male 3	1424	Szczyplomo 1	1499	Nalepa D 18	1574	Jastrzębia Góra IG-1
1125	Mysłogósz 1	1200	Radlin 8	1275	Odołanów 1	1350	Wysocko Male 1	1425	Osovice	1500	Polskie Łąki IG-1	1575	Wejherowo IG-1

Tab. 6.1⁴⁶⁶ Zestawienie otworów wiertniczych wykorzystanych do konstrukcji cyfrowych modeli rozkładu parametrów hydrogeologicznych oraz geotermalnych na Nizinie Polskiej
Compilation of boreholes and wells used for construction of digital models of distribution of hydrogeological and geothermal parameters in the Polish Lowlands

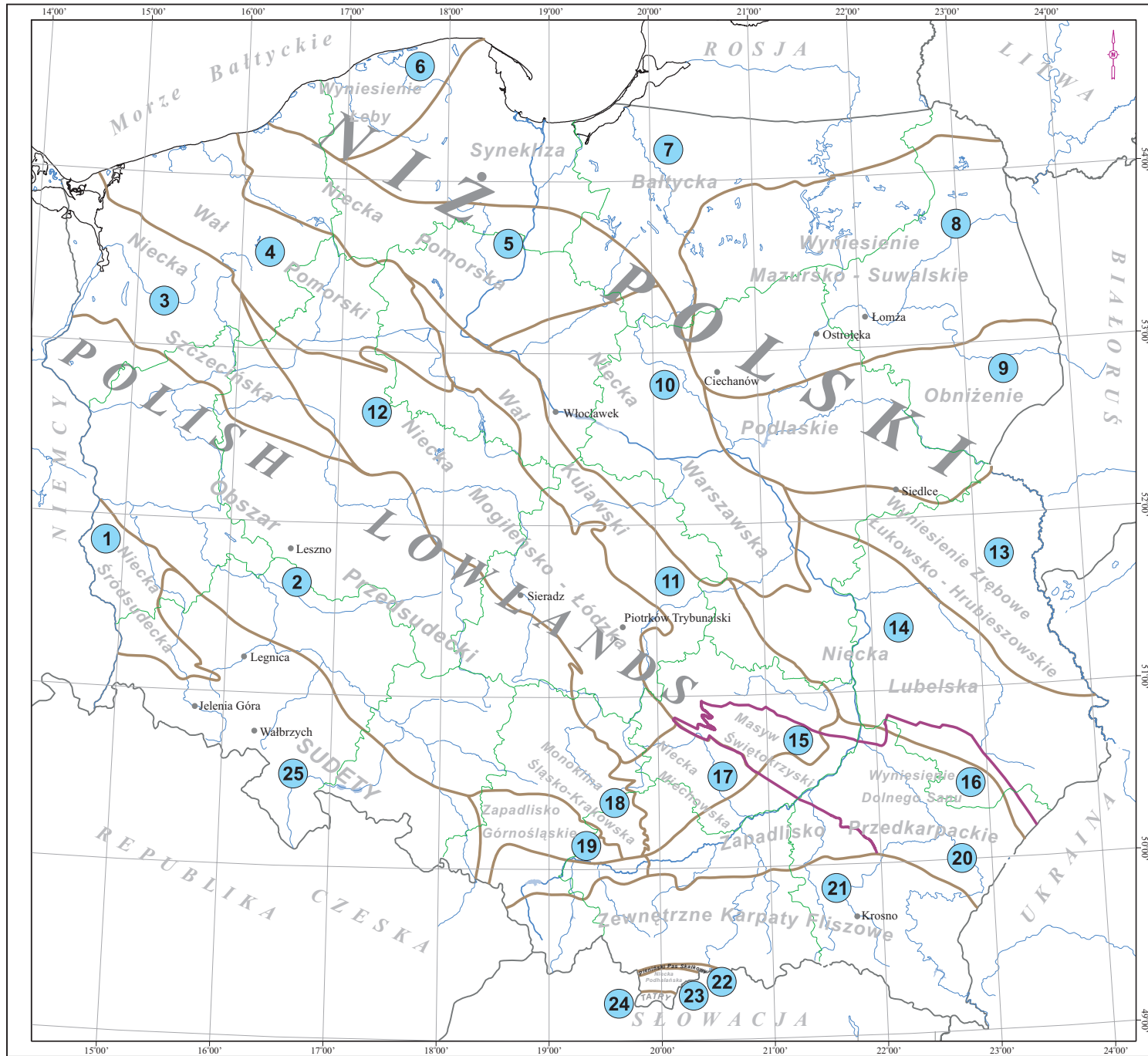
nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name
1576	Miroszyno IG-4	1651	Wieluń III	1726	Uniejów PIG/AGH 1	1801	Třebuczy 3	1876	Gomuncie 12	1951	Tuszyn 1	2026	Różyce IG-2
1577	Klonowa 2	1652	Konieczce 1	1727	Uniejów PIG/AGH 1	1802	Wiecki IG-1	1877	Lipno 4	1952	Radziatków 1	2027	Lowicze IG-1
1578	Gopło Geo 4	1653	Wieluń IV	1728	Ciechońce IG-3	1803	Wiecki IG-1	1878	Koziegłowski 3WB	1953	Radziatków 1	2028	Bodzanów GN-2
1579	Miroszyno 8	1654	Siemaliche 8	1729	Uniejów PIG/AGH 2	1804	Brześć Kujawski IG-2	1879	Prucisiko 1	1954	Milianów IG-1	2029	Kompińna 2
1580	Chłapowo IG-3	1655	Krupski Młyn 3	1730	Uniejów PIG/AGH 2	1805	Třebuczy 4	1880	Osny 21BN	1955	Krynica Morska IG-2	2030	Bodzanów Geo 1
1581	Unisław 4	1656	Janów (33/95)	1731	Banachów IG-1	1806	Kłobuck 2	1731	Szkłana Huta 29WW	1956	Gidle 2	2031	Bodzanów GN-3
1582	Wojciechów IG-1	1657	Kamionka	1732	Nizankowice	1807	Węczyca 200	1882	Mysłów 22WB	1957	Kamiński 1	2032	Bodzanów GN-4
1583	Błaszk 1	1658	Wedzina 7L	1733	Bobrowiki	1808	Gac II-B	1883	Wielgie IG-2	1958	Zgierz IG-1	2033	Różyce 1
1584	Kuźnica Zagrzebka 3	1659	Dalacხოვ	1734	Dankowice IG-1	1809	Węczyca	1884	Prabury IG-1	1959	Blizycc 2	2034	Żelazna Góra 4
1585	Wierchlesie IG-II	1660	Dupala IG-1	1735	Albertów	1810	Kalce IG-1	1885	Lipno 2	1960	KZ 3 (Zielonkowiec)	2035	Żelazna Góra 1
1586	Gopło IG-1	1661	Plaszczak 3L	1736	Brusiek KW-3	1811	Kłokocyna 1	1886	Huta Szklana 19KW	1961	Smoleńców 1	2036	Żelazna Góra 5
1587	Oleśno Śląskie A	1662	Wierchlas 1	1737	Ciechońce T-14	1812	Kłokocyna 1	1887	Karkowo IG-1	1962	Pnarkowo IG-1	2037	Wyszyński 1
1588	Unisław IG-1	1663	Złoczew 1	1738	Gronowo 1	1813	Zagórze VIII	1888	Kuźnica Nowa LZ	1963	Tuszyn 9	2038	Gostynin 4
1589	Biała 1	1664	Ciechońce IG-2	1739	Irki 19	1814	Ozęgów IG-1	1889	Poraj 24BN	1964	Radziatków 3	2039	Ormeta 1
1590	Chłapowo IG-4	1665	Starokrzepce	1740	Ciechońce T-16	1815	Chrosty 1	1890	Gliniana Góra 16WB	1965	Kroczyce KZ5	2040	Mniszków IG-1
1591	Władysławowo 4	1666	Dąbrowa Mięka	1741	Dronowice 6B	1816	Korzonce 79KM	1891	Lipno 1	1966	Lgota Blotna (124144)	2041	Widoma 1
1592	Oleśno Śląskie B	1667	Byczyna 1	1742	Brusiek 5	1817	Wozniki	1892	Kuźnica Stara 28BN	1967	Radziatków 7	2042	Żelazna Góra 3
1593	Aleksandrów 1 (n/Warta)	1668	Zapole 1	1743	Mochala A	1818	Mżyki 78KM	1893	Aleksandrów Ładzki 1	1968	Milianów 2	2043	Grazdanowo 2
1594	Unisław 2	1669	TWO 7	1744	Kolo IG-3	1819	Bibiela BK1	1894	Mysłów 37WB	1969	Krzyżowice IG-1	2044	Żelazna Góra 1
1595	Wysoka	1670	Jaworzno 5/WR	1745	Gruzdiąd 2	1820	Nowa Kociolecina 1	1895	Gomuncie 7	1970	Lełów II (Ślązany)	2045	Grazdanowo 3
1596	Boroszów OL4	1671	Przystajń TWO 11	1746	Mikołowska 9	1821	Niwiska Górne	1896	Gliniana Góra 43WB	1971	Radziatków 5	2046	Jaronowice IG-1
1597	Władysławowo IG-3	1672	Tumidaj Linia (IV/2)	1747	Rychleńce	1822	Zduńska Wola 1	1897	Choron 6XIV	1972	Sokolniki 1	2047	Uniejów 3
1598	Mokrosko	1673	Przystajń P1	1748	Mochala	1823	Wartkowice 1	1898	Dzierzawa KM58	1973	Młynary 3	2048	Luczyce 1
1599	Pagórki IG-1	1674	Zapole 1	1749	Uniejów 1	1824	Kalej Kop. Malice 1	1899	Gomuncie 13	1974	Kamionki 1	2049	Henrykowo 1
1600	Biała 4	1675	Kozliny 37.5/96.5	1750	Konopnica 1	1825	Konopnica 1	1900	Dobowice 77KM	1975	Paślek IG-1	2050	Olshzyn IG-1
1601	Uników 3	1676	Cwiniovice TWOI2	1751	Hadra	1826	Ignaciów Konopiska K2	1901	Żytovice 1	1976	Kamionki IG-3	2051	Olshzyn IG-1
1602	Bżozina Nowa	1677	Hel IG-1	1752	Grudiąd IG-1	1827	Smugi 2/VIIfa	1902	Choron 31BN	1977	Marianki IG-1	2052	Stommiki IG-1
1603	Lututów 1	1678	Lubliniec 1	1753	Niechmirów IG-1	1828	Libidza 4/IX	1903	Żytovice 2	1978	Wozniki (95913)	2053	Działdowo 1
1604	Kowale IIa	1679	Dobrów IGH-1	1754	Burzenin	1829	Konopiska 9B	1904	Huta Stara 80MZ	1979	Gostynin IG-1	2054	Bułkowo 1
1605	Chałupy IG-3	1680	Kłuczno 6L	1755	Brzeziński VII/2	1830	Smolna Buda 5KW	1905	Wojszyce IG-3	1980	Gostynin IG-1/A	2055	Dzierzanowo 2
1606	Piotrowina IG-1	1681	Potępa TWO6	1756	Cieszawa KM83	1831	Łopki 1	1906	Biskupiec 32BN	1981	Siomki 2	2056	Giębocik 1
1607	Unisław IG-2	1682	Kochece A	1757	Szczyt Nr 9/WR	1832	Brześć Kujawski IG-1	1907	Biskupiec 2/XIV	1982	Siomki 1	2057	Dzierzanowo Geo 1
1608	Stansławów 2	1683	Starokrzepce Lutr.	1758	Kuźnica Strobinska 1	1833	Ostrowy Konopiska K3	1908	Dzierzno 4Z2	1983	Sierpe 1	2058	Kalina 1
1609	Kłjewo 1	1684	Przystajń 1	1759	Niechmirów 2	1834	Poddębice IG-1	1909	Leśniaki 89MZ	1984	Szczawno 1	2059	Skiernewice IG 1
1610	Zawadzkie 3	1685	Leszczyn (39/98)	1760	Działoszyn 2	1835	Pajęczno (studnia)	1910	Dzierzno 4Z2	1985	Młynary 1	2060	Radowo W. IG-1
1611	Zawadzkie 1	1686	Biesiec 1	1761	Popowice 4/VIIa	1836	Wassoz (studnia)	1911	Leśniaki 46KM	1986	Fronbork IG-1	2061	Skiernewice Geo 2
1612	Kościelec OL5	1687	Kokotek TWO5	1762	Panski Male	1837	Głina Otrów	1912	Wysoka 55Z	1987	Gostynin 7	2062	Wyciąge 4
1613	Konary IG-1	1688	Lubetko	1763	Kalety IG-1	1838	Patrzyków 1	1913	Tarnawa 28Z	1988	Biała Wielka IG-1	2063	Nasiechowice 1
1614	Gruszczyc 2	1689	Kuleje IG-1	1764	Jędrzyk KW-1	1839	Wartkowice 2	1914	Przybyńów 24KW	1989	Sierpe 2	2064	Dzierzanowo 3
1615	Wieluń 4	1690	Lubliniec IG-1	1765	Dutarnia KM81	1840	Dyrdy 11JW	1915	Krawce KM31	1990	Mierzyn 1	2065	Książ Wielki IG-1
1616	Swoboda 44/Wu/65	1691	Jastarnia IG-1	1766	Walenców 2	1841	Wassoz C1	1916	Myszków Nowa Wies 63Z	1991	Granice 2	2066	Grahie 1
1617	Niestopowo 1	1692	Koty I/II	1767	Biezeń 3B	1842	Golub Dobrzyń 1	1917	Myszków PZ13	1992	Młynary IG-2	2067	Węgleszyn IG-1
1618	Uników 9	1693	Wierchlas 3	1768	Kalety Jędrzyk	1843	Malbork 2	1918	Dzierzno 55Z	1993	Gostynin IG-4	2068	Nidzica IG-1
1619	Gwoździany 1L	1694	Polonia IG-K2	1769	Bibiela BK7	1844	Poddębice PIG-2	1919	Wysoka Lełowska 40Z	1994	Rzeczowice 1	2069	Wyciąge 6
1620	Ozarów 1	1695	Barzew 1	1770	Herby Śląskie	1845	Ligota 9KW	1920	Bedusz 98MZ	1995	Pałów IG-1	2070	Rawa Mazowiecka 1
1621	Stroje	1696	Biesiec 2	1771	Radoszewice 1	1846	Rduń 2	1921	Głogowice IG-1	1996	Gostynin 8	2071	Cieszkowo 1
1622	Chelma 1	1697	Sieradz 1	1772	Olszyna 7B	1847	Gdańsk IG-1	1922	Dziedzic 25KM	1997	Zerechowa 1	2072	Zagórze 3
1623	Łedowice TWO16	1698	Tworóg T1	1773	Bibiela Kalety BK1	1848	Wartkowice 3	1923	Gomuncie 4	1998	Polik IG-1	2073	Dobowice Warmiński 1
1624	Wieluń 2	1699	Ugoda 1	1774	Biezeń 21/V R	1849	Starza 11KW	1924	Wojszyce IG-1A	1999	Zuromin 2	2074	Wyciąge 1
1625	Turek 1	1700	Dymek IG-1	1775	Walenców 1/VIIa	1850	Wygoda 9BN	1925	Myszków Światowit 145Z	2000	Granice 1	2075	Zagórze 2
1626	Łonnica 2L	1701	Ciechońce IG-1	1776	Brześć Kujawski IG-3	1851	Malbork PIG-1	1926	Kutno 1	2001	Zerechowa 2	2076	Dobowice Warmiński 3
1627	Stanisławów 1	1702	Barzew 5	1777	Herby	1852	Rekszowice 12KW	1927	Piabianice 37BN	2002	Zychlin IG-3	2077	Staniętki B
1628	Chałupy IG-2	1703	Kraszowice	1778	Dąbrowa Widawska VII	1853	Wilczycy 1	1928	Gidle 5	2003	Będków 1	2078	Tropiszów 1
1629	Uników 1	1704	Ponętów 1	1779	Gąsiorowizna	1854	Józefina (XII/1)	1929	Gostynin IG-3	2004	Zuromin 1	2079	Potok Mały IG-1
1630	Chałupy IG-1	1705	Biesiec (41.5/97)	1780	Bibiela BK5	1855	Wieś Szerzowska (Xa/4)	1930	Gomuncie 3	2005	Zychlin GN4	2080	Łopuszno Eustachów IG-1
1631	Cwibie	1706	Wieluń 3	1781	Działoszyn	1856	Madaje Stare IG-1	1931	Bełchatów 9	2006	Bełsk 2	2081	Raclawice 2
1632	Trzesznew 1	1707	Lubliniec TWO1	1782	Boronów A	1857	Wisła Stara	1932	Wojszyce IG-4	2007	Zuromin 4	2082	Sochaczew 1
1633	Kielcza TWO15	1708	Radoszewice 2	1783	Radoszewice 2	1858	Madaje IG-1	1933	Bełchatów 7	2008	Bełsk 1	2083	Trzonów 2
1634	Wieluń 5	1709	Aleksandrów Kujawski	1784	Czermkowo IG-1	1859	Cynków 10WW	1934	Krynica Morska IG-1	2009	Buków 1	2084	Zaręby 1
1635	Kosmidry TWO24	1710	Wrażca IGH-1	1785	Działoszyn Zalesiaki	1860	Gniazdów 13KW	1935	Bełchatów 10	2010	Biezań 2	2085	Radoszyce 3
1636	Okalew (29/91)	1711	Kamięńsko 5L	1786	Bibiela Kalety BK36	1861	Siedlec 14KW	1936	Bełchatów 11	2011	Gładysz 1	2086	Skalbierz 4
1637	Faustanka	1712	Parzymichy	1787	Boronów	1862	Brzezka (XU/1)	1937	Skepe 1	2012	Gładysz 1A	2087	Radoszyce 2
1638	OW (45/Wu/65)	1713	Dolina Czernicka	1788	Boronów I/BN	1863	Lubice 1	1938	Bełchatów Geo 1	2013	Suszczin IG-1	2088	Sochaczew 2
1639	Świątkowice 2	1714	Tworóg TWO23	1789	Sienkowice 2	1864	Cynków 3	1939	Lutowice 136Z	2014	Działdowo 2	2089	Rudno 1
1640	Wilczek 1	1715	Torań IG-1	1790	Zary k.Konopizna 7KW	1865	Siedlec 1	1940	Bełchatów Geo-4	2015	Budziszewice IG-1	2090	Sochaczew 3
1641	Kielczków 1	1716	Kamięnk IB	1791	Wieluń 6	1866	Siedlec Mały 15KW	1941	Bełchatów 5	2016	Gładysz 2	2091	Dobre Mianko 1
1642	Sternalce A	1717	Torań 1	1792	Bibiela Zyglinek B	1867	Sarńów IG-1	1942	Gostynin 6	2017	Buków 2	2092	Studzianna IG-2
1643	Staropole (31/93)	1718	Przybyłów 1	1793	Třebuczy 1	1868	Zamoscie 1	1943	Mrów BN46	2018	Zaonie 3	2093	Raducz IG-1
1644	Sołomia IG-1	1719	Boruszowice 23	1794	Strzebin 6KW	1869	Rzeki IG-1	1944	Gomuncie 1	2019	Biezań 1	2094	Niepolomice 2
1645	Turek 2	1720	Kochlew 14WR	1795	Mokra 2/VIIa	1870	Krusin 22WW	1945	Gostynin 5	2020	Olshzyn IG-2	2095	Studzianna 1
1646	Pawonków	1721	Ponętów 2	1796	Działoszyn 3	1871	Gomuncie 10	1946	Gidle 1	2021	Zaonie 2	2096	Studzianna IG-1
1647	Wieluń	1722	Harbutowice 5B	1797	Mokra VII/4	1872	Koziegłowy 2KO	1947	Karzyce (78043)	2022	Zaonie 1	2097	Głady 1
1648	Działka IG-12	1723	Boruszowice BI	1798	Bibiela BK18	1873	Lutomiersk 2	1948	Skarżysko 49BN	2023	Boża Wola IG-1	2098	Pieszkowo 1
1649	Świątkowice 1	1724	Uniejów IGH 1	1799	Bibiela BK4	1874	Lutomiersk 3	1949	Piotrków Tryb. IG-1	2024	Węgrzynów IG-1	2099	Zaręby 2
1650	Wieluń 1	1725	Boruszowice 23B	1800	Malice 4B	1875	Krotowizna IG-1	1950	Bobolice KM68	2025	Bodzanów IG-1	2100	Opoczno PIG-2

Tab. 6.1 ^{5/6} **Zestawienie otworów wiertniczych wykorzystanych do konstrukcji cyfrowych modeli rozkładu parametrów hydrogeologicznych oraz geotermalnych na Niżu 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	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	nr otworu na mapie well number	nazwa otworu well name
2101	Konopki 1	2176	Rysie 9	2251	Kętrzyn IG-1	2326	Czajecice 2	2401	Stężyca 5K	2476	Abramów 2	2551	Trzeźnów 1
2102	Klaj 2	2177	Jaworzec IG-1	2252	Kozubiec 5	2327	Czajecice 1	2402	Stężyca 2	2477	Kock 7	2552	Stadniki IG-1
2103	Jędrzejów IG-1	2178	Szczurówka 1	2253	Sępól 3	2328	Lęki Górne 3	2403	Łukawa	2478	Abramów 4	2553	Krzemińska H1
2104	Lipówka 1	2179	Kostki Małe 2	2254	Sępól 1	2329	Zborówek 2	2404	Stężyca 9	2479	Zembożyce 5	2554	Krzemińska IG-28
2105	Laniewo 1	2180	Odróżaniek 1	2255	Radłów 1	2330	Szarotka 1	2405	Kamionka 1	2480	Policzna 1	2555	Krzemińska IG-28
2106	Wechadłów 1	2181	Basze 1	2256	Dębe 2	2331	Szarotka 2A	2406	Lagów 2	2481	Rówce 1	2556	Krzemińska IG-30
2107	Puszcza 1	2182	Zagnańsk Chusty 3	2257	Bolesław 1	2332	Szarotka 1	2407	Leszcze 1	2482	Nasutów 2	2557	Zakrzew IG-1
2108	Ruda Strawczyńska 1	2183	Górka 4	2258	Lankiejmy 1	2333	Kowalkowice 1	2408	Lagów 1	2483	Głinnik 4	2558	Świdnik 10
2109	Skalbierz 3	2184	Szczepniów 1	2259	Łeśna	2334	Kosówka 1	2409	Katuszyn 1	2484	Niedzwica IG-1	2559	Świdnik 3
2110	Gałczyce PIG-1	2185	Górka 3	2260	Bodzentyn	2335	Pogórska Wola 15	2410	Lipawka 1	2485	Głinnik 1	2560	Zakrzew IG-2
2111	Gałczyce Rykoszyn	2186	Zachemie IG-1	2261	Medzeczów 1	2336	Jeżarów 1	2411	Cietrzyn 2	2486	Filipów IG-1	2561	Cietrzyn 2
2112	Gałczyce G-5	2187	Zagnańsk 1	2262	Pułtusk 1	2337	Okuniew IG-1	2412	Czarna Sędziszów 3	2487	Łuków IG-3	2562	Tajno 2
2113	Płońsk IG-2A	2188	Zagnańsk 3	2263	Korsze 1	2338	Kotlin Twardów	2413	Rycec 2	2488	Kock 5	2563	Pliszczyn 1
2114	Mniśków 16	2189	Ryłowa 7	2264	Sieradza 3	2339	Ślipiec 1	2414	Niesiołowice IG-1	2489	Głinnik 5	2564	Jeź Okragłe IG-2
2115	Płońsk IG-2	2190	Ostrów 1	2265	Iwiczna IG-1	2340	Barciany 4	2415	Rachów 1	2490	Niedzwica 2	2565	Libartów 1
2116	Gałczyce G-6	2191	Łęki 1	2266	Bodzentyn (1/B 1)	2341	Wierzbomowice 1	2416	Będzimysł 4	2491	Kock 14	2566	Wilczpole 1
2117	Gałczyce 2	2192	Lekomin IG-1	2267	Swarzów 1	2342	Janczyce IG-1	2417	Kazimierz 2	2492	Niedzwica 3	2567	Tajno IG-4
2118	Płońsk 1	2193	Kobylniki 1	2268	Łukowa 2	2343	Janowice 1	2418	Zelechów 1	2493	Głinnik 2	2568	Parzew IG-9
2119	Brzezi IG-1	2194	Wola Rogowska 1	2269	Bodzentyn (2/B2)	2344	Radomyśl 3	2419	Podgórze 1	2494	Michów IG-2	2569	Tarkawica 3
2120	Płońsk 9	2195	Łazy 8	2270	Tarłów 33	2345	Wilga IG-1	2420	Gołdap IG-1	2495	Radwaniec Mały 1	2570	Radzyn IG-2
2121	Miszczów IG-2	2196	Zaborów 1	2271	Swarzów 4	2346	Dąbie 1	2421	Nosówka 12	2496	Radawiec Mały 1	2571	Jeleniew IG-2
2122	Cikowice 1	2197	Porabka Uszewska 5	2272	Tarczek (69053) 1	2347	Magnuszew IG-1	2422	Opole Lubelskie 8	2497	Zakrzew IG-3	2572	Brzezica IG-1
2123	Krzeczów 2	2198	Dębe 6	2273	Swarzów 12	2348	Podborze 10	2423	Drzygala IG-1A	2498	Łuków IG-2	2573	Tajno 6
2124	Płońsk 4	2199	Zaborów 3	2274	Tarczek 1	2349	Czerwona Góra 2	2424	Kielanówka 6	2499	Kock IG-3	2574	Biskupie 1
2125	Płońsk 2	2200	Stróżyska 5	2275	Tarczek 2	2350	Radomyśl 2	2425	Nosówka 6	2500	Radawiec Mały 2	2575	Radzyn IG-4
2126	Płońsk 10	2201	Bielcza 1	2276	Łukowa 1	2351	Leszenie 1	2426	Czerwiec 1	2501	Abramów 9	2576	Wilczpole 2
2127	Płońsk 3	2202	Ostałów PIG-2	2277	Żyrów 1	2352	Schabowice 1	2427	Dęblin 8	2502	Kock IG-2	2577	Udryn IG-8
2128	Galiny 2	2203	Warys 5	2278	Zółcza 1	2353	Wyszok IG-1	2428	Świlcza 5	2503	Kock IG-1	2578	Udryn IG-6
2129	Kazimierza Wielka 10	2204	Radzanów 4	2279	Zółcza 2	2354	Zgórsko 2	2429	Dęblin 7	2504	Tarkawica 2	2579	Udryn 8
2130	Piękoszów IG-1	2205	Łiski 1	2280	Dąbrowa Tarnowska 4	2355	Trzciana 4	2430	Opole Lubelskie 5	2505	Bystrzyca 2	2580	Udryn IG-4
2131	Galiny 1	2206	Miechówce Wielkie 2	2281	Sierzawy 1	2356	Uryszyn 1	2431	Dęblin 10	2506	Lublin IG-2	2581	Kuraszew PMA 4
2132	Grobla Zachód 1	2207	Łączna Zasosie IG-1	2282	Pacanów 1	2357	Dębe Wielkie 1	2432	Świlcza 1	2507	Marianka 1	2582	Radzyn IG-10
2133	Płońsk 3	2208	Stróżyska 1	2283	Odmet 1	2358	Róża 2	2433	Lomża IG-1	2508	Kock 12	2583	Giełczew IG-1
2134	Grobla 28	2209	Ostałów 1	2284	Świętomierz 1	2359	Wilga 255 3K	2434	Polaki 1	2509	Zembyr 1	2584	Lublin IG-1
2135	Podgacie IG-1	2210	Wietrzehawice 1	2285	Klewin 1	2360	Schabowice 2	2435	Opole Lubelskie IG-1	2510	Libartów IG-2	2585	Udryn IG-7
2136	Ciechanów 1	2211	Paluzny 1	2286	Smogorzów 3a	2361	Zdździżycie 3	2436	Opole Lubelskie 10	2511	Abramów 7	2586	Parzew IG-8
2137	Galiny 3	2212	Pojawie 2K	2287	Smogorzów 11	2362	Wola Wielka 2	2437	Czerwiec 277 2	2512	Zembożyce 1	2587	Parzew IG-10
2138	Galiny 3	2213	Grebosów 1	2288	Czacówek 1	2363	Trzciana 3	2438	Wrótów IG-1	2513	Radzyn Podlaski IG-7	2588	Giełczew PIG-5
2139	Miszczów IG-1	2214	Miechówce Małe 1	2289	Zacznacie 7	2364	Zabieniec 1	2439	Wilczanka 1	2514	Nasutów 3	2589	Giełczew PIG-6
2140	Nieszwin PIG-1	2215	Warys 4K	2290	Zaczynie 8	2365	Wiewiorka 1	2440	Zębrak IG-1	2515	Bystrzyca IG-1	2590	Zalesie IG-1
2141	Drzewin 2	2216	Biedecz 1	2291	Warka IG-1	2366	Pionki 1	2441	Elk IG-3	2516	Nasutów 1	2591	Melgiew 2
2142	Płońsk 7	2217	Bartoszyce IG-1	2292	Żyrów 2	2367	Kolbiel 1	2442	Dęblin 5	2517	Abramów 5	2592	Melgiew 6K
2143	Płońsk 8	2218	Radzanów 2	2293	Ohlekon 1	2368	Wiewiorka 3	2443	Zyrzyn IG-1	2518	Nasutów 5	2593	Parzew IG-2
2144	Ostrów Szlachecki 1	2219	Nadarzyn IG-1	2294	Smogorzów 6	2369	Góra Motyczna 1	2444	Dęblin 2	2519	Abramów 6	2594	Krepiec 1
2145	Kazimierza Wielka 4	2220	Kłonów 1	2295	Lubasz 2	2370	Zasów 2	2445	Okrzeja 1	2520	Abramów 8	2595	Jacków 3
2146	Pasek 1	2221	Pułtusk 3	2296	Lomno	2371	Wola Pławiska 1	2446	Pasmug 3	2521	Łuków IG-1	2596	Minkowice 1
2147	Szewczi IG-3	2222	Sokolica 1	2297	Warszawa IG-1	2372	Pionki 5	2447	Paławy IG-3	2522	Rudnik IG-1	2597	Melgiew 4K
2148	Rodowo 1	2223	Radłów 1	2298	Bostów Lomno 1	2373	Brzeziny 1	2448	Stanın 1	2523	Libartów IG-3	2598	Melgiew 8K
2149	Lidzbark Warmiński 3	2224	Wola Radłowska 1	2299	Modrzewie 2	2374	Plusy IG-1	2449	Barańów 1	2524	Radzyn IG-8	2599	Łęczna IG-25
2150	Laweczno 5	2225	Biadolin 10	2300	Bostów 2	2375	Nagoszyn 2	2450	Swidno IG-1	2525	Bychawa IG-1	2600	Minkowice 10
2151	Strzelec Wielkie 1	2226	Dębe 1	2301	Bostów 2	2376	Pionki 4	2451	Swidno IG-1	2526	Radzyn Podlaski IG-3	2601	Świdnik IG-1
2152	Lidzbark Warmiński 2	2227	Białobrzegi IG-1	2302	Modrzewie 1	2377	Bąkowa IG-1	2452	Urzędów IG-1	2527	Monki IG-2	2602	Kaweczyn 1
2153	Wyryba 2	2228	Zabawa 1	2303	Gruzów 1	2378	Podpole OS3	2453	Pasmug 1	2528	Świdnik 5	2603	Parzew IG-7
2154	Lidzbark Warmiński 1	2229	Wierzhosławice 4	2304	Nieczulice 1	2379	Rębków 1	2454	Przytoczno IG-1	2529	Rudnik 2	2604	Melgiew 1
2155	Barczków 1	2230	Wierzhosławice 2	2305	Nieczajna 4	2380	Bobrowa 1	2455	Elk IG-2	2530	Cietrzyn 3	2605	Jacków 1
2156	Szewczi 1	2231	Zdrocheć 1	2306	Rudki Kop.Staszyc 2	2381	Maciejowice IG-1	2456	Zambrów IG-1	2531	Rudnik 1	2606	Pietkowo IG-1
2157	Płońsk 5	2232	Biadolin 9	2307	Słonkownice S1	2382	Pionki 2	2457	Pasmug 2	2532	Lopuchowo IG-1	2607	Minkowice 2
2158	Michałów 1	2233	Przyborów 1	2308	Zalesie 1	2383	Wojslaw 3	2458	Paławy IG-1	2533	Tarkawica 1	2608	Gródek 1
2159	Płońsk 6	2234	Bogumilowice 4	2309	Chelmowa 1	2384	Pionki 3	2459	Przytoczno IG-2	2534	Swidnik 6	2609	Krepiec Nowy 1
2160	Płońsk	2235	Wierzhosławice 1	2310	Kętrzyn IG-2	2385	Dębina 2	2460	Sokolów Podlaski 1	2535	Bychawa IG-2	2610	Radzyn IG-5
2161	Grobla Wschód 2	2236	Wzdol Kamieniec 3/IV	2311	Malec 2	2386	Izdebno IG-1	2461	Poniądowa 317/1	2536	Świdnik 22	2611	Górskie IG-7
2162	Grobla Wschód 4	2237	Radłów 3	2312	Radzymin 1	2387	Garwolin 1	2462	Abramów 3	2537	Świdnik 20	2612	Międzyrzec IG-1
2163	Dobieszewice 1	2238	Wzdol Kamieniec 1/VI	2313	Nieczajna Dolna 3	2388	Urle 1	2463	Belżyca 1	2538	Świdnik 16	2613	Parzew IG-6
2164	Zągorze 2	2239	Targowisko 2	2314	Trzciana 1	2389	Zwolen 1	2464	Kock 9	2539	Świdnik 8	2614	Łęczna 20
2165	Rysie 15	2240	Niwki 3	2315	Liśków 1	2390	Thurzyn IG-1	2465	Łuków IG-5	2540	Radzyn IG-9	2615	Zaborski IG-1
2166	Nasielce 2	2241	Wzdol Kamieniec 3/V	2316	Zabnie 1	2391	Łochów IG-2	2466	Paławy IG-2	2541	Cietrzyn 1	2616	Łęczna IG-21
2167	Przysucha 1	2242	Lankiejmy 2	2317	Włochy 1	2392	Dobre 1	2467	Belżyca 2	2542	Świdnik 21	2617	Parzew IG-1
2168	Jadowniki 5	2243	Solec 3	2318	Zabiec 2	2393	Łochów IG-1	2468	Abramów 1	2543	Wyganałów IG-1	2618	Markowice 1
2169	Rajsko 3	2244	Wzdol Kamieniec 6/V	2319	Potycz 1	2394	Niwiska 3	2469	Grąewo IG-1	2544	Świdnik 14	2619	Kolechowice IG-1
2170	Strzelec Male 1	2245	Zakrzów 1	2320	Grzegorzowice 2	2395	Ciepielów IG-1	2470	Wierzhosławica 1	2545	Cietrzyn 7	2620	Radzyn IG-6
2171	Golemiawy IG-1	2246	Biadolin 13	2321	Jastrząbka 5	2396	Paprotnia 1	2471	Belżyca 3	2546	Świdnik 9	2621	Dyle IG-1
2172	Brzesko 1	2247	Psary Podluz 1	2322	Skaly 3	2397	Stężyca 1	2472	Michów IG-1	2547	Łęczna IG-26	2622	Ostrów Lubelski IG-1
2173	Nasielce 1	2248	Wzdol Kamieniec 1/VII	2323	Barciany 1	2398	Stężyca 3K	2473	Siedliska IG-1	2548	Świdnik 19	2623	Parzew IG-3
2174	Brzesko 2	2249	Psary 1A	2324	Podgórska Wola 8	2399	Stężyca 6K	2474	Siedliska 2	2549	Krzemińska IG-29	2624	Piaski IG-1
2175	Szczurówka 8	2250	Wzdol Kamieniec 1	2325	Barciany 2	2400	Goździł 1	2475	Stróża IG-1	2550	Radzyn IG-1	2625	Piaski Lubelskie IG-1

Tab. 6.1⁶⁶ 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	Podęzorzec 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	Chelm Lubelski IG-1
2630	Rudno IG-1	2705	Orzechów IG-5	2780	Tarnawatka 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	Krasystaw IG-3	2783	Ochrymy IG-1
2634	Ryki IG-1	2709	Syczyn IG-6	2784	Ozarybly IG-1
2635	Piaski IG-2	2710	Syczyn IG-2	2785	Komarów 2
2636	Mielnik IG-1	2711	Busowna IG-1	2786	Zubowice 2
2637	Rozkopaczew 1	2712	Lubien IG-1	2787	Skupowa 6
2638	Piaski Lubelskie IG-2	2713	Cyców IG-7	2788	Kumów IG-3
2639	Łęczna IG-3	2714	Chelm 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	Zubowice 1
2645	Sulowice IG-1	2720	Chelm 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	Rejowiec IG-2	2798	Jarczów IG-2
2649	Rostoły IG-1	2724	Syczyn IG-5	2799	Narejki IG-2
2650	Lublin 5	2725	Marynin 1	2800	Grabowiec IG-4
2651	Lublin 4	2726	Mosty IG-1	2801	Kumów IG-1
2652	Trawniki 1	2727	Sawin IG-5	2802	Tomaszów Lubelski IG-1
2653	Piaseczno IG-1	2728	Lublin 100	2803	Roskosz 1
2654	Gorzków IG-1	2729	Lubaczów 141	2804	Szlatyń 1
2655	Jastrzębna IG-1	2730	Małochwiej 2	2805	Szlatyń 2
2656	Uhin IG-1	2731	Chelm IG-3	2806	Machnów 1
2657	Łęczna IG-2	2732	Rejowiec IG-3	2807	Machnów 2
2658	Rajsk IG-3	2733	Narol PIG-2	2808	Hosyenne IG-1
2659	Łęczna IG-1	2734	Ruskie Piaski IG-2	2809	Dyniska 1
2660	Milejów IG-1	2735	Lopiennik IG-1	2810	Białopole IG-1
2661	Krasnopol IG-5	2736	Małochwiej 1	2811	Tyszowce IG-1
2662	Orzechów IG-1	2737	Krzyż IG-1	2812	Tyszowce IG-2
2663	Biała Podlaska 1	2738	Syczyn IG-4	2813	Ułhówek IG-1
2664	Piaseczno IG-2	2739	Chelm IG-2	2814	Terebin IG-4
2665	Nadrybie 1	2740	Krasystaw IG-1	2815	Telatyń IG-1
2666	Lublin 2	2741	Świejca 1	2816	Terebin IG-5
2667	Łęczna IG-18	2742	Świejca 1	2817	Terebin IG-3
2668	Łęczna IG-13	2743	Krasystaw 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	Mircze IG-1
2672	Orzechów IG-2	2747	Rejowiec IG-1	2822	Strzelec IG-2
2673	Chraboly IG-1	2748	Sawin 43	2823	Teptuków IG-1
2674	Lubiczyn 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	Husynne IG-1
2677	Dorohuczka IG-1	2752	Sawin 26	2827	Horodlo 1
2678	Rajsk IG-1	2753	Kapłonosy IG-1	2828	Witków 360 1
2679	Hryniewiczze IG-1	2754	Saki IG-1	2829	Korczmin IG-2
2680	Rzepniewo IG-4	2755	Wierzbica 1	2830	Dolhobyczów 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	Krasystaw IG-5	2759	Sawin IG-4		
2685	Krasystaw IG-2	2760	Narew		
2686	Piaseczno IG-3	2761	Terespol 1		
2687	Zawadów IG-2	2762	Chylin 2		
2688	Cyców IG-2	2763	Sawin 34		
2689	Zawadów IG-3	2764	Iwanki 2		
2690	Pawły 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	Krowie Bagno IG-1	2769	Włodawa IG-4		
2695	Ostrówek IG-1	2770	Ruszów IG-1		
2696	Podęzorzec IG-3BIS	2771	Rejowiec IG-4		
2697	Cyców IG-5	2772	Wałki 2		
2698	Wyhalew IG-1	2773	Sawin IG-1		
2699	Cyców IG-4	2774	Podborowisko 1		
2700	Ostrówek IG-2	2775	Kumów IG-2		



Zal. 6.1

MAPA LOKALIZACYJNA GŁÓWNYCH
JEDNOSTEK STRUKTURALNYCH NA
NIZU POLSKIM

Encl. 6.1

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 Depression |
| 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 | |



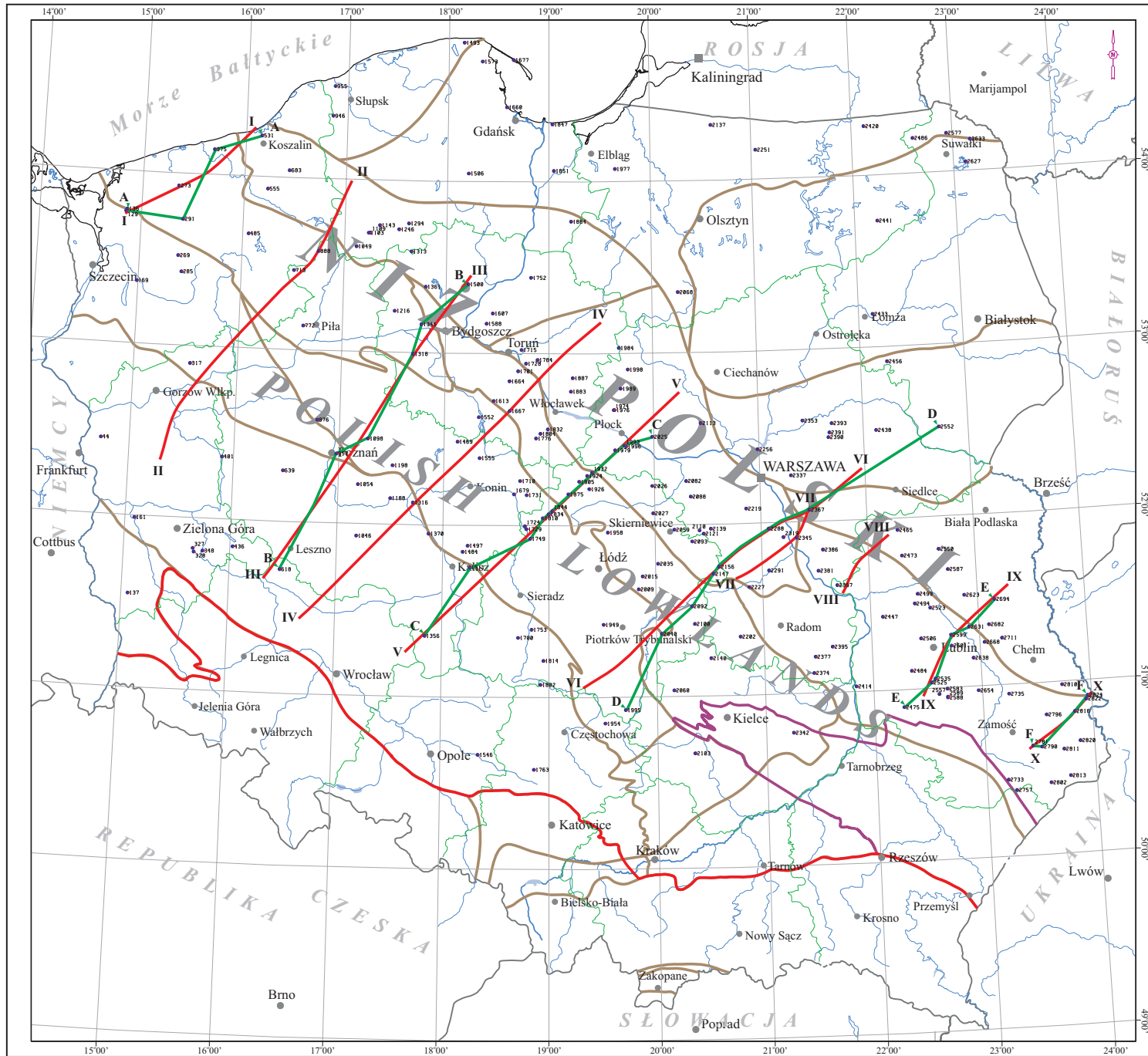
W redagowaniu tekstów dla formacji paleozoicznej brali udział: W.Strzetelski oraz W.Górecki.

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 z Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. Przekroje były wykonane w ramach tematu pt. „Potencjał i bilans węglowodorowy utworów dolomitu głównego basenu permjskiego 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. 6.2

MAPA LOKALIZACJI PRZEKROJÓW
GEOLOGICZNYCH I
HYDROGEOLOGICZNYCH
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 6.2

LOCATION MAP OF GEOLOGICAL
AND HYDROGEOLOGICAL CROSS
SECTIONS IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:

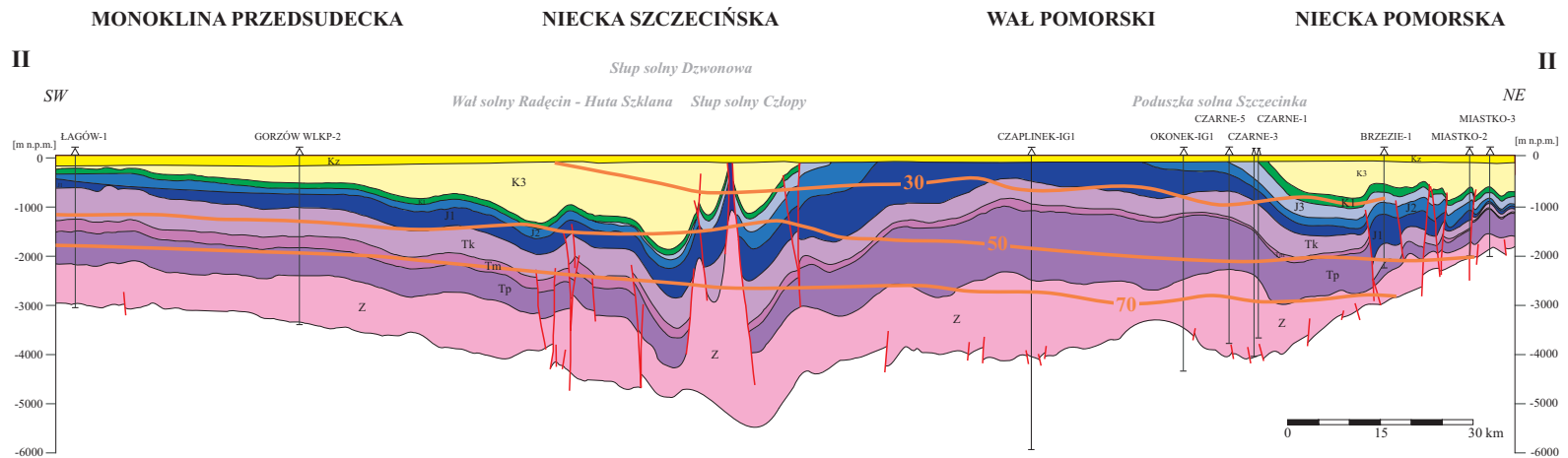
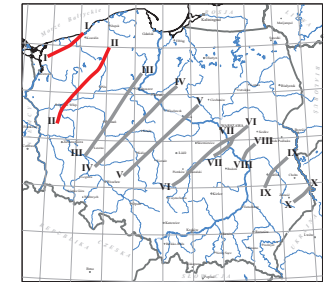
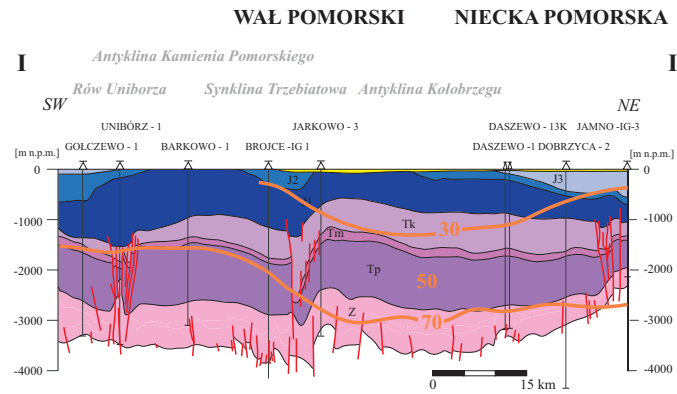
Legend:

- Otwory PIG z pomiarami geof. 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
- Obrzeżenie Masywu Świątokrzyskiego
- Margin of the Holy Cross Mountains



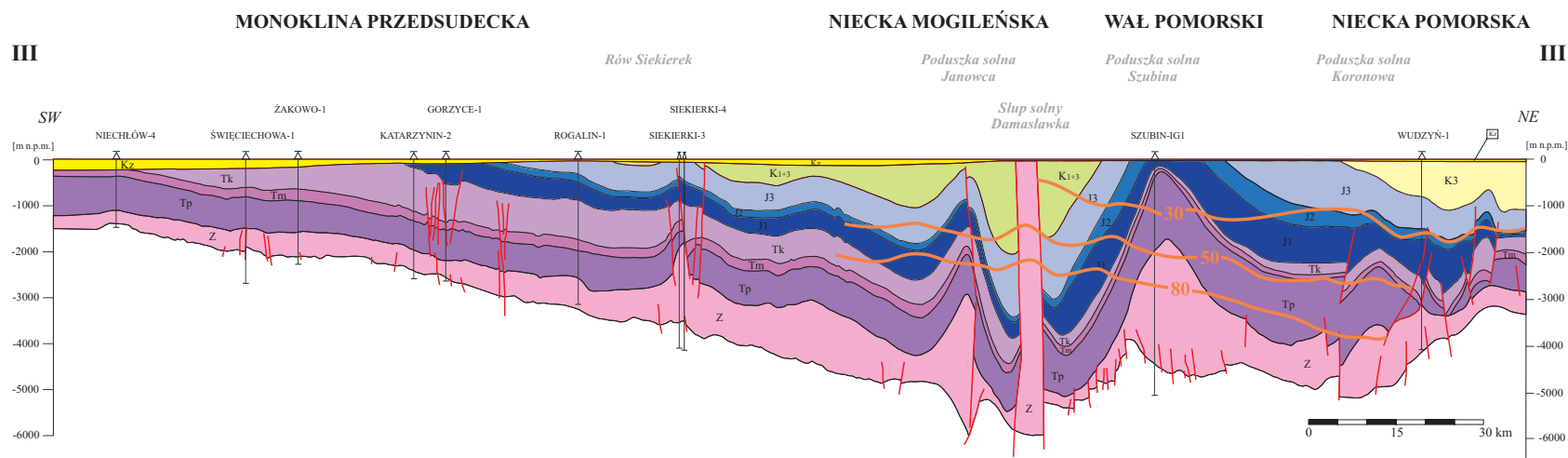
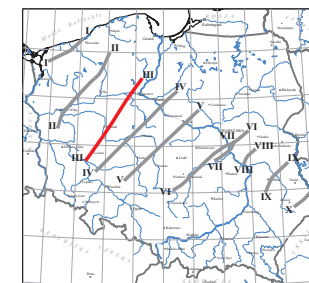
PRZEKROJE GEOLOGICZNE PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (I-I, II-II)
GEOLOGICAL CROSS-SECTIONS THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zał. 6.3.1
 Encl. 6.3.1



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (III-III) GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

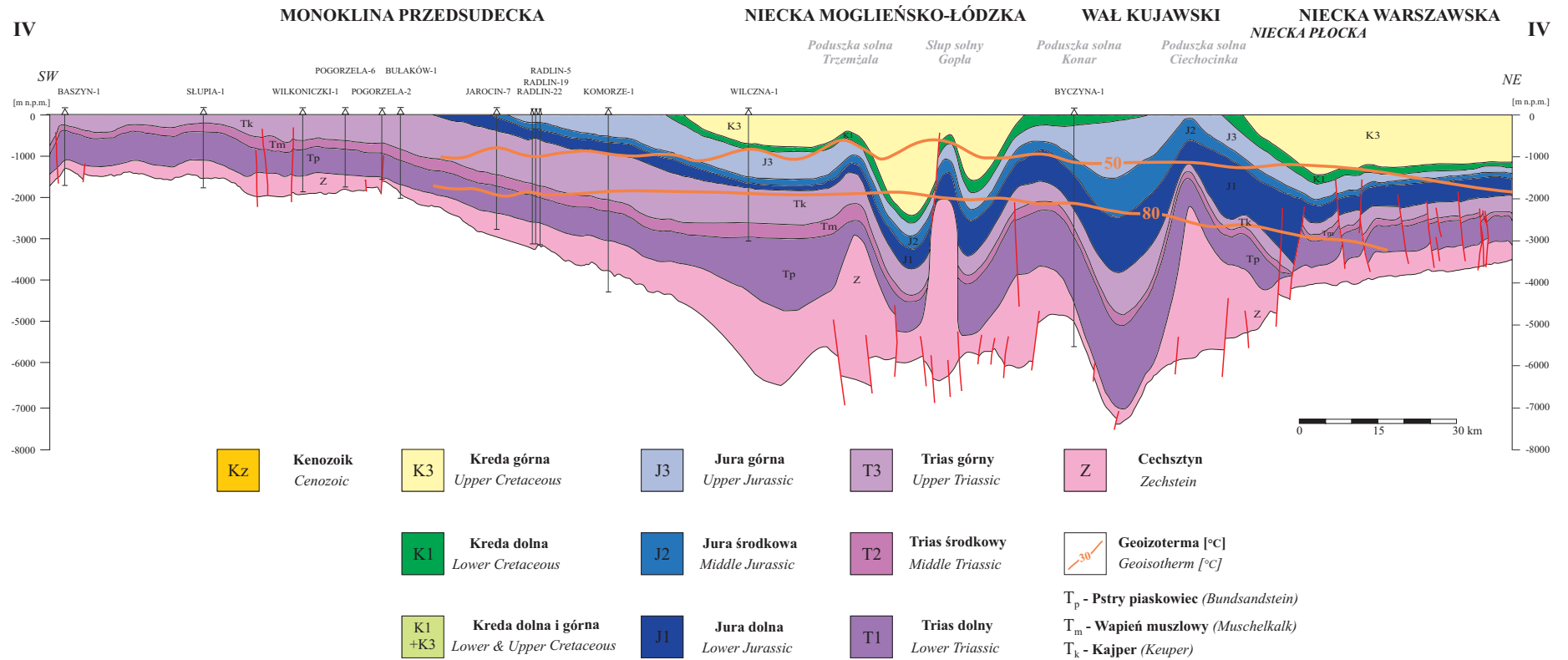
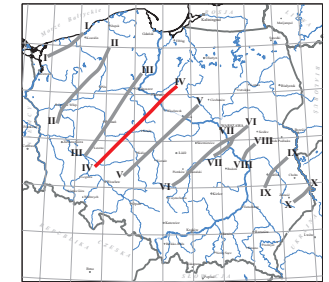
Zał. 6.3.2
Encl. 6.3.2



Kz	Kenozoik Cenozoic	K3	Kreda górna Upper Cretaceous	J3	Jura górna Upper Jurassic	T3	Trias górny Upper Triassic	Z	Cechsztyń Zechstein
		K1	Kreda dolna Lower Cretaceous	J2	Jura środkowa Middle Jurassic	T2	Trias środkowy Middle Triassic		Geoizoterma [°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)

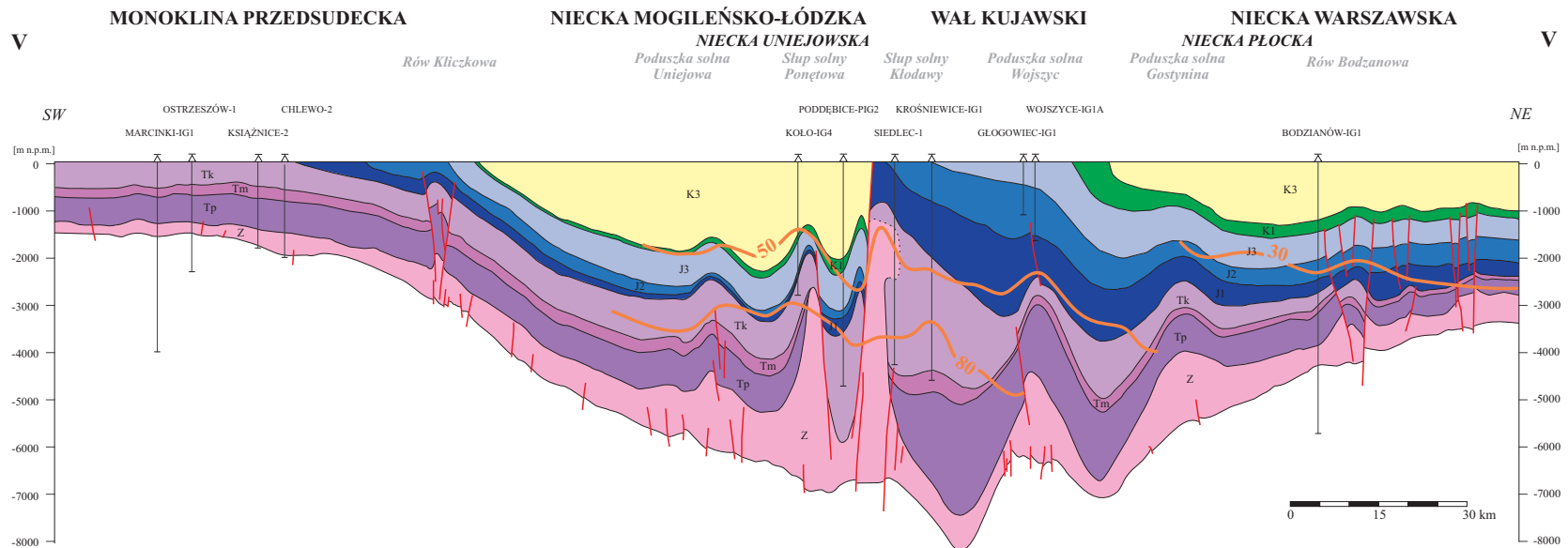
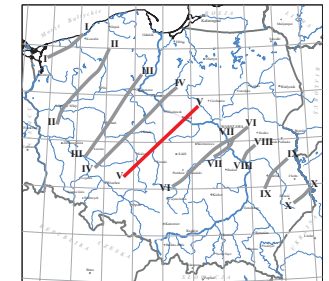
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (IV-IV)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 6.3.3
 Encl. 6.3.3



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (V-V)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

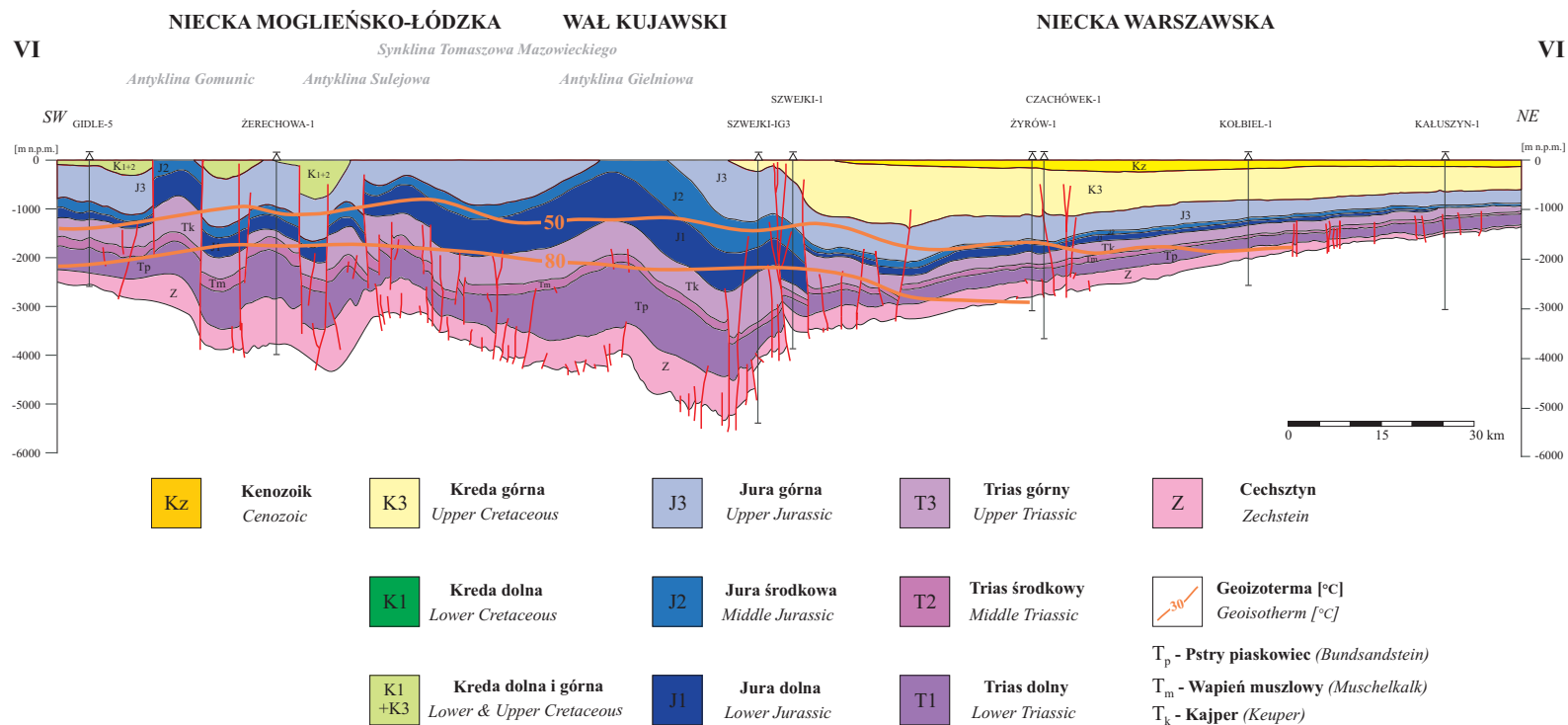
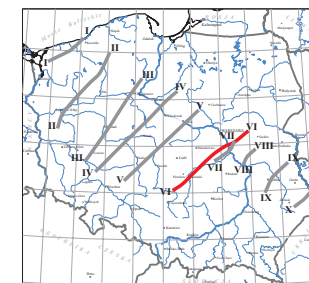
Zał. 6.3.4
 Encl. 6.3.4



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)

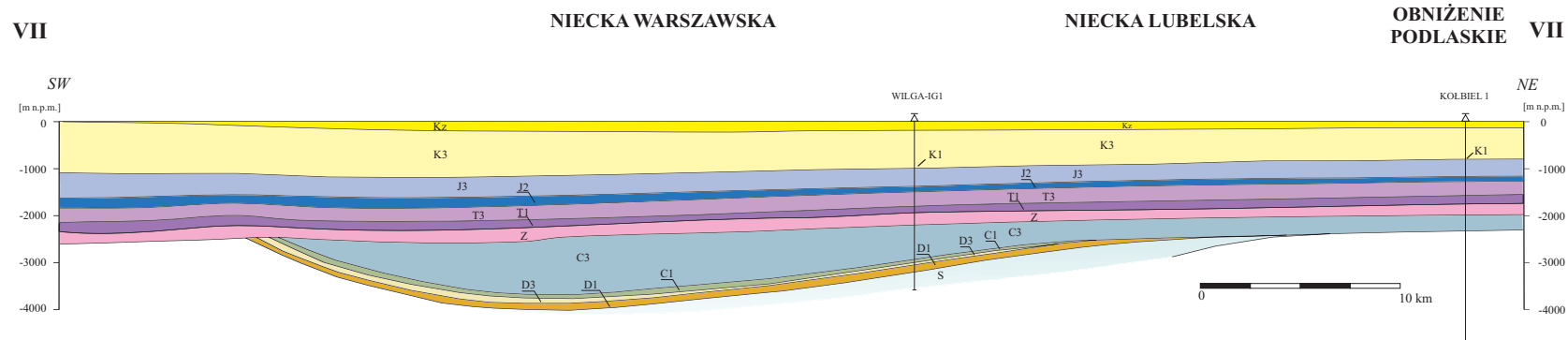
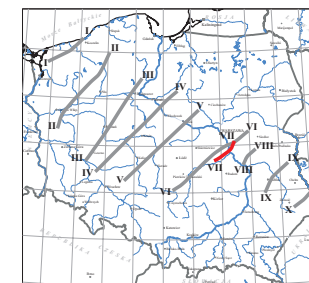
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (VI-VI)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 6.3.5
 Encl. 6.3.5



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (VII-VII)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

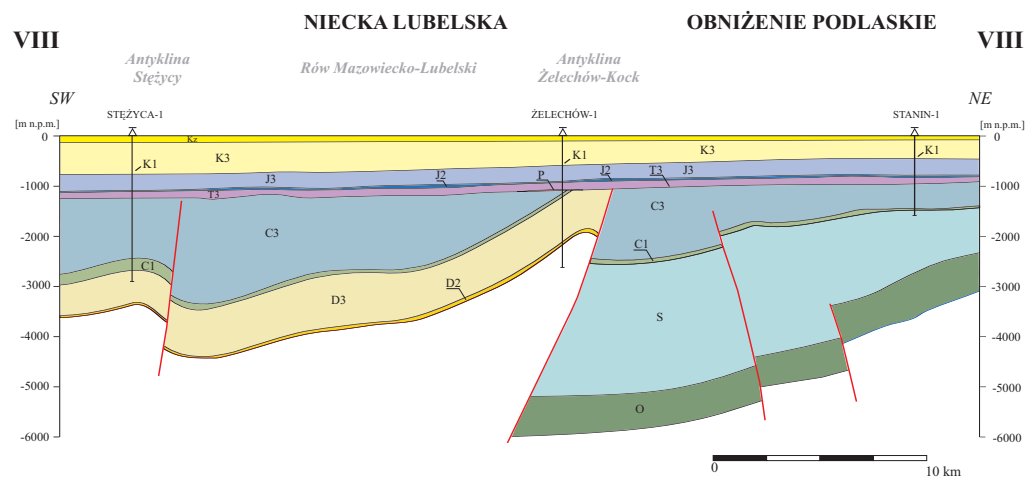
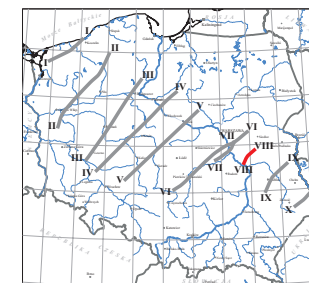
Zal. 6.3.6
 Encl. 6.3.6



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 Devon 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 Devon środkowy <i>Middle Devonian</i>	O Ordowik <i>Ordovician</i>
K1 Kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i>					D1 Devon dolny <i>Lower Devonian</i>	Cm Kambryj <i>Cambrian</i>

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (VIII-VIII)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

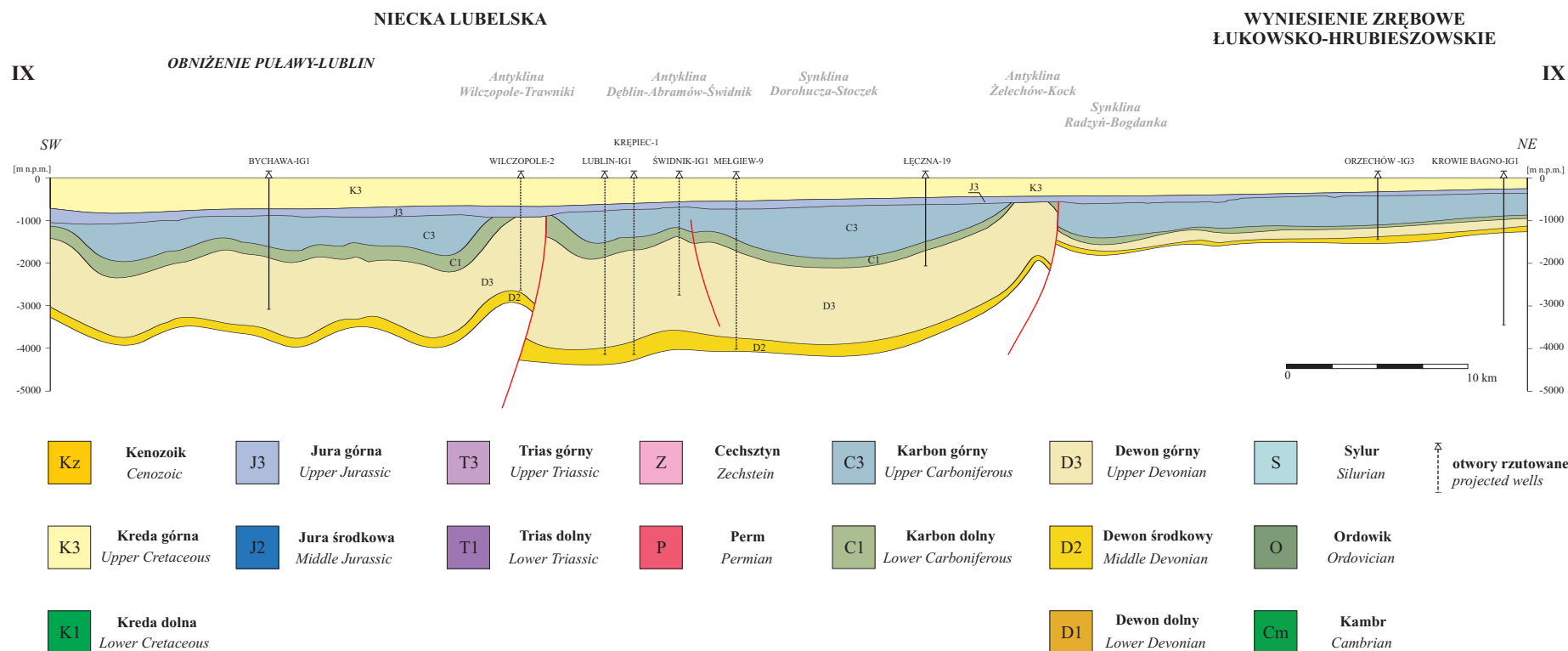
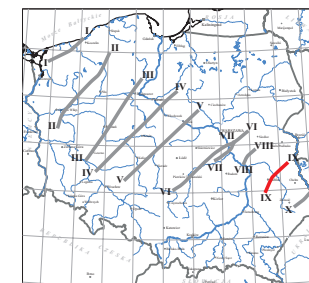
Zal. 6.3.7
 Encl. 6.3.7



Kz Kenozoik <i>Cenozoic</i>	J3 Jura górna <i>Upper Jurassic</i>	T3 Trias górny <i>Upper Triassic</i>	Z Cechstyn <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>

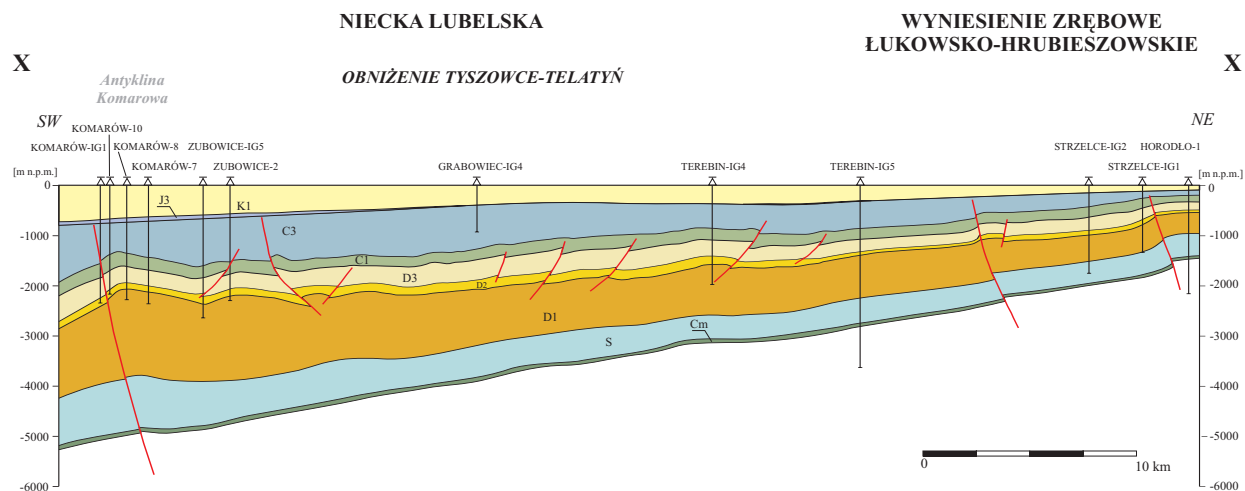
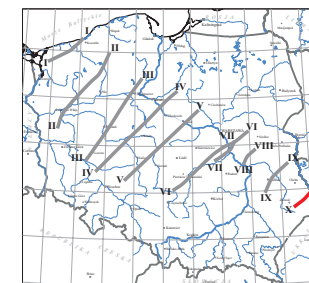
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (IX-IX)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 6.3.8
 Encl. 6.3.8



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (X-X)
GEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 6.3.9
 Encl. 6.3.9



Kz Kenozoik Cenozoic	J3 Jura górna Upper Jurassic	T3 Trias górny Upper Triassic	Z Cechsztyń Zechstein	C3 Karbon górny Upper Carboniferous	D3 Dewon górny Upper Devonian	S Sylur Silurian
K3 Kreda górna Upper Cretaceous	J2 Jura środkowa Middle Jurassic	T1 Trias dolny Lower Triassic	P Perm Permian	C1 Karbon dolny Lower Carboniferous	D2 Dewon środkowy Middle Devonian	O Ordowik Ordovician
K1 Kreda dolna Lower Cretaceous					D1 Dewon dolny Lower Devonian	Cm Kambr Cambrian

Zał. 6.4.1 Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny przez utwory Niżu Polskiego (A-A)

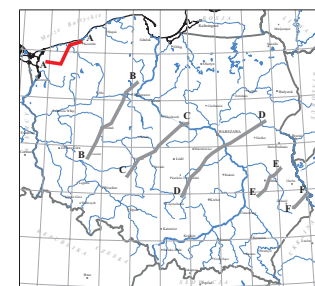
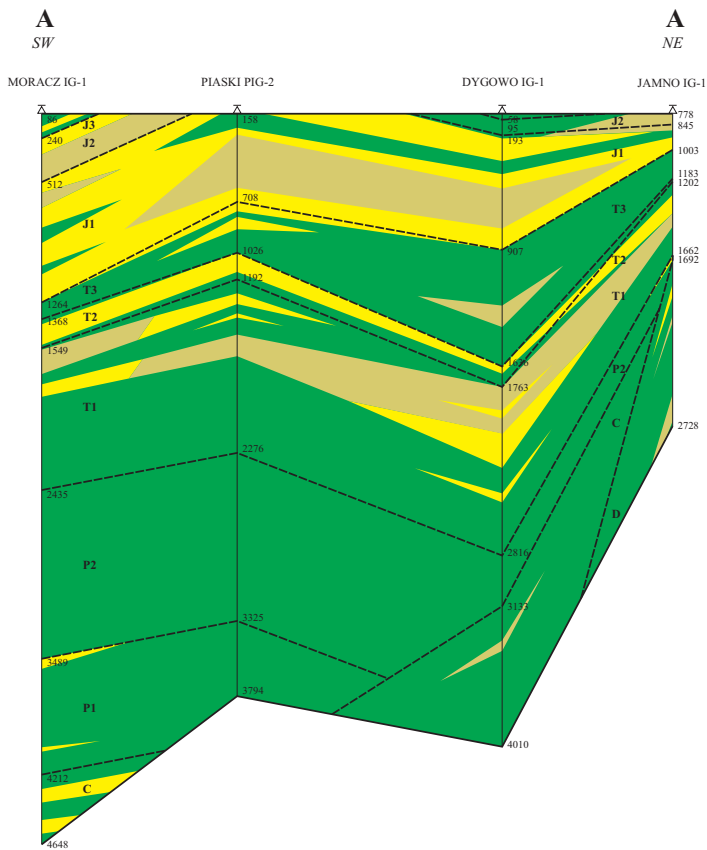
Utwory wodonośne w przekroju korelacyjno-hydrogeologicznym przeważają do głębokości około 1550 m w obrębie niecki pomorskiej, a nawet 2200 m w obszarze wału pomorskiego. W niecce szczecińskiej sięgają do około 1850 m. Najbardziej miąższe kompleksy wodonośne, nawet rzędu kilkuset metrów, zalegają w utworach 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 zawadnionych stwierdzono w skałach karbońskich.




Encl. 6.4.1 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 1550 m in the Pomeranian Trough, and even 2200 m in the area of the Pomeranian Swell. In the Szczecin Trough, they reach the depth of 1850 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. 6.4.1
Encl. 6.4.1



	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 <i>Boundaries of stratigraphic units</i>		1264 - głębokość [m p.p.t.] <i>depth [m b.s.l.]</i>				

Zał. 6.4.2 Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny przez utwory Niziu Polskiego (B-B)

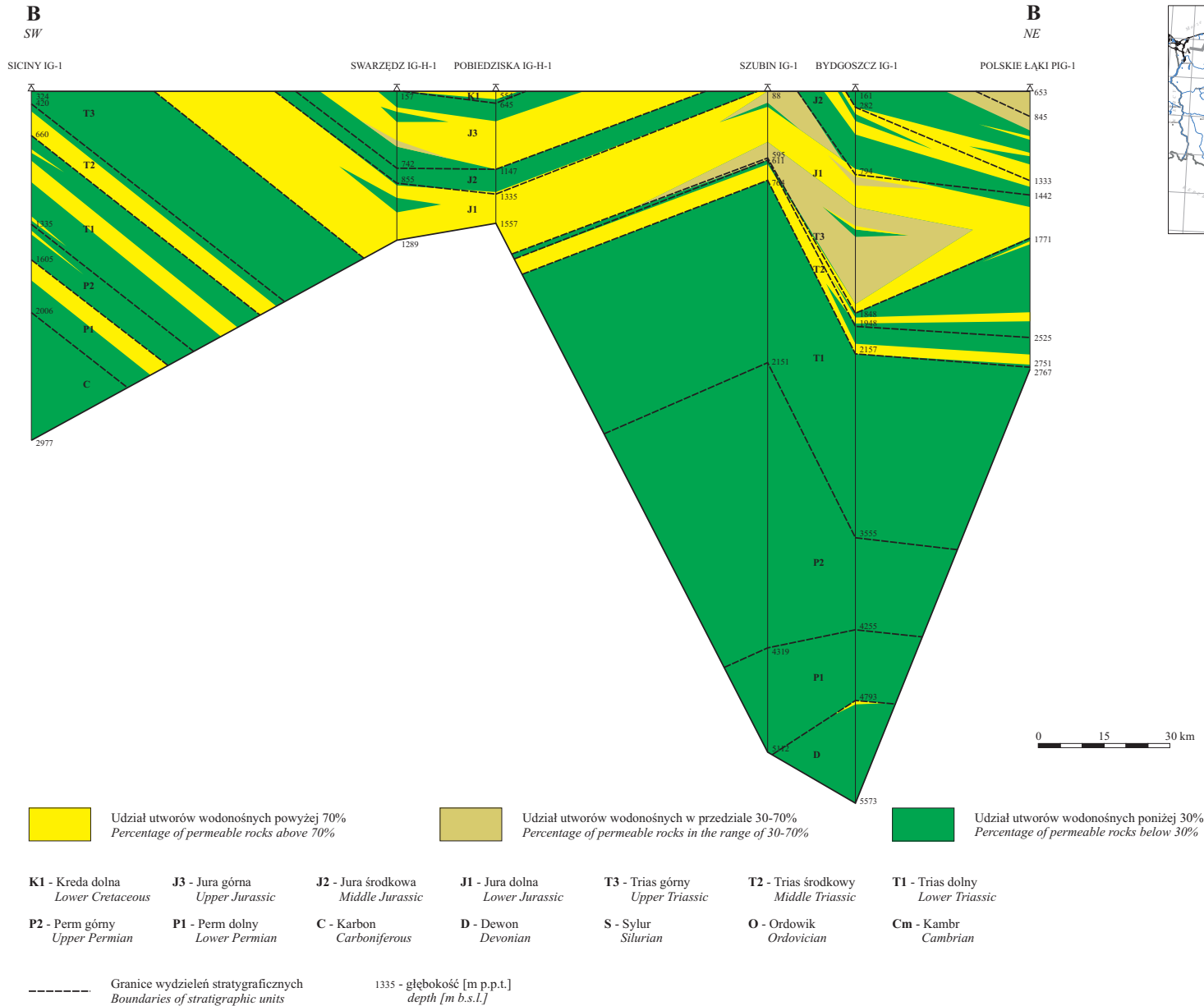
Największe, rzędu kilkuset metrów miąższości kompleksy wodonośne występują w utworach jury górnej i dolnej. W granicach przekroju zalegają one nawet do głębokości około 1850 m. W osadach jury środkowej zalegają głównie utwory słabo lub nieprzepuszczalne. Tylko w stropowej części, w obrębie zwłaszcza 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 1600 m.

Encl. 6.4.2 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 1850 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 1600 m.

PRZEKRÓJ KORELACYJNO - HYDROGEOLOGICZNY PRZEZ UTWORY NIŻU POLSKIEGO (B-B)
CORRELATION - HYDROGEOLOGICAL CROSS-SECTION THROUGH THE POLISH LOWLANDS

Zal. 6.4.2
 Encl. 6.4.2



Zał. 6.4.3 Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego (C-C)

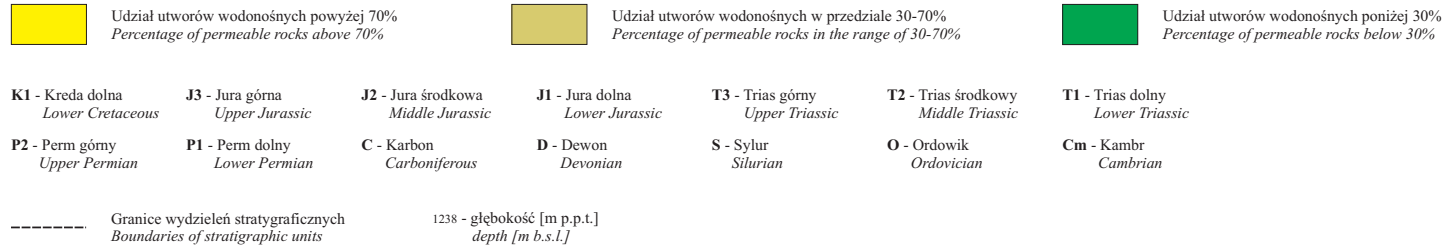
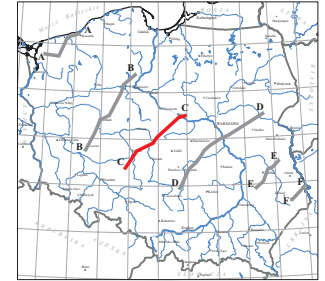
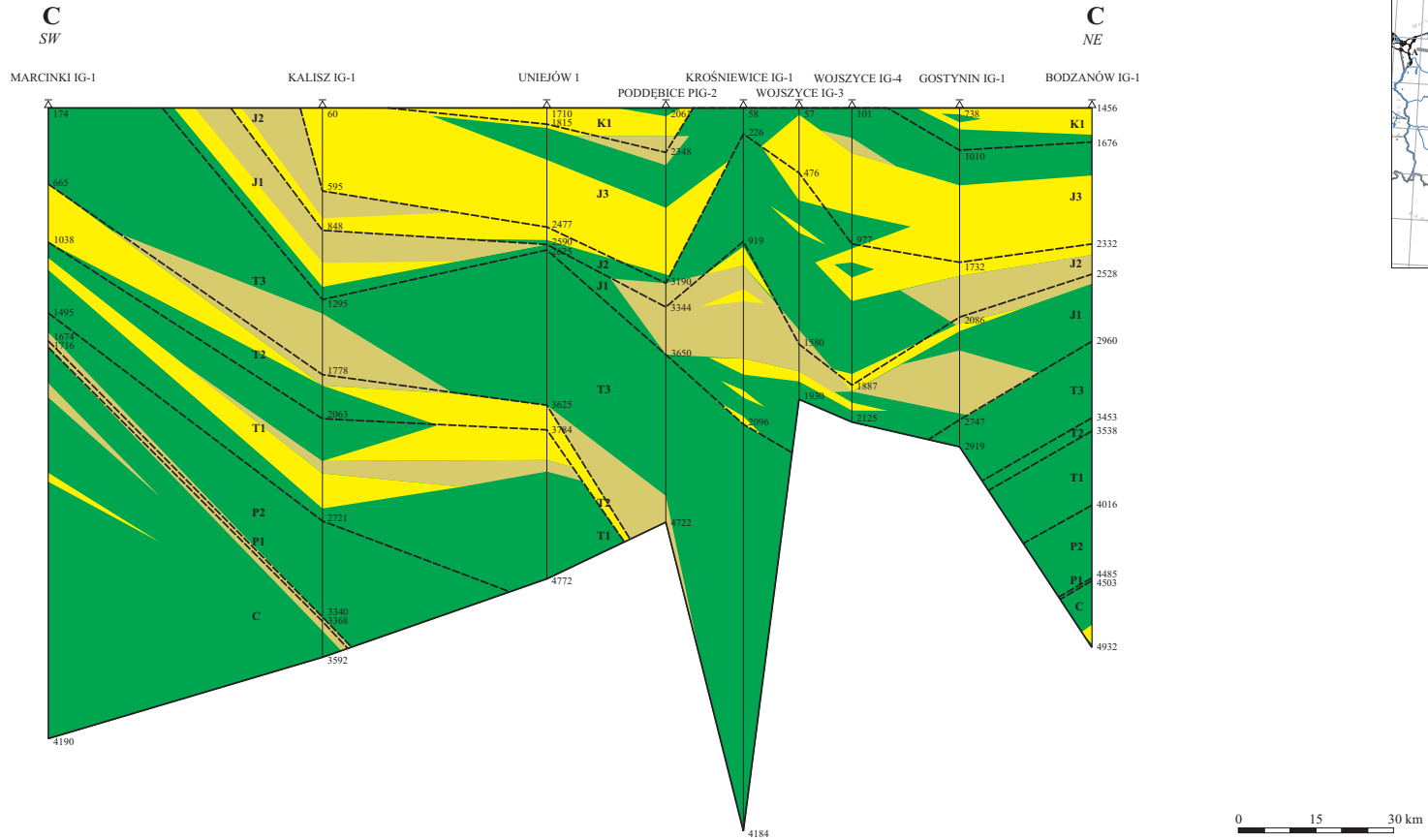
W obrębie przekroju duże kompleksy wodonośne, osiągające nawet kilkaset metrów, zalegają w utworach kredy dolnej, jury górnej, środkowej i dolnej, przy czym ich maksymalny zasięg głębokościowy wynosi około 3600 m. Utwory słabo lub nieprzepuszczalne zalegają głównie w części stropowej jury górnej zwłaszcza 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 4000 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. 6.4.3 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 3600 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 4000 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. 6.4.3
 Encl. 6.4.3



Zał. 6.4.4 Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny przez utwory Niżu Polskiego (D-D)

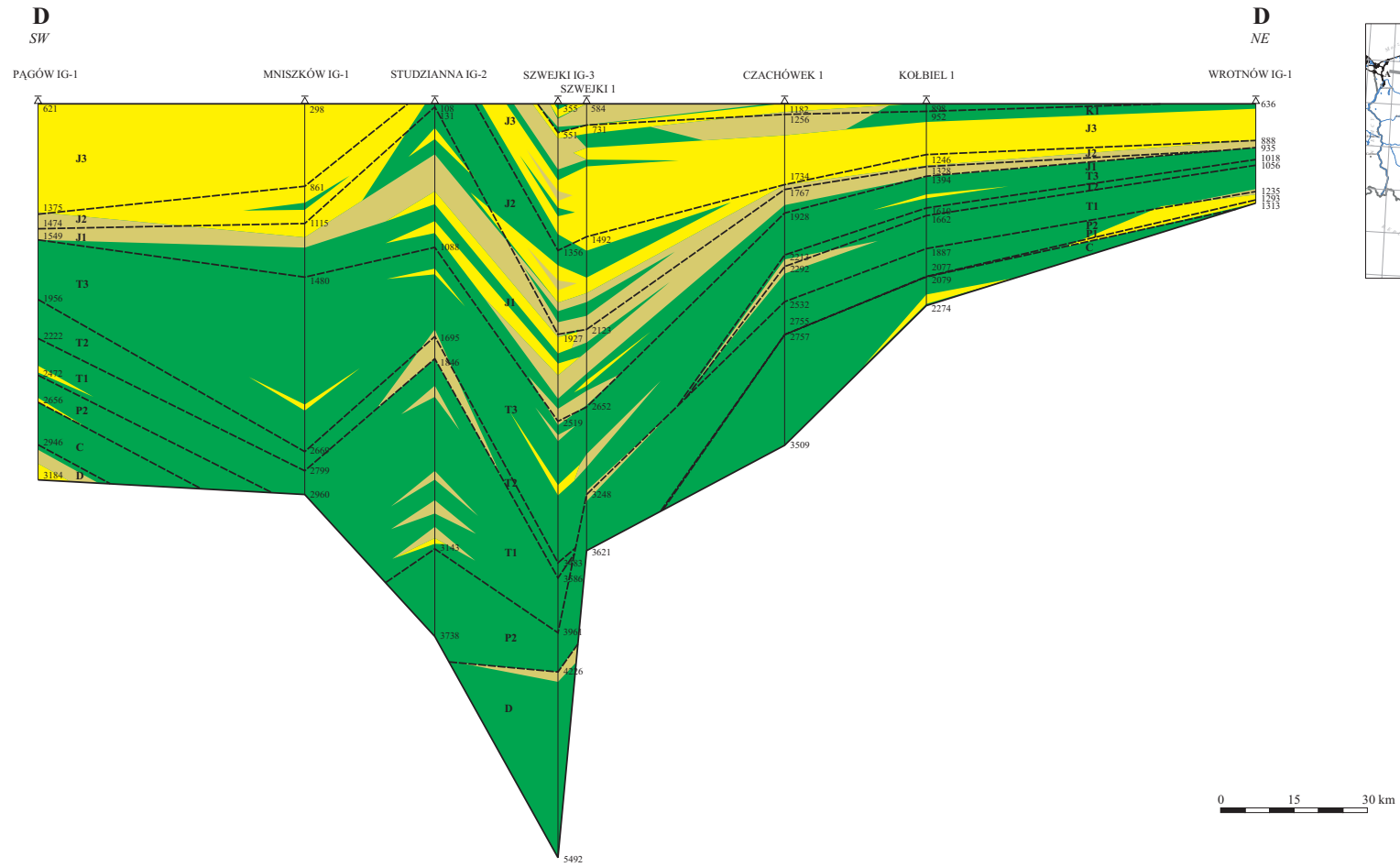
Bardzo miąższe utwory wodonośne, rzędu kilkuset metrów, w granicach prawie całego przekroju, występują w skałach jury górnej. W obrębie niecki miechowskiej i warszawskiej grubość tych utworów może dochodzić nawet do ponad 600 m. Osady te zalegają do głębokości od około 850 m do około 1500 m. Natomiast 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. 6.4.4 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 1500 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. 6.4.4
 Encl. 6.4.4



	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 - Kambr Cambrian
----- Granice wydzieleni stratygraficznych Boundaries of stratigraphic units		1375 - głębokość [m p.p.t.] depth [m b.s.l.]				

Zał. 6.4.5 Przekrój korelacyjno-hydrogeologiczny przez utwory Nizżu 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 1250 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-hydrogeologiczne przez utwory Nizżu 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. 6.4.5 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 1250 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. 6.4.5
Encl. 6.4.5

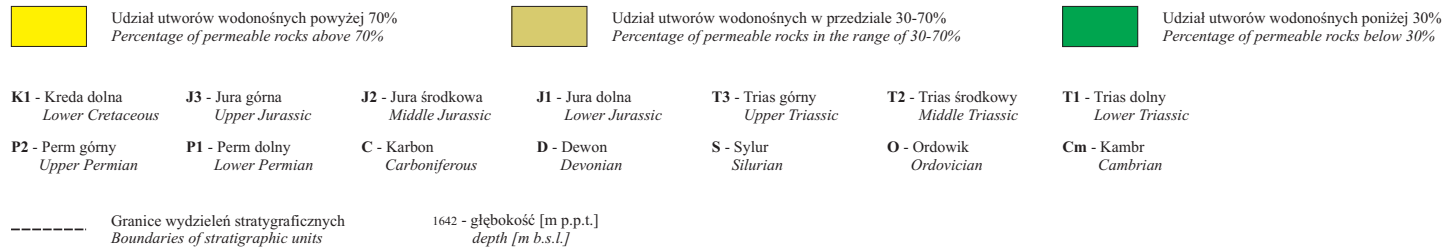
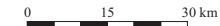
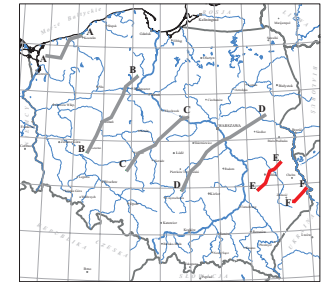
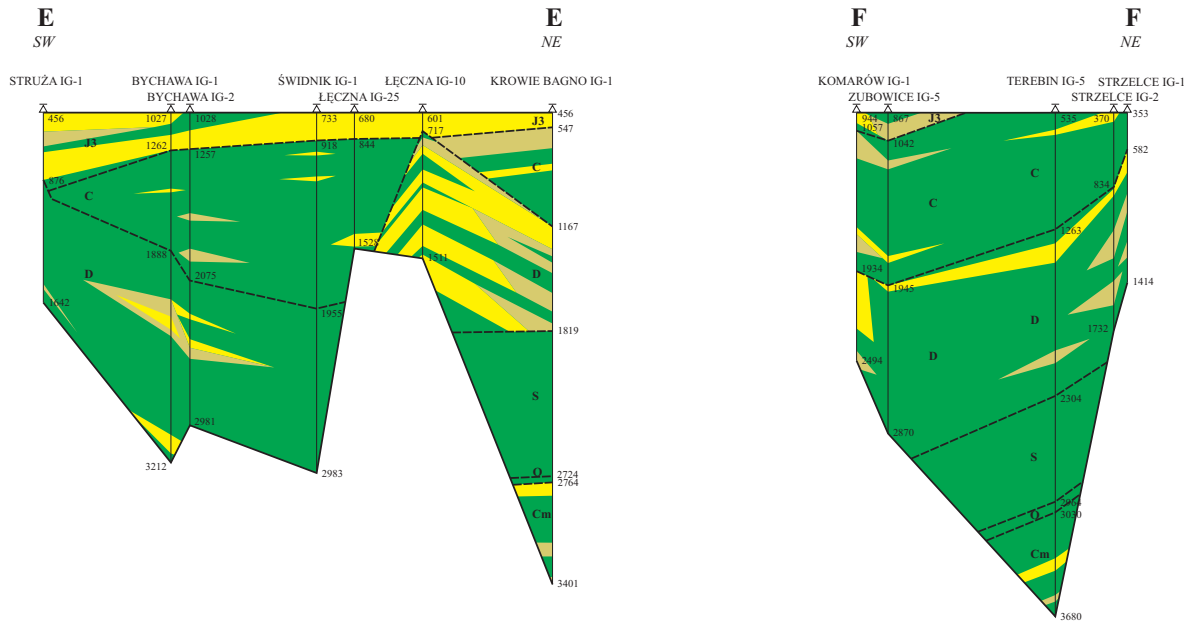





TABELA STRATYGRAFICZNA (rekomendowana przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną, 2004)
STRATIGRAPHIC CHART (recommended by International Commission on Stratigraphy, 2004)

Zal. 6.5
Encl. 6.5

ERATEM ERATHEM ERA	SYSTEM SYSTEM PERIOD	ODDZIAŁ SERIES EPOCH	PIĘTRO STAGE AGE	WIEK (milion lat) AGE (Ma)	POZIOMY WODONOŚNE AQUIFERS		
FANEROZÓJ PHANEROZOIC	KENOZÓJ CENOZOIC	NEOGEN NEOGENE	Holocen HOLOCENE	0.0115			
			Pleistocen PLEISTOCENE	Górny UPPER			
				Środkowy MIDDLE			
		Pliocen PLIOCENE	Żółty GELAS	1.806			
			Piacent PIACENTIAN				
		MEZÓZÓJ MESOZOIC	KREDA CRETACEOUS	MIOCEN MIOCENE	Zank ZANGLIAN	5.332	
					Messinian MESSINIAN		
					Torton TORTONIAN		
				Oligocen OLIGOCENE	Serraval SERRAVALIAN	23.03	
					Langhan LANGHAN		
Paleocen PALEOCENE	Burdycal BURDYCALIAN			23.03			
	Arwitan ARWITAN						
Paleocen PALEOCENE	Szat SZAT			23.03			
	Chattian CHATTIAN						
Eocen EOCENE	Rupel RUPELIAN			33.9			
	Prabon PRABONIAN						
Paleocen PALEOCENE	Barton BARTONIAN	55.8					
	Lutet LUTETIAN						
Paleocen PALEOCENE	Tanet TANETIAN	55.8					
	Seland SELANDIAN						
Paleocen PALEOCENE	Dan DANIAN	65.5					
	Mastrichtian MAASTRICHTIAN						
Paleocen PALEOCENE	Kampan KAMPANIAN	99.6					
	Santon SANTONIAN						
Paleocen PALEOCENE	Koniac KONJACIAN						
	Turon TURONIAN						
Paleocen PALEOCENE	Cenoman CENOMANIAN						
	Alb ALB						
Paleocen PALEOCENE	Artian ARTIAN						
	Berriem BERRIEMIAN						
Paleocen PALEOCENE	Hoteryw HOTERYWIAN						
	Walanżyn WALANŻYNIAN						
Paleocen PALEOCENE	Bernisjan BERNISJANIAN						
	Tyton TYTONIAN						
Paleocen PALEOCENE	Kimeryd KIMERYDIAN						
	Oksford OKSFORDIAN						
Paleocen PALEOCENE	Meloviet MELOVETIAN	144.2					
	Gallowan GALLOWANIAN						
Paleocen PALEOCENE	Baton BATONIAN						
	Bajds BAJDS						
Paleocen PALEOCENE	Bajocjan BAJOCJANIAN						
	Kalen KALENIAN						
Paleocen PALEOCENE	Turon TURONIAN	175.6					
	Pienisbagh PIENISBAGHIAN						
Paleocen PALEOCENE	Sinemur SINEMURIAN						
	Hettangian HETTANGIAN						
Paleocen PALEOCENE	Rhaetian RHAETIAN	199.6					
	Noryk NORYKIAN						
Paleocen PALEOCENE	Karnik KARNIKIAN						
	Ladyn LADYNIAN						
Paleocen PALEOCENE	Anzyc ANZYZIAN	228.0					
	Ansjan ANSJANIAN						
Paleocen PALEOCENE	Olenek OLENEKIAN	245.0					
	Induan INDUANIAN						
Paleocen PALEOCENE	Ediakar EDIKARAN	251.0					
	Ediacaran EDIKARANIAN						

 - Potencjalne zbiorniki wód geotermalnych na Niżu Polskim
 - Potential geothermal aquifers in the Polish Lowlands

 - Warstwy zbiornikowe
 - Aquifers

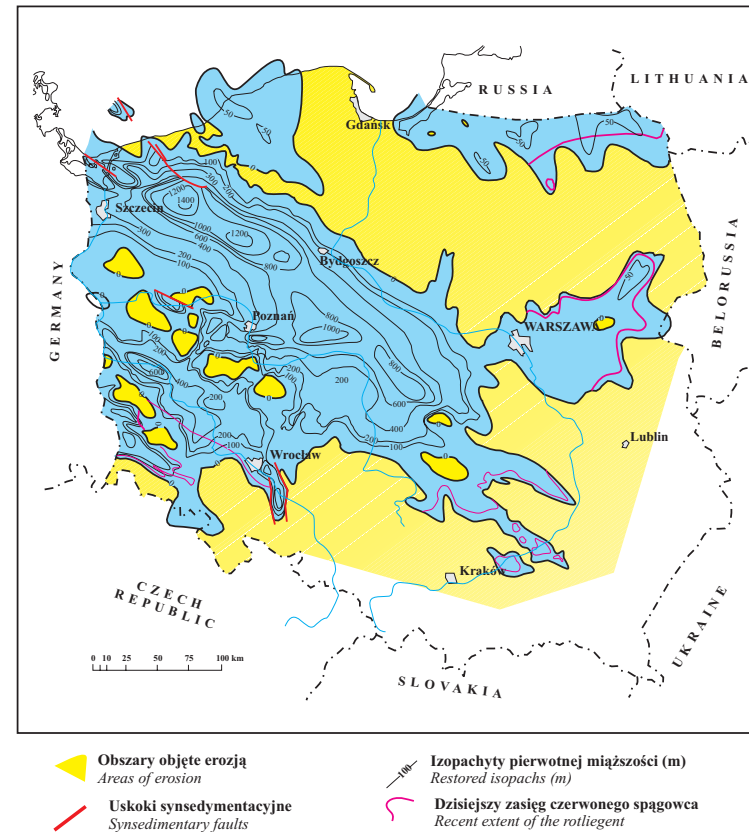
 - Warstwy uszczelniające
 - Sealing beds (Caprocks)

ERATEM ERATHEM ERA	SYSTEM SYSTEM PERIOD	ODDZIAŁ SERIES EPOCH	PIĘTRO STAGE AGE	WIEK (milion lat) AGE (Ma)	POZIOMY WODONOŚNE AQUIFERS
FANEROZÓJ PHANEROZOIC	PALEOZÓJ PALEOZOIC	PERM PERMIAN	Loping LOPINGIAN	251.1	
			Wuclapiang WUCLAPIANGIAN		
			Wuchapingian WUCHAPINGIAN	280.4	
		PERM PERMIAN	Wardian WARDIAN		
			Wordian WORDIAN		
		PERM PERMIAN	Road ROADIAN	270.6	
			Kungur KUNGURIAN		
		PERM PERMIAN	Artyski ARTYSKIAN		
			Kungur KUNGURIAN		
		PERM PERMIAN	Sakmar SAKMARIAN		
Sakmarian SAKMARIAN					
PERM PERMIAN	Assel ASSELIAN	299.0			
	Assel ASSELIAN				
PERM PERMIAN	Gzel GZELIAN	306.5			
	Gzelian GZELIAN				
PERM PERMIAN	Kasimowian KASIMOVIAN	311.7			
	Kasimowian KASIMOVIAN				
PERM PERMIAN	Moskowian MOSKOWIAN	317.7			
	Moskowian MOSKOWIAN				
PERM PERMIAN	Baszki BASZKIAN	318.1			
	Baszki BASZKIAN				
PERM PERMIAN	Serpuchow SERPUCHOWIAN	326.4			
	Serpuchow SERPUCHOWIAN				
PERM PERMIAN	Wisean WISEAN	345.3			
	Wisean WISEAN				
PERM PERMIAN	Turnej TURNJIAN	359.2			
	Turnej TURNJIAN				
PERM PERMIAN	Famen FAMENIAN	385.3			
	Famen FAMENIAN				
PERM PERMIAN	Frasnian FRASNIAN	385.3			
	Frasnian FRASNIAN				
PERM PERMIAN	Wymel WYMELIAN	397.5			
	Wymel WYMELIAN				
PERM PERMIAN	Givetian GIVETIAN				
	Givetian GIVETIAN				
PERM PERMIAN	Eifel EIFELIAN				
	Eifel EIFELIAN				
PERM PERMIAN	Ensis ENSISIAN				
	Ensis ENSISIAN				
PERM PERMIAN	Pragian PRAGIAN				
	Pragian PRAGIAN				
PERM PERMIAN	Lochkowian LOCHKOWIAN				
	Lochkowian LOCHKOWIAN				
PERM PERMIAN	Lochkowian LOCHKOWIAN	416.0			
	Lochkowian LOCHKOWIAN				
PERM PERMIAN	Ludlow LUDLOWIAN	418.7			
	Ludlow LUDLOWIAN				
PERM PERMIAN	Ludlow LUDLOWIAN	422.9			
	Ludlow LUDLOWIAN				
PERM PERMIAN	Gorst GORSTIAN	422.9			
	Gorst GORSTIAN				
PERM PERMIAN	Homerian HOMERIAN	428.2			
	Homerian HOMERIAN				
PERM PERMIAN	Shenwood SHEINWOODIAN	428.2			
	Shenwood SHEINWOODIAN				
PERM PERMIAN	Telychian TELYCHIAN	443.7			
	Telychian TELYCHIAN				
PERM PERMIAN	Aeronian AERONIAN	460.9			
	Aeronian AERONIAN				
PERM PERMIAN	Hirnantian HIRNANTIAN	471.8			
	Hirnantian HIRNANTIAN				
PERM PERMIAN	Hirnantian HIRNANTIAN	488.3			
	Hirnantian HIRNANTIAN				
PERM PERMIAN	Tremadocian TREMADOCIAN	501.0			
	Tremadocian TREMADOCIAN				
PERM PERMIAN	Paibian PAIBIAN	513.0			
	Paibian PAIBIAN				
PERM PERMIAN	Paibian PAIBIAN	542.0			
	Paibian PAIBIAN				
PERM PERMIAN	Ediakar EDIKARAN	1000			
	Ediakar EDIKARAN				
PERM PERMIAN	Ediacaran EDIKARANIAN	1600			
	Ediacaran EDIKARANIAN				
PERM PERMIAN	Ediacaran EDIKARANIAN	2500			
	Ediacaran EDIKARANIAN				
PERM PERMIAN	Ediacaran EDIKARANIAN	2800			
	Ediacaran EDIKARANIAN				
PERM PERMIAN	Ediacaran EDIKARANIAN	3200			
	Ediacaran EDIKARANIAN				
PERM PERMIAN	Ediacaran EDIKARANIAN	3600			
	Ediacaran EDIKARANIAN				

7 Zbiornik hydrogeotermalny permu dolnego

Polski basen czerwonego spągowca jest wschodnią częścią wielkiego permskiego basenu europejskiego rozciągającego się od Wielkiej Brytanii przez Holandię, Niemcy, Danię aż do Polski (Karnkowski, 1987 a b, 1994, 1995).

Na obszarze Niziny Polskiej utwory permu dolnego leżą, z wyraźną luką stratygraficzną, na utworach podłoża o konsolidacji waryscyjskiej i kaledońskiej. Czerwony spągowiec stanowi piętro, w którym dominują różnego rodzaju skały wylewne przypadające na autun (część W Polski) i szeroko rozprzestrzenione facje klastycznych skał czerwonych odpowiadające saksonowi (Pokorski, 1976). Granica pomiędzy autunem, a wyżej zalegającym saksonem została wyznaczona na podstawie kryteriów litologicznych. Procesy tektoniczne głównej subfazy saalskiej doprowadziły do przekraczającego ułożenia utworów saksonu w stosunku do skał autunu (rys. 7.0.6).



Rys. 7.0.6 Geometria basenu czerwonego spągowca w Polsce (wg J. Pokorskiego) - M.Narkiewicz, 1997.

Fig. 7.0.6 Geometry of the Rotliegend basin in Poland (after Pokorski et al.; Narkiewicz, 1997).

Zachodnia część Niziny Polskiej stanowi największy obszar występowania skał **autunu** (grupa Odry). W części Pomorza Zachodniego dominują głównie odmiany kwaśne skał wylewnych typu ryolit, dacyt i plagiodycyt. Tworzą one pokrywę dochodzącą przypuszczalnie do 100 m miąższości. Na obszarze monokliny przedsudeckiej skład skał wylewnych jest bardziej zróżnicowany. Występują one w czterech odmiennych grupach: trachity, ryodacyty, dacyty i bazalty. Miąższość tych skał dochodzi tu miejscami do 1000 - 1500 m (strefa Ośno - Pomorsko - Koź-

chów). Skalom wylewnym towarzyszą ich tufy, których miąższość kształtuje się na poziomie 20 - 40 m, ale maksymalnie dochodzi do 200 m.

Utwory **saksonu**, zaliczone do grupy Warty, rozwinęły się w rozległym zbiorniku osadowym, który swym zasięgiem objął obszar platformy prekambryjskiej na wschodzie i obszar platformy paleozoicznej - na zachodzie Polski. W jego obrębie wydzielono szereg jednostek, w których utwory saksonu sedymentowały (Pokorski, 1978, 1997).

Największy obszar oraz centralne miejsce w saksońskim zbiorniku osadowym zajmuje basen polski (bruzda środkowopolska). Stanowi on podłużną strukturę rozciągającą się na kierunku NW-SE od okolic Świdwina przez Piłę, Inowrocław, Toruń, Włocławek, Kutno po Łódź. W jego budowie zdecydowanie przeważają osady frakcji najdrobniejszych jak mułowce i ilowce. Profil saksonu o miąższości do 800 m. buduje wiele cykli osadowych o następcie piaskowic - mułowic - ilowic. Utwory te powstały w basenie o malejących energiach sedymentacyjnych, mającym charakter okresowy, dość płytki, a nawet pustynnego jeziorzyska. Charakter środowiska osadowego tej jednostki określa się jako śródlądową sebhę lub playę.

Wydzielona wyżyna pomorska graniczy z basenem polskim od północy i ciągnie się wąskim pasmem od Morza Bałtyckiego przez Kołobrzeg po Chojnice. W saksonie stanowiła obszar alimentacyjny, ale na jej SW skłonie wykształcił się system skarp, osadów stożków osypiskowych i napływowych. Na przedpolu skłonu dominują utwory sedymentacji fluwialnej np. osady korytowe. Miąższość osadów w tej jednostce osiąga kilkaset metrów.

Na SW od basenu polskiego rozciąga się równolegle wolsztyńska wyżyna wyspowa (garb wolsztyński). Buduje ją pasmo obszarów wyspowych, wzgórz i grzbietów stanowiących tereny o dominacji procesów denudacyjnych w otoczeniu, w których powstały rozległe pedymenty (głównie sypyw błotne). W rowach tektonicznych przecinających tę jednostkę wytworzyły się osady typu fluwialnego, jak zlepierce i piaskowce. Sedymentacja na tym obszarze charakteryzowała się też intensywnymi procesami eolicznymi. Pod koniec saksonu, w rowie Poznań, powstały znacznej miąższości osady eoliczne (kilkaset metrów).

Obszar równiny wrocławskiej i kaliskiej (bruzdy śląskiej) obejmuje południową część monokliny przedsudeckiej (Sokołowski, 1967). W okolicy Zielonej Góry powstała saksońska kotlina, którą wypełniły osady mułowcowo - ilaste reprezentujące środowisko playi. Obszar równiny wrocławskiej stanowi również akumulacyjną otoczoną pedymentami. Profil saksonu o znacznej miąższości utworów zbudowany jest z wielu cykli sedymentacyjnych, w których dominują osady piaskowcowe. Powszechnie występują facje korytowe, zbiorników wód stojących, błotnych potoków lub spływów powierzchniowych. Na równinie kaliskiej prawie wyłącznie występują piaskowce z charakterystycznym warstwowaniem określone jako utwory facji korytowej rzek roztokowych. Lokalnie obserwuje się również zaleganie osadów wód stojących i utwory eoliczne.

Od okolic Warszawy po Bielsk Podlaski i Łuków rozpościera się basen podlaski (obniżenie podlaskie). Jest on połączony z głównym zbiornikiem jedynie przez wąski przesmyk. Sakson osiąga tu małe miąższości do 50 m, a w jego profilu dominują piaskowce. Obszar charakteryzuje też brak cykliczności i struktur depozycyjnych. Określa się go jako pedymet (Pokorski, 1978). W jego obrębie znajdują się liczne paleodoliny wypełnione osadami potoków roztokowych.

Basen perybałtycki (obniżenie warmińskie) jest odizolowany od całości zbiornika saksońskiego na terenie Polski i rozciąga się wzdłuż północnej granicy z Rosją. Obszar jest zróżnicowany miąższościowo i litofacjalnie (Pokorski, 1974). Budują go cztery duże paleodoliny o rozciągłości południkowej. Wypełniające je utwory, niewielkiej miąższości do 60 m., charakteryzują się sekwencjami osadowymi typu zlepieriec-piaskowic oraz strukturami warstwowań różnego

rodzaju. Na północy basenu rozpościera się równia zalewowa z osadami o niewielkich miąższościach facji mułowcowo - ilastej z laminacją poziomą oraz z piaskowcami drobnoziarnistymi warstwowanymi przekątnie.

Basen słupski (obniżenie słupskie) zajmuje niewielki obszar nadbałtycki w kształcie trójkąta o narożach Leba, Koszalin i Chojnice. Profil saksonu (maks. 80 m) w części NE jest dwudzielny. Dolną jego część budują zlepierce (osad fluwialny), a górną piaskowce drobnoziarniste (aluwia rzeczne i osady eoliczne). W części zachodniej obszaru w saksonie wyróżniono warstwy miasteckie i darłowskie. Utwory warstw miasteckich reprezentują stożki osypiskowe i brekcje kłifowe zbudowane z materiału o niskim stopniu wysortowania i obtoczenia. Warstwy darłowskie są zbudowane w dolnej części z piaskowców zlepiercowatych, a w górnej części z drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych pochodzenia eolicznego.

Warstwy wodonośne w utworach permu dolnego stanowią kompleksy piaskowcowe. Skalami izolującymi są serie osadów nieprzepuszczalnych i słabo przepuszczalnych, które budują z reguły ilowce i mułowce.

Głębokość stropu utworów czerwonego spągowca (Zał. 7.2) w centralnych i północno-zachodniej części basenu wynosi 4000 do 7500 m, co praktycznie eliminuje z punktu widzenia ekonomicznego możliwość wykorzystania wód geotermalnych. W peryferycznych częściach basenu głębokości są mniejsze i utwory zbiornikowe występują na głębokościach rzędu 1500 - 3000 m.

Miąższość całkowita utworów dolnego permu (Zał. 7.3) na obszarach wyniesienia Leby, syneklizy bałtyckiej i obniżenia podlaskiego nie przekracza 50 m, podobnie jak w peryferycznych częściach obszaru przedsudeckiego, wału kujawskiego, wału pomorskiego i niecki pomorskiej. Miąższość tych utworów w pozostałych obszarach ich występowania rośnie do ponad 100 m (obszar przedsudecki) i aż do ponad 1400 m w osiowej części wału pomorskiego. W obszarach niecek mogileńsko-łódzkiej i szczecińskiej dominują miąższości w granicach 400 - 1000 m.

Sumaryczne miąższości warstw wodonośnych (Zał. 7.4) na obszarze monokliny przedsudeckiej i Pomorza zachodniego osiągają wartości od kilkunastu do około 200 m i tylko lokalnie na zachód i północny zachód od Poznania miąższości dochodzą do 600 m.

Temperatury w stropie utworów dolnego permu zmieniają się w ścisłej zależności od głębokości zalegania. Stąd w płytko występujących strukturach temperatura nie przekracza 50°C, natomiast w pozostałych jednostkach wzrasta aż do 150°C, lokalnie (na wale kujawskim) przekraczając nawet 200°C. Dominuje występowanie zbiorników charakteryzujących się temperaturami przekraczającymi 100°C (Zał. 7.5).

W związku z na ogół niską przewodnością warstw wodonośnych potencjalne wydajności otworów są niskie i tylko lokalnie (w nieckach mogileńsko-łódzkiej i szczecińskiej) przekroczą mogą 75 m³/h. W całym zbiorniku można oczekiwać wydajności z potencjalnych otworów w granicach od kilku do 50 m³/h. Na obszarze wału pomorskiego możliwe do osiągnięcia będą wydajności rzędu 50 - 75 m³/h.

Mineralizacja wód w górnej części skał przepuszczalnych jest zmienna od ok. 20 do ponad 300 g/dm³. Wody o niższej mineralizacji występują w płytko zalegających utworach. Wraz z głębokością mineralizacja wzrasta, stabilizując się na ogół w przedziale od 200 do ponad 300 g/dm³.

Według L. Bojarskiego (1996) we wschodniej, przyplatformowej części Niżu Polskiego, w obniżeniu podlaskim i częściowo w syneklizie perybałtyckiej występują silnie zredukowane nawet do kilku metrów osady czerwonego spągowca wypełnione solankami o mineralizacji 50 - 250 g/dm³ a jedynie w skrajnie wschodniej części obniżenia podlaskiego stwierdzono wody

o niskiej mineralizacji, poniżej 10 g/dm³ i być może wody zwykle, co nie zostało jednak potwierdzone wierceniami.

Ten sam autor (Bojarski, 1996) stwierdza, że granice ogromnego obszaru solanek nasyconych o mineralizacji powyżej 300 g/dm³ w utworach czerwonego spągowca zbliżają się do niebezpiecznych odległości od strefy wymiany wód w brzeżnej części basenu. W strefie tej występują słabo zmineralizowane wody czerwonego spągowca i wody zwykle piaskowca pstręgo, trzeciorzędu i czwartorzędu w obrębie monokliny przedsudeckiej oraz wody zwykle kredy dolnej niecki łódzkiej i poziomy wodonośne różnych ogniw stratygraficznych na skłonie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, a więc istnieje tu bardzo duże zagrożenie solankami czerwonego spągowca dla wszystkich poziomów wód zwykłych występujących w południowej części basenu permńskiego (Bojarski, 2006) (Załącznik 7.6).

Wysoka, na ogół, mineralizacja jednoznacznie wskazuje na możliwości wykorzystania wód występujących w dolnopermskim zbiorniku także do celów balneologicznych (Załącznik 7.7). Zwłaszcza, że stwierdzone zostały występowania wysokich koncentracji jonów bromkowych i jodkowych. Wody pochodzące z ewentualnej eksploatacji wód geotermalnych z płytkich struktur mogą być wykorzystywane do celów rekreacyjnych.

7 The Lower Permian aquifer

The Rotliegend basin in Poland represents an eastern part of the great European Permian Basin extending from the United Kingdom through the Netherlands, Germany, Denmark up to Poland (Karnkowski, 1987 a b, 1994, 1995).

In the Polish Lowlands, the Lower Permian deposits rest, with a distinct stratigraphic gap, upon rocks of the basement revealing the Variscan and Caledonian consolidation. The Rotliegend represents a stage in which dominate various types of effusive rocks of the Autunian (in a part of western Poland) and widespread facies of red clastic rocks corresponding with the Saxonian (Pokorski, 1976). The boundary between the Autunian and the overlying Saxonian was defined basing on lithologic criteria. Tectonic processes of the main Saalian subphase led to the overlapping position of the Saxonian deposits on the Autunian rocks (fig. 7.0.6).

The western part of the Polish Lowlands represents the largest area of occurrence of the **Autunian** rocks (the Odra Group). In a part of Western Pomerania, acid effusive rocks as rhyolite, dacite and plagiodacite are predominant (Ryka, 1968). They form a cover thickness of which presumably reaches 100 m. In the area of the Fore-Sudetic Monocline, the effusive rock composition is more diversified. They fall into four different groups: trachytes, rhyodacites, dacites and basalts. Thickness of these rocks reaches in places 1000 - 1500 m (in the Ośno - Pomorsko - Koźuchów zone). The effusive rocks are accompanied by tuffs, 20 - 40 m (maximum 200 m) thick.

The **Saxonian** deposits, included into the Warta Group, developed within a vast sedimentary basin which covered the Precambrian Platform area in the east of Poland and the Paleozoic Platform area in the west. Within this basin, a number of units were distinguished, in which the Saxonian sediments were deposited (Pokorski, 1978, 1997).

The Polish Basin (Middle Polish Trough) occupies the largest area and central position in the Saxonian sedimentary basin. It represents an elongated structure stretching in the NW-SE direction from the Świdwin region, through Piła, Inowrocław, Toruń, Włocławek, Kutno to Łódź. Deposits of the finest fractions, as siltstones and claystones, are decidedly prevailing in

its composition. The Saxonian profile, up to 800 m thick, consists of numerous sedimentary cycles with the sandstone - siltstone - claystone sequence. These deposits originated in a basin with decreasing sedimentation energy, which was periodical in nature and quite shallow, and even in desert lakes. The sedimentary environment of this unit is defined as inland sebhá or playa.

So called Pomerania Upland adjoins the Polish Basin from the north and stretches as a narrow band from the Baltic Sea through Kołobrzeg to Chojnice. During the Saxonian it represented an alimentary area, but on its SW slope a system of escarpments and deposits of talus fans and alluvial fans were formed. In the foreland of the slope, deposits of fluvial sedimentation, e.g. channel deposits, are predominant. Thickness of deposits in this unit reaches several hundred meters.

To SW of the Polish Basin, parallel to it, the Wolsztyn Insular Upland (Wolsztyn Elevation) spreads. It is built up of insular areas, hills and crests which represent terrains with predominating denudation processes, surrounded by vast areas where pediments (chiefly of mud flows) originated. In tectonic grabens which dissect this unit, fluvial deposits as conglomerates and sandstones were formed. Sedimentation in this area was also characterized by intense aeolian processes. Late in the Saxonian, in the Poznań Trough, aeolian deposits with considerable thickness (several hundred meters) developed.

The Wrocław Plain and the Kalisz Plain (Silesian Trough) cover the southern part of the Fore-Sudetic Monocline (Sokołowski, 1967). In the Zielona Góra region, a Saxonian valley was formed which was filled up with silty-clayey deposits representing the playa environment. The Wrocław Plain constitutes the accumulation plain surrounded by pediments. The Saxonian profile, of considerable thickness, is composed of many sedimentary cycles with predominant sandstone deposits. Facies of channels, stagnant water basins, mud flows or surface flows are common. In the Kalisz Plain area, sandstones with characteristic bedding, determined as deposits of the channel facies of braided rivers, occur almost exclusively. Locally, also deposits of stagnant water basins and aeolian deposits can be observed.

The Podlasie Basin (Podlasie Trough) stretches from the Warsaw region to Bielsk Podlaski and Łuków. It is connected with the main basin only through a narrow isthmus. The Saxonian deposits have small thickness here (less than 50 m) and sandstones predominate in their profile. The area is also characterized by absence of cyclicity and depositional structures. It is defined as pediment (Pokorski, 1978). In this area, numerous paleovalleys filled up with deposits of braided rivers occur.

The Peribaltic Basin (Warmia Trough) is isolated from the whole Saxonian basin in Poland and stretches along the northern border between Poland and Russia. The area is diversified as regards thickness and facies (Pokorski, 1974). It is composed of four big paleovalleys striking meridionally. Deposits that fill them have insignificant thickness (less than 60 m) and are characterized by the conglomerate - sandstone sedimentary sequences and various types of sedimentary structures. In the north of this basin, flood plain occurs, with thin deposits of the silty-clayey facies with horizontal lamination and fine-grained sandstones with diagonal bedding.

The Ślupsk Basin (Ślupsk Trough) occupies a small seaside area, triangular in shape with Leba, Koszalin and Chojnice in the apexes. In its NE part, the Saxonian profile (maximum 80 m thick) is bipartite. Its lower segment is built up of conglomerates (fluvial deposits) and its upper segment - of fine-grained sandstones (river alluvia and aeolian deposits). In the western part of the area, the Miastko Beds and Darłowo Beds were distinguished in the Saxonian

profile. The Miastko Beds are represented by deposits of talus fans and cliff breccia composed of material with low degree of sorting and roundness. The Darlowo Beds in their lower part are built up of conglomeratic sandstones and in their upper part - of fine-grained quartz sandstones of aeolian origin.

Sandstone complexes constitute water-bearing reservoirs in the Upper Permian. Sealing rocks are represented by impermeable and weakly permeable series, mostly composed of claystones and siltstones.

Depth to the top of the Rotliegend deposits (Encl. 7.2) in the central and north-western parts of the basin ranges from 4000 to 7500 m, which in practice economically excludes any possibility of geothermal water utilization. In peripheral parts of the basin, the reservoir deposits occur at smaller depth, on the order of 1500 - 3000 m.

In the areas of the Leba Elevation, Peribaltic Syncline and Podlasie Depression, total thickness of the Lower Permian deposits does not exceed 50 m, just as in peripheral parts of the Fore-Sudetic Region, Kujawy Swell, Pomeranian Swell and Pomeranian Trough. In remaining areas of occurrence, thickness of these deposits increases up to more than 100 m (the Fore-Sudetic Region) and as much as over 1400 m in the axial part of the Pomeranian Swell. In the Mogilno-Łódź Trough and Szczecin Trough, thicknesses between 400 and 1000 m are prevailing (Encl. 7.3).

In the Fore-Sudetic Monocline and Western Pomerania areas, total thickness of water-bearing beds (Encl. 7.4) arrive at values of several to approximately 200 m; only locally, west and north-west of Poznań, they come up to 600 m.

Temperatures at the top of the Lower Permian deposits are strictly dependent on depth of occurrence. Hence, in shallow structures the temperature does not exceed 50°C, whereas in remaining ones it increases up to 150°C and locally (on the Kujawy Swell) it exceeds 200°C. Occurrence of reservoirs with temperatures lower than 100°C is predominant (Encl. 7.5).

On account of mostly low permeability of water-bearing beds, potential flow rates of wells are low; only locally (in the Mogilno-Łódź Trough and Szczecin Trough) they can exceed 75 m³/h. In the whole reservoir, expected flow rates from potential wells range from a few to 50 m³/h. In the Pomeranian Swell area, flow rates on the order of 50 - 75 m³/h are possible.

Mineralization of waters from the upper part of permeable rocks is diversified, from about 20 to more than 300 g/dm³. Waters with lower mineralization occur in shallow deposits. The mineralization increases with depth and stabilizes, in general, in the range of 200 to over 300 g/dm³.

According to Bojarski (1996), in the eastern, near-platform part of the Polish Lowlands, in the Podlasie Depression and partly in the Peribaltic Syncline, strongly reduced (down to a few meters) Rotliegend deposits occur, which are filled up with brines revealing mineralization 50 - 250 g/dm³; only in the easternmost part of the Podlasie Depression waters with low mineralization (less than 10 g/dm³) were encountered, possibly together with fresh waters which have not been confirmed by wells.

The same author (Bojarski, 1996) stated that boundaries of the huge area of the Rotliegend saturated brines with mineralization higher than 300 g/dm³ dangerously approach the zone of water exchange in the marginal part of the basin. In this zone, weakly mineralized Rotliegend waters and fresh waters of the Buntsandstein, Tertiary and Quaternary occur within the Fore-Sudetic Monocline, as well as fresh waters of the Lower Cretaceous in the Łódź Trough and water-bearing horizons of various stratigraphic members on the slope of the Holy Cross Mts. margin, therefore very serious threat from the side of the Rotliegend brines hangs over all

horizons of fresh water occurring in the southern part of the Permian Basin (Bojarski, 2006) (Encl. 7.6).

The high, in general, mineralization unequivocally indicates possibility of using the waters from the Lower Permian reservoir also for balneologic purposes (Encl. 7.7), all the more so as high bromine and iodine concentrations were proved. Waters obtained from potential exploitation of geothermal reservoirs in shallow structures may be used for recreational purposes.

Literatura (References):

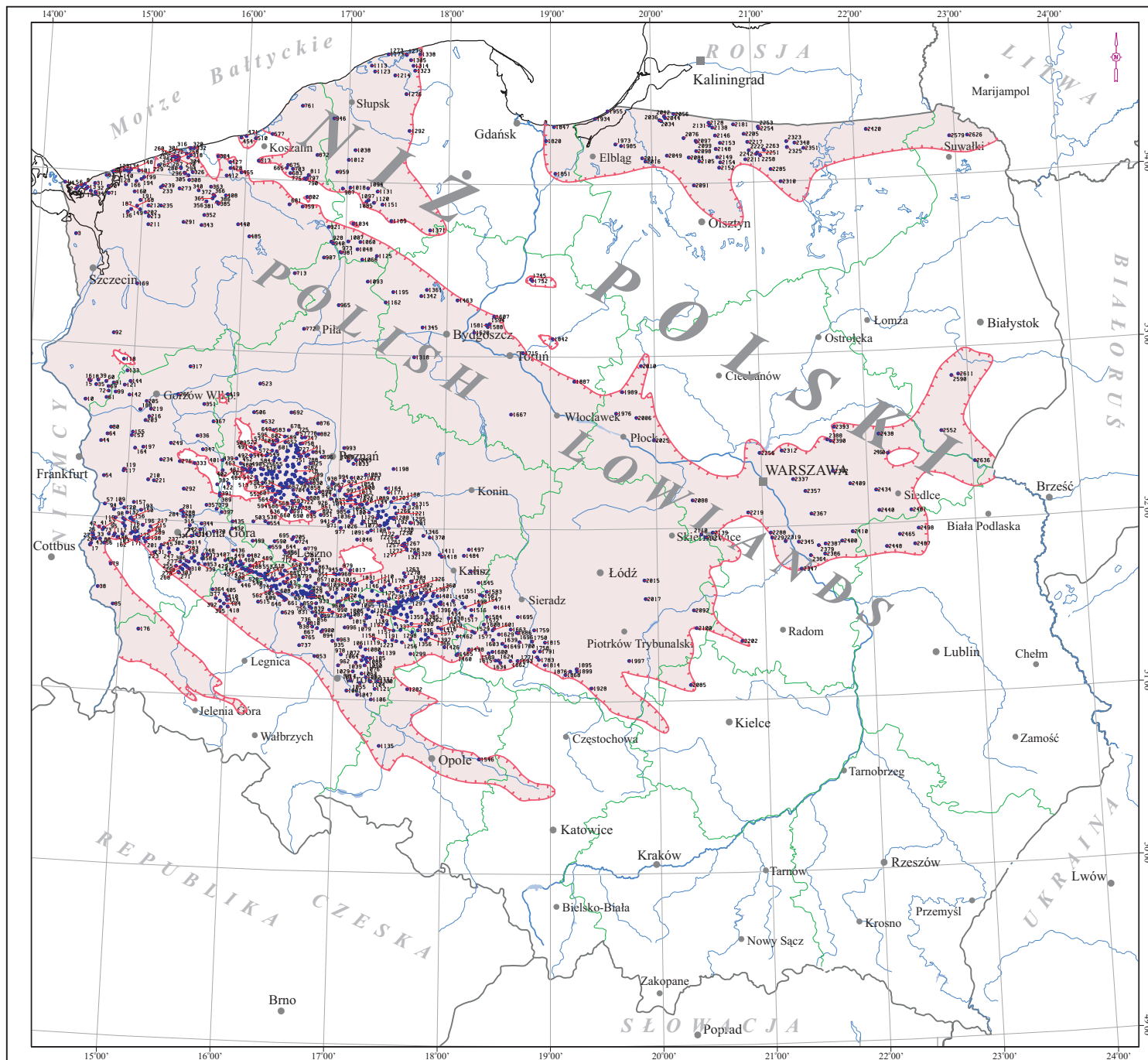
1. **Bojarski L., 1996** - Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim 1:1 000 000, PIG Warszawa.
2. **Karnkowski P.H., 1987a** - Allostratygrafia a litostratygrafia czerwonego spągowca w Polsce. Kwart.Geol., T. 31 nr 1.
3. **Karnkowski P.H., 1987b** - Litostratygrafia czerwonego spągowca w Wielkopolsce. Kwart.Geol., T. 31 nr 4.
4. **Karnkowski P.H., 1994** - Rotliegend lithostratigraphy in the central part of the Polish Permian basin. Kwart.Geol., vol. 38 no. 1.
5. **Karnkowski P.H., 1995** - Rotliegend volcanism in the Polish Permian Basin and their relation to the Variscides. Terra Nostra 7.
6. **Pokorski J., 1974** - Czerwony spągowiec platformy prekambryjskiej - miąższość i facje. Kwart.Geol. T. 18, nr 1.
7. **Pokorski J., 1976** - The Rotliegend of the Polish Lowlands. Przegl.Geol., 24 nr 6.
8. **Pokorski J., 1978** - Zarys basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. Przegl.Geol. nr 12.
9. **Pokorski J., 1997** - Perm dolny (czerwony spągowiec). W: "Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce". Prace PIG, 153.
10. **Sokołowski J., 1967** - Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudectkiego. Geol. Sudetica, vol. 3, Warszawa.

Zał. 7.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika permu dolnego na Niżu Polskim

Powierzchnia dolnopermjskiego zbiornika wód geotermalnych wynosi 137 838.00 km², co stanowi 44.19% powierzchni Polski oraz 50.65% powierzchni Niżu Polskiego. Analizę strukturalno-miąższościową zbiornika permu dolnego oparto na podstawie 1033 otworów zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego.

Encl. 7.1 Location map of wells drilled to Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands

The area of Lower Permian geothermal aquifer is 137,838.00 km², which constitutes 44.19% of the territory of Poland and 50.65% of the area of the Polish Lowlands. The structural and thickness analysis of the Lower permian aquifer was based upon data from 1,033 wells localized in the Polish Lowlands.



Zal. 7.1

MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA PERMU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 7.1

LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO LOWER PERMIAN
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:

Legend:

- 751 - Numer otworu wierniczego
- Borehole number
- - - - Linie zasięgu utworów permu dolnego
- Extent of Lower Permian formation
- - - - Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

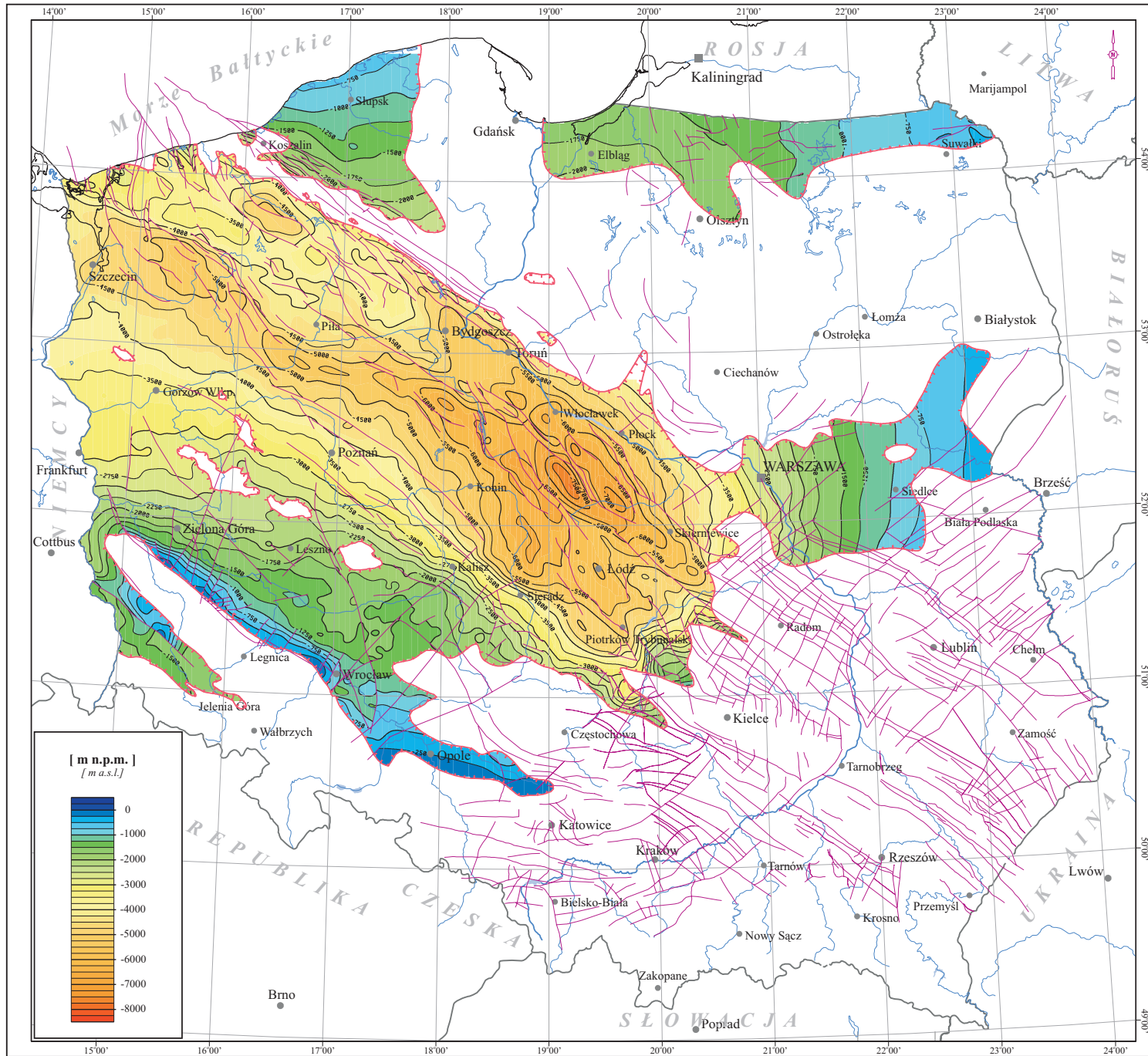


Zał. 7.2 Mapa strukturalna stropu utworów permu dolnego na Niżu Polskim

Utwory dolnego permu występują w podłożu struktur nieckowych, wału pomorskiego oraz w obszarze przedsudeckim, części obniżenia podlaskiego oraz części syneklizy bałtyckiej i wyniesienia Łeby. W tych trzech ostatnich jednostkach strop utworów dolnopermskich występuje na głębokościach tj. na rzędnych od ok. -600 do - 2 000 m npm. Załeganiem na podobnych rzędnych cechuje się południowa część obszaru przedsudeckiego. Na pozostałym obszarze występowania skał dolnopermskich strop obniża się do rzędnej nawet ponad -7 500 m npm.

Encl. 7.2 Structural map of the top surface of Lower Permian formation in the Polish Lowlands

The Lower Permian formation occurs in the basement of several units: the troughs, the Pomerania Block, the Fore-sudetic area, the part of the Podlasie Depression and the Baltic Syncline and the Łeba Uplift. In the three latter units the top surface of Lower Permian formation was located at the altitudes from about -600 do -2,000 meters asl. Such altitudes are known from the southern part of the Fore-Sudetic area. In other units the altitudes of this surface are known from even -7,500 meters asl.



Zal. 7.2

MAPA STRUKTURALNA STROPU
UTWORÓW PERMU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM





Encl. 7.2

STRUCTURAL MAP
OF THE TOP SURFACE
OF LOWER PERMIAN FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m.]
[m a.s.l.]

Legenda:

Legend:

-  - *Izohipsy stropu utworów dewonu dolnego [m n.p.m.]*
- *Isohypsals of the top surface of Lower Devonian formation [m a.s.l.]*
-  - *Linie zasięgu utworów permu dolnego*
- *Extent of Lower Permian formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

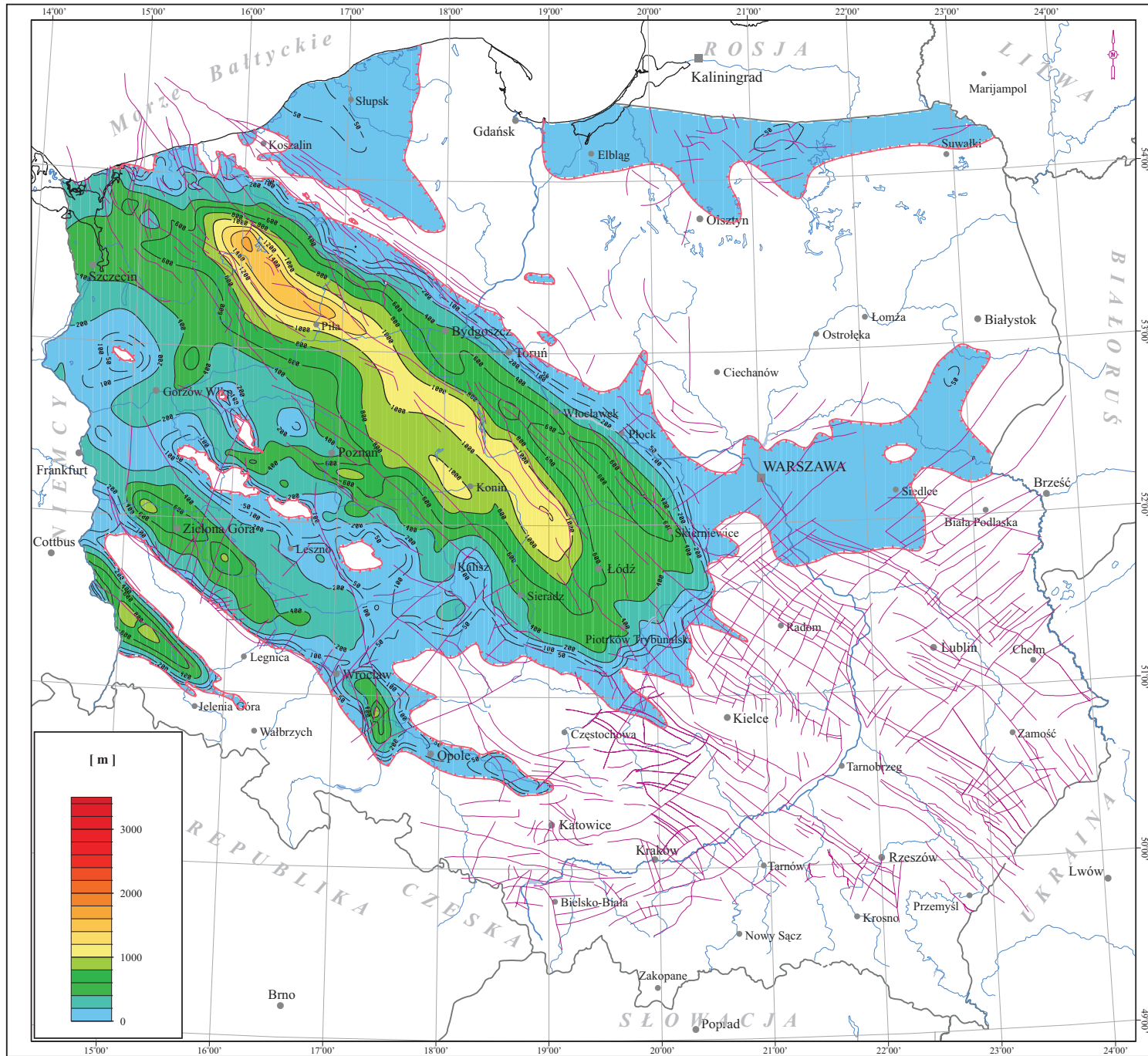
0 50 100 km

Zał. 7.3 Mapa miąższości całkowitej utworów permu dolnego na Niżu Polskim

Miąższość całkowita utworów dolnego permu na obszarach wyniesienia Łeby, syneklizy bałtyckiej i obniżenia podlaskiego nie przekracza 50 m, podobnie jak w peryferyjnych częściach obszaru przedsudeckiego, wału kujawskiego, wału pomorskiego i niecki pomorskiej. Miąższość tych utworów w pozostałych obszarach ich występowania rośnie do ponad 100 m (obszar przedsudecki) i aż do ponad 1 400 m w osiowej części wału pomorskiego. W obszarach nieck łódzkiej i szczecińskiej dominują miąższości w granicach 400 - 1 000 m.

Encl. 7.3 Map of total thickness of Lower Permian formation in the Polish Lowlands

Total thickness of Lower Permian formation in the Leba Uplift, in the Baltic Syncline and in the Podlasie Depression does not exceed 50 m. Similar thicknesses were found in the peripheries of the Fore-sudetic area, in the Kujawy and Pomerania Blocks and in the Pomerania Trough. In the remaining parts of the aquifer the thickness of Lower Permian formation increases from over 100 meters (Fore-sudetic area) even to over 1,400 meters in the axial part of the Pomerania Block. In the Mogilno-Łódź and the Szczecin troughs thicknesses vary from 400 to 1,000 meters.



Zal. 7.3

MAPA MIĄŻSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW PERMU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 7.3

MAP OF TOTAL THICKNESS OF
LOWER PERMIAN FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - Izopachyty utworów permu dolnego [m]
-  - Isopachytes of Lower Permian formation [m]
-  - Linie zasięgu utworów permu dolnego
-  - Extent of Lower Permian formation
-  - Uskoki
-  - Faults
-  - Warszawa - Ważniejsze miasta
-  - Main cities

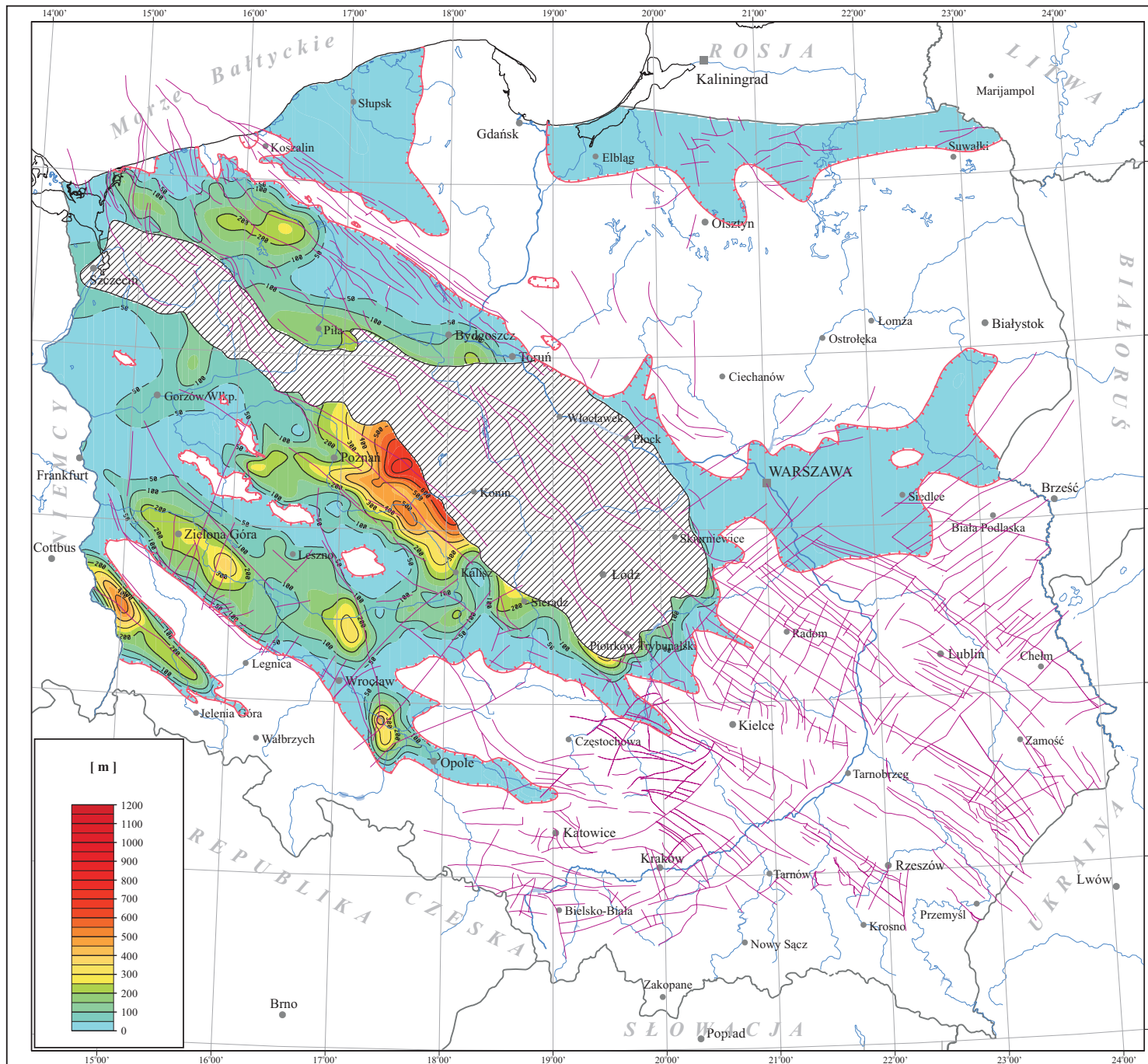
0 50 100 km

Zał. 7.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych permu dolnego na Niżu Polskim

Warstwy wodonośne występują jedynie w niektórych częściach utworów dolnego permu. Na przeważającym obszarze miąższość utworów przepuszczalnych nie przekracza 500 m. Miąższości tych utworów na ogół nie przekraczają 200 m. Jedynie lokalnie w niecce łódzkiej miąższość przekracza 600 m, a w rejonie Zielonej Góry i Wrocławia 300 m.

Encl. 7.4 Map of cumulative thickness of Lower Permian groundwater horizons in the Polish Lowlands

The groundwater horizons occur only in some parts of Lower Permian succession. In the most part of the aquifer the thickness of permeable rocks does not exceed 500 meters. Only locally, the thickness is greater than 600 meters in the Mogilno-Lódź Trough and than 300 meters in the vicinity of Zielona Góra and Wrocław.



Zal. 7.4

MAPA SUMARYCZNEJ MIĄŻSZOŚCI
WARSTW WODONOŚNYCH PERMU
DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM

Encl. 7.4

MAP OF CUMULATIVE THICKNESS OF
LOWER PERMIAN GROUNDWATER
HORIZONS IN THE POLISH
LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

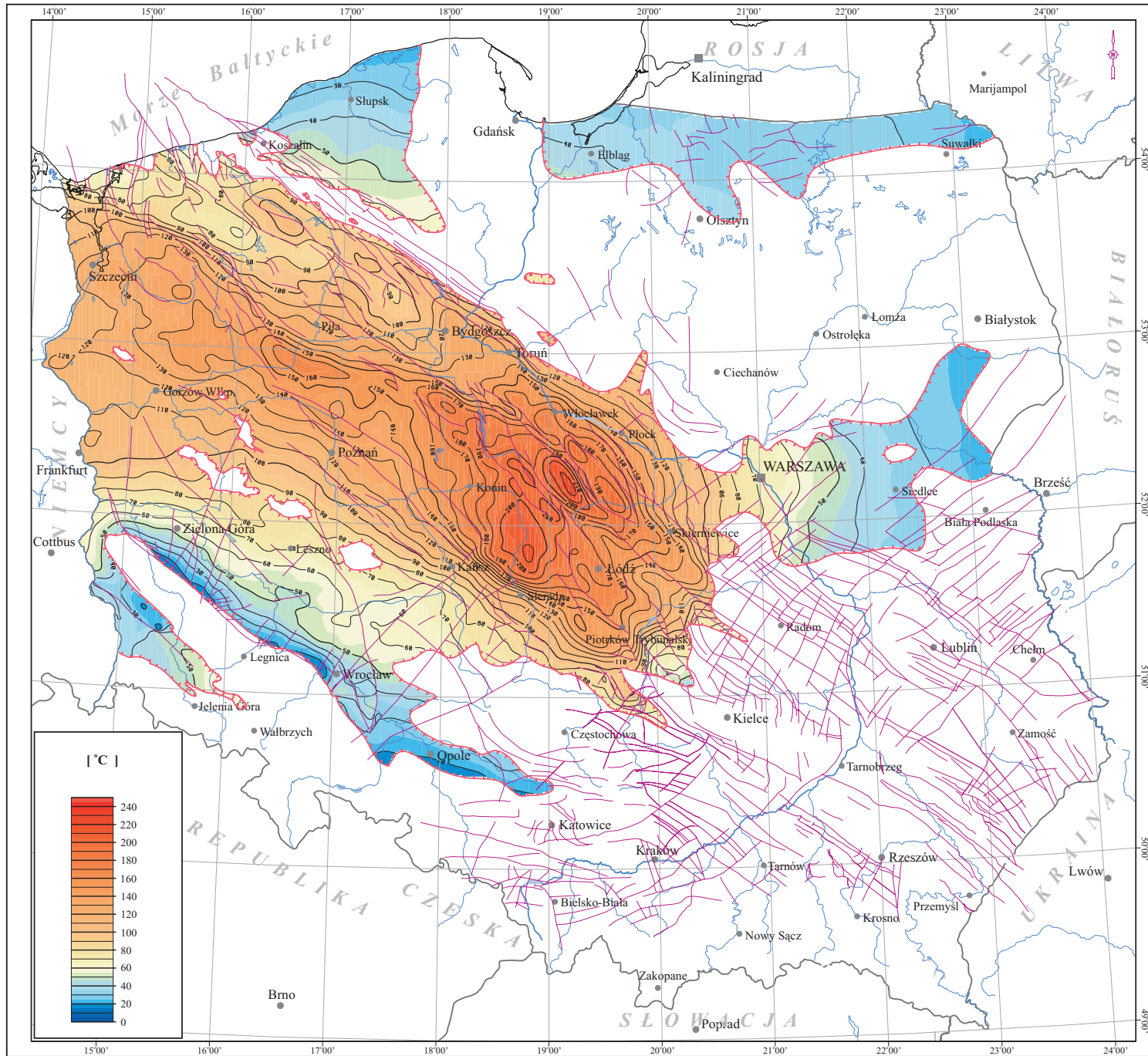
- *Izopachyty warstw wodonośnych permu dolnego [m]*
- Isopachytes of cumulative thickness of Lower Permian groundwater horizons [m]
- *Linie zasięgu utworów permu dolnego*
- Extent of Lower Permian formation
- *Uskoki*
- Faults
- *Ważniejsze miasta*
- Main cities
- *Obszar zalegania stropu utworów permu dolnego poniżej 4500 m ppm*
- Area of Lower Permian top surface below 4500 m bsl

Zał. 7.5 Mapa temperatur w stropie utworów permu dolnego na Niżu Polskim

Temperatury w stropie utworów dolnego permu zmieniają się w ścisłej zależności od głębokości zalegania. Stąd w płytko występujących strukturach temperatura nie przekracza 50°C, natomiast w pozostałych jednostkach wzrasta aż do 150°C, lokalnie (na wale kujawskim) przekraczając nawet 200°C. Dominuje występowanie zbiorników charakteryzujących się temperaturami przekraczającymi 100°C.

Encl. 7.5 Map of temperatures at the top surface of Lower Permian formation in the Polish Lowlands

Temperatures at the top surface of the Lower Permian aquifer depend on the depth. In the shallow structures the temperature is below 50°C, whereas in the remaining units it rises to 150°C and even to 200°C locally, in the Kujawy Uplift. In most aquifers temperatures are over 100°C.



Zal. 7.5

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW PERMU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM





Encl. 7.5

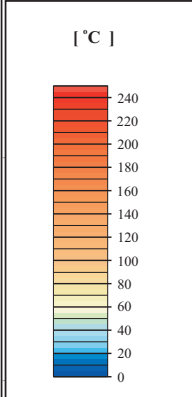
MAP OF TEMPERATURES
AT THE TOP SURFACE
OF LOWER PERMIAN FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermie stropu utworów permu dolnego [°C]*
- Isotherms at the top surface of Lower Permian formation [°C]
-  - *Linie zasięgu utworów permu dolnego*
- Extent of Lower Permian formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities

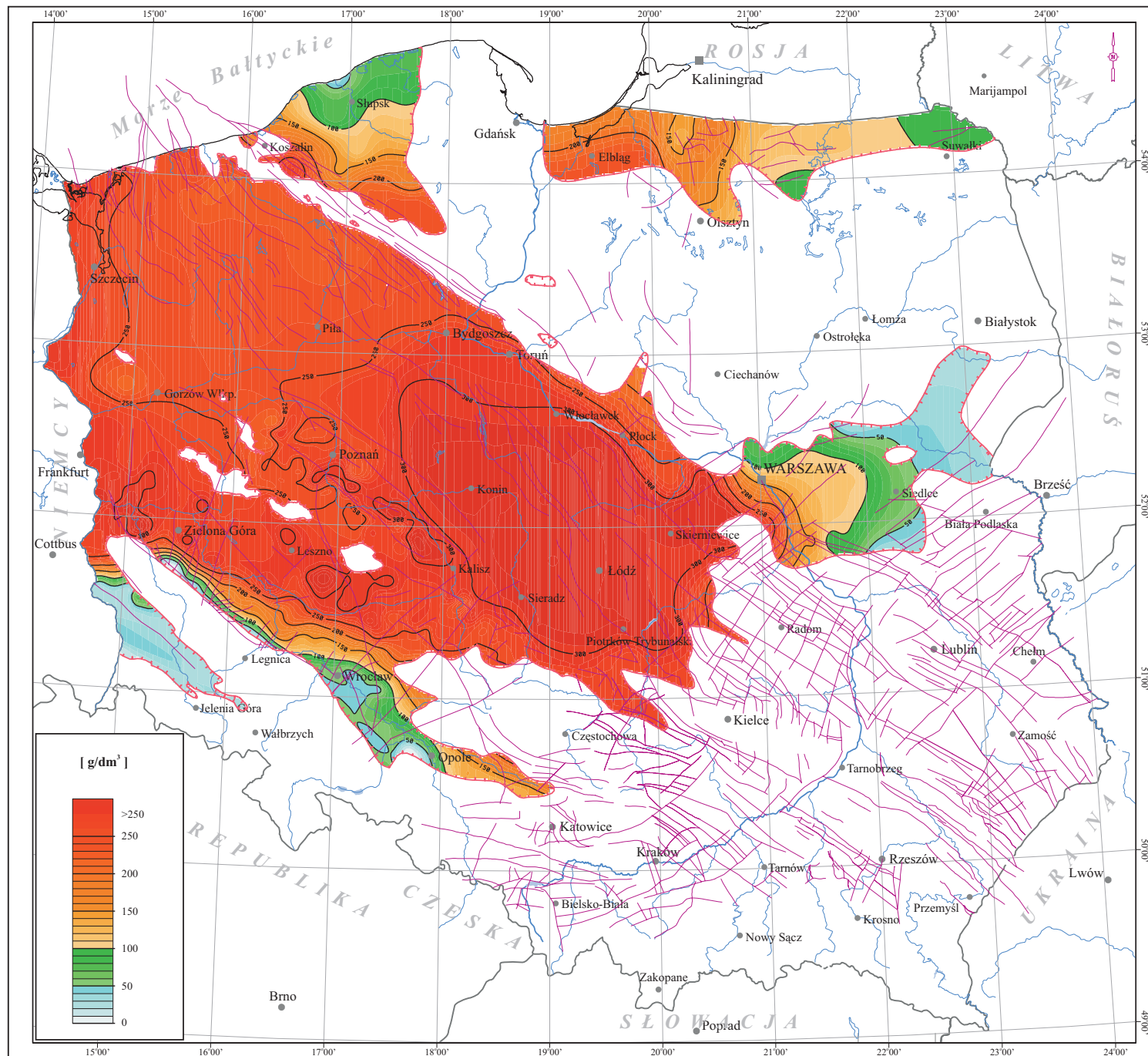


Zał. 7.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów permu dolnego na Niżu Polskim

Mineralizacja wód w górnej części skał przepuszczalnych jest zmienna od ok. 20 do ponad 300 g/dm³. Wody o niższej mineralizacji występują w płytko zalegających utworach. Wraz z głębokością mineralizacja wzrasta, stabilizując się na ogół w przedziale od 200 do ponad 300 g/dm³.

Encl. 7.6 Map of the TDS at the top surface of Lower Permian formation in the Polish Lowlands

The TDS values in the top part of Lower Permian permeable rocks sequence vary from about 20 to over 300 g/dm³. The lower TDS values were found only at shallow depths. In the deeper parts of the aquifer the TDS values increase up to 200 and over 300 g/dm³.



Zal. 7.6

MAPA MINERALIZACJI WÓD W
STROPIE UTWORÓW
PERMU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 7.6

MAP OF THE TDS
AT THE TOP SURFACE
OF LOWER PERMIAN FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolinie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isohalines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów permu dolnego*
- *Extent of Lower Permian formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*

0 50 100 km

Zał. 7.7 Mapa wód termalnych zbiornika permu dolnego kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji

Wysoka, na ogół, mineralizacja jednoznacznie wskazuje na możliwości wykorzystania wód występujących w dolnopermskim zbiorniku także do celów balneologicznych. Zwłaszcza, że stwierdzone zostały występowania wysokich koncentracji jonów bromkowych i jodkowych. Wody pochodzące z ewentualnej eksploatacji wód geotermalnych z płytkich struktur mogą być wykorzystywane do celów rekreacyjnych.

Wody termalne zbiornika permskiego analizowano w 251 odwiertach; we wszystkich odwiertach stwierdzono wysokie zasolenie powyżej 100 g/dm³, a maksymalna mineralizacja wynosi 359 g/dm³. Dlatego zgodnie z przyjętą klasyfikacją mogą one być wykorzystane głównie do celów balneologicznych. Temperatura wód termalnych zbiornika permskiego waha się od około 30°C (synekliza perybałtycka, niecka szczecińska i warszawska) do około 220°C (rejon Konin-Skierniewice). Wody zawierają składniki swoiste jod i brom a ich typ hydrogeochemiczny jest Cl-Ca, Cl-Mg i Cl-Na. Wody Cl-Mg zbiornika permskiego występują w rejonie: Dachowa, Gryfic, Kamienia Pomorskiego, Goleniowa, Nowej Soli i Wrześni (Bojarski, 1996).

Do celów rekreacyjnych można wykorzystać wody z obszaru syneklizy perybałtyckiej w rejonie Słupska, oraz udokumentowane w rejonie obniżenia podlaskiego odwiertem Żebrak IG-1.

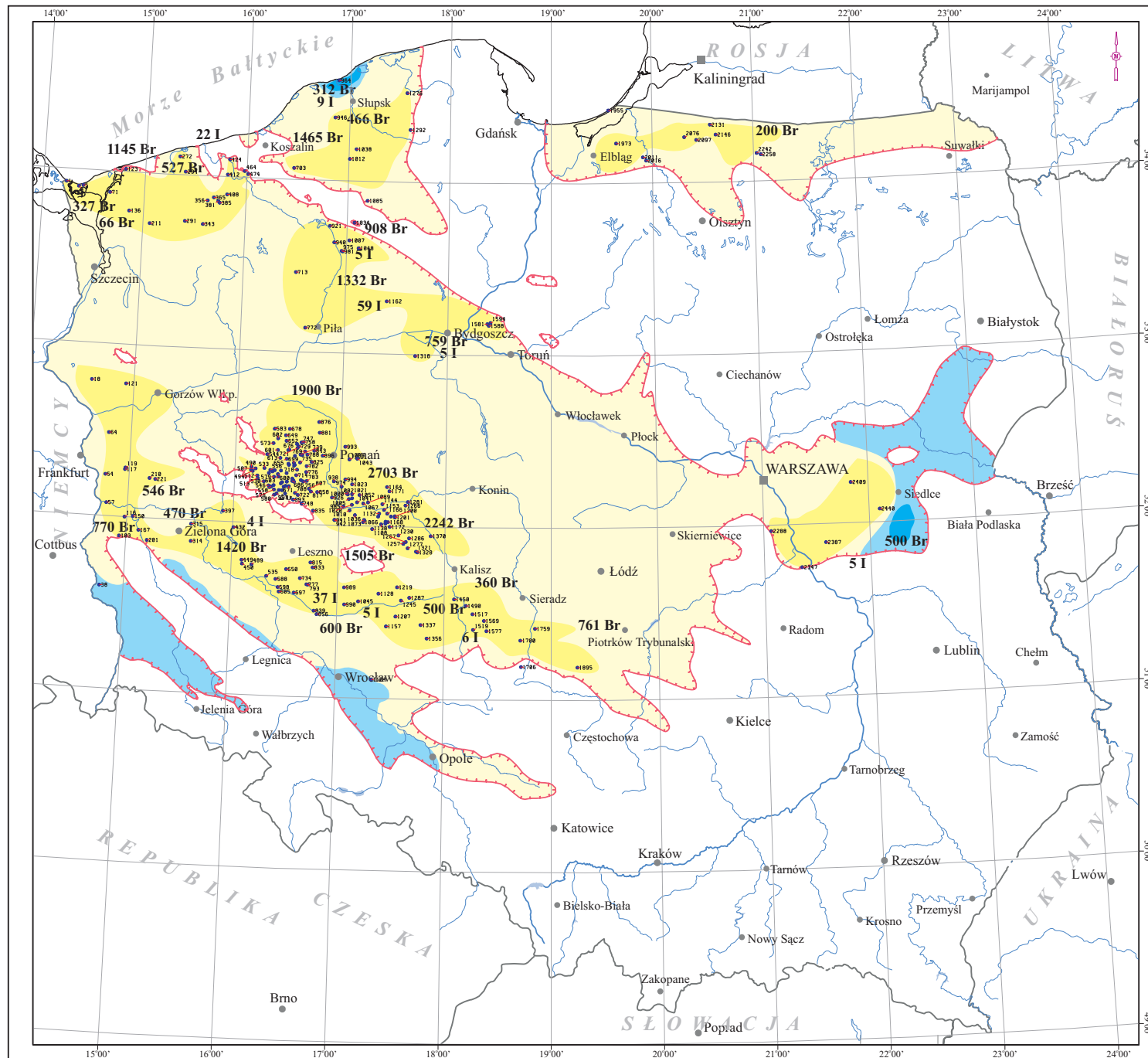
Do celów balneologicznych kwalifikują się wody niecki warszawskiej w rejonie: Kałuszyn - Czachówek - Magnuszew - Garwolin; syneklizy perybałtyckiej w rejonie: Młynary - Gładysze - Gałajny - Łankiejmy. Z rejonu niecki i wału pomorskiego obszar: Międzyzdroje - Kołobrzeg - Daszewo - Trzebielino - Bytów - Lębork - Brda - Czaplnek - Piła - Zabartowo - Unisław, jak również na obszarze monokliny przedsudeckiej w rejonie: Zielin - Chartów - Zielona Góra - Lipowiec - Janiszewo - Borzęcin - Sośnie - Brąszewice - Dymek - Niechmirów - Wieluń - Gornice oraz w rejonie: Szamotuły - Poznań - Gorzyce - Witaszyce - Lutynia - Miłosław.

Encl. 7.7 Map of thermal waters of the Lower Permian formation qualified for balneotherapy and recreation

Thermal waters reservoir in the Lower Permian aquifer were analyzed in 251 wells. All these waters show high TDS (over 100 g/dm³, maximum value 359 g/dm³), which enables utilization for therapeutic purposes. Temperatures of Lower Permian waters vary from about 30°C (Peri-baltic Syncline, Szczecin and Warsaw troughs) to about 220°C (Konin-Skierniewice area). Analysed waters belong to Cl-Ca, Cl-Mg and Cl-Na types, and contain Br and J. Waters of Cl-Mg types were found in the areas of Dachowo, Gryfice, Kamień Pomorski, Goleniów, Nowa Sól and Września (Bojarski, 1996).

For recreational purposes thermal waters reservoir in the Peri-baltic Syncline (Słupsk area) and from the Podlasie Depression (area of the Żebrak IG-1 well) can be utilized.

For balenology thermal waters can be used from the Warsaw Trough (Kałuszyn - Czachówek - Magnuszew - Garwolin area), the Peri-baltic Syncline (Młynary - Gładysze - Gałajny - Łankiejmy area), the Pomerania Trough and Block (Międzyzdroje - Kołobrzeg - Daszewo - Trzebielino - Bytów - Lębork - Brda - Czaplnek - Piła - Zabartowo - Unisław area) and the Fore-sudetic monocline (Zielin - Chartów - Zielona Góra - Lipowiec - Janiszewo - Borzęcin - Sośnie - Brąszewice - Dymek - Niechmirów - Wieluń - Gornice and Szamotuły - Poznań - Gorzyce - Witaszyce - Lutynia - Miłosław areas).



Zal. 7.7

**MAPA WÓD TERMALNYCH
ZBIORNIKA PERMU DOLNEGO
KWALIFIKUJĄCYCH SIĘ DO
WYKORZYSTANIA W BALNEOTERAPII
I REKREACJI**

Encl. 7.7

**MAP OF THERMAL WATERS OF THE
LOWER PERMIAN FORMATION
QUALIFIED FOR BALNEOTHERAPY
AND RECREATION**

Legenda:

Legend:

- 100 - Otwory wykorzystane do konstrukcji mapy
- Boreholes used for map construction
- - Linie zasięgu utworów permu dolnego
- Extent of Lower Permian 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 - Maksymalne zawartości mg/dm³ (wg Bojarskiego, 1996)
- Maximum content, mg/dm³ (after Bojarski, 1996)

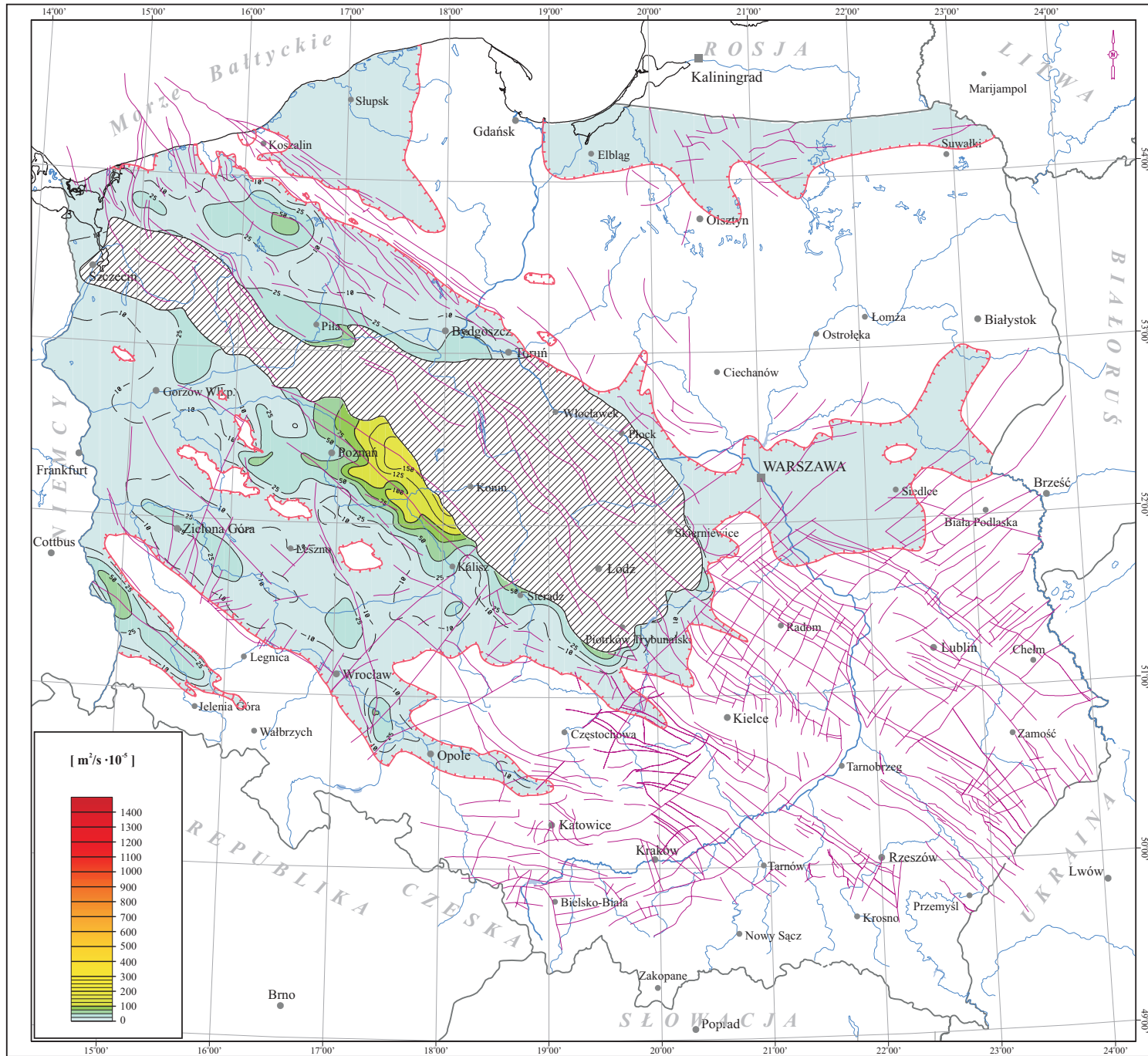


Zał. 7.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów permu dolnego na Niżu Polskim

Przewodność hydrauliczna utworów wodonośnych w poziomie dolnopermskim jest niska i charakteryzują ją wartości zmienne w granicach od kilka do $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Jedynie w północno-zachodniej części niecki łódzkiej występują warstwy wodonośne o przewodności wyższej niż $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ (maksymalne wartości sięgają ponad $150 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$).

Encl. 7.8 Map of hydraulic transmissivity in the Lower Permian aquifer of the Polish Lowlands

The hydraulic transmissivity of Lower Permian reservoirs is low and varies from several to $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Values over $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ were found in the northwestern part of the Mogilno-Łódź Trough with the maximum values exceeding $150 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$.



Zal. 7.8

**MAPA PRZEWODNOŚCI
HYDRAULICZNEJ UTWORÓW PERMU
DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM**






Encl. 7.8

**MAP OF HYDRAULIC
TRANSMISSIVITY IN THE LOWER
PERMIAN AQUIFER
OF THE POLISH LOWLANDS**

$[m^2/s \cdot 10^{-5}]$

Legenda:

Legend:

-  - *Izolnie przewodności hydraulicznej $[m^2/s \cdot 10^{-5}]$*
- *Isohyets of hydraulic transmissivity $[m^2/s \cdot 10^{-5}]$*
-  - *Linie zasięgu utworów permu dolnego*
- *Extent of Lower Permian formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Obszar zalegania stropu utworów permu dolnego poniżej 4500 m ppm*
- *Area of Lower Permian top surface below 4500 m bsl*

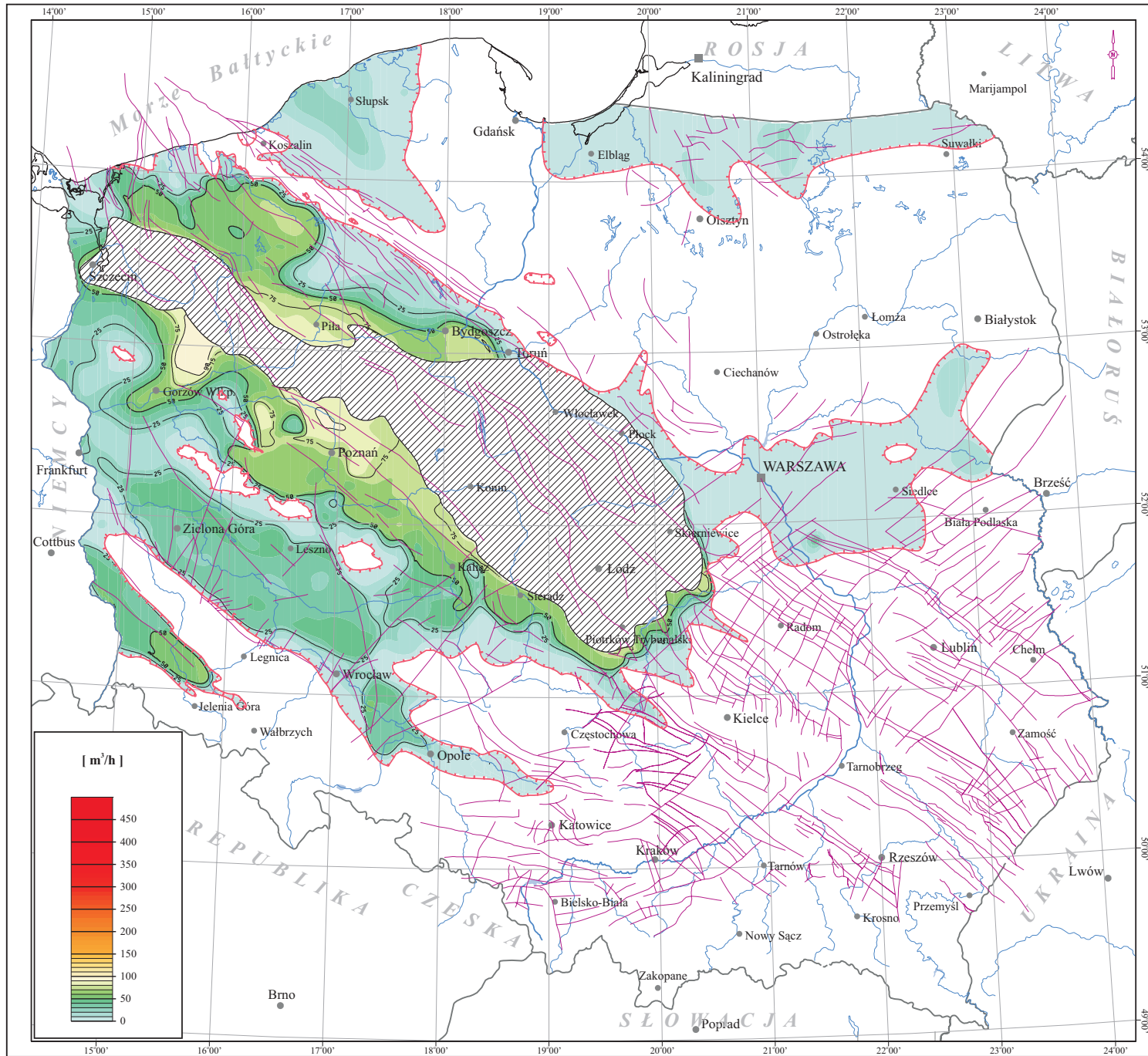


Zał. 7.9 Mapa potencjalnej wydajności utworów wodonośnych permu dolnego na Niżu Polskim

W związku z na ogół niską przewodnością warstw wodonośnych potencjalne wydajności studni charakteryzujących wody geotermalne są niskie i tylko lokalnie (w nieckach łódzkiej i szczecińskiej) przekroczyć mogą $75 \text{ m}^3/\text{h}$. W całym zbiorniku można oczekiwać wydajności potencjalnych studni (dubletów) w granicach od kilku do $50 \text{ m}^3/\text{h}$. Na obszarze wału pomorskiego możliwe do osiągnięcia będą wydajności rzędu $50 - 75 \text{ m}^3/\text{h}$.

Encl. 7.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Lower Permian reservoirs of the Polish Lowlands

Taking into account generally low hydraulic transmissivity of Lower Permian reservoir rocks, potential discharges of geothermal wells are low but may locally exceed $75 \text{ m}^3/\text{h}$ in the Mogilno-Łódź and the Szczecin troughs. In the whole Lower Permian aquifer the expected discharges of doublets are from several to $50 \text{ m}^3/\text{h}$. In the Pomerania Block the discharges of $50 - 75 \text{ m}^3/\text{h}$ can be obtained.



Zal. 7.9

**MAPA POTENCJALNYCH WYDAJNOŚCI
STUDNI (DOUBLETÓW)
W PERMIE DOLNYM
NA NIZU POLSKIM**

Encl. 7.9

**MAP OF POTENTIAL DISCHARGE
OF WELLS (DOUBLETS)
OF LOWER PERMIAN RESERVOIRS
OF THE POLISH LOWLANDS**

[m³/h]

Legenda:

Legend:

- Izolinie wydajności [m³/h]
- Isolines of discharge [m³/h]
- Linie zasięgu utworów permu dolnego
- Extent of Lower Permian formation
- Uskoki
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
- Obszar zalegania stropu utworów permu dolnego poniżej 4500 m ppm
- Area of Lower Permian top surface below 4500 m bsl

0 50 100 km

Zał. 7.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów permu dolnego na Niżu Polskim

Powierzchnia obszaru dla którego wykonano kalkulację zasobów dolnopermskiego zbiornika energii geotermalnej wynosi 101 912.91 km² (ok. 74% powierzchni całego zbiornika), stanowi to 32.67% powierzchni Polski oraz 37.45% powierzchni Niżu Polskiego.

Zasoby statyczne energii geotermalnej zbiornika dolnopermskiego na Niżu Polskim wynoszą $1.70 \cdot 10^{21}$ J, co odpowiada $4.05 \cdot 10^{10}$ TOE energii (tab. 5.4.2, rys. 5.2.1).

Wielkość zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni zbiornika dolnego permu zmienia się od poniżej 5 GJ/m², do ponad 225 GJ/m².

Najmniejsze wartości charakteryzują brzegowe części zbiornika geotermalnego, obejmujące znaczne obszary: wyniesienia Łeby, syneklizy bałtyckiej oraz obniżenia podlaskiego.

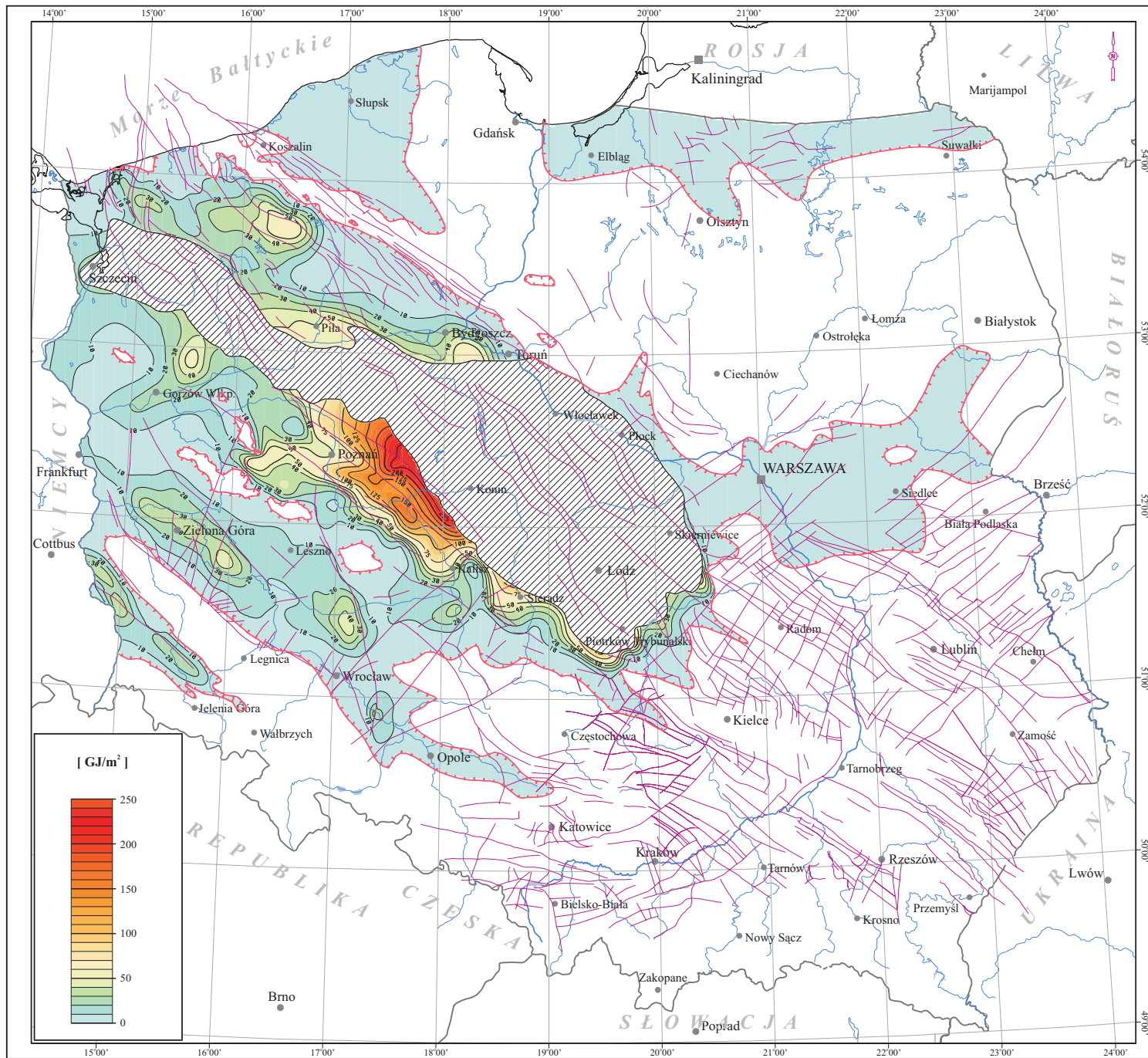
Maksymalne wartości jednostkowych zasobów statycznych, powyżej 100 GJ/m², występują na obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej, na wschód od Poznania. Lokalnie podwyższone wartości zasobów statycznych energii geotermalnej, rzędu 50 GJ/m², charakteryzują obszary wału pomorskiego, rejon Białogardu (na południe od Koszalina), Piły oraz brzegowe strefy wału pomorskiego (rejon Bydgoszczy). W rejonie Zielonej Góry, na obszarze przedsudeckim, wielkości jednostkowych zasobów statycznych oscylują w granicach 20 - 40 GJ/m².

Encl. 7.10 Map of unit static resources of Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands

The calculation area of Lower Permian geothermal resources is 101,912.91 km² (i.e., about 74% of total area of the aquifer, 32.67% of the territory of Poland and 37.45% of total area of the Polish Lowlands).

The static resources of geothermal energy accumulated in the Lower Permian aquifer of the Polish Lowlands are $1.70 \cdot 10^{21}$ J, which corresponds to the energy of $4.05 \cdot 10^{10}$ TOE (tab. 5.4.2, rys. 5.2.1).

The unit static resources of the Lower Permian aquifer vary from below 5 GJ/m² to over 225 GJ/m². The lowest values are typical of the marginal parts of the aquifer, i.e. in the Łeba Uplift, in the Baltic Syncline and in the Podlasie Depression whereas the maximum values (over 100 GJ/m²) were found in the Mogilno-Lódź Trough, east of Poznań. Locally, higher values (about 50 GJ/m²) of static geothermal resources occur in the Pomerania Block, in Białogard (south of Koszalin) and Piła areas and in the marginal parts of the Pomerania Block (Bydgoszcz area). In the Fore-sudetic Monocline (Zielona Góra area) values of 20 - 40 GJ/m² were encountered.



Zal. 7.10

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH UTWORÓW PERMU
DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM






Encl. 7.10

MAP OF UNIT STATIC RESOURCES
OF LOWER PERMIAN 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 permu dolnego*
- Extent of Lower Permian formation
-  - *Uskok*
- Faults
-  - *Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Obszar zalegania stropu utworów permu dolnego poniżej 4500 m ppm*
- Area of Lower Permian top surface below 4500 m bsl

0 50 100 km

Zał. 7.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów permu dolnego na Niżu Polskim

Całkowite zasoby statyczne-wydobywalne zbiornika dolnopermskiego, możliwe do pozyskania, wynoszą $4.53 \cdot 10^{20}$ J, co odpowiada $1.08 \cdot 10^{10}$ TOE energii (tab. 5.4.2, rys. 5.2.1).

Największe wartości jednostkowych zasobów wydobywalnych, powyżej 60 GJ/m^2 , występują na obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej, na wschód od Poznania.

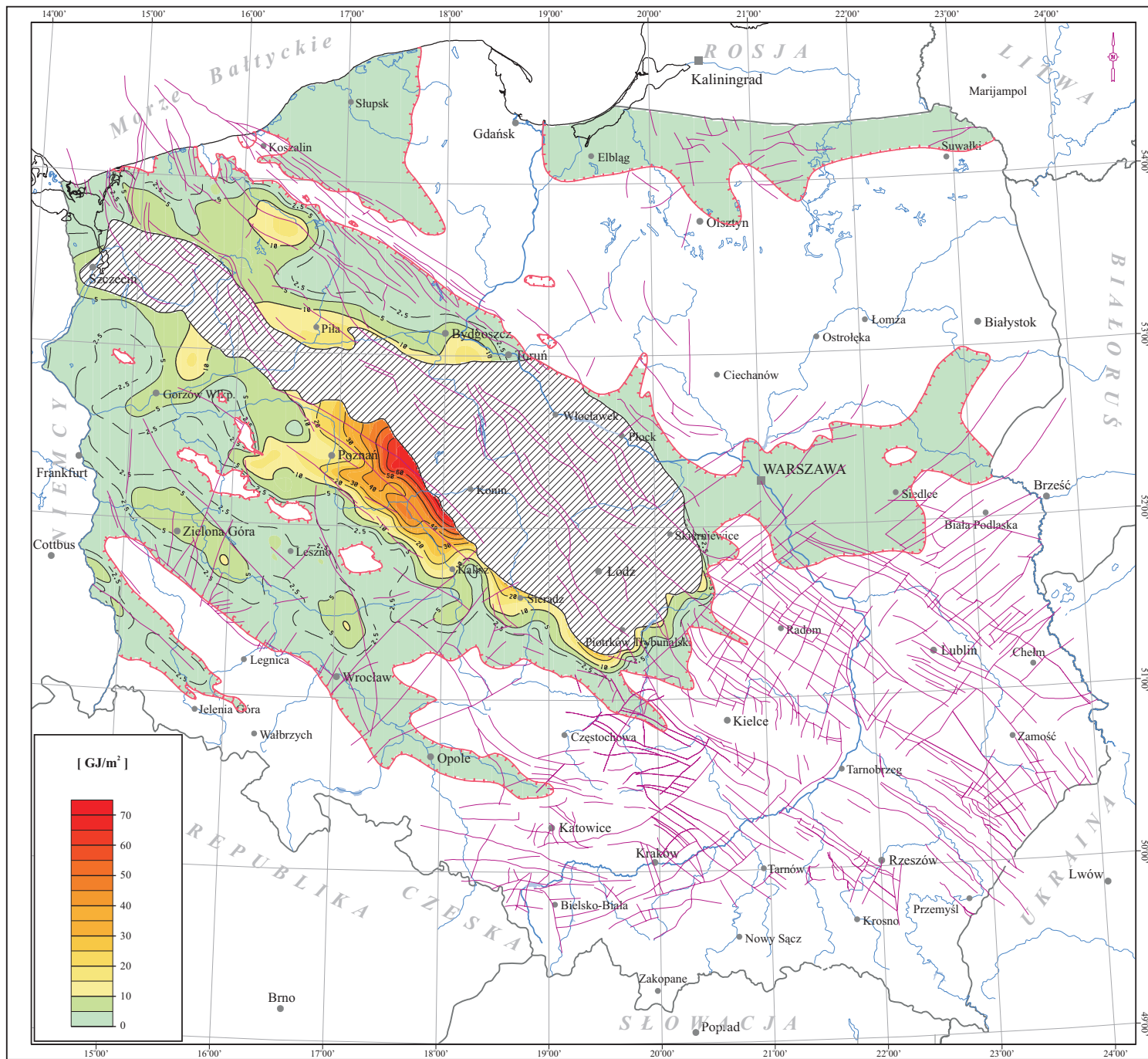
Wartości zasobów wydobywalnych, powyżej 10 GJ/m^2 , charakteryzują prawie cały obszar kalkulacji zasobów, w zasięgu niecki mogileńsko-lódzkiej. Lokalnie, wartości powyżej 10 GJ/m^2 , występują w centralnej i południowej części wału pomorskiego, w rejonie Białogardu, Piły i Bydgoszczy.

Na pozostałym obszarze analizy, na 1 m^2 powierzchni, w klasie zasobów statycznych-wydobywalnych, przypada zwykle mniej niż 5 GJ energii geotermalnej.

Encl. 7.11 Map of unit static-recoverable resources of Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands

The total static-recoverable resources of Lower Permian aquifer are $4.53 \cdot 10^{20}$ J, which corresponds to the energy of $1.08 \cdot 10^{10}$ TOE (tab. 5.4.2, fig. 5.2.1). The highest values (over 60 GJ/m^2) were found east of Poznań, in the Mogilno-Lódź Trough. The values above 10 GJ/m^2 occur over the whole area of the Mogilno-Lódź Trough as well as in the central and southern parts of the Pomerania Block (Białogard, Piła and Bydgoszcz areas).

In the remaining parts of the Lower Permian aquifer the static-recoverable resources are below 5 GJ/m^2 .



Zal. 7.11

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH-WYDOBYWALNYCH
UTWORÓW PERMU DOLNEGO
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 7.11

MAP OF UNIT STATIC-RECOVERABLE
RESOURCES OF LOWER PERMIAN
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 permu dolnego
- Extent of Lower Permian formation
-  - Uskoki
- Faults
-  - Ważniejsze miasta
- Main cities
-  - Obszar zalegania stropu utworów permu dolnego poniżej 4500 m ppm
- Area of Lower Permian top surface below 4500 m bsl

0 50 100 km

Zał. 7.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia LF=1.0 utworów permu dolnego na Niżu Polskim

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych dolnopermskiego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy LF=1, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 28 613.13 km². Stanowi to 28.08% obszaru kalkulacji dla zbiornika dolnopermskiego.

Perspektywiczne obszary zbiornika, gdzie wykorzystanie zasobów geotermalnych do celów ciepłowniczych może przynieść dodatni efekt ekonomiczny, obejmuje znaczny obszar niecki mogileńsko-lódzkiej, znaczne obszary wału pomorskiego oraz niecki szczecińskiej, a także północno-wschodnią część obszaru przedsudeckiego. Niewielki obszar, gdzie wartość współczynnika mocy przekracza 1 usytuowany jest również w strefie na północ od Zielonej Góry.

Największe wartości współczynnika mocy powyżej 3 występują w północnej części obszaru przedsudeckiego, na granicy z niecką szczecińską (na północny wschód od Gorzowa Wielkopolskiego) oraz na Północ od Poznania.

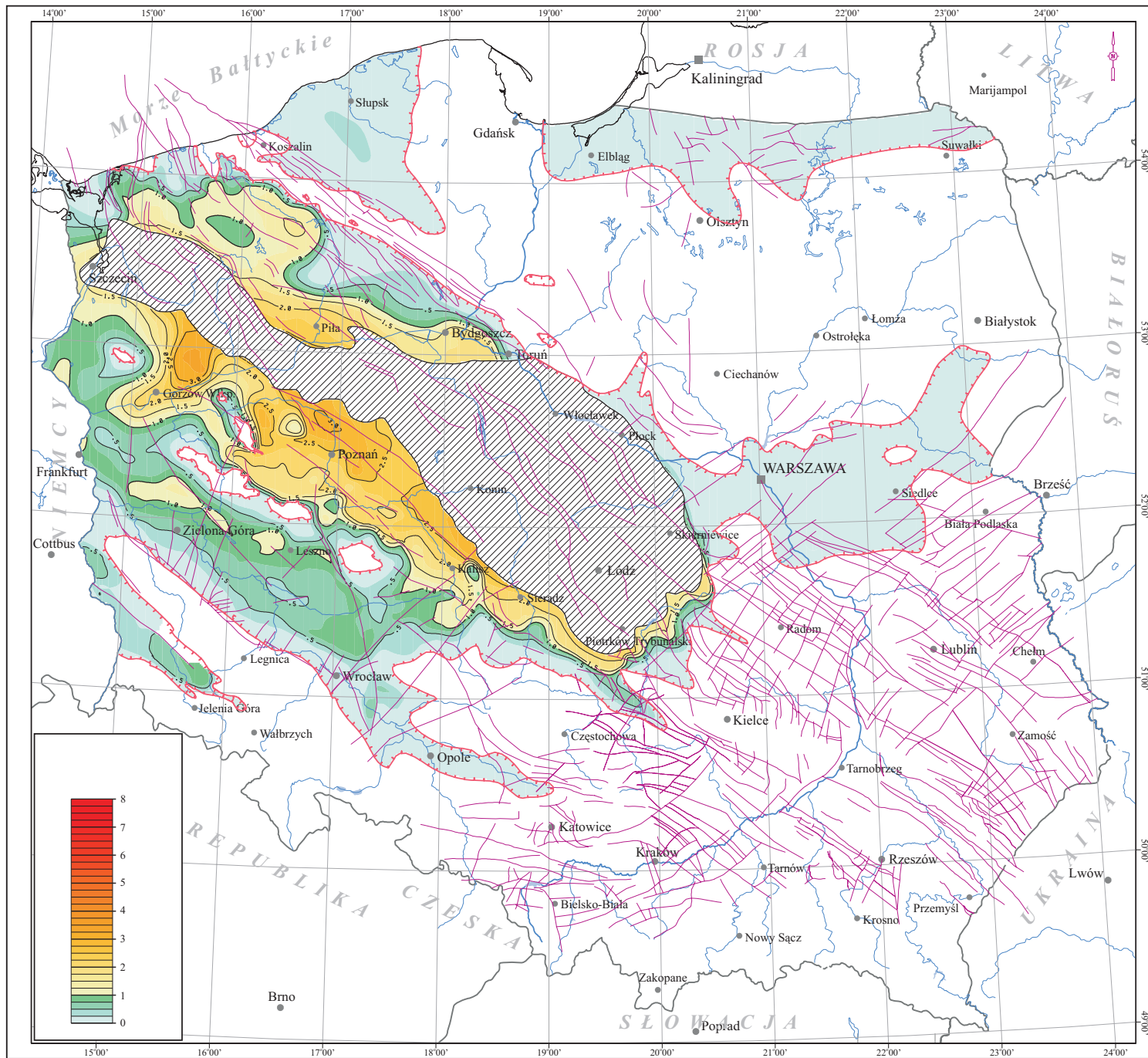
Na pozostałym obszarze współczynnik mocy nie przekracza wartości 0.5.

Encl. 7.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands

The area of Lower Permian aquifer for which the power factor values are $F > 1$ at load factor value LF=1 is 28,613.13 km², which constitutes 28.08% of the area of Lower Permian aquifer.

The perspective areas, where commercial utilization of geothermal resources for heat production can be economically efficient cover significant part of the Mogilno-Lódź Trough, big part of the Pomerania Block and the Szczecin as well as the northeastern part of the Fore-sudetic Monocline. Small area where $F > 1$ occurs in a zone north of Zielona Góra.

The highest power factor values ($F > 3$) were found in the northern part of the Fore-Sudetic Monocline, at the boundary with the Szczecin Trough (northeast of Gorzów Wielkopolski) and north of Poznań. In the remaining area of the Lower Permian aquifer the power factor does not exceed $F = 0.5$.



Zal. 7.12






MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY PRZY WSPÓLCZYNNIKU OBCIĄŻENIA LF=1.0 UTWORÓW PERMU DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM

Encl. 7.12

MAP OF POWER FACTOR AT LOAD FACTOR LF=1.0 OF LOWER PERMIAN AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

Legenda:

Legend:

-  - *Izolnie współczynnika mocy*
- *Isolines of power factor*
-  - *Linie zasięgu utworów permu dolnego*
- *Extent of Lower Permian formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Obszar zalegania stropu utworów permu dolnego poniżej 4500 m ppm*
- *Area of Lower Permian top surface below 4500 m bsl*

0 50 100 km

Załącznik 7.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów permu dolnego na Nizinach Polskich

Powierzchnia zbiornika dolnopermskiego, odpowiadająca występowaniu zasobów dyspozycyjnych ograniczona jest linią gdzie współczynnik mocy, przy $LF=1$, osiąga wartość równą 1.

Powierzchnia ta wynosi 28 613,13 km², co stanowi 28,08% powierzchni kalkulacji zasobów dolnopermskiego zbiornika wód geotermalnych na Nizinach Polskich. Całkowite zasoby dyspozycyjne zbiornika wynoszą $2,03 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada $4,84 \cdot 10^7$ TOE/rok energii (tab. 5.4.2, rys. 5.4.1).

Zasoby dyspozycyjne dolnopermskiego zbiornika geotermalnego skoncentrowane są w obrębie dwóch jednostek strukturalnych na Nizinach Polskich, a mianowicie: na obszarze przedsudeckim oraz w rejonie wału pomorskiego.

Wielkość zasobów dyspozycyjnych przypadających na jednostkową powierzchnię zbiornika jest zmienna w zakresie od ok. 25 do 100 - 110 MJ/m².

Minimalne wartości zasobów dyspozycyjnych przypadających na jednostkową powierzchnię występują w wąskim pasie położonym na północ i północno-wschód od Zielonej Góry. Koncentracja zasobów dyspozycyjnych wzrasta w kierunku centralnych części dolnopermskiego zbiornika wód geotermalnych i w rejonie, na północ od Kalisza, wynosi ponad 100 MJ/m².

W rejonie wału pomorskiego zasoby energii geotermalnej występują w pasie rozciągającym się od Kamienia Pomorskiego na północy, po Piłę i Bydgoszcz - na południu i południowo-wschodzie. W rejonie wału pomorskiego zasoby dyspozycyjne przyjmują wartości od ok. 40 do 80 - 90 MJ/m².

Brzegowe części zbiornika leżą poza obszarem perspektywnym dla wykorzystania wód dolnopermskiego zbiornika geotermalnego w celach ciepłowniczych.

Encl. 7.13 Map of unit disposable resources of Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands

The area of Lower Permian aquifer where disposable geothermal resources are accumulated is contoured by isoline of power factor value $F=1$ at load factor value $LF=1$. This area amounts 28,613.13 km², which is 28.08% of the area of Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands. The total disposable resources of this aquifer are $2.03 \cdot 10^{18}$ J/year, which corresponds to the energy of $4.84 \cdot 10^7$ TOE/year (tab. 5.4.2, fig. 5.4.1).

These resources are accumulated within the two structural units: the Fore-sudetic Monocline and the Pomerania Block. The unit disposable resources vary from about 25 to 100 - 110 MJ/m². The lowest values of unit disposable resources occur in a narrow belt north and northeast of Zielona Góra and increase towards the central parts of the Lower Permian aquifer. In the vicinity of Kalisz these values reach over 100 MJ/m².

In the area of Pomerania Block the unit disposable geothermal energy resources are accumulated in a zone extending from Kamień Pomorski in the north to Piła and Bydgoszcz in the south and southeast. These values of 40 to 80 - 90 MJ/m² were calculated.

The marginal parts of the aquifer are not perspective for geothermal energy utilization for heating purposes.

Zal. 7.13

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
DYSPOZYCYJNYCH UTWORÓW
PERMU DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM







Encl. 7.13

MAP OF UNIT DISPOSABLE
RESOURCES OF LOWER PERMIAN
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

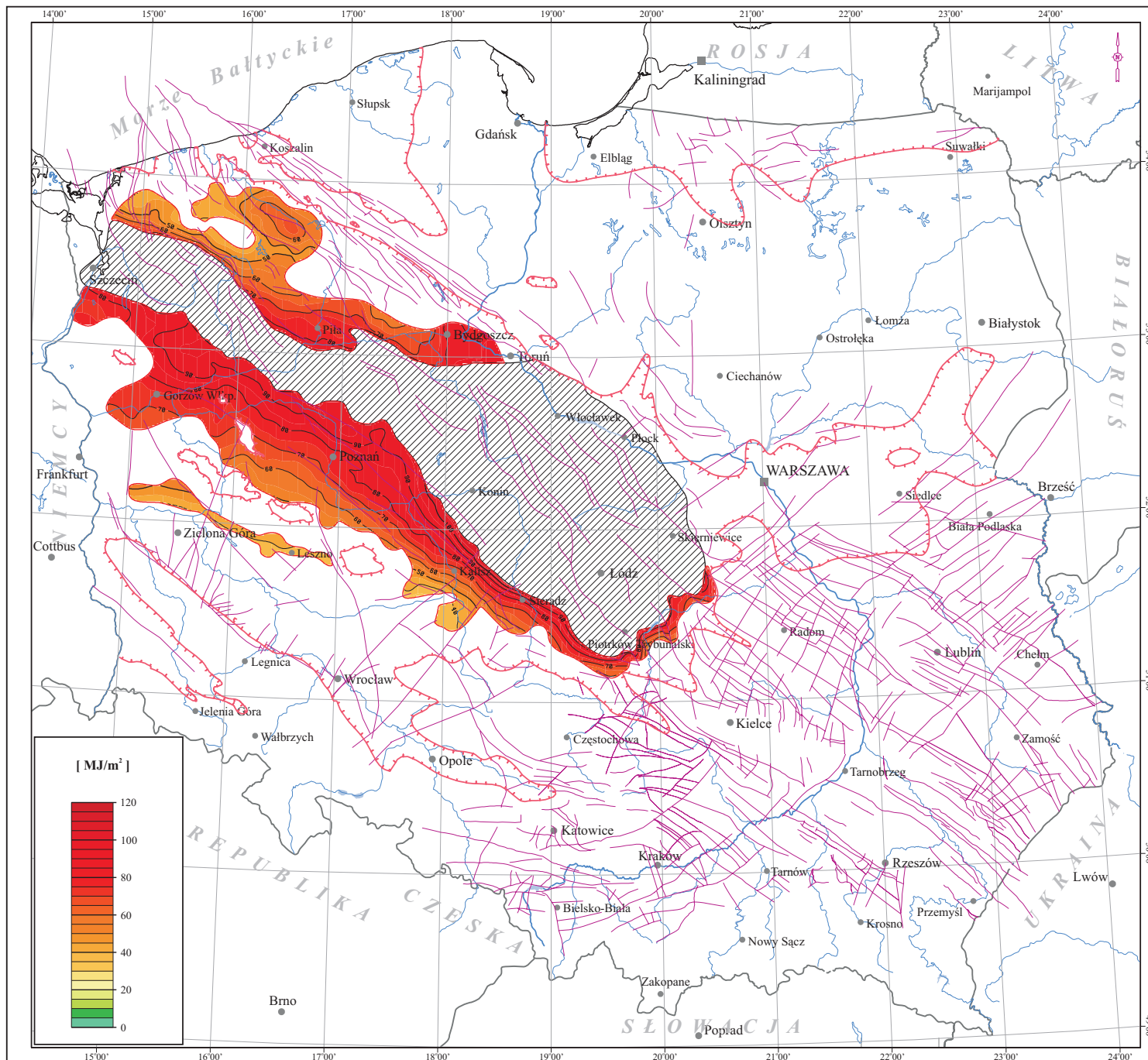
[MJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie energii jednostkowej [MJ/m²]
- Isolines of unit energy [MJ/m²]
-  - Linie zasięgu utworów permu dolnego
- Extent of Lower Permian formation
-  - Uskoki
- Faults
-  - Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
-  - Współczynnik obciążenia LF=1,0
- Load factor LF=1,0
-  - Obszar zalegania stropu utworów permu dolnego poniżej 4500 m ppm
- Area of Lower Permian top surface below 4500 m bsl

0 50 100 km



Zał. 7.14 Mapa mocy ciepłej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach permu dolnego na Niżu Polskim

Na przeważającym obszarze występowania wodonośnych utworów permu dolnego moc ciepła na hipotetycznego dubletu geotermalnego (instalacji geotermalnej) nie przekracza wartości 2.5 MW.

Wartości mocy ciepłych powyżej 5 MW występują w północno-wschodniej części obszaru przedsudeckiego oraz przyległych strefach niecki szczecińskiej, a także centralnym i południowym obszarze wału pomorskiego.

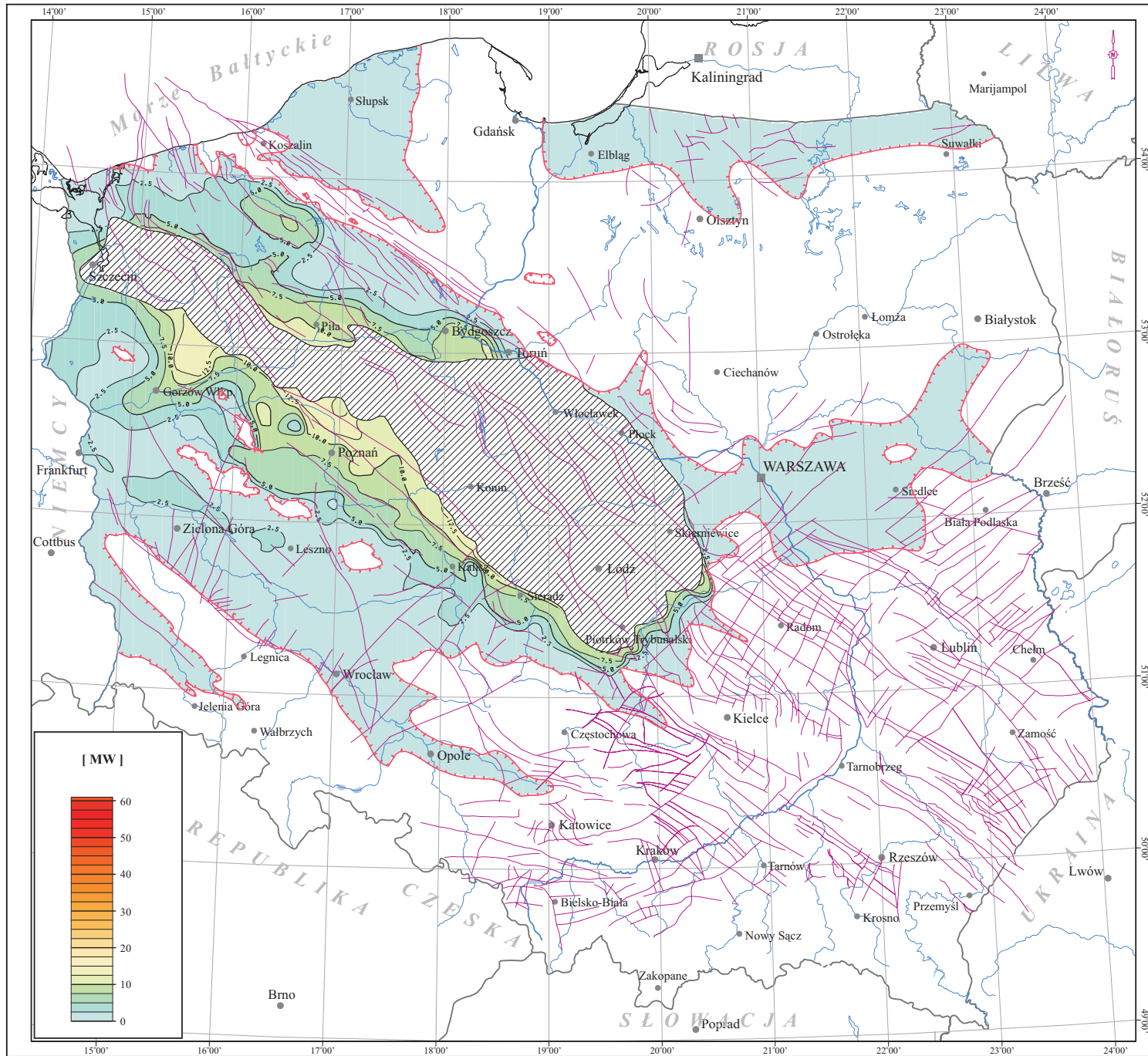
Maksymalne wielkości mocy ciepłej dubletu, powyżej 10 - 12.5 MW, przewidywane są w strefie granicznej pomiędzy obszarem przedsudeckim, nieką szczecińską oraz nieką mogileńsko-łódzką, tj. na północ od Gorzowa Wielkopolskiego i w rejonie Poznania.

Encl. 7.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Lower Permian reservoirs of the Polish Lowlands

In the most part of the Lower Permian aquifer the thermal power of a hypothetical geothermal dublet does not exceed 2.5 MW.

The thermal power values over 5 MW occur in the northeastern part of the Fore-sudetic Monocline and in the adjacent zones of the Szczecin Trough as well as in the central and southern parts of the Pomerania Block.

The maximum thermal power values over 10 - 12.5 MW are expected in the border zone between the Fore-Sudetic Monocline, the Szczecin Trough and the Mogilno-Łódź Trough, i.e. north of Gorzów Wielkopolski and in Poznań area.



Zal. 7.14

MAPA MOCY CIEPLNEJ INSTALACJI GEOTERMALNYCH PROJEKTOWANYCH W UTWORACH PERMU DOLNEGO NA NIŻU POLSKIM






Encl. 7.14

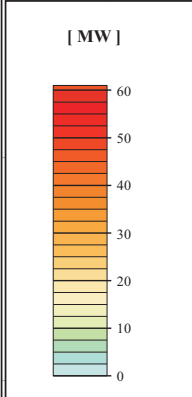
MAP OF THERMAL POWER OF GEOTHERMAL INSTALLATIONS DESIGNED IN LOWER PERMIAN RESERVOIRS IN THE POLISH LOWLANDS

[MW]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolnie mocy cieplnej dubletu [MW]*
- *Isolines of thermal power of a doublet [MW]*
-  - *Linie zasięgu utworów permu dolnego*
- *Extent of Lower Permian formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Obszar zalegania stropu utworów permu dolnego poniżej 4500 m ppm*
- *Area of Lower Permian top surface below 4500 m bsl*



8 Zbiornik hydrogeotermalny karbonu

Niesfałdowane utwory karbonu zapadliska przedwaryscyjskiego rozprzestrzeniają się w południowo-wschodniej części Niżu Polskiego w pasie nieek brzeżnych lubelsko-warszawskiej i w przyległych strefach obniżenia podlaskiego i wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego, a także w północno-zachodniej części Niżu Polskiego na obszarze niecki pomorskiej i Pomorza Zachodniego (rys. 8.0.1). Zarówno profil litostratygraficzny, rozwój horyzontów wodonośnych i ich główne własności zbiornikowe, a także warunki hydrogeotermalne karbonu lubelsko-warszawskiego i pomorskiego różnią się znacznie dlatego obydwa te regiony zostaną potraktowane osobno.



Rys. 8.0.1 Geometria karbońskiego basenu epikontynentalnego w Polsce (wg A.M. Żelichowskiego i M.Lipca, M.Narkiewicz, 1997).

Fig. 8.0.1 Geometry of the Carboniferous epicontinental basin in Poland (after Żelichowski & Lipiec, Narkiewicz, 1997).

8.1 Karbon lubelski

Basen karboński obszaru lubelskiego o powierzchni ok. 14.5 tys. km² wraz z Lubelskim Zagłębem Węglowym (LZW) przedłuża się ku SE na terytorium Ukrainy (niecka lwowska i Lwowsko-Wołyńskie Zagłębie Węglowe). Basen ten odcięty od strony NW poprzecznym uskokiem Grójca od niecki warszawskiej wypełniony jest utworami karbonu od górnego wizeny po górny westfal (Żelichowski, 1977). Zalegają one niezgodnie na różnych ogniwach dewonu, starszego paleozoiku, a także na eokambrze i prekambrze fundamentu krystalicznego starej platformy wschodnioeuropejskiej. Karbon lubelski pokrywają niezgodnie zalegające utwory mezozoiczne i kenozoiczne (w NW części obszaru lubelskiego i SE części niecki warszawskiej - a także permskie) w związku z czym strop karbonu obniża się od ok. 200 m na E do ok. 1000 m na W i SW (Zał. 8.2). Wzdłuż krawędzi NE niecki lubelskiej i na sklonie zrębowego wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego w obrębie LZW (synklina Bogdanka-Mogielnica) miąższość utworów karbonu sięga 700 - 1000 m, a ich spąg zalega na głębokości 1350 - 1600 m. Dalej na SW poza antyklina (zrębem=horstem) Kocka-Żelechowa, a więc już w obrębie rowu lubelskiego sumaryczna miąższość karbonu rośnie do 1700 m, przy czym spąg karbonu obniża się do głębokości 2200 - 3000 m. W środkowej części rowu utwory karbonu osiągają maksymalną miąższość rzędu 3500 m (Narkiewicz i in., 1998). Na W od Lublina w synklinie Puławy-Nałęczów miąższość ta przekracza 2000 m (Zał. 8.3). W południowo-wschodniej (zamojskiej) części obszaru rów lubelski ulega spłyceciu, w związku z czym w strefie Hrubieszowa i synklinie Zamość-Grabownica miąższość karbonu zmniejsza się do ok. 1400 m.

Współczesna miąższość karbonu lubelskiego ma charakter poerozyjny. Erozja powaryscyjska (od stefanu po wczesną jurę) zredukowała osady młodszych ogniw karbonu, a w strefach wyniesień tektonicznych (np. zrąb Kocka) usunęła w całości osady karbonu sięgając do utworów dewonu środkowego włącznie (Porzycki, Zdanowski, 1995). Poszczególne formacje karbonu (od wizeny do westfalu) pogrubiają się w stronę środkowej części rowu, przy czym największą miąższość rzędu 1650 m osiąga tu karbon górny (siles) w Dorohuczycu.

8.1.1 Karbon dolny Lubelszczyzny

Profil karbonu dolnego rozpoczynają górne odcinki formacji, które przetrwały od najwyższego dewonu, a należą już do turneju. Są to pstre, klastyczne i ewaporatowe osady fm. hulczańskiej o miąższości do 300 - 500 m rozwinięte wzdłuż horstu Kocka.

Na zerodowanej pobretonskiej powierzchni dewonu spoczywają płytkomorskie i efuzywne utwory fm. Kłodnicy (wizen środkowy). Są to mułowce i piaskowce (porowatość 2 - 5%) ze zlepieńcami w spągu. Wizen górny reprezentują płytkomorskie i deltowe utwory fm. Huczwy. Są to przeważnie zbite, nieprzepuszczalne wapienie margliste, margle, mułowce i iłowce węglanowe o miąższości 23 - 70 m przechodzące ku górze w mułowce i piaskowce (porowatość do 10%) z przewarstwieniami wapieni gruzłowych o sumarycznej miąższości 45 - 70 m. Arkozowe i szarogłazowe piaskowce górnej części fm. Huczwy, rozwinięte głównie wzdłuż SW granicy rowu lubelskiego tworzą ławice o grubości 10 - 20 m. Ich porowatość może sięgać 13% lecz przepuszczalność jest stosunkowo niska. Decydująca dla ich własności filtracyjnych może być szczelinowatość. Całkowita miąższość utworów wizeny rośnie ku S i SW od 60 - 80 m (Kock-Dęblin) do 150 - 270 m, a nawet do 425 m (Niedrzwica).

8.1.2 Karbon górny Lubelszczyzny

Namur dolny: fm. Terebina

Formację Terebina tworzą mułowce, wapienie i piaskowce pochodzenia szelfowo-deltowego. Utwory klastyczne skupiają się w kilkudziesięcio-metrowych pakietach oddzielonych ławicami wapieni o grubości ok. 10 m. Piaskowce fm. Terebina okazały się znaczące pod względem zbiornikowym, ponieważ zakumulowane są w nich złoża gazu Minkowice i ropy - Świdnik. Miąższość utworów namuru dolnego rośnie wzdłuż krawędzi wyniesionej platformy od 30 - 50 m (NW) do 170 - 200 m na SE sięgając ponad 400 m w środkowej części rowu lubelskiego. W obrębie fm. Terebina wyróżniono następujące ogniwa:

- **ogniwo Korczmina (niższy namur A)** - czerwone mułowce z nieregularnymi, nieciągłymi ławicami drobnoziarnistych piaskowców (porowatość śr. 0.45%, przepuszczalność 0.13 - 9.50 mD). Kompleksy piaskowcowe skupione w spągu i stropie ogniwa Korczmina tworzą ławice o miąższości 15 - 35 m. Piaskowce te są horyzontami wodonośnymi o słabych własnościach zbiornikowych (porowatość śr. 1.4 - 9%, przepuszczalność śr. 0.17 mD - 6.5 mD. Uzyskiwano z nich jednak silne przypiły solanek z gazem (np. otw. Abramów 5);
- **ogniwo Komarowa (wyższy namur A)** - miąższe kompleksy iłowców i mułowców z rzadka przewarstwione piaskowcami i pokładami węgla. Własności zbiornikowe wapieni są zmienne (porowatość 1.2 - 8.6%, przepuszczalność 8 - 1616 mD) i zależą od stopnia zeszcelinowania. Miąższość ogn. Komarowa rośnie ku S i SW od 25 - 54 m na północy i 110 - 240 m na SE do 400 - 530 m w rejonie Lublin-Krasnystaw-Tyszkowce. W osi rowu, w pasie o przebiegu NW-SE zaznacza się maksymalny udział piaskowców szarogłazowo-arkozowych tworzących nieregularne warstwy o miąższości do 20 m skupione w górnej części profilu. Piaskowce ogn. Komarowa wykazują dobre własności zbiornikowe - porowatość śr. 9% (do 21%), przepuszczalność śr. 215 mD. Piaskowcowe horyzonty zbiornikowe uszczelnione są od góry kompleksem ciemnoszarych mułowców i iłowców.

Namur górny: fm. Dębina

Formacja Dębina charakteryzuje się znacznym (czasem ponad 50%) udziałem „piaskowców srebrzystych” przeławianych iłowcami i mułowcami z warstwami węgla. Maksymalne zapiaszczenie fm. Dębina zaznacza się wzdłuż jej NE zasięgu, a ilość przewarstwień piaskowca zmniejsza się ku SE. We wschodniej części obszaru lubelskiego piaskowce te są bardziej zdiagenezowane, stąd też ich porowatość spada poniżej 2%. W SE części Lubelszczyzny występują wody wgłębne typu Cl-Ca o niskim zasoleniu (10 - 19 g/l) bez śladów bromu i jodu. Na pozostałym obszarze własności zbiornikowe piaskowców fm. Dębina są bardzo korzystne - porowatość sięga 15 - 24%, a przepuszczalność dochodzi do 1300 mD (otw. Pasmug 1).

Formację Dębina tworzą dwa kompleksy:

- **ogniwo bużańskie (namur B)** - charakteryzuje się dominacją piaskowców „srebrzystych”. Miąższość całego ogniwa rośnie ogólnie ku południowi od 30 - 40 m do 220 - 260 m. Są to typowe osady deltowe z korytowymi piaskowcami. Sumaryczna miąższość piaskowców bużańskich rośnie również ku S do 60 - 80 m (Bystrzyca-Korczmin). Piaskowce

te tworzą zwykle kilka ławic lub cieńszych warstw. Wykazują porowatość rzędu 5 - 6.5% i przepuszczalność (matrycy skalnej) do 6 mD. Udział piaskowców w profilu wynosi 5 - 53 (śr. 19) % i rośnie ku NE;

- **ogniwo kumowskie (namur C)** - wyróżnia się szczególnie wysokim udziałem piaskowców w profilu sięgającym 60 - 80% w depocentrum biegnącym ukośnie do osi rowu między Dęblinem a Lubinem. Piaskowce kumowskie tworzą pakiety o średniej miąższości ok. 8.8 m. Piaskowce zbiornikowe ogn. kumowskiego wykazują porowatość śr. 8 - 9% i przepuszczalność 12 - 28 mD (śr. 20 mD), a na przykład w otw. Dęblin 7 porowatość wynosi 15 - 25%, natomiast przepuszczalność do 1800 mD. Całkowita miąższość ogniwa kumowskiego rośnie ku zachodowi od 80 - 130 m wzdłuż wyniesionej krawędzi płyty lubelskiej do 260 - 360 m w osi rowu lubelskiego (Dęblin-Lublin-Krasnystaw-Tyszowce).

Westfal A+B: fm. Lubelska

Formacja lubelska (westfal A+B) składa się głównie z mułowców i podrzędnych przewarstwień piaskowców z szeregiem warstw i pokładów węgla eksploatowanych w LZW (Porzycki, 1979). Poerozyjna miąższość fm. lubelskiej rośnie od kilkudziesięciu metrów w rejonie Łuków-Parczew do 380 - 450 m w centrum basenu węglonośnego LZW i zmniejsza się do 150 - 200 m na SW od Chelma Lubelskiego. Pełniejszy profil warstw lubelskich zachował się w synklinie Stoczek-Dorohucz (620 m miąższości) rozbudowującym się ku zachodowi do 740 - 800 m (Żelechów-Dęblin) i 700 - 720 m w rejonie Abramowa na NW od Lublina, gdzie w osi rowu osiąga on maksymalną miąższość 900 m.

Warstwy lubelskie westfalu A+B to drobnoziarniste, laminowane, zbite piaskowce wykazujące zmienną miąższość (poniżej 10 m) i ograniczony zasięg, stanowiąc zaledwie 13 - 19% (śr. 16%) profilu. Porowatość piaskowców lubelskich wynosi 3 - 24% (zwykle do 12%).

W SE części obszaru lubelskiego gdzie miąższość warstw lubelskich sięga 230 m (Kumów IG2) - 450 m (Dorohucz 1) występują niskozmineralizowane solanki (np. Korczmin) świadczące o głębokiej infiltracji wód powierzchniowych. Natomiast w NW części obszaru lubelskiego występują wyżej zmineralizowane solanki typu Cl-Ca o zasoleniu 60 - 90 g/dm³ (Łagów-Opole Lubelskie-Żyrzyn). Tu również uzyskano przypiły wysokozmetamorfizowanych wód typu Cl-Ca o wskaźniku $r_{Na/Cl}=0.6$ i znacznym zasoleniu 192 g/dm³.

Produktywna seria węglonośna w polu górniczym LZW występuje pod silnie wodonośnym nadkładem mezozoiczno-kenozoicznym, którego poziomy zbiornikowe zasilane są, bądź to wskutek bezpośredniej infiltracji wód z powierzchni, bądź poprzez przepuszczalne utwory czwartorzędowe. Spękane wapienno-margliste i piaszczyste utwory kredy oraz leżące pod nimi wapienie i utwory piaszczyste jury są całkowicie przepuszczalne, co powoduje silne zawodnienie kopalni węgla wodami praktycznie słodkimi o zasoleniu 3 - 5 g/dm³. Dopływy wody w kopalni Bogdanka wynoszą ok. 9 m³/min (Nieć, 1996), z czego mniej więcej połowa pochodzi z samego górotworu karbońskiego. Słodkie wody kopalniane kwalifikują się po odpowiednim zmieszaniu jako wody pitne, mineralne, a także jako wody przemysłowe i mogą być wykorzystane do celów rolniczych i hodowlanych (Nieć, 1996).

Westfal B+C+D (?): fm. magnuszewska i seria Pilicy

Formacja magnuszewska - najmłodsza seria osadowa karbonu lubelskiego jest silnie erozyj-

nie zredukowana i występuje wyłącznie w północno-zachodniej i zachodniej części obszaru lubelskiego w jądrze synkliny Dorohucza-Stoczek oraz na zachód od Lublina rozciągając się daleko poza linię Wisły i obejmuje SE część niecki warszawskiej. Poerozyjna miąższość fm. Magnuszewa wynosi 320 m na E od Lublina (synkliny Dorohucza-Stoczek), zmniejsza się do 100 m w antyklinie Abramowa i 200 - 300 m w antyklinie Dęblina (otw. Maciejowice IG-1).

Formacja Magnuszewa charakteryzuje się zwiększonym udziałem utworów gruboklastycznych i redeponowanych osadów tufogenicznych. W większości są to fluwalne mułowce i bagienne ilowce, a w górnej części profilu i w NW części obszaru udział gruboławicowych piaskowców o zmiennej miąższości wzrasta do 35%. Piaskowce te cechują się bardzo dobrymi własnościami zbiornikowymi stanowiąc potencjalnie korzystne horyzonty wodonośne, o czym świadczy m.in. przypływ solanki uzyskany w otw. Magnuszew IG1 na głębokości 2655 m. Powyżej wyróżniono tzw. serię Pilicy o miąższości 120 m rozpoznaną w otw. Magnuszew IG-1. Charakteryzuje się ona dominacją mułowców, przy czym różnoziarniste piaskowce stanowią w niej tylko 10% profilu.

8.1.3 Wodonośność i warunki hydrogeotermalne karbonu lubelsko-warszawskiego

Na obszarze południowo-wschodnim Niżu Polskiego, w obrębie obniżenia podlaskiego, południowej części niecki warszawskiej, zrębowego wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego oraz w niecce lubelskiej strop utworów karbonu zapada w kierunku SW i W od ok. -200 m do -2200 m, a w niecce warszawskiej dalej ku zachodowi po przekroczeniu linii Wisły do -3500 m i ponad -4000 m (Zał. 8.2). W związku z tym temperatura w stropie karbonu w całej strefie podlasko-zrębowo-lubelskiej, aż do granicy z niecką warszawską pozostaje przeważnie w zakresie 25 - 35°C i nie przekracza 50°C. Dopiero dalej na zachód, w niecce warszawskiej temperatura rośnie do 70°C na południku Warszawy i ok. 100°C na południku Płońska (Zał. 8.5).

W rezultacie takiego ukształtowania strukturalnego stropu karbonu zaznacza się ogromne zróżnicowanie mineralizacji wód od 0.4 do 282 g/dm³ (Bojarski, 1996). W strefie podlasko-łukowsko-hrubieszowskiej (NW-SE) występują wody zwykle i słabozmineralizowane, przeważnie o zasoleniu 2 - 10g/dm³ (Zał. 8.6). Na zrębowym wyniesieniu łukowsko-hrubieszowskim oraz na jego SW skłonie przeważają wody niezmetamorfizowane o typie HCO₃-Na (r Na/Cl powyżej 1.0) i dopiero dalej na NW w obniżeniu podlaskim i w NW części niecki lubelskiej pojawiają się wody typu Cl-Ca II+III (r Na/Cl=0.85 - 0.60) o mineralizacji odpowiednio 50 - 100 g/dm³ oraz 100 - 150 g/dm³. Zasolenie wód rośnie zatem ku zachodowi do 100 - 250 g/dm³ w niecce warszawskiej (Zał. 8.6) wraz z jednoczesnym pojawieniem się wód zmetamorfizowanych typu Cl-Ca IV (r Na/Cl=0.60 - 0.50) i wysokozmetamorfizowanych wód typu V (r Na/Cl poniżej 0.5) (Bojarski, 1996).

W kierunku środkowej części niecki warszawskiej rośnie także zawartość bromu w solankach karbońskich od 230 - 500 mg/dm³ do 1400 - 2575 mg/dm³ (Nadarzyn IG-1). Zawartość jodu w wyżej zmetamorfizowanych wodach karbonu lubelsko-warszawskiego waha się od 5 - 10 mg/dm³ do 16 - 32 mg/dm³. Gradienty ciśnień są niskie i rosną powoli ku NW od 1.0 MPa/10 m wzdłuż zewnętrznych krawędzi niecki lubelskiej do 1.05 MPa/10 m w osi niecki warszawskiej i 1.15 MPa/10 m dalej ku SW (Mszczonów-Korabiewice) (Bojarski, 1996).

8.2 Karbon pomorski

Całkowita miąższość utworów karbonu w pasie niecki pomorskiej NW-SE (Koszalin-Miastko-Chojnice) rośnie od 200 do 800 m w osi niecki (Zał. 8.3). Na obszarze Pomorza Zachodniego oraz w pasie południowo-zachodnim (NW-SE) Wolin-Bydgoszcz miąższość ta rośnie ku NW, W i SW od 200 m wzdłuż krawędzi do 800 m, a nawet 1000 m w rejonie Wolina.

Strop utworów karbonu pomorskiego pograża się ku SW od 2000 - 2500 m wzdłuż NE krawędzi niecki pomorskiej do ok. 3000 m i ponad 4000 m wzdłuż jej przeciwległej krawędzi południowo-zachodniej (Zał. 8.2). Na pozostałym obszarze pomorskim głębokość położenia stropu karbonu utrzymuje się w granicach 2500 - 3500 m.

8.2.1 Karbon dolny niecki pomorskiej i Pomorza Zachodniego

W niecce pomorskiej i na Pomorzu Zachodnim utwory karbonu dolnego o miąższości sięgającej 1000 m nawiercono na głębokościach od ok. 2100 do ponad 6000 m. Występują one przeważnie bezpośrednio pod niezgodnym przykryciem permu i tylko lokalnie pod przykryciem karbonu górnego. Rozwinięte są w dwóch zasadniczych strefach o rozciągłości NW-SE:

- stosunkowo wąska strefa północno-wschodnia związana z przebiegiem niecki pomorskiej (NW-SE) Koszalin-Wierzchowo. Rozciąga się ona od Gorzysławia (k. Trzebiatowa), Grzybowa (k. Kołobrzegu) i Koszalina na północnym zachodzie po Klanino - Kurowo k. Bobolic, otwory Brda i Babilon k. Białego Boru oraz Wierzchowo (18 km na N od Szczecinka) na południowym zachodzie. Strefa ta ciągnąca się wzdłuż krawędzi starej platformy wschodnio-europejskiej (synekliza perybaltycka) i oddzielona od niej wąską smugą paleo-wschodni dewonu (Jamno - Polanów - Miastko) wyniesionego nad grzbietem kaledonidów pomorskich, rozpoznana jest stosunkowo dużą ilością otworów wiertniczych (poszukiwawczo-naftowych i badawczych PIG);
- obszar południowo-zachodni związany z Pomorzem Zachodnim rozciąga się na dużej przestrzeni ok. 200 km na SW od krawędzi przebiegającej w pasie (NW-SE) Świnoujście-Kamień Pomorski (Wolin) - Gryfice - Świdwin - Czaplnek - Złotów - Więcbork - Koronowo na N od Bydgoszczy wyznaczonej linią nielicznych głębokich otworów sięgających do karbonu (NW-SE): Laska 2 k. Wolina - Moracz IG-1 (na NNW od Nowogardu) - Piaski PIG-2 (k. Reska) - Czaplnek IG-2 - Czaplnek IG-1 - Zabartowo 1 i 2 - Wilcze IG-1 (na N od Bydgoszczy). Ten olbrzymi obszar w trójkącie Wolin - Szczecin - Bydgoszcz został rozpoznany tylko 10 otworami wiertniczymi, które osiągnęły utwory karbonu dolnego.

Turnej

Fm. ilowców z Łobżonki znana z 7 otworów wiertniczych, lecz rozprzestrzeniona w całej południowo-zachodniej części Pomorza Zachodniego. Są to wtórnie skrzemionkowane czarne ilowce, ciemnoszare mułowce oraz szare piaskowce kwarcowe (głównie waki) o całkowitej miąższości do 550 m, reprezentujące co najmniej późny turnej oraz wczesny wizen. Jest to zasadniczo kompleks niezbiornikowy, jakkolwiek stopień jego zapiaszczenia rośnie w górę profilu.

Fm. iłowców wapnistych z Sąpolna występuje w strefie północno-wschodniej (niecka pomorska). Są to ciemnoszare iłowce, iłowce wapniste, margle i wapienie o całkowitej miąższości kilkuset metrów, z czego na karbońską (turnej górny) część profilu może przypadać ponad 300 m. Zasadniczo, są to również utwory niezbiornikowe.

- **ogn. margli z Trzebiechowa** wydzielone w wyższej części iłowców fm. sąpolniańskiej i rozpoznane w rejonie otworów Brda (niecka pomorska) mogą się pojawiać w izolowanych wystąpieniach w obrębie całej strefy Koszalin-Wierzchowo oraz na jej podmorskim przedłużeniu w akwenie Bałtyku. Zastępują litofacjalnie piaskowce wulkanoklastyczne lub pojawiają się w postaci wkładek w iłowcach i utworach węglanowych. Są to margle, wapienie (także oolitowe), dolomity, iłowce wapniste, iłowce, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe oraz wkładki piaskowców arkozowych o całkowitej miąższości mogącej przekraczać 200 - 300 m.

W górnej części profilu ogniwo z Trzebiechowa rośnie ilość piaskowców. Wykazują one bardzo słabe własności zbiornikowe (w Daszewie - porowatość 1.0 - 15.0%, przepuszczalność matrycy skalnej zaledwie 0.01 mD).

Fm. piaskowców arkozowych z Gozdu rozwija się w strefie północno-wschodniej. Charakterystycznym litotypem są tutaj wulkanoklastyczne piaskowce arkozowe (Muszyński, 1996) czasami wapniste lub dolomityczne, a podrzędnie - tufty. Zawierają one przeławiczenia i zająbiają się facjalnie z iłowcami wapnistymi fm. z Sąpolna, wapieniami ooidowymi fm. z Kurowa oraz iłowcami wapnistymi, marglami i wapieniami z Grzybowa. Utwory fm. Gozdu typowe dla klastycznego szelfu reprezentujące turnej wykazują bardzo zmienną miąższość od 65 - 205 m do ponad 400 m. Piaskowce arkozowe mogą tworzyć stosunkowo grube ławice, jednakże ich własności zbiornikowe są zmienne: porowatość od 1.5% (Kurowo) do 18% (Kłanino), przepuszczalność do 65 mD. W sumie, piaskowce arkozowe fm. Gozdu przeważnie o miąższości 25 - 50 m cechujące się na ogół porowatością 8 - 21% (śr. 6.5 - 18%) i przepuszczalnością 0.5 - 100 mD (śr. 60 mD) stanowią jeden z najważniejszych kompleksów zbiornikowych dolnego karbonu pomorskiego.

Fm. wapieni ooidowych z Kurowa rozwinięta na stosunkowo ograniczonym obszarze północno-wschodniej strefy Pomorza tworzy kompleks grainstonów ooidowych, ooidowo-skieletowych i innych odmian wapieni często zdolomitizowanych o całkowitej miąższości od kilkunastu do ponad 200 m. Wapienie oolitowe i detrytyczne fm. z Kurowa o porowatości śr. 3.4% (do 9.2%) i przepuszczalności matrycy skalnej średnio ok. 1.4 mD (do 14 mD) stanowią ważny horyzont gazonośny złoża Białogard. W strefie złożowej Białogard-Daszewo miąższość całkowita kompleksu zbiornikowego z Kurowa wynosi 10 - 50 m i może sięgać 120 - 140 m, a nawet ponad 300 m.

- **ogn. iłowców wapnistych z Grzybowa** są to ciemnoszare i czarne iłowce, czasem margliste i łupki z przewarstwieniami wapieni, dolomitów i licznymi poziomami muszłowców oraz anhydrytów w postaci gruzłów, wtrąceń, a także ławic kilkumetrowej miąższości.

Wizen

Fm. piaskowców kwarcowych z Drzewian są to białe, jasnoszare, szare i czerwone, przeważnie drobnoziarniste, piaskowce kwarcowe przewarstwiane pstryimi mułowcami i iłowcami, lokalnie wapnistymi (Lipiec, Matyja, 1998).

Zbiornikowe piaskowce kwarcowe fm. z Drzewian stanowią główny zbiornikowy horyzont gazonośny złóż Daszewo-Białogard uszczelniony bezpośrednio zalegającymi na nich niezgodnie utworami cechsztynu (Górecki, 1979).

Według B. Darłak i in. (1998) własności zbiornikowe piaskowców fm. z Drzewian (badane w 18 próbkach z 3 otworów wiertniczych) są dobre i doskonałe. Porowatość wynosi tu 6 - 33% (śr. 20%), a bardzo korzystne wykształcenie przestrzeni porowej (progowa średnica porowa 8.0 - 35 μm) zapewnia wysoką przepuszczalność 55 - 1085 mD (śr. 330 mD).

Fm. wapieni z Czaplinka. Jest to kompleks szarych wapieni organodetrytycznych i ooidowych, a podrzędnie iłowców i iłowców wapnistych (Lipiec, Matyja, 1998). Wiek fm. wapieni z Czaplinka, której miąższość sięga 400 m, udokumentowano jako wizen. Własności zbiornikowe tej formacji są zapewne słabe, determinowane diagenetycznym rozwojem wtórnej porowatości i przepuszczalności szczelinowej.

Fm. iłowców z Nadarzyc tworzy kompleks ciemnoszarych iłowców z wkładkami wapnistymi. Iłowce fm. z Nadarzyc o miąższości ponad 250 m powstały pod koniec wizeny i stanowią najwyższą znaną formację dolnkarbońską południowo-zachodniej części Pomorza Zachodniego.

8.2.2 Karbon górny Pomorza Zachodniego

Rozprzestrzenienie pomorskich utworów karbonu górnego o miąższości od kilkudziesięciu do ok. 700 m jest ograniczone i nieciągłe. Piaszczysto-ilaste utwory występują głównie w pasie nadmorskim (coraz to młodsze ku zachodowi) zalegając niezgodnie na podłożu dinanckim lub dewońskim.

Profil silezu pomorskiego jest zasadniczo dwuzłazny i obejmuje: (1) *formację Woli* (namur-westfal) charakteryzującą się cyklicznym rozwojem utworów ilasto-mułowcowo-piaszczystych oraz (2) *formację Regi* (westfal A-dln. stefan) odznaczająca się wybitnym zapiaszczeniem. Najpełniejszy 630-metrowy profil najwyższego karbonu (westfal C+D+stefan) przechodzącego w sposób ciągły do dolnego permu (autun) rozpoznano w profilu otw. Strzeżewo 1 w rej. Kamień Pomorski-Dziwnowo. Wyróżniono tu jeszcze dodatkowo (3) ilasto-mułowcową *formację ze Strzeżewa*.

Fm. Wolina (namur-westfal A+B+C - dln. stefan) - beżowe i szarobrazowe piaskowce tworzące ławice o miąższości od kilku do kilkunastu metrów, przewarstwiane iłowcami dolomitycznymi i węglistymi.

Dobre wysortowane piaskowce wykazują zróżnicowane, lecz względnie korzystne własności zbiornikowe (porowatość 2 - 20%, przepuszczalność matrycy skalnej 0.5 - 202 mD). Stosunkowo najlepsze warunki zbiornikowe w rejonie Koszalin - Karsina - Kurowo - Gozd - Rzeczenica (niecka pomorska) pogarszają się ku SW. Poerozyjna miąższość całkowita fm. Wolina waha się od 40 - 80 m do 500 - 600 m (Koszalin, Gozd).

Dość monotony kompleks piaszczysto-mułowcowo-ilasty westfalu rozwinięty jest wyłącznie w pasie nadmorskim (Koszalin - Kołobrzeg - Kamień Pomorski). Jego miąższość waha się od ok. 80 m (Daszewo - Karcino) do 285 m (Gorzysław).

Ku zachodowi (Gorzysław), wśród szarowiśniowych iłowców pojawiają się dość liczne przeławiczenia zbiornikowych piaskowców kwarcowych w warstwach o miąższości 2 - 20 m. W sumie uważa się, iż piaskowce westfalu wykazują najlepsze własności zbiornikowe w pasie nadmorskim (porowatość 9 - 15%, przepuszczalność do ponad 100 mD). Własności zbiornikowe pogarszają się ku S i SW wraz ze wzrostem głębokości (głównie wskutek postępującej

sylikacji).

Fm. Regi (stefan) - ukośnie warstwowane, brunatne i jasnoszare piaskowce kwarcowe drobno- i średnioziarniste z poziomami zlepieńcowatymi o spoiwie ilasto-krzemionkowym, żelazistym i węglanowym tworzą ławice o miąższości zmniejszających się w górę profilu od ok. 30 do 10 m.

Piaskowce fm. Regi, które wraz z leżącą powyżej fm. Dziwny zaliczane były do tzw. *serii z Wrzosowa* (Żelichowski, 1983) stanowią ważny dodatkowy horyzont zbiornikowy w **złożach gazu Wrzosowo, Trzebusz i Gorzysław**, dlatego należy je również wziąć pod uwagę jako efektywny kompleks wodonośny.

Fm. Strzeżewa (westfal C+D- dln. stefan) - szare, ciemnoszare ilowce i mułowce tworzące kompleksy o miąższości 20 - 60 m z rozwiniętymi wśród nich ławicami różnoziarnistych piaskowców o miąższości 7 - 20 m. Na zachodzie (Strzeżewo 1) całkowita miąższość tych utworów wynosi 282 m i maleje ku NE do 40 - 80 m, choć w Sarbinowie k. Koszalina jest to 105-metrowa seria piaskowców kwarcowych. Stanowią one niewątpliwie potencjalny, wodonośny horyzont zbiornikowy.

Fm. Dziwny (stefan-dln. autumn). Wśród czerwono-brunatnych, żelazisto-piaszczystych mułowców i ilowców występują tu jasnoszare, gruboławicowe piaskowce drobno- i średnioziarniste dość silnie zsylikowane oraz poziomy zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych.

Sumaryczna miąższość tych utworów wydzielonych w otworze Strzeżewo 1 wynosi 242 m (głęb. 3199 - 3442 m).

Według M. Lipiec i in. (1998) piaskowce reprezentujące przejście od najwyższego karbonu do dolnego permu wykazują porowatość efektywną 0.32 - 12.48% (śr. 6.3%) i są praktycznie nieprzepuszczalne.

8.2.3 Wodonośność i warunki hydrogeotermalne karbonu pomorskiego

Na Pomorzu Zachodnim oraz w pasie niecki pomorskiej, gdzie utwory karbonu pogrążone są ku SW do głębokości (stropu) rzędu -2500 ÷ -3000 m do -4000 m (Zał. 8.2) karbońskie wody głębokie pozostają przeważnie w strefie temperatur (w stropie karbonu) rzędu 60 - 90°C (Zał. 8.5). Ocenia się, że sumaryczna miąższość warstw wodonośnych karbonu na Pomorzu Zachodnim oraz w SW i S części niecki pomorskiej nie przekracza 50 - 100 m. Jedynie w strefie Koszalin-Miastko (niecka pomorska) miąższość ta rośnie do 200 - 300 m (Zał. 8.4).

Wody karbońskie niecki pomorskiej i Pomorza Zachodniego są silnie stężonymi solankami o stabilnej mineralizacji 200 - 316 g/dm³ (Zał. 8.6) oraz wysokim stopniu metamorfizmu od wód typu Cl-Ca III (rNa/Cl=0.75 - 0.60) w pasie Gorzysław - Białogard - Wierchow - Brda 1 oraz w całej południowo-zachodniej strefie Pomorza (Wolin-Bydgoszcz), aż do wód typu Cl-Ca IV+V (rNa/Cl=0.60 do poniżej 0.50) wzdłuż krawędzi północno-wschodniej (Kołobrzeg - Koszalin - Bobolice) i na Pomorzu Zachodnim (Gostyń - Gryfice - Trzebiatów - Trzebusz). W rejonie Gorzysław - Daszewo pojawiają się wręcz ługi solne (stężenie 95% NaCl) wzbogacone być może solankami cechsztyńskimi, gdzie występują znacznie wyższe gradienty ciśnień złożowych (Bojarski, 1996).

Gradienty ciśnienia złożowego wód karbońskich spadają ku E i SE od 1.35 MPa/10 m w strefie Trzebiatów-Kołobrzeg (Trzebusz - Gorzysław - Grzybowo) do 1.05 MPa/10 m wzdłuż NE krawędzi niecki pomorskiej (Koszalin - Miastko).

W wysokozmineralizowanych i zmetamorfizowanych solankach karbońskich Pomorza w strefie Kamień Pomorski - Trzebiatów - Białogard - Bobolice, a także w strefie południowo-

zachodniej (Wolin-Bydgoszcz) obserwuje się podwyższoną zawartość bromu (od 566 - 1731 mg/dm³ do 1900 - 2500 mg/dm³) oraz jodu (5 - 40 mg/dm³) (Bojarski, 1996).

8 The Carboniferous aquifer

Unfolded Carboniferous strata of the pre-Variscan depression extend in the south-eastern part of the Polish Lowlands in the chain of the Lublin-Warsaw marginal troughs and adjacent areas of the Podlasie Depression and Luków-Hrubieszów Elevation, as well as in the north-western part of the Polish Lowlands in the Pomeranian Depression and Western Pomerania (fig. 8). Lithostratigraphic sections, development of water-bearing horizons and their principal reservoir properties, as well as hydrogeothermal conditions in the Lublin-Warsaw Carboniferous and in the Pomeranian Carboniferous are seriously different, thus both the regions are discussed separately.

8.1 Lublin Carboniferous

The Carboniferous basin of the Lublin area, occupying approximately 14.5 thousand km², together with the Lublin Coal Basin (LCB) extends to SE to the Ukrainian territory (Lvov Trough and Lvov-Volynian Coal Basin). From the NW side, the Carboniferous basin is separated from the Warsaw Trough by the transversal Grójec Fault. It is filled with Carboniferous deposits of the Upper Viséan through Upper Westphalian age (Żelichowski, 1977). They unconformably rest upon various Devonian and Early Paleozoic members, as well as Eocambrian and Precambrian of the crystalline basement of the old East European Platform. The Lublin Carboniferous is covered by unconformably lying Mesozoic and Cenozoic deposits (also Permian in the NW part of the Lublin area and SE part of the Warsaw Trough), thus the top of the Carboniferous descends from about 200 m in the east to about 1000 m in the west and south-west (Encl. 8.2). Along the NE margin of the Lublin Trough and on the slope of the Luków-Hrubieszów horst-like Elevation within LCB (the Bogdanka-Mogielnica Syncline), thickness of the Carboniferous deposits reaches 700 - 1000 m and their bottom is at depths of 1350 - 1600 m. Farther to SW, outside the Kock-Żelechów Anticline (Horst), that is in the Lublin Trough itself, total Carboniferous thickness increases to 1700 m, with its base descending to the depths of 2200 - 3000 m. In the central part of the Lublin Trough, the Carboniferous deposits attain maximum thickness on the order of 3500 m (Narkiewicz i in., 1998). To W of Lublin, in the Puławy-Nałęczów Syncline, this thickness exceeds 2000 m (Encl. 8.3). In the south-eastern (Zamość) part of the area, the Lublin Trough is shallower, therefore in the Hrubieszów region and Zamość-Grabownica Syncline the Carboniferous thickness decreases to approximately 1400 m.

The present-day thickness of the Lublin Carboniferous deposits is posterosional in nature. The post-Variscan erosion (from Stephanian to Lower Jurassic) reduced deposits of younger Carboniferous members and in zones of tectonic elevations (e.g. the Kock Horst) it totally removed the deposits and reached the Middle Devonian strata (Porzycki & Zdanowski, 1995). Particular Carboniferous formations thicken toward the central part of the Lublin Trough, with Upper Carboniferous (Silesian) being thickest there (1650 m in Dorohuczka).

8.1.1 Lower Carboniferous of the Lublin area

The Lower Carboniferous profile begins with the upper intervals of formations which were preserved since the uppermost Devonian and belong already to Tournaisian. They are variegated clastic and evaporitic deposits, 300 - 500 m thick, developed along the Kock Horst. On the eroded post-Bretonian surface of the Devonian, shallow-marine and effusive sediments

rest, representing the Klodnica Formation (Middle Viséan). They are composed of siltstones and sandstones (having porosity 2 - 5%) with conglomerates at the base. The Upper Viséan is represented by tight, impermeable marly limestones, marls, siltstones and carbonaceous claystones (23 - 70 m thick) which turn upwards into siltstones and sandstones (with porosity up to 10%) with interbeds of nodular limestones (total thickness of the upper part amounting to 45 - 70 m). Arkosic and greywacke sandstones of the upper part of Viséan, developed principally along the SW boundary of the Lublin Trough, form 10-20 m thick layers. Their porosity can reach 13% but permeability is relatively low. For their filtration properties, fracturing may be decisive. Total thickness of the Viséan deposits increases to S and SW, from 60 - 80 m (Kock-Dęblin) to 150 - 270 m, and even 425 m (Niedrzwica).

8.1.2 Upper Carboniferous of the Lublin area

Lower Namurian: the Terebin Formation

The Terebin Formation is composed of siltstones, limestones and sandstones of shelfal-deltaic origin. The clastic deposits assemble in tens-meters-thick packages separated by limestone layers (approx. 10 m thick). The Terebin Fm. sandstones appeared to be significant as regards reservoir properties: in the Minkowce gas field and the Świdnik oil field hydrocarbons are accumulated in these sandstones. Thickness of the Lower Namurian deposits increases along the margin of the uplifted platform, from 30 - 50 m (in NW) up to 170 - 200 m (in SE), exceeding 400 m in the central part of the Lublin Trough.

Upper Namurian: the Dęblin Formation

The Dęblin Formation is characterized by large proportion (sometimes over 50%) of „silvery sandstones” interbedding with claystones and siltstones with coal seams. Maximum sand content in the Dęblin Fm. can be observed along its NE extent and quantity of sandstone layers decreases to SE. In the eastern part of the Lublin area these sandstones are stronger diagenetically altered, thus their porosity drops below 2%.

In the SE part of the Lublin area, underground waters of the Cl-Ca type occur; their mineralization is low (10 - 19 g/l) and they do not contain bromine and iodine. In the remaining parts, reservoir properties of the Dęblin Fm. sandstones are very favorable: porosity reaches 15 - 24% and permeability reaches 1300 mD (the Pasmug-1 well).

Westphalian A+B: the Lublin Formation

The Lublin Formation consists mainly of siltstones and subordinate interbeds of sandstones with a number of coal layers and seams which are being exploited in the Lublin Coal Basin (Porzycki, 1979). The posterosional thickness of the Lublin Fm. increases from tens of meters in the Luków-Parczew area up to 380 - 450 m in the center of the Lublin Coal Basin and decreases to 150 - 200 m to SW of Chełm Lubelski. A more complete profile of the Lublin Fm. is preserved in the Stoczek-Dorohuczka Syncline where they are 620 m thick. The thickness increases westwards up to 740 - 800 m (Żelechów-Dęblin) and 700 - 720 m in the Abramów area to NW of Lublin where the thickness in the axial part of the trough reaches the maximum of 900 m.

Sandstones of the Lublin Fm. are fine-grained, laminated and tight and their thickness (less than 10 m) is diversified; their extent is small and they constitute only 13 - 19% (16% on the average) of the profile. Porosity of the Lublin sandstones ranges from 3 to 24% (usually up to 12%).

In the SE part of the Lublin area, where thickness of the Lublin Fm. reaches the range of 230 m (Kumów IG-2) - 450 m (Dorohuczka-1), low-mineralized waters occur (e.g. in Korczmin), which evidences deep infiltration of surface waters. On the other hand, in the NW part of the Lublin area, waters of the Cl-Ca and higher mineralization occur (60 - 90 g/dm³) (Łagów-Opole Lubelskie-Żyrzyn). Also here, inflow of high-metamorphosed waters of the Cl-Ca type was obtained; their r Na/Cl=0.6 and mineralization is 192 g/dm³.

Westphalian B+C+D(?): the Magnuszew Formation and Pilica Series

The Magnuszew Formation - the youngest sedimentary series of the Lublin Carboniferous - is greatly erosively reduced and occurs only in the NW and W parts of the Lublin area in the core of the Dorohuczka-Stoczek Syncline and west of Lublin, stretching far beyond the Vistula river and covering the SE part of the Warsaw Trough. The posterosional thickness of the Magnuszew Fm. amounts to 320 m to E of Lublin (the Dorohuczka-Stoczek Syncline), decreases to 100 m in the Abramów Anticline and 200 - 300 m in the Dęblin Anticline and increases westwards up to 800 - 900 m to NW of Dęblin (the Maciejowice IG-1 well). The Magnuszew Fm. is characterized by higher proportion of coarse-clastic deposits and redeposited tuffogenic sediments. In majority, it is represented by fluvial siltstones and paludal claystones; upwards in the profile and in the NW part of the area, the proportion of thick-bedded sandstones of variable thickness increases up to 35%. These sandstones have very good reservoir properties and constitute favorable potential water-bearing horizons, which can be evidenced, among others, by salt water inflow in the Magnuszew IG-1 well at depth of 2655 m.

So called Pilica Series was distinguished above. It is 120 m thick and is known from the Magnuszew IG-1 well. It is characterized by predominance of siltstones, with variegated sandstones constituting only 10% of the section.

8.1.3 Hydrogeothermal conditions in the water-bearing Lublin-Warsaw Carboniferous

In the south-eastern part of the Polish Lowlands, within the Podlasie Depression, southern Warsaw Trough, horst-like Łuków-Hrubieszów Elevation and Lublin Trough, the top of the Carboniferous deposits descends to SW and W from approximately -200 m to -2200 m, and farther to the west in the Warsaw Trough, beyond the Vistula river, to -3500 m and more than -4000 m (Encl. 8.2). In this connection, temperature at the top of the Carboniferous in the whole Podlasie-Horst-Lublin zone, up to the boundary with the Warsaw Trough, remains, in general, within the range of 25 - 35°C and does not exceed 50°C. The temperature does not rise nearer than in the Warsaw Trough where it reaches 70°C along the Warsaw meridian and approximately 100°C along the Płońsk meridian (Encl. 8.5).

As a result of such structural configuration of the top of the Carboniferous formations, great diversification of water mineralization can be observed: from 0.4 up to 282 g/dm³ (Bojarski, 1996). In the Podlasie-Łuków-Hrubieszów zone (NW-SE), fresh and weakly mineralized waters occur (their mineralization ranges from 2 to 10 g/dm³) (Encl. 8.6). On the horst-like

Łuków-Hrubieszów Elevation and its SW slope, nonmetamorphosed waters of the HCO₃-Na type occur (r Na/Cl exceeding 1.0). Farther to NW - in the Podlasie Depression and NW part of the Lublin Basin - waters of the Cl-Ca II+III type appear (r Na/Cl=0.85 - 0.60) with mineralization of 50 - 100 g/dm³ and 100 - 150 g/dm³, respectively. And so, the water mineralization increases westwards up to 100 - 250 g/dm³ in the Warsaw Trough, together with appearance of metamorphosed waters of the Cl-Ca IV type (r Na/Cl=0.60 - 0.50) and high-metamorphosed waters of the V type (r Na/Cl below 0.5), (Bojarski, 1996).

Toward the central part of the Warsaw Trough, also bromine content in the Carboniferous waters increases from 230 - 500 mg Br/dm³ to 1400 - 2573 mg Br/dm³ (Nadarzyn IG-1). Iodine content in more metamorphosed waters of the Lublin-Warsaw Carboniferous ranges from 5 - 10 mg I/dm³ to 16 - 32 mg I/dm³. Pressure gradients are low and they increase slowly to NW, from 1.0 MPa/10m along the outer margins of the Lublin Trough to 1.05 MPa/10m in the axial zone of the Warsaw Trough and 1.15 MPa/10m farther to SW (Mszczonów-Korabiewice), (Bojarski, 1996).

8.2 Pomeranian Carboniferous

Total thickness of the Carboniferous deposits in the NW-SE belt of the Pomeranian Trough (Koszalin - Miastko - Chojnice) increases from 200 to 800 m along the axis of the trough (Encl. 8.3). In the Western Pomerania area and in the south-western belt Wolin - Bydgoszcz (directed NW-SE), this thickness increases toward NW, W and SW from 200 m along the margin up to 800 m or even 1000 m in the Wolin region.

The top of the Pomeranian Carboniferous strata descends to SW, from 2000 - 2500 m along the NE margin of the Pomeranian Trough down to approximately 3000 m or more than 4000 m along its opposite, i.e. the south-western margin (Encl. 8.2). In the remaining Pomeranian areas, depth to the top of the Carboniferous stays within the range of 2500 - 3500 m.

8.2.1 Lower Carboniferous of the Pomeranian Trough and Western Pomerania

In the Pomeranian Trough and Western Pomerania, the Lower Carboniferous deposits, having the thickness reaching 1000 m, were encountered by wells at depths from about 2100 m to more than 6000 m. Most frequently, they occur directly under the unconformable cover of Permian rocks and only locally under the Upper Carboniferous deposits. They are developed in two principal zones which strike NW-SE:

- the relatively north-eastern zone related to the course of the Pomeranian Trough (NW-SE): Koszalin - Wierzchowo. It stretches from Gorzysław (near Trzebiatów), Grzybowo (near Kołobrzeg) and Koszalin in the north-west up to Klanino - Kurowo near Bobolice, wells Brda and Babilon near Biały Bór and Wierzchowo (18 km to N of Szczecinek) in the south-west. This zone, running along the margin of the old East-European Platform (Peribaltic Syncline) and separated from it by a narrow belt of paleooutcrops of the Devonian rocks (Jamno - Polanów - Miastko) uplifted above the crest of Pomeranian Caledonides, is known from relatively large number of wells (drilled by the petroleum industry in search of hydrocarbons and by the Polish Geological Institute as research wells);
- the south-western zone related to the Western Pomerania stretches over the large area (approximately 200 km) SW of the margin running along the NW-SE belt Świnoujście

- Kamień Pomorski (Wolin) - Gryfice - Świdwin - Czaplinek - Złotów - Więcbork - Koronowo, to N of Bydgoszcz marked by a chain of not numerous deep wells reaching the Carboniferous (NW-SE): Laska-2 near Wolin - Moracz IG-1 (to NNW of Nowogard) - Piaski PIG-2 (near Resko) - Czaplinek IG-2 - Czaplinek IG-1 - Zabartowo-1 and -2 - Wilcze IG-1 (to N of Bydgoszcz). This vast area within the Wolin - Szczecin - Bydgoszcz triangle was explored only by 10 wells that reached the Lower Carboniferous rocks.

Tournaisian

The Łobżonka Formation of claystones is known from 7 wells, although it extends over the whole south-western part of the Western Pomerania. It is composed of secondarily silicified black claystones, dark-grey siltstones and grey quartz sandstones (mainly wackes) with total thickness up to 550 m, representing at least the Late Tournaisian and Early Visean. In essence, this complex does not constitute a reservoir, however its sand content increases upwards in the profile.

The Sapółno Formation of calcareous claystones occurs in the north-eastern zone (Pomeranian Trough). These are dark-grey claystones, calcareous claystones, marls and limestones with total thickness of several hundred meters, of which the Carboniferous (Upper Tournaisian) part of the section may be over 300 m thick. In essence, the deposits also do not constitute a reservoir.

- **The Trzebiechowo Member of marls**, distinguished in the upper part of the Sapółno Fm. claystones and known from the region of the Brda wells (Pomeranian Trough), may appear as isolated occurrences within the whole Koszalin - Wierzchowo zone and in its submarine extension in the Baltic Sea area. They lithofacially replace volcanoclastic sandstones or appear as interbeds in claystones and carbonate rocks. They are marls, limestones (also oolitic ones), dolomites, calcareous claystones, fine-grained quartz sandstones and interbeds of arkosic sandstones, total thickness of which can exceed 200 - 300 m. In the upper part of the Trzebiechowo Mb. amount of sandstones increases. They have very weak reservoir properties (in Daszewo, porosity ranges from 1.0 to 15.0%, but matrix permeability is as low as 0.01 mD).

The Gozd Formation of arkosic sandstones develops in the north-eastern zone. The characteristic lithotype consists here of volcanoclastic arkosic sandstones (Muszyński, 1996), sometimes calcareous or dolomitic ones, and subordinately tuffites. They intercalate and facially interfinger with calcareous claystones of the Sapółno Fm., ooidic limestones of the Kurowo Fm., and calcareous claystones, marls and limestones from Grybowo. The Gozd Fm. deposits, typical of a clastic shelf, which are representing Tournaisian, reveal very variable thickness from 65 - 205 m up to more than 400 m. The arkosic sandstones can form relatively thick layers, but their reservoir properties are different: porosity from 1.5% (Kurowo) to 18% (Kłanino), permeability to 65 mD. In sum, the arkosic sandstones of the Gozd Fm., mostly 25 - 50 m thick, characterized, on the whole, by porosity of 8 - 21% (on the average 6.5 - 18%) and permeability 0.5 - 100 mD (av. 60 mD), constitute one of the most important reservoir complexes of the Pomeranian Lower Carboniferous.

The Kurowo Formation of ooidic limestones, developed over relatively limited area of the north-eastern Pomeranian zone, is composed of ooidic grainstones, ooidic-skeletal and

other limestones, often dolomitized, having total thickness from several to more than 200 m. The oolitic and detrital limestones of the Kurowo Fm., with average porosity 3.4% (up to 9.2%) and average matrix permeability approximately 1.4 mD (up to 14 mD), constitute an important gas-bearing horizon in the Białogard gas field. In the Białogard - Daszewo hydrocarbon reservoir zone, total thickness of the Kurowo reservoir complex amounts to 10-50 m and can reach 120 - 140 m or even more than 300 m.

- **The Grzybowo Member of calcareous claystones** consists of dark-grey and black claystones, sometimes marly claystones and shales with interbeds of limestones, dolomites and numerous horizons of shell rocks and anhydrites in the form of knobs, inserts and layers (a few meters thick). Principally, this rocks (representing the Upper Tournaisian) form an impermeable sealing cover, e.g. for reservoir sandstones of the Gozd Fm.

Visean

The Drzewiany Formation of quartz sandstones is composed of white, light-grey and reddish, mainly fine-grained quartz sandstones interbedded with variegated siltstones and claystones, locally carbonaceous (Lipiec & Matyja, 1998). The quartz sandstones of the Drzewiany Fm. constitute the main gas-bearing horizon for the fields Daszewo - Białogard, which is sealed by directly unconformably overlying Zechstein rocks (Górecki, 1979). According to Darlak et al. (1998), reservoir properties of the Drzewiany Fm. sandstones (determined for 18 samples from 3 wells) are good or perfect. Porosity ranges here from 6 to 33% (av. 20%) and very favorable configuration of the pore space (threshold pore diameter 8.0 - 35 μm) secures their high permeability from 55 to 1085 mD (av. 330 mD).

The Czaplinek Formation of limestones is represented by a complex of grey organodetrital and ooidic limestones, and subordinately claystones and calcareous claystones (Lipiec & Matyja, 1998). The age of the Czaplinek Fm. of limestones, thickness of which reaches 400 m, was documented to be Visean. Reservoir properties of this formation are certainly weak and are determined by diagenetic development of secondary porosity and fracture permeability.

The Nadarzyce Formation of claystones is represented by a complex of dark-grey claystones with calcareous inserts. The Nadarzyce Fm. claystones (more than 250 m thick) were deposited at the close of Visean and constitute the uppermost known formation of the Lower Carboniferous in the south-western part of the Western Pomerania.

8.2.2 Upper Carboniferous of the Western Pomerania

Distribution of the Pomeranian Upper Carboniferous deposits (having the thickness from some tens up to approximately 700 m) is limited and discontinuous. The sandy-clayey deposits occur chiefly in the seaside belt (younger and younger to the west), unconformably resting upon the Dinantian or Devonian basement. The Pomeranian Silesian profile is essentially bipartite and contains: (1) the Wolin Formation (Namurian-Westphalian) characterized by cyclic development of clayey-silty-sandy deposits and (2) the Rega Formation (Westphalian A - Lower Stephanian) distinguishable by high sand content. The most complete, 630 m thick profile of the uppermost Carboniferous (Westphalian C+D+Stephanian) that continuously passes into the Lower Permian (Autunian) is known from the Strzeżewo-1 well section in

the Kamień Pomorski - Dziwnowo region. Here, the Strzeżewo clayey-silty Formation (3) was additionally distinguished.

The Wolin Formation (Namurian-Westphalian A+B+C - Lower Stephanian) is represented by beige and grey-brown sandstones that form layers (with thickness from a few to several meters) interbedding with dolomitic and coaly claystones. The well-sorted sandstones demonstrate diversified but rather favorable reservoir properties (porosity 2 - 20%, matrix permeability 0.5 - 202 mD). Relatively best reservoir properties in the Koszalin - Karsina - Kurowo - Gozd - Rzeczenica region (Pomeranian Trough) become worse to SW. The posterosional total thickness of the Wolin Formation ranges from 40 - 80 m up to 500 - 600 m (Koszalin, Gozd). The quite monotonous sandy-silty-clayey complex of the Westphalian is developed only in the seaside belt (Koszalin - Kołobrzeg - Kamień Pomorski). Its thickness ranges from approximately 80 m (Daszewo - Karcino) up to 285 m (Gorzysław). In the west (Gorzysław), among grey-cherry-red claystones quite numerous intercalations of reservoir quartz sandstones appear (individual beds have thickness from 2 to 20 m). In sum, it is considered that the Westphalian sandstones show the best reservoir properties in the seaside belt (porosity 9 - 15%, permeability up to more than 100 mD). The reservoir properties deteriorate to S and SW together with increasing thickness (mainly as a result of progressing silicification).

The Rega Formation (Stephanian) is composed of obliquely-bedded brown and light-grey fine- and medium-grained quartz sandstones with conglomerate horizons, with clayey-siliceous, ferruginous and carbonaceous cements, which form layers having thickness that decreases upward the section from approx. 30 m to 10 m. The Rega Fm. sandstones, which together with the overlying Dziwna Fm. were included into so named Wrzosowo Series (Żelichowski, 1983), constitute an important additional gas-bearing horizon in the Wrzosowo, Trzebusz and Gorzysław gas fields, therefore they should be taken into account as an effective water-bearing complex.

The Strzeżewo Formation (Westphalian C+D - Lower Stephanian) consists of grey and dark-grey claystones and siltstones that form 20 - 60 m thick complexes with 7 - 20 m thick layers of variegated sandstones developed among them. In the west (Strzeżewo-1), total thickness of these deposits is equal to 282 m and it decreases toward NE to 40 - 80 m, though in Sarbinowo near Koszalin it is the 105 m thick series of quartz sandstones. Undoubtedly, the sandstones under discussion constitute a potential water-bearing horizon.

The Dziwna Formation (Stephanian - Lower Autunian) is represented by light-grey, thick-layered fine- and medium-grained, quite strongly silicified sandstones and horizons of conglomerates and conglomeratic sandstones, occurring among red-brown, ferruginous-sandy siltstones and claystones. Total thickness of these deposits distinguished in the Strzeżewo-1 well is equal to 242 m (at depth 3199 - 3442 m). According to Lipiec et al. (1998), the sandstones, representing transition from the uppermost Carboniferous to the Lower Permian, reveal effective porosity from 0.32 to 12.48% (av. 6.3%) and are impermeable in practice.

8.2.3 Hydrogeothermal conditions in the water-bearing Pomeranian Carboniferous

In the Western Pomerania and in the belt of the Pomeranian Trough, where the top of the Carboniferous deposits is buried toward SW from the depth of -2500 m through -3000 m down to -4000 m (Encl. 8.2), the Carboniferous underground waters remain mostly within

the temperature zone on the order of 60 - 90°C (at the top of the Carboniferous deposits) (Encl. 8.5). It is estimated that total thickness of the water-bearing Carboniferous beds in the Western Pomerania and in SW and S parts of the Pomeranian Trough does not exceed 50 - 100 m. Only in the Koszalin - Miastko zone (Pomeranian Trough) this thickness increases up to 200 - 300 m (Encl. 8.4).

Carboniferous waters of the Pomeranian Trough and Western Pomerania are strongly concentrated brines with stable mineralization 200 - 316 g/dm³ (Encl. 8.6) and high degree of metamorphism from waters of the Cl-Ca III type (r Na/Cl=0.75 - 0.60) in the Gorzysław - Białogard - Wierzchowo - Brda-1 belt and in the whole south-eastern zone of Pomerania (Wolin - Bydgoszcz) up to waters of the Cl-Ca IV+V type (r Na/Cl=0.60 to less than 0.50) along the north-eastern margin (Kołobrzeg - Koszalin - Bobolice) and in the Western Pomerania (Gostyń - Gryfice - Trzebiatów - Trzebusz). In the Gorzysław - Daszewo zone very strong salt brines appear (with concentration of 95% NaCl), perhaps enriched with brines from the Zechstein rocks where pressure gradients are much higher (Bojarski, 1996).

Reservoir pressure gradients in the Carboniferous waters decrease to E and SE from 1.35 MPa/10 m in the Trzebiatów - Kołobrzeg zone (Trzebusz - Gorzysław - Grzybowo) to 1.05 MPa/10 m along the NE margin of the Pomeranian Trough (Koszalin - Miastko).

In the highly mineralized and metamorphosed Carboniferous brines of the Pomerania in the Kamień Pomorski - Trzebiatów - Białogard - Bobolice zone and in the south-western zone (Wolin - Bydgoszcz), increased bromine content can be observed (from 566 - 1731 mg/dm³ up to 1900 - 2500 mg/dm³), as well as increased iodine content (5 - 40 mg/dm³), (Bojarski, 1996).

Literatura (References):

1. **Bojarski L., 1996** - Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz asczyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim 1:1 000 000, PIG Warszawa.
2. **Darłak B., Kowalska-Włodarczyk M., Kobylecka A., Leśniak G., Such P., 1998** - Przegląd wyników badań własności zbiornikowych i filtracyjnych wybranych skał zbiornikowych basenów młodopaleozoicznych Niżu Polskiego. Prace PIG, Warszawa, CLXV (165).
3. **Górecki W., 1979** - Znaczenie podcechsztyńskiej powierzchni niezgodności dla akumulacji złóż węglowodorów w synklinorium pomorskim. PAN Oddz. Kraków, Kom.Nauk.Geol., Prace Geologiczne nr 115.
4. **Karnkowski P., 1999** - Oil and Gas Deposits in Poland. The Geosynoptices Society "Geos"-Univ. Of Mining and Metallurgy, Kraków.
5. **Lipiec M., Matyja H., 1998** - Architektura depozycyjna basenu dolnokarbońskiego na obszarze pomorskim. Prace PIG Warszawa, CLXV (165).
6. **Lipiec M., Połomska M., Such P., 1998** - Wpływ diagenety na własności zbiornikowe utworów karbonu pomorskiego. Prace PIG Warszawa, CLXV (165).

-
7. **Muszyński M., Biernacka J., Lorenc S., Protas A., Urbanek Z., Wojewoda J., 1996** - Petrologia i środowisko sedimentacji dolnokarbońskich utworów wulkanoklastycznych w rejonie Dygowa i Kłanina (strefa Koszalin - Chojnice). *Geologos* 1.
 8. **Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H., Miłaczewski L., 1998** - Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Prace PIG Warszawa*, CLXV (165).
 9. **Porzycki J., 1979** - Litostratygrafia osadów karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: T.Migier (red.) „Stratygrafia węglonośnej formacji karbońskiej w Polsce”, II Sympozjum, Sosnowiec.
 10. **Porzycki J., 1980** - Fundamental properties of the geological structure and evaluation of the deposits of the Lublin Coal Basin. *Biul.Inst.Geol.* nr 328, *Geology of Poland* vol.III.
 11. **Porzycki J., 1988** - Historia badań geologicznych i odkrycia Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna karbonu. W: Z.Dembowski, J.Porzycki (red.) „Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego”. *Prace Inst.Geol. Warszawa*, 122.
 12. **Porzycki J., Zdanowski A., 1995** - Southeastern Poland (Lublin Carboniferous Basin). W: A.Zdanowski, H.Żakowa (Eds) „The Carboniferous System in Poland”. *Prace PIG* 148.
 13. **Żelichowski A.M., 1977** - Utwory karbonu w podłożu pogranicza niecki warszawskiej i lubelskiej (streszczenie ref.) *Kwart.Geol.* nr 21 z.4.
 14. **Żelichowski A.M., 1983** - Lithological associations in the Carboniferous in Poland. *Przeł.Geol.* nr 6.
 15. **Żelichowski A.M., 1983** - The Carboniferous in Western Pomerania. *Przeł.Geol.* nr 6.
 16. **Żelichowski A.M., 1987** - Karbon. W: A.Raczyńska (red.) „Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża”, *Prace Inst.Geol. Warszawa* 119.
 17. **Żelichowski A.M., 1995** - Western Pomerania. In: A.Zdanowski and H.Żakowa (Eds) „The Carboniferous System in Poland”, *Prace PIG* 148.

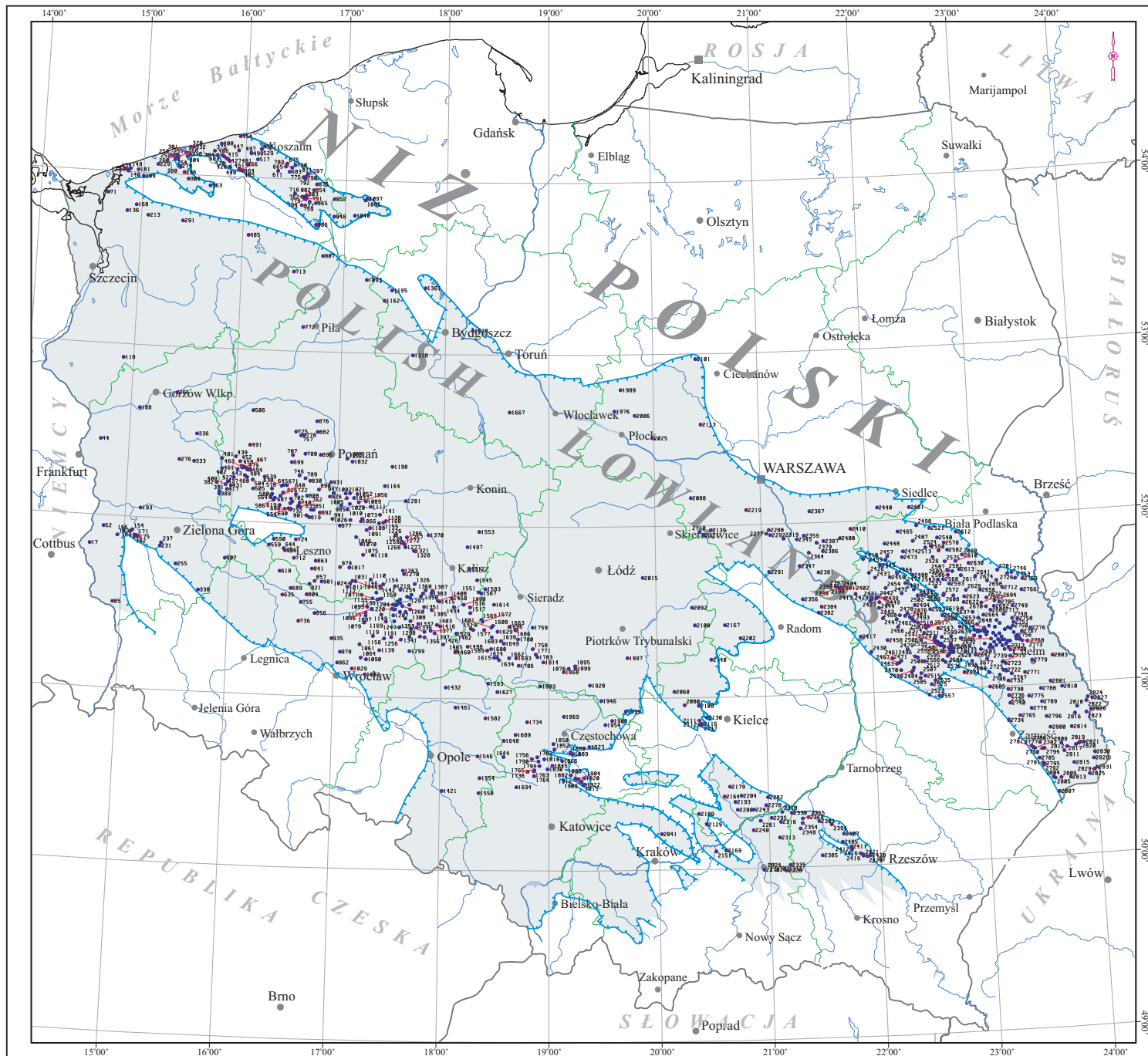
Zał. 8.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika karbonu na Niziu Polskim

Powierzchnia karbońskiego zbiornika wód geotermalnych na Niziu Polskim wynosi 142 324.00 km², co stanowi 45.63% powierzchni Polski oraz 52.30% powierzchni Niziu Polskiego.

Analizę strukturalno-miąższościową karbońskiego zbiornika oparto na podstawie 825 otworów zlokalizowanych na obszarze Niziu Polskiego.

Encl. 8.1 Location map of wells drilled to Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands

The area of Carboniferous geothermal aquifer in the Polish Lowlands is 142,324.00 km², which is 45.63% of the territory of Poland and 52.30% of the area of the Polish Lowlands. Structural and thickness analyses of Carboniferous formation were based upon data from 825 wells.

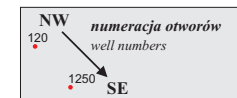


Zal. 8.1

MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA KARBONU
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 8.1

LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO CARBONIFEROUS
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS



Legenda:

Legend:

- 2814 - Numer otworu wiertniczego
- Borehole number
- - Linie zasięgu otworów karbonu
- Extent of Carboniferous formation
- - Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities

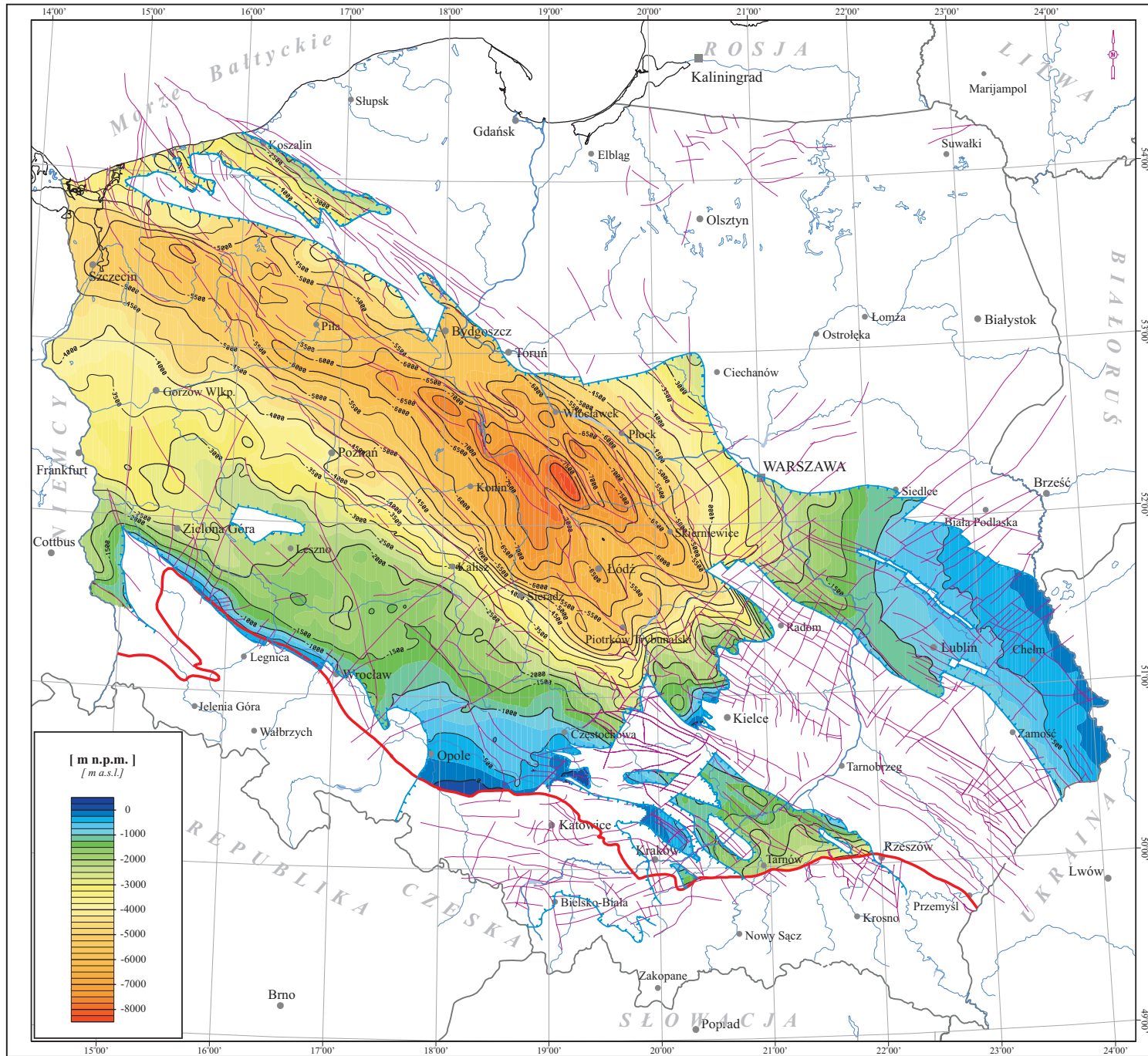


Zał. 8.2 Mapa strukturalna stropu utworów karbonu na Niżu Polskim

Karbońskie skały zbiornikowe występują na bardzo zróżnicowanych głębokościach w wydzielonych jednostkach strukturalnych. W granicach niecki pomorskiej na rzędnych od ok. -2 000 do ponad -4 000 m npm, wału pomorskiego od ok.-4 000 do ok.-6 000 m npm, a wału kujawskiego od ok. -2 000 m npm do ponad -7 500 m npm. W niecce szczecińskiej strop tych utworów zalega na rzędnych od ok. -3 500 do ponad -6 000 m npm, w niecce łódzkiej od ok. -3 000 do ponad -7 500 m npm, w północnej części niecki miechowskiej od ok. -1 000 do ponad -2 500 m npm. Na obszarze przedsudeckim strop karbonu zapada w kierunku północno-wschodnim od ok. +100 do ok. -3 500 m npm, w niecce warszawskiej od ok. -3 000 do ponad -6 500 m npm. W niecce lubelskiej i wyniesieniu zrębowym łukowsko-hrubieszowskim powierzchnia stropu zapada z kierunku południowo-wschodniego ku północno-zachodnim od ok. -400 m npm do -2 000 m npm. We fragmencie zapadliska przedkarpackiego od ok. 0 do ponad -2 500 m npm.

Encl. 8.2 Structural map of the top surface of Carboniferous formation in the Polish Lowlands

Carboniferous reservoir rocks occur at very diversified altitudes in the considered structural units: in the Pomerania Trough from about -2,000 to about -4,000 m asl, in the Pomerania Block from about -4,000 to about -6,000 m asl, in the Kujawy Block from about -2,000 to about -7,500 m asl, in the Szczecin Trough about -3,500 to below -6,000 m asl, in the Mogilno-Łódź Trough from about -3,000 to below -7,500 m asl and in the northern part of the Miechów Trough from about -1000 to below -2,500 m asl. In the Fore-sudetic area the top surface of Carboniferous strata dips to the northeast from about +100 to about -3,500 m asl and in the Warsaw Trough from about -3,000 to about -6,500 m asl. In the Lublin Trough and in the Łuków-Hrubieszów Horst this surface dips to the southeast from about -400 to about -2,000 m asl. Finally, in the part of the Carpathian Foredeep this surface is located at depth from 0 to below 2,500 m asl.



Zal. 8.2

MAPA STRUKTURALNA STOPU
UTWORÓW KARBONU
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 8.2

STRUCTURAL MAP
OF THE TOP SURFACE
OF CARBONIFEROUS FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m]
[m a.s.l]

Legenda:

Legend:

-  - *Izohipsy stopu utworów karbonu [m n.p.m]*
- Isohyps of the top surface of Carboniferous formation [m asl]
-  - *Linie zasięgu utworów karbonu*
- Extent of Carboniferous formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands

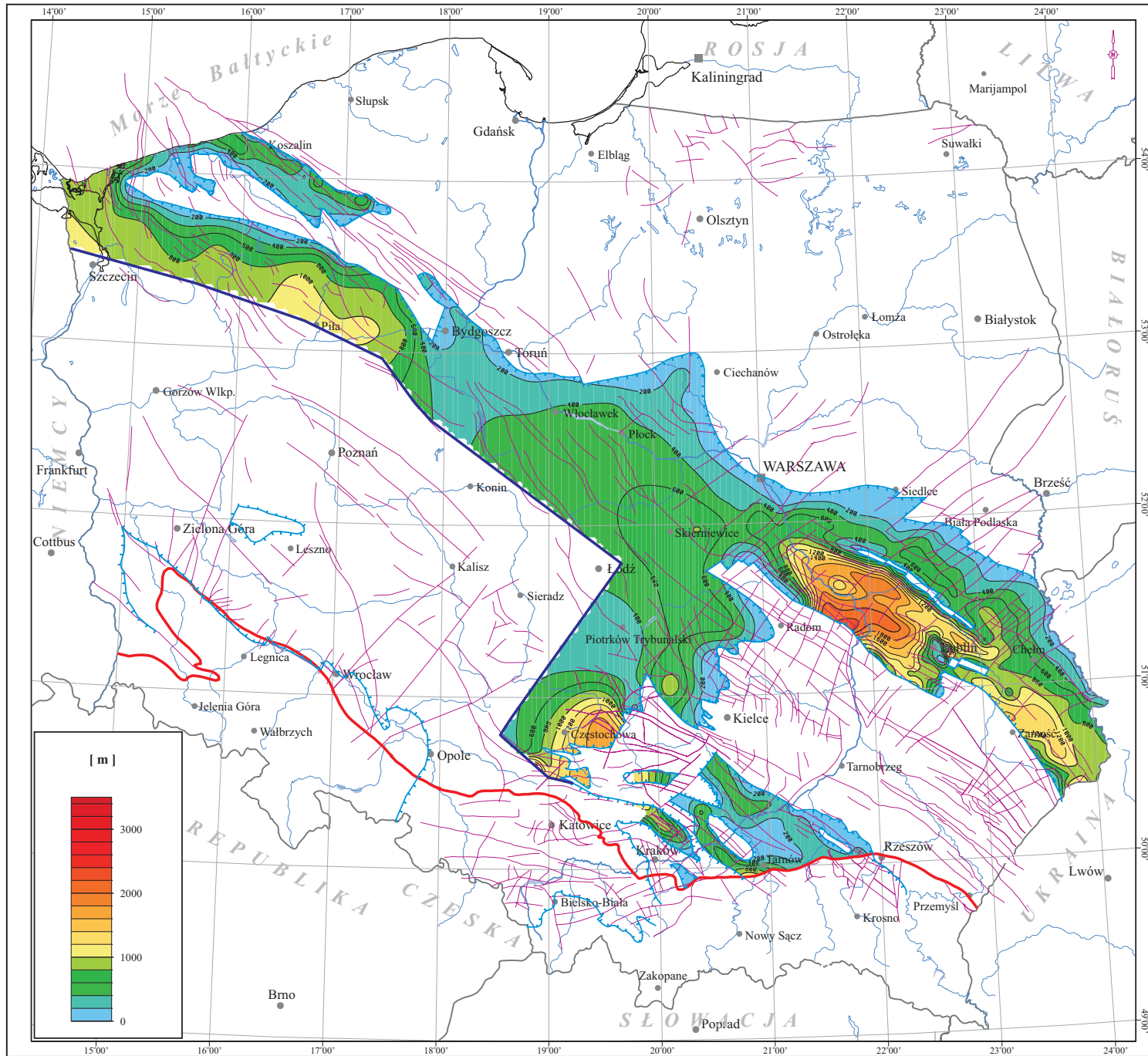
0 50 100 km

Zał. 8.3 Mapa miąższości całkowitej utworów karbonu na Niżu Polskim

Z analizowanego występowania utworów karbońskich do rzędnych -4 500 m npm wynika, że jedynie we fragmentach wału pomorskiego i niecki pomorskiej oraz szczecińskiej występują te utwory w formie subzbiornika. Miąższość całkowita utworów karbońskich w nim występujących sięga do ponad 600 m. W pozostałych subzbiornikach znaczne miąższości występują na monoklinie śląsko-krakowskiej (od 400 do ponad 1600 m) i niecce lubelskiej (od ok. 100 do ponad 2 000 m). W pozostałych jednostkach strukturalnych tego subzbiornika zmieniają się one w granicach od 100 do ok. 500 m. Jedynie w obszarze zapadliska przedkarpackiego lokalnie (okolice Tarnowa) stwierdzono występowanie miąższości dochodzących do 800 m.

Encl. 8.3 Map of total thickness of Carboniferous formation in the Polish Lowlands

Analysis of Carboniferous strata distribution down to the altitude -4,500 m asl reveals that these rocks form sub-aquifer only in the fragments of the Pomerania Block, Pomerania Trough and Szczecin Trough. Total thickness of Carboniferous rocks in this sub-aquifer exceeds 600 m. In the remaining areas significant thicknesses of Carboniferous formation were encountered in the Silesian-Kraków Monocline (from 400 to over 600 m) and in the Lublin Trough (from about 100 to over 2,000 m). In the other parts of this sub-aquifer thicknesses vary from 100 to about 500 m. Only in a part of the Carpathian Foredeep thicknesses up to 800 m were locally found.



Zal. 8.3

**MAPA MIĄŻSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW KARBONU
NA NIŻU POLSKIM**







Encl. 8.3

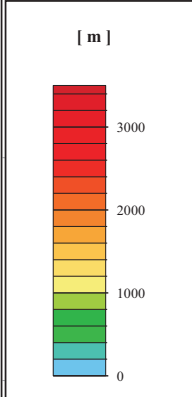
**MAP OF TOTAL THICKNESS OF
CARBONIFEROUS FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS**

[m]

Legenda:

Legend:

-  - *Isopachyty miąższości utworów karbonu [m]*
- *Isopachytes of Carboniferous formation [m]*
-  - *Linie zasięgu utworów karbonu*
- *Extent of Carboniferous formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Obszar zalegania stropu utworów karbonu poniżej 4500 m ppm*
- *Area of Carboniferous top surface below 4500 m bsl*
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- *Southern boundary of the Polish Lowlands*
-  - *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*

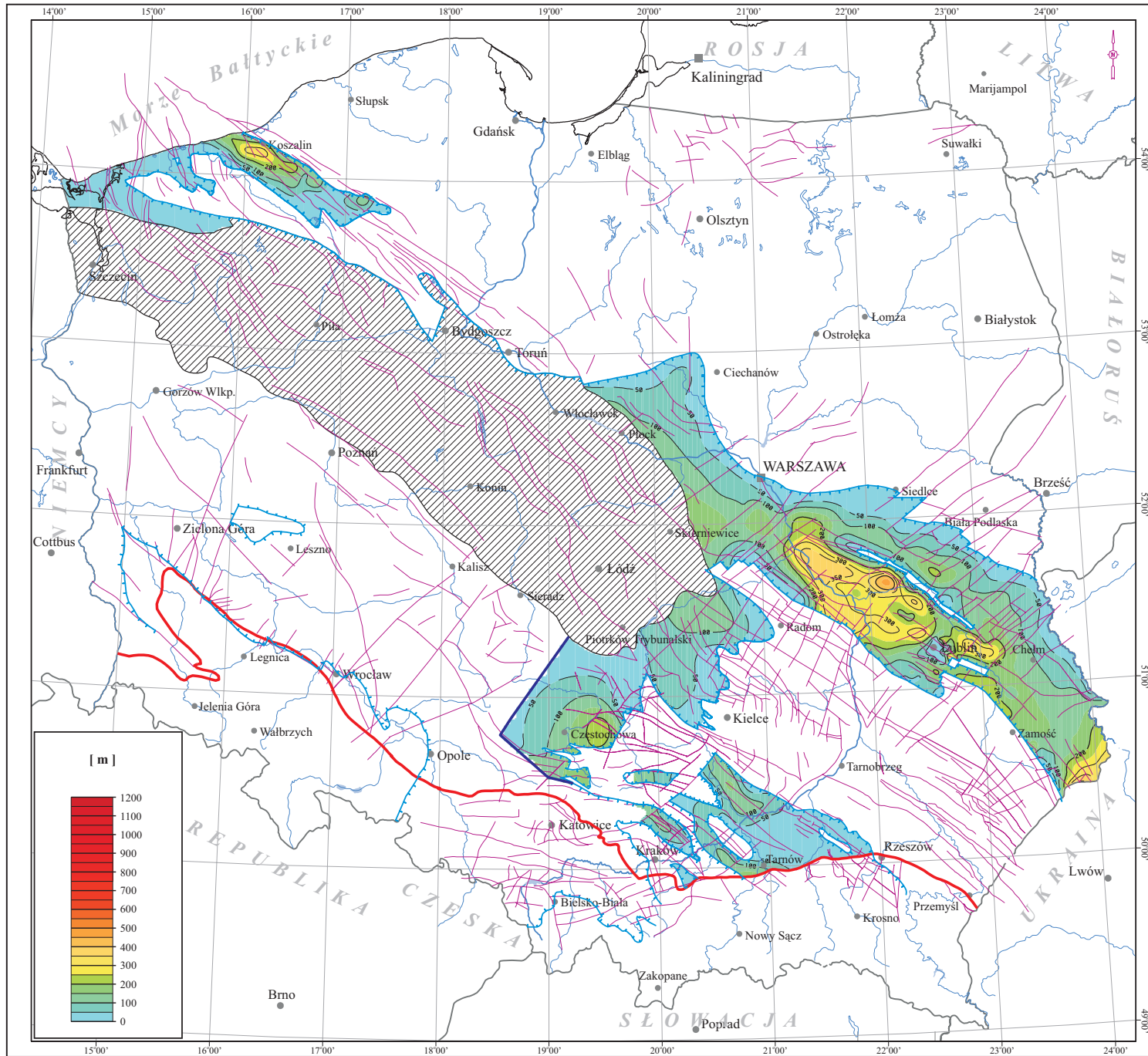


Zał. 8.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych karbonu na Niżu Polskim

Warstwy wodonośne występujące w profilu pionowym utworów karbońskich cechują się nieznacznymi (na ogół) miąższościami w granicach od ok. 10 m do 100 m. Większe miąższości występują jedynie w rejonie Koszalina (do ok. 350 m), w niecce lubelskiej (do ok. 400 m) i w rejonie Częstochowy (do ok. 200 m).

Encl. 8.4 Map of cumulative thickness of Carboniferous groundwater horizons in the Polish Lowlands

Generally, groundwater horizons hosted in the Carboniferous formation show insignificant thicknesses: from about 10 to 100 m. Higher values were reported from the Koszalin area (about 350 m), from the Lublin Trough (about 400 m) and from the Częstochowa area (up to about 200 m).



Zal. 8.4

MAPA SUMARYCZNEJ MIĄŻSZOŚCI
WARSTW WODONOŚNYCH KARBONU
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 8.4

MAP OF CUMULATIVE THICKNESS OF
CARBONIFEROUS GROUNDWATER
HORIZONS IN THE POLISH
LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

- Isopachyty warstw wodonosnych karbonu [m]
- Isopachytes of cumulative thickness of Carboniferous groundwater horizons [m]
- Linie zasięgu utworów karbonu
- Extent of Carboniferous formation
- Uskokii
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
- Obszar zalegania stropu utworów karbonu poniżej 4500 m ppm
- Area of Carboniferous top surface below 4500 m bsl
- Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands
- Granica obszaru obliczeniowego
- Extent of calculations area

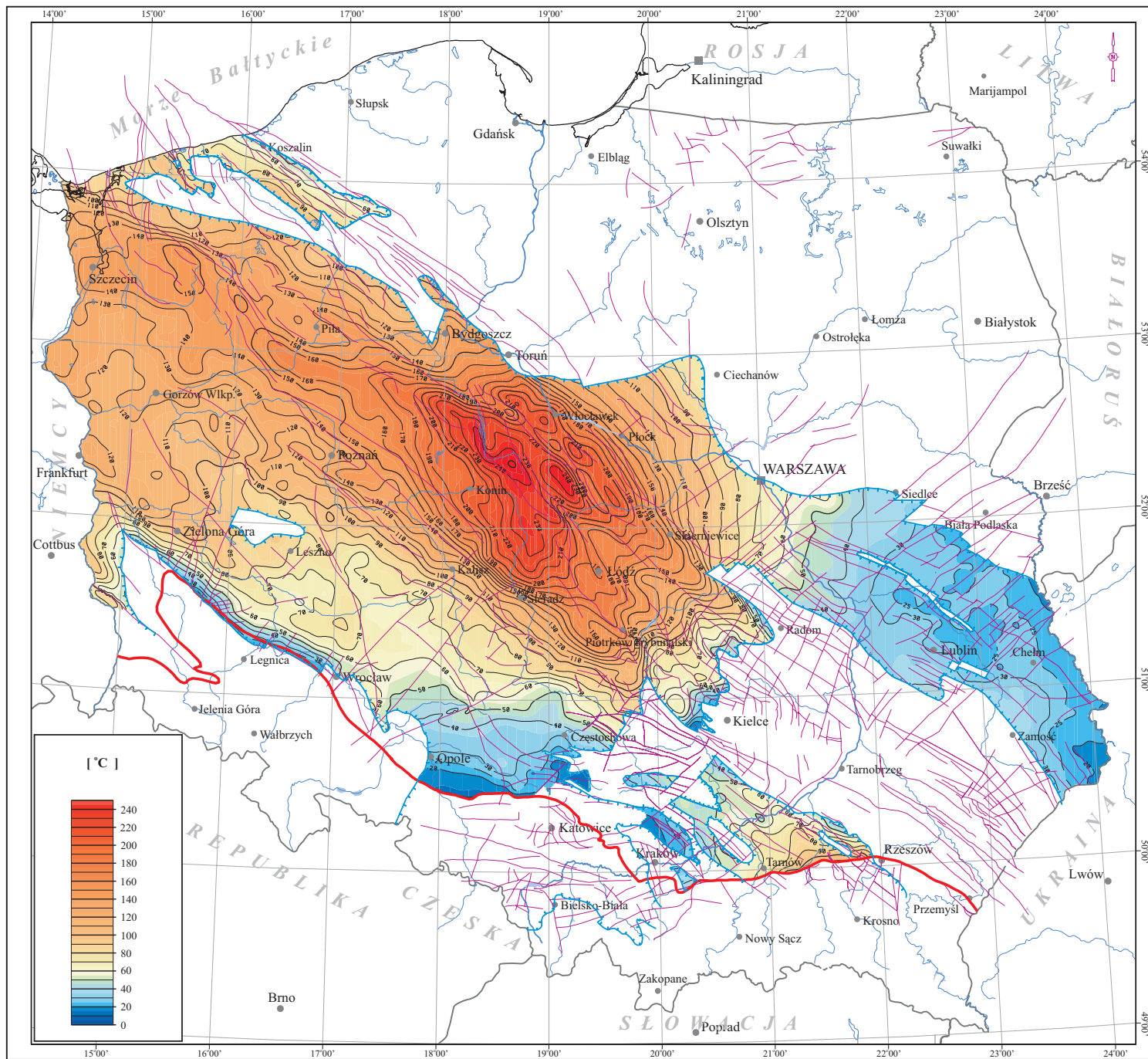
0 50 100 km

Zał. 8.5 Mapa temperatur w stropie utworów karbonu na Niżu Polskim

Temperatury ośrodka karbońskiego cechują się dużą zmiennością. Wody o temperaturze poniżej 50°C występują w niecce lubelskiej, na wyniesieniu łukowsko-hrubieszowskim, monoklinie śląsko-krakowskiej, wschodniej części subzbiornika na zapadlisku przedkarpackim i w południowo-zachodniej części obszaru przedsudeckiego. Na pozostałym obszarze występowania utworów karbońskich temperatury są wyższe i rosną wraz z głębokością występowania ich stropu. W najniżej położonych partiach temperatura sięga 240°C.

Encl. 8.5 Map of temperatures at the top surface of Carboniferous formation in the Polish Lowlands

Temperatures within the Carboniferous strata reveal high variability. Waters of temperature below 50°C occur in the Lublin Trough, in the Łuków-Hrubieszów Horst, in the Silesia-Kraków Monocline, in the eastern part of the Carpathian Foredeep sub-aquifer and in the southwestern part of the Fore-Sudetic area. In the remaining areas temperatures are higher and increase with the depth to the top of Carboniferous formation. In the deepest parts of the aquifer temperatures reaches 240°C.



Zal. 8.5

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW KARBONU
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 8.5

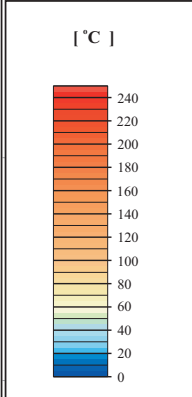
MAP OF TEMPERATURES
AT THE TOP SURFACE
OF CARBONIFEROUS FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermi stropu utworów karbonu [°C]*
- Isotherms at the top surface of Carboniferous formation [°C]
-  - *Linie zasięgu utworów karbonu*
- Extent of Carboniferous formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands

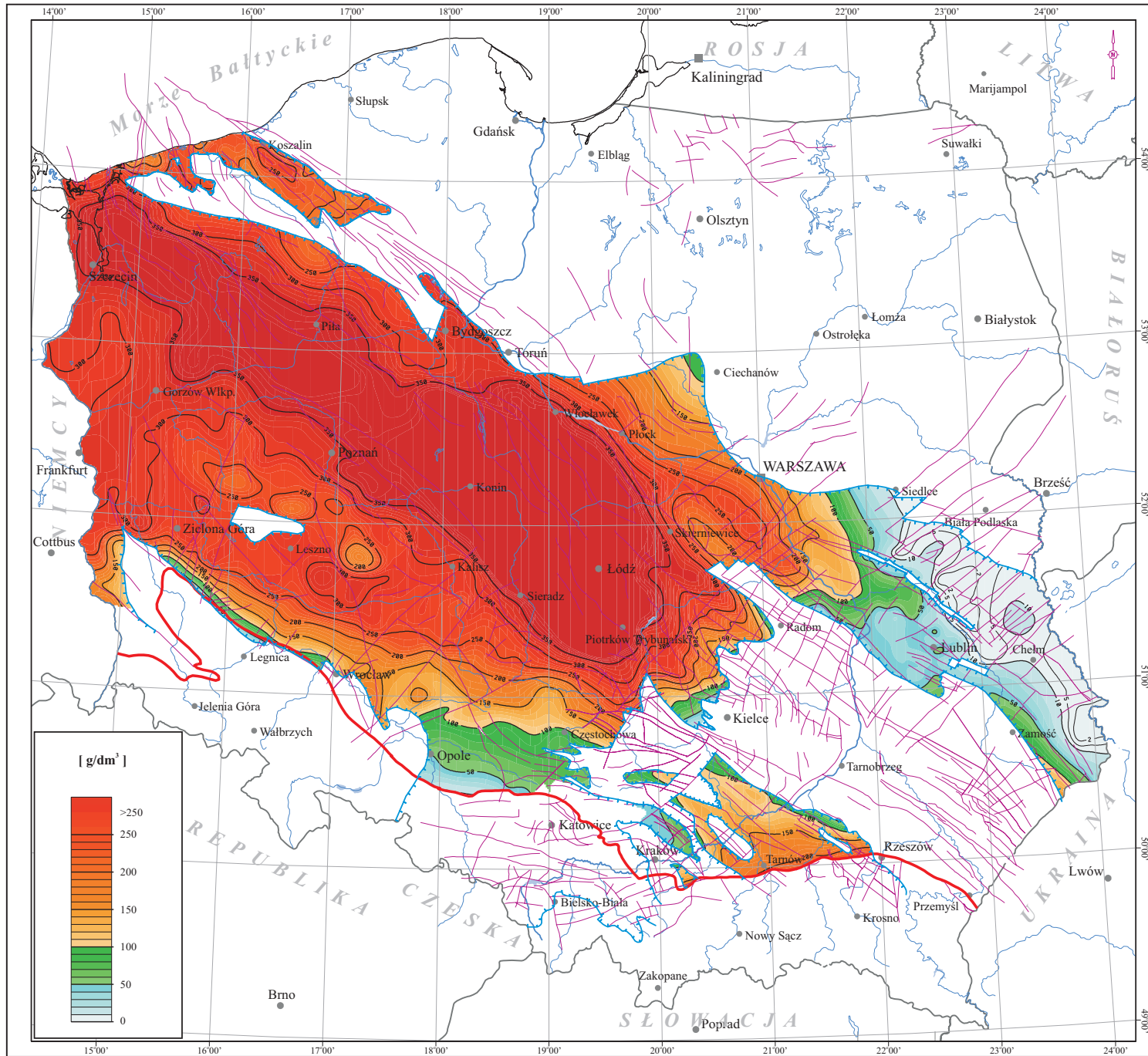


Zał. 8.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów karbonu na Niżu Polskim

Również mineralizacja wód występujących w warstwach wodonośnych karbonu pozostaje zależną od głębokości ich zalegania. Wody niecki lubelskiej i wyniesienia zrębowego łukowsko-hrubieszowskiego cechują się mineralizacją poniżej 50 g/dm^3 , podobnie jak wody na monoklinie śląsko - krakowskiej. W zapadlisku przedkarpackim mineralizacja wzrasta w kierunku południowym do ponad 200 g/dm^3 . Na pozostałym obszarze dominuje występowanie wód o mineralizacji przekraczającej 200 g/dm^3 , a nawet 350 g/dm^3 .

Encl. 8.6 Map of the TDS at the top surface of Carboniferous formation in the Polish Lowlands

The TDS of waters reservoired in the Carboniferous aquifer depends on the depth. In the Lublin Trough, in the Łuków-Hrubieszów Horst and in the Silesia-Kraków Monocline the TDS is below 50 g/dm^3 . In the Carpathian Foredeep the TDS increases towards the south to over 200 g/dm^3 . In the remaining area values over 200 and even over 350 g/dm^3 were observed.



Zal. 8.6

MAPA MINERALIZACJI WÓD W STROPIE UTWORÓW KARBONU NA NIŻU POLSKIM

Encl. 8.6

MAP OF THE TDS AT THE TOP SURFACE OF CARBONIFEROUS FORMATION IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolinie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isohalines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów karbonu*
- *Extent of Carboniferous formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
- *Południowa granica Niżu Polskiego*
- *Southern boundary of the Polish Lowlands*

0 50 100 km

Zał. 8.7 Mapa wód termalnych zbiornika karbonu kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji

Z uwagi na mineralizację oraz zawartość bromków i jodków w niektórych obszarach niecki pomorskiej i warszawskiej oraz zapadliska przedkarpackiego wykorzystanie do celów balneologicznych wód karbońskich może mieć miejsce. Także jedynie lokalnie wody tego poziomu można będzie wykorzystywać do celów rekreacji.

Przeprowadzono analizy chlorkowych wód termalnych dla zbiornika karbońskiego w 138 odwiertach. Mineralizacja tych wód wynosi od około 10 do 300 g/dm³; głównie są to solanki typu Cl-Na i Cl-Ca z jodem i bromem o temperaturze od 20 do 240°C (obszar niecki szczecińskiej i monokliny przedsudeckiej), oraz od 20 do 50°C (obszar lubelski). Strefy pierwszoplanowe do wykorzystania dla celów balneologicznych i rekreacyjnych wytypowano w oparciu o analizę danych z otworów wiertniczych.

Do celów rekreacyjnych mogą być wykorzystane wody zbiornika karbońskiego z obszaru lubelskiego w rejonie: Żebrak - Pionki - Bychawa - Dorohucza - Zamość - Terebin - Chełm - Chylin - Łuków.

Do balneoterapii kwalifikują się wody z obszaru niecki i wału pomorskiego w rejonie: Wrzosowo - Koszalin - Wierzchowo - Okonek; monokliny przedsudeckiej w rejonie Kaleje - Wycisłowo - Ścinny; niecki warszawskiej w rejonie: Kamionki - Bodzanów oraz obszaru lubelskiego w rejonie: Nadarzyn - Mszczonów - Magnuszew - Baranów.

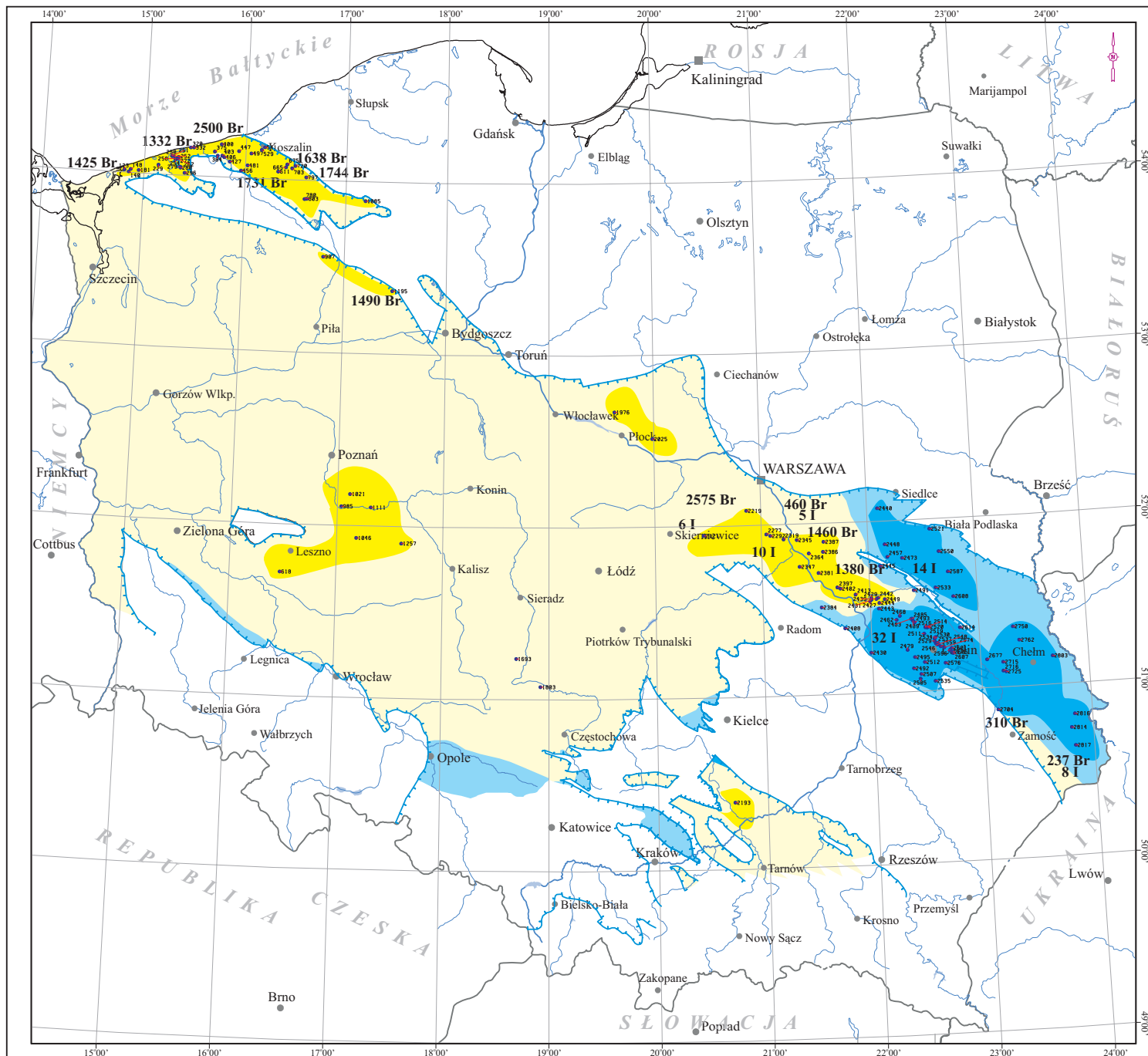
Encl. 8.7 Map of thermal waters of the Carboniferous formation qualified for balneotherapy and recreation

Considering the TDS as well as bromides and iodides concentrations in waters found in some parts of the Pomerania and the Warsaw troughs, and in the Carpathian Foredeep, their utilization for balneology is possible. Also, these waters can be only locally used for recreational purposes.

Analyses of geothermal waters from the Carboniferous aquifer were made in 138 wells. The TDS values vary from about 10 to 300 g/dm³. The waters are mostly brines of Cl-Na and Cl-Ca types with admixtures of J and Br. Temperatures vary from 20 to 240°C in the Szczecin Trough and the Fore-sudetic Monocline, and from 20 to 50°C in the Lublin region. The most perspective area for utilization of Carboniferous waters for therapeutic and recreational purposes were selected basing upon data from the wells.

For recreation most suitable are waters in the Lublin region (Żebrak - Pionki - Bychawa - Dorohucza - Zamość - Terebin - Chełm - Chylin - Łuków area).

Waters suitable for balneology occur in the Pomerania Trough and Block (Wrzosowo - Koszalin - Wierzchowo - Okonek area) in the Fore-sudetic Monocline (Kaleje - Wycisłowo - Ścinny area), in the Warsaw Trough (Kamionki - Bodzanów area) and in the Lublin region (Nadarzyn - Mszczonów - Magnuszew - Baranów).



Zal. 8.7

**MAPA WÓD TERMALNYCH
ZBIORNIKA KARBOŃSKIEGO
KWALIFIKUJĄCYCH SIĘ DO
WYKORZYSTANIA W BALNEOTERAPII
I REKREACJI**

Encl. 8.7

**MAP OF THERMAL WATERS OF THE
CARBONIFEROUS FORMATION
QUALIFIED FOR BALNEOTHERAPY
AND RECREATION**

Legenda:

- Legend:**
- **Otwory wykorzystane do konstrukcji mapy**
- Boreholes used for map construction
 - **Linie zasięgu utworów karbonu**
- Extent of Carboniferous 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 content, mg/dm³ (after Bojarski, 1996)

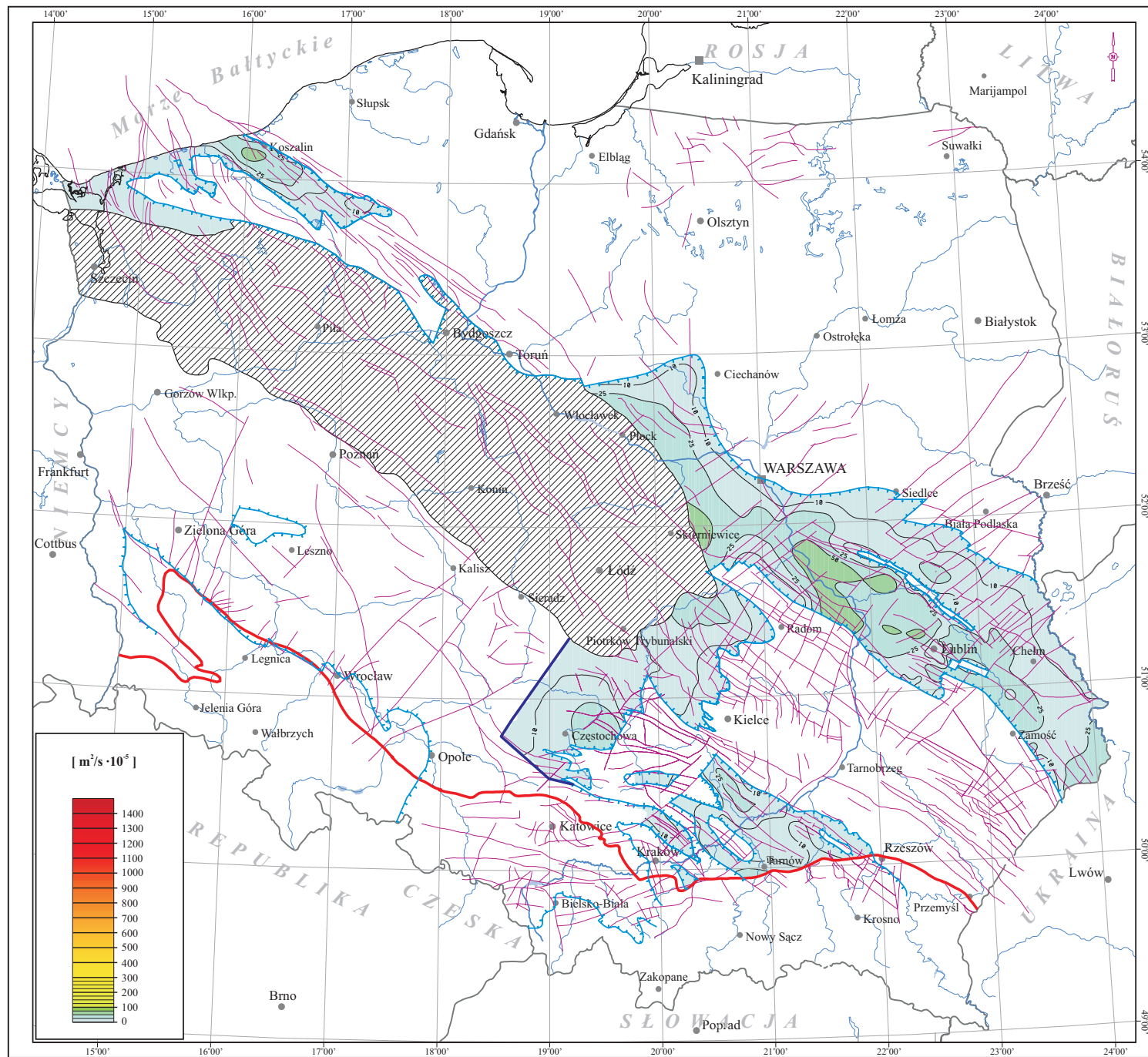


Zał. 8.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów karbonu na Niżu Polskim

Przewodność hydrauliczna została obliczona dla warstw wodonośnych występujących na rzędnych powyżej -4 500 m npm. Praktycznie na obszarach wszystkich subzbiorników dominują przewodności rzędu $10 - 50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Jedynie lokalnie w niecce lubelskiej oraz w okolicach Skierniewic i Koszalina występują warstwy wodonośne o przewodności większej niż $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$.

Encl. 8.8 Map of hydraulic transmissivity in the Carboniferous aquifer of the Polish Lowlands

Hydraulic transmissivity was calculated for groundwater horizons located down to the altitude of -4,500 m asl. In all the studied sub-aquifers these values are between 10 and $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Only locally (in the Lublin Trough and in the vicinities of Skierniewice and Koszalin) values over $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ were obtained.



Zal. 8.8

MAPA PRZEWODNOŚCI
HYDRAULICZNEJ UTWORÓW
KARBONU NA NIŻU POLSKIM

Encl. 8.8

MAP OF HYDRAULIC
TRANSMISSIVITY IN THE
CARBONIFEROUS 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 karbonu
- Extent of Carboniferous formation
- Uskoki
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
- Obszar zalegania stropu utworów karbonu poniżej 4500 m ppm
- Area of Carboniferous top surface below 4500 m bsl
- Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands
- Granica obszaru obliczeniowego
- Extent of calculations area

0 50 100 km

Zał. 8.9 Mapa potencjalnej wydajności utworów wodonośnych karbonu na Niziu Polskim

Potencjalna wydajność studni eksploatujących wody geotermalne piętra karbońskiego praktycznie w większości subzbiorników nie przekracza granicy $75 \text{ m}^3/\text{h}$ (dominują obszary, w których można oczekiwać wydajności mniejszej niż $50 \text{ m}^3/\text{h}$). Jedynie w niecce warszawskiej potencjalna wydajność studni może przekroczyć tę granicę.

Encl. 8.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Carboniferous reservoirs of the Polish Lowlands

In most of Carboniferous geothermal sub-aquifers potential discharge of wells does not exceed $75 \text{ m}^3/\text{h}$ with the dominating values below $50 \text{ m}^3/\text{h}$. Only in the Warsaw Trough higher potential discharges can be expected.

Zal. 8.9

MAPA POTENCJALNYCH WYDAJNOŚCI
STUDNI (DUBLETÓW)
W KARBONIE NA NIŻU POLSKIM

Encl. 8.9

MAP OF POTENTIAL DISCHARGE
OF WELLS (DOUBLETS)
OF CARBONIFEROUS RESERVOIRS
OF THE POLISH LOWLANDS

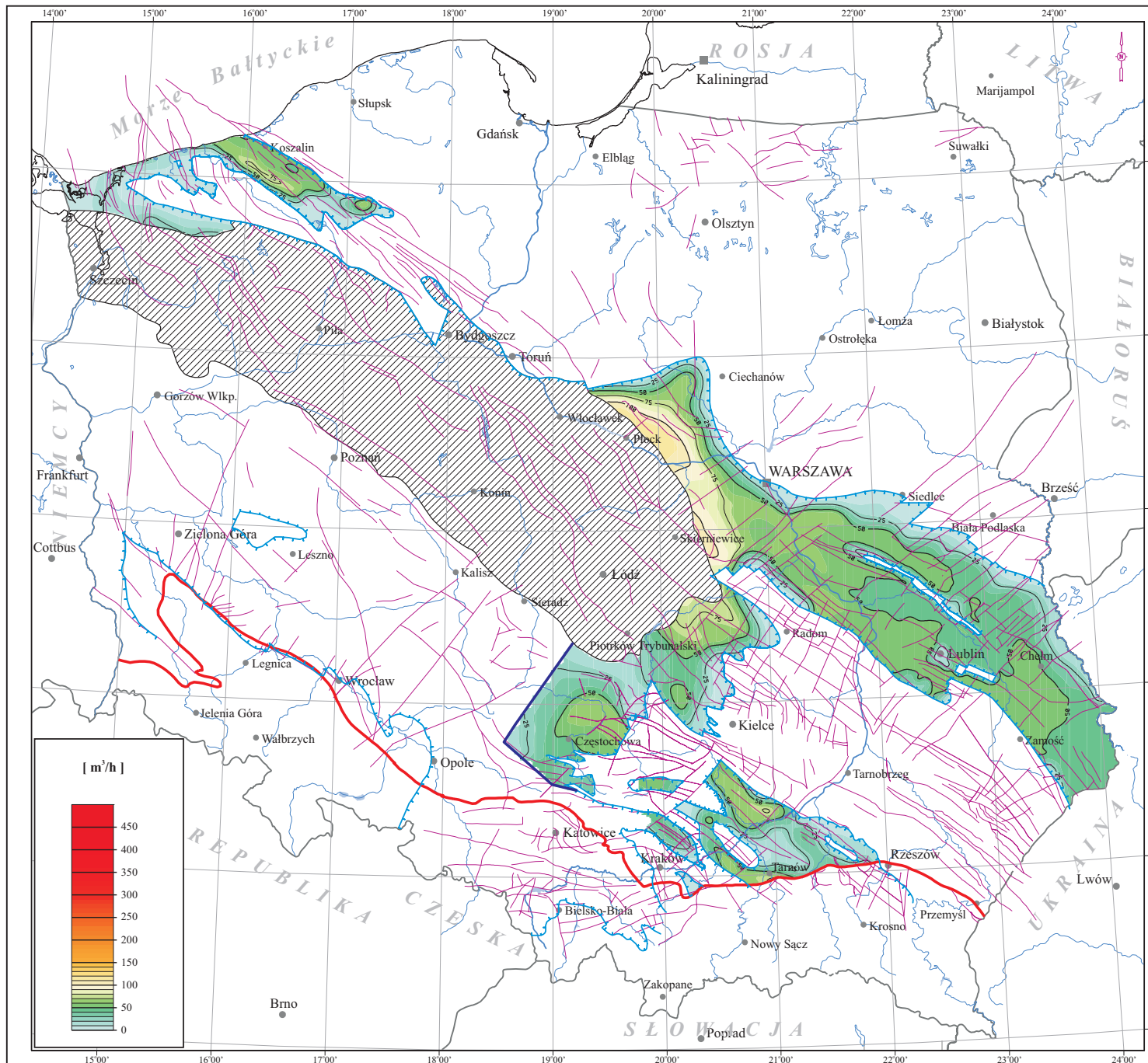
[m³/h]

Legenda:

Legend:

- Izolinie wydajności [m³/h]
- Isolines of discharge [m³/h]
- Linie zasięgu utworów karbonu
- Extent of Carboniferous formation
- Uskoki
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
- Obszar zalegania stropu utworów karbonu poniżej 4500 m ppm
- Area of Carboniferous top surface below 4500 m bsl
- Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands
- Granica obszaru obliczeniowego
- Extent of calculations area

0 50 100 km



Zał. 8.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów karbonu na Niżu Polskim

Powierzchnia obszaru dla którego wykonano kalkulację zasobów energii geotermalnej wynosi 46 708.65 km² (32.82% powierzchni całego zbiornika), co stanowi 17.16% powierzchni Niżu Polskiego i 14.98% powierzchni Polski.

Zasoby statyczne energii geotermalnej zbiornika karbońskiego na Niżu Polskim wynoszą 4.87 · 10²¹ J, co odpowiada 1.16 · 10¹⁰ TOE energii (tab. 5.4.2, rys. 5.2.1).

Wielkość zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni zbiornika karbońskiego zmienia się od poniżej 5 GJ/m², do ponad 40 GJ/m².

Najmniejsze wartości charakteryzują znaczne obszary niecki lubelskiej oraz brzegowe strefy zbiornika w rejonie niecki warszawskiej, niecki pomorskiej, wału pomorskiego oraz północnej części niecki szczecińskiej.

Wartości poniżej 10 GJ/m² charakteryzują obszary zapadliska przedkarpackiego, niecki miechowskiej oraz południowo-wschodnią część obszaru przedsudeckiego. Lokalnie na wschód od Częstochowy, wartości zasobów statycznych przekraczają 20 GJ/m².

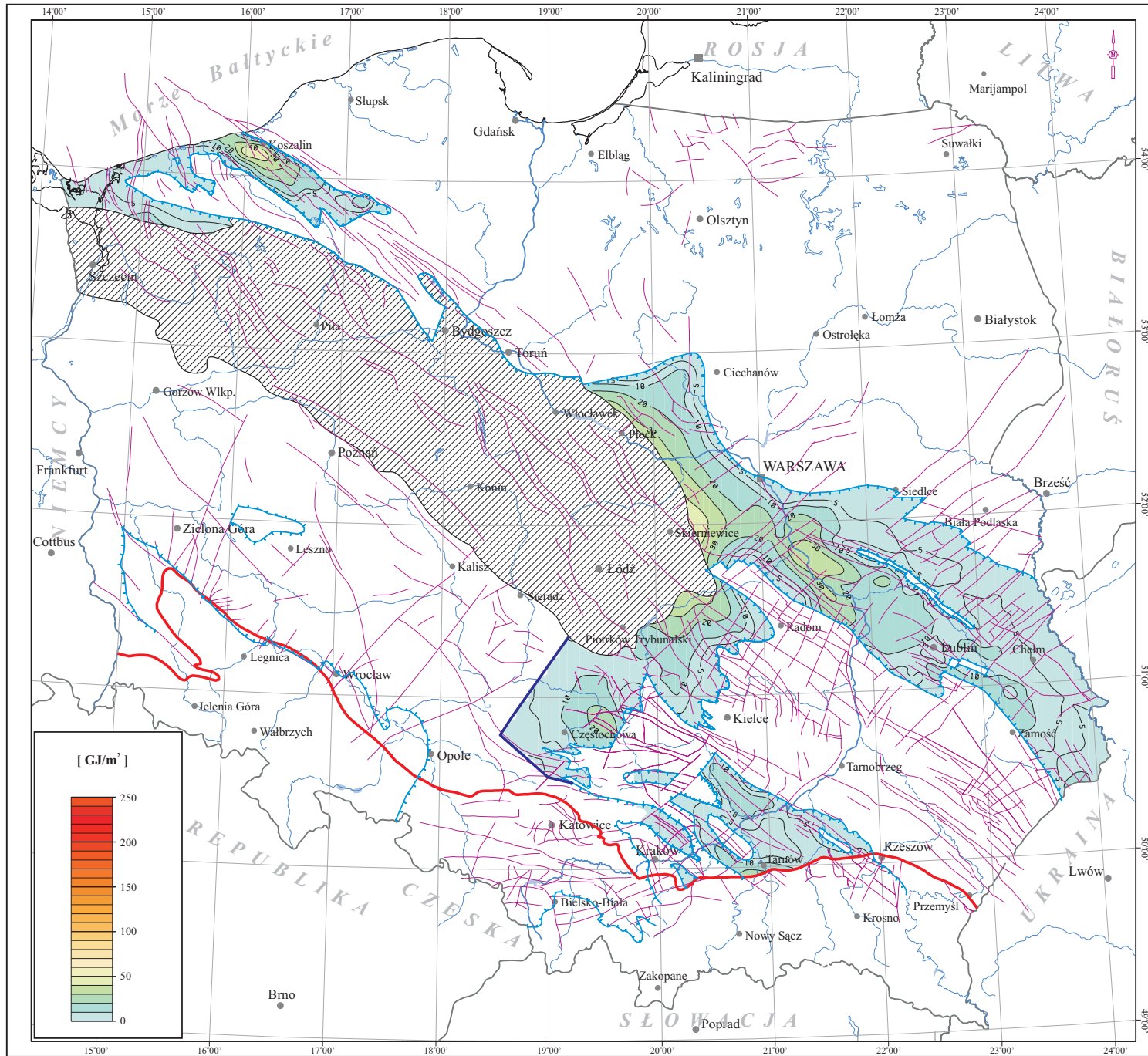
Encl. 8.10 Map of unit static resources of Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands

The area of the Carboniferous aquifer for which static resources of geothermal energy were calculated is 46,708.65 km², which makes 32.82% of total aquifer area, 17.16% of the Polish Lowlands area and 14.98% of the territory of Poland.

The static resources accumulated in this area are 4.87 · 10²¹ J, which corresponds to 1.16 · 10¹⁰ TOE (tab. 5.4.2, fig. 5.2.1).

The unit static resources of the carboniferous aquifer vary from less than 5 to over 40 GJ/m². The lowest values were found in the significant part of the Lublin Trough and along the marginal parts of the aquifer in the Warsaw and Pomerania troughs, in the Pomerania Block and in the northern part of the Szczecin Trough.

Unit static resources below 10 GJ/m² occur in the Carpathian Foredeep, in the Miechów Trough and in the southeastern part of the Fore-sudetic Monocline. Locally, east of Częstochowa the values over 20 GJ/m² were found.



Zal. 8.10

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH UTWORÓW KARBONU
NA NIŻU POLSKIM








Encl. 8.10

MAP OF UNIT STATIC RESOURCES
OF CARBONIFEROUS 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 karbonu
- Extent of Carboniferous formation
-  - Uskokii
- Faults
-  - Ważniejsze miasta
- Main cities
-  - Obszar zalegania stropu utworów karbonu poniżej 4500 m p.p.m.
- Area of Carboniferous top surface below 4500 m bsl
-  - Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands
-  - Granica obszaru obliczeniowego
- Extent of calculations area

0 50 100 km

Zał. 8.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów karbonu na Niżu Polskim

Całkowite zasoby statyczne-wydobywalne zbiornika karbońskiego, możliwe do pozyskania, wynoszą $1.04 \cdot 10^{20}$ J, co odpowiada $2.49 \cdot 10^9$ TOE energii (tab. 5.4.2; rys. 5.2.1).

Największe wartości jednostkowych zasobów wydobywanych, powyżej 10 GJ/m^2 , występują na obszarze niecki warszawskiej, na wschód od Skierniewic oraz w rejonie niecki pomorskiej, na południe od Koszalina. Na znacznych obszarach niecki lubelskiej zasoby statyczne-wydobywalne nie przekraczają wartości 1 GJ/m^2 . Na pograniczu niecki lubelskiej oraz niecki warszawskiej wartości zasobów wydobywanych, przypadających na 1 m^2 powierzchni zbiornika przekraczają 5 GJ . Podobny potencjał geotermalny, w przeliczeniu na jednostkową powierzchnię zbiornika karbońskiego, charakteryzuje się obszar położony na wschód od Częstochowy (niecka mogileńsko-lódzka).

Encl. 8.11 Map of unit static resources of Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands

The total static-recoverable resources of Carboniferous geothermal aquifer are $1.04 \cdot 10^{20}$ J, which corresponds to the energy of $2.49 \cdot 10^9$ TOE (tab. 5.4.2; fig. 5.2.1).

The highest values of unit static-recoverable resources (over 10 GJ/m^2) occur in the Warsaw Trough (east of Skierniewice) and in the Pomerania trough (south of Koszalin). In the vast areas of the Lublin Trough the unit static-recoverable resources do not exceed 1 GJ/m^2 . Along the boundary between the Lublin and the Warsaw troughs these resources are over 5 GJ/m^2 . Similar values were encountered in the Mogilno-Lódź Trough (area east of Częstochowa).

Zal. 8.11

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH-WYDOBYWALNYCH
UTWORÓW KARBONU
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 8.11

MAP OF UNIT STATIC-RECOVERABLE
RESOURCES OF CARBONIFEROUS
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

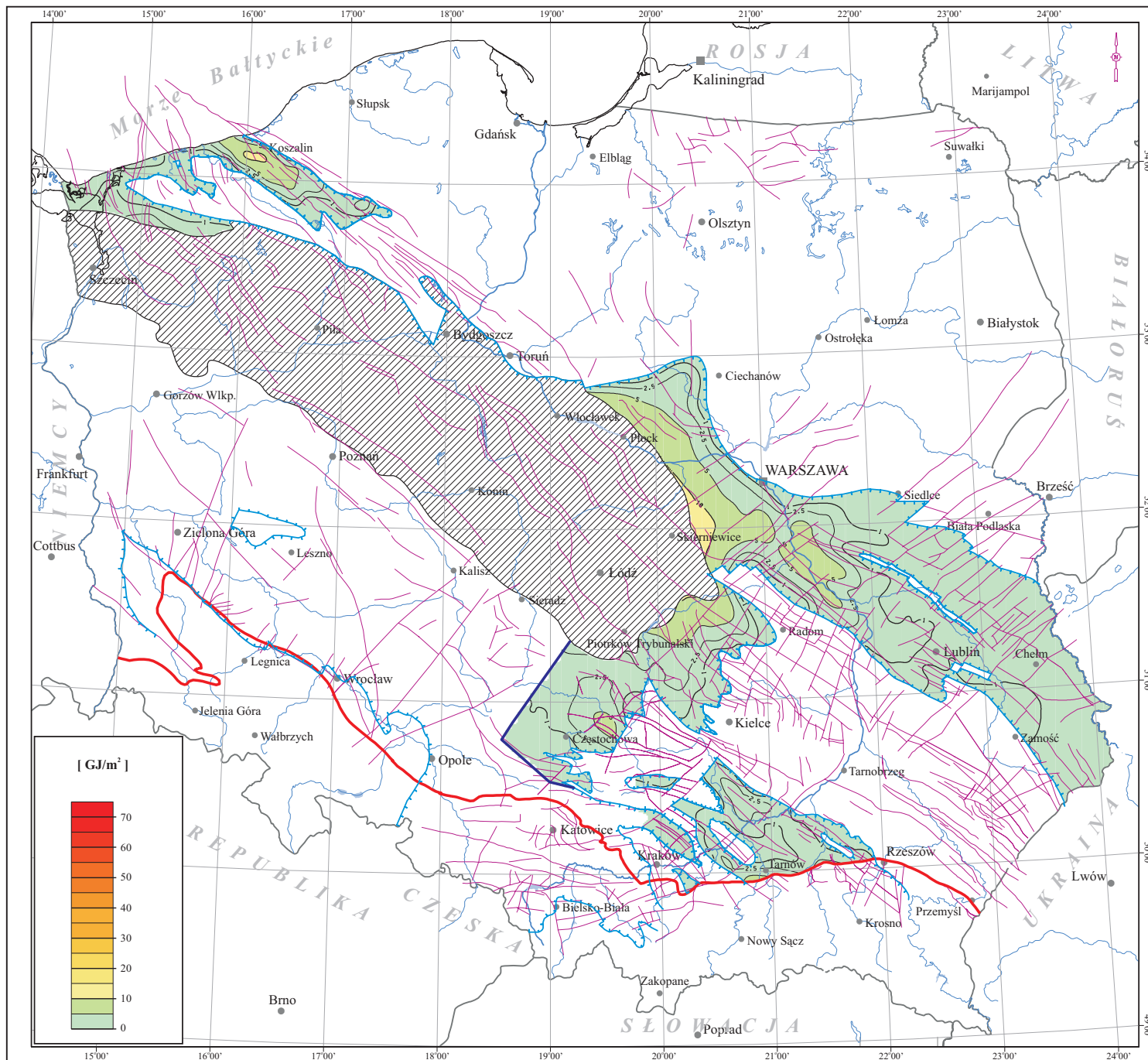
[GJ/m²]

Legenda:

Legend:

- Izolinie zasobów statycznych-wydobywalnych [GJ/m²]
- Isolines of static-recoverable resources [GJ/m²]
- Linie zasięgu utworów karbonu
- Extent of Carboniferous formation
- Uskoki
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
- Obszar zalegania stropu utworów karbonu poniżej 4500 m ppm
- Area of Carboniferous top surface below 4500 m bsl
- Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands
- Granica obszaru obliczeniowego
- Extent of calculations area

0 50 100 km



Zał. 8.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia LF=1.0 utworów karbonu na Niżu Polskim

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych karbońskiego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy LF=1, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 10 375.42 km².

Perspektywiczne obszary zbiornika, gdzie wykorzystanie zasobów geotermalnych do celów ciepłowniczych może przynieść dodatni efekt ekonomiczny, obejmuje obszar niecki warszawskiej, południowy obszar wału kujawskiego, niewielki obszar w południowej części niecki mogileńsko-lódzkiej (na wschód od Częstochowy) oraz w rejonie zapadliska przedkarpackiego (rejon Tarnowa, Buska Zdroju i Pińczowa).

Największe wartości współczynnika mocy, powyżej 3, występują w rejonie niecki warszawskiej, na wschód od Płocka.

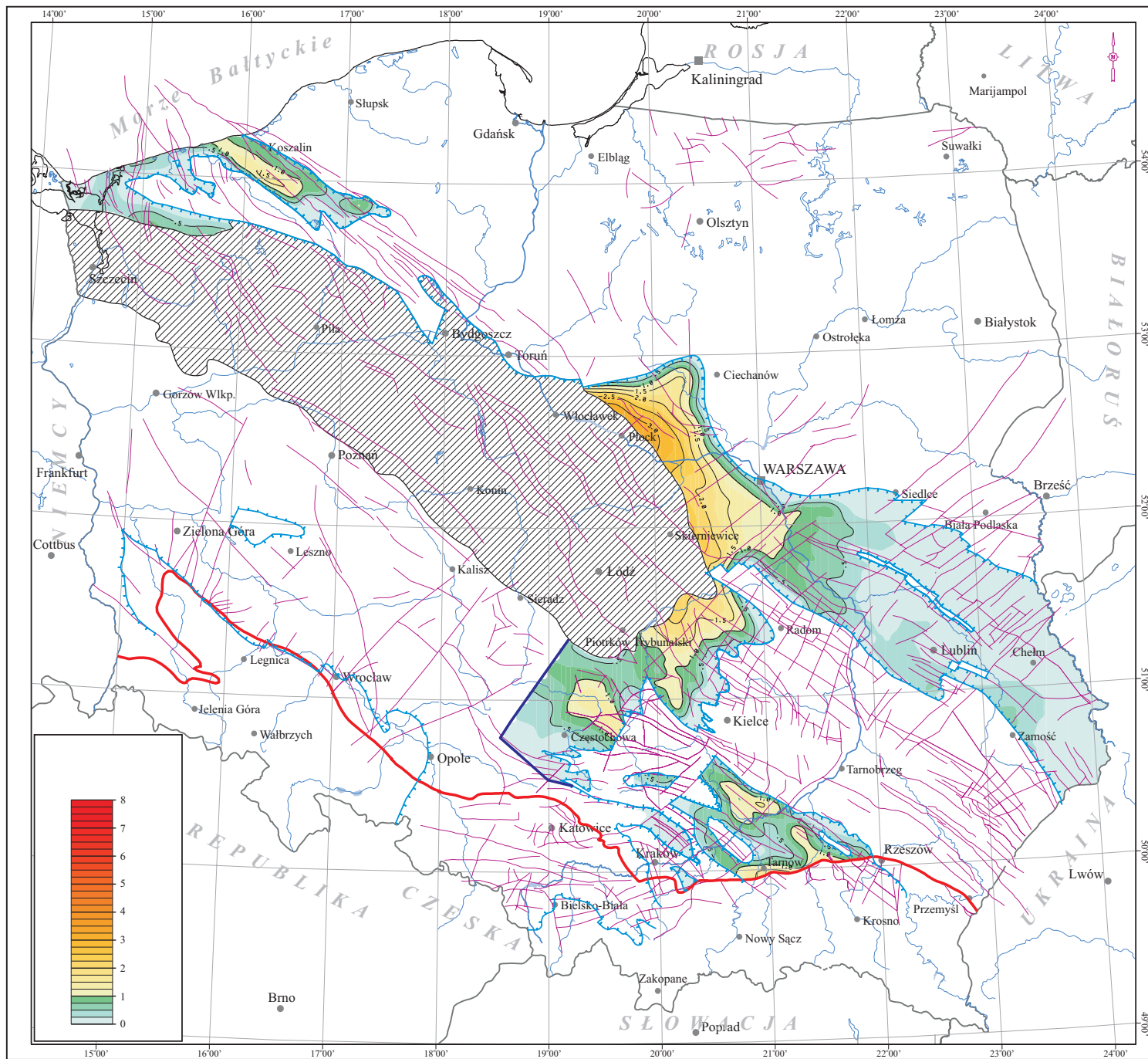
Na pozostałym obszarze występowania karbońskiego zbiornika wód geotermalnych współczynnik mocy nie przekracza wartości 0.5.

Encl. 8.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands

The area of Carboniferous aquifer for which the power factor value is $F > 1$ at load factor value LF=1 is 10,375.42 km².

The areas perspective for commercial utilization of geothermal energy for heating purposes are located in the Warsaw Trough, in the southern part of the Kujawy Block, in a small area in the southern part of the Mogilno-Lódź Trough (east of Częstochowa) and in the Carpathian Foredeep (Tarnów, Busko Zdrój and Pińczów areas).

The highest values of power factor ($F > 3$) occur in the Warsaw Trough, east of Plock. In the remaining areas of the Carboniferous geothermal aquifer the power factor values are low ($F < 0.5$).



Zal. 8.12








**MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY PRZY
WSPÓLCZYNNIKU OBCIĄŻENIA
LF=1.0 UTWORÓW KARBONU
NA NIŻU POLSKIM**

Encl. 8.12

**MAP OF POWER FACTOR
AT LOAD FACTOR LF=1.0
OF CARBONIFEROUS AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS**

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie współczynnika mocy*
- Isolines of power factor
-  - *Linie zasięgu utworów karbonu*
- Extent of Carboniferous formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Obszar zalegania stropu utworów karbonu poniżej 4500 m ppm*
- Area of Carboniferous top surface below 4500 m bsl
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands
-  - *Granica obszaru obliczeniowego*
- Extent of calculations area

0 50 100 km

Zał. 8.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów karbonu na Niziu Polskim

Powierzchnia zbiornika karbońskiego, odpowiadająca występowaniu zasobów dyspozycyjnych ograniczona jest linią gdzie współczynnik mocy, przy $LF=1$, osiąga wartość równą 1.

Dyspozycyjne zasoby zajmują powierzchnię $10\,375.42\text{ km}^2$, co stanowi 22.21% powierzchni kalkulacji zasobów karbońskiego zbiornika wód geotermalnych na Niziu Polskim.

Całkowite zasoby dyspozycyjne zbiornika wynoszą $5.26 \cdot 10^{17}\text{ J/rok}$, co odpowiada $1.26 \cdot 10^7\text{ TOE/rok}$ energii (tab. 5.4.2, rys. 5.4.1).

Zasadnicza część zasobów dyspozycyjnych karbońskiego zbiornika geotermalnego skoncentrowana jest w obrębie niecki warszawskiej oraz wału kujawskiego. Niewielkie obszary występowania zasobów dyspozycyjnych występują w południowej części niecki mogileńsko-lódzkiej, niecki pomorskiej oraz w rejonie Tarnowa, Buska Zdroju i Pińczowa.

Wielkość zasobów dyspozycyjnych przypadających na jednostkę powierzchni jest zmienna w zakresie od ok. 20 do 90 MJ/m^2 . Najmniejsze koncentracje zasobów występują w rejonie Buska Zdroju i Pińczowa, największe na obszarze niecki warszawskiej - na wschód od Płocka.

Na pozostałym analizowanym obszarze karbońskiego zbiornika wód geotermalnych nie stwierdzono występowania zasobów dyspozycyjnych.

Encl. 8.13 Map of unit disposable resources of Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands

The area of Carboniferous geothermal aquifer in which the disposable resources occur is contoured by the power factor isoline $F=1$ and load factor value $LF=1$. This area is $10,375.42\text{ km}^2$, which is 22.21% of the area of Carboniferous geothermal aquifer in the Polish Lowlands.

The total disposable resources of the aquifer are $5.26 \cdot 10^{17}\text{ J/year}$, i.e. $1.26 \cdot 10^7\text{ TOE/year}$ (tab. 5.4.2, fig. 5.4.1).

The most part of these resources is accumulated in the Warsaw Trough and in the Kujawy Block. Small areas occur also in the southern portion of the Mogilno-Lódź Trough, in the Pomerania Trough and in the vicinity of Tarnów, Busko Zdrój and Pińczów.

The unit disposable resources of the Carboniferous aquifer vary from about 20 to 90 MJ/m^2 . The lowest values were found in the Busko Zdrój and Pińczów areas, whereas the highest values were encountered in the Warsaw Trough (east of Płock).

In the remaining area of the Carboniferous geothermal aquifer the disposable resources do not occur.

Zal. 8.13

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
DYSPOZYCYJNYCH UTWORÓW
KARBONU NA NIŻU POLSKIM








Encl. 8.13

MAP OF UNIT DISPOSABLE
RESOURCES OF CARBONIFEROUS
AQUIFER IN THE POLISH LOWLANDS

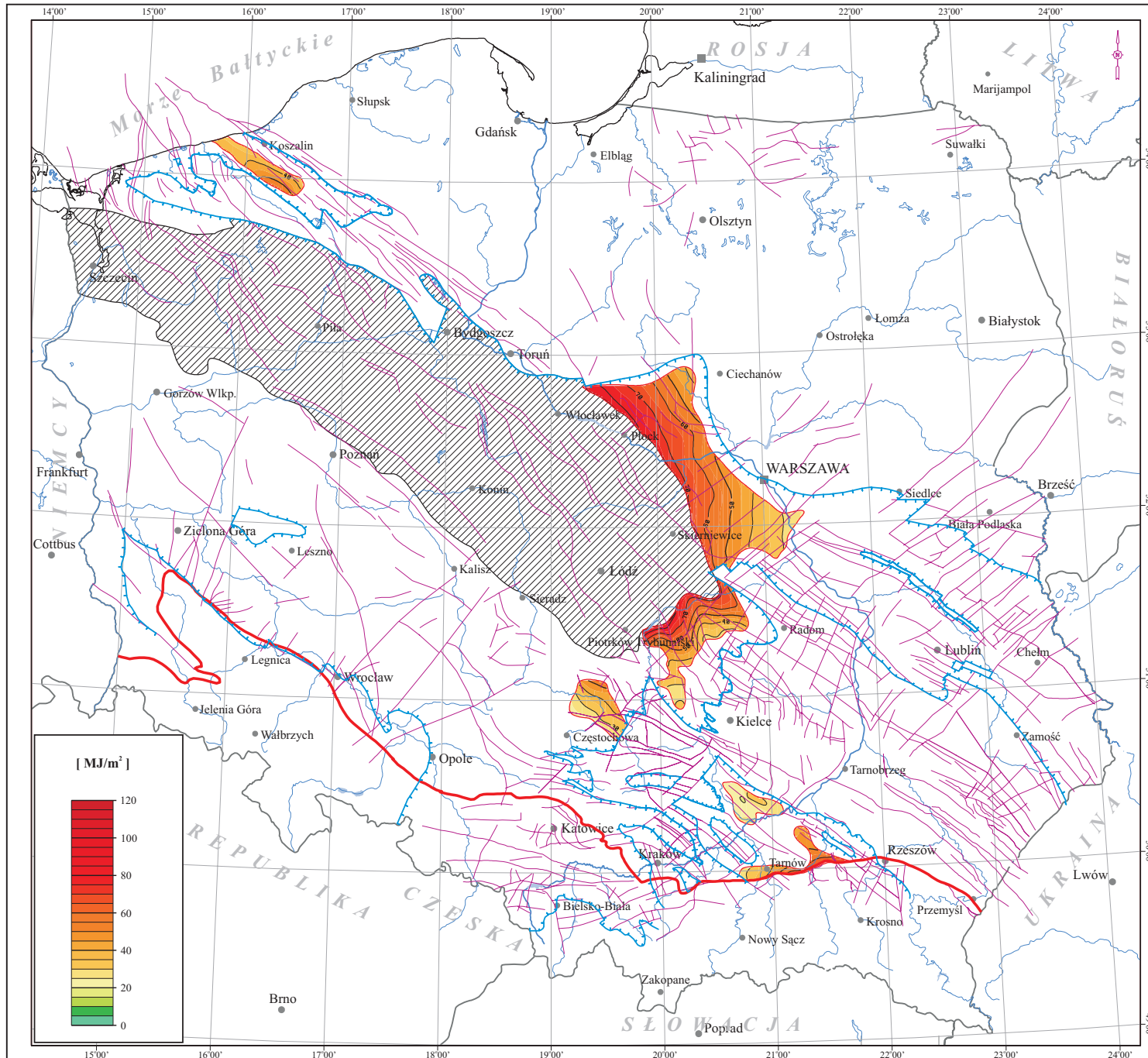
[MJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - Izolinie energii jednostkowej [MJ/m²]
- Isolines of unit energy [MJ/m²]
-  - Linie zasięgu utworów karbonu
- Extent of Carboniferous formation
-  - Uskoki
- Faults
-  Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
-  - Współczynnik obciążenia LF=1,0
- Load factor LF=1,0
-  - Obszar zalegania stropu utworów karbonu poniżej 4500 m ppm
- Area of Carboniferous top surface below 4500 m bsl
-  - Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands

0 50 100 km



Zał. 8.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach karbonu na Niżu Polskim

Na przeważającym obszarze występowania wodonośnych utworów karbonu moc cieplna hipotetycznego dubletu geotermalnego (instalacji geotermalnej) nie przekracza wartości 2.5 MW.

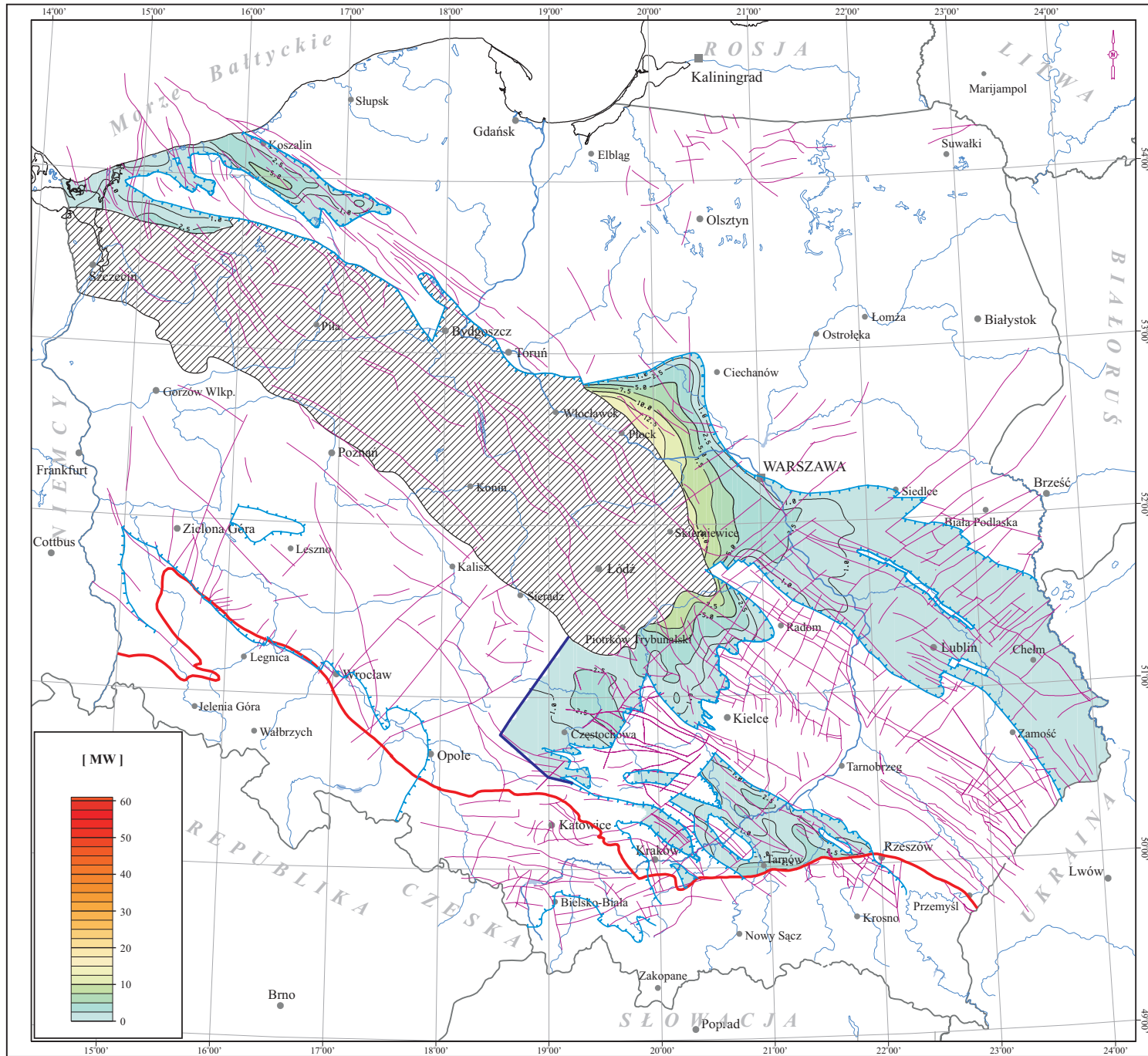
Wartości mocy cieplnych powyżej 5 MW występują na obszarze niecki warszawskiej, niewielkim obszarze niecki mogileńsko-lódzkiej (na wschód od Piotrkowa Trybunalskiego) oraz w rejonie Białogardu (na południe od Koszalina) - na obszarze niecki pomorskiej. Na przeważającym obszarze niecki lubelskiej wartości mocy cieplnej hipotetycznego dubletu geotermalnego nie przekraczają 1 MW.

Encl. 8.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Carboniferous reservoirs of the Polish Lowlands

In the prevailing part of the Carboniferous geothermal aquifer the thermal power of hypothetical geothermal installation (geothermal dublet) does not exceed 2.5 MW.

Values over 5 MW are known from the Warsaw Trough, in the small part of the Mogilno-Łódź Trough (east of Piotrków Trybunalski) and in the Pomerania Trough (vicinity of Białogard, south of Koszalin).

In the most part of the Carboniferous geothermal aquifer the thermal power of hypothetical geothermal dublet is lower than 1 MW.



Zal. 8.14

MAPA MOCY CIEPLNEJ INSTALACJI
GEOTERMALNYCH
PROJEKTOWANYCH W UTWORACH
KARBONU NA NIŻU POLSKIM








Encl. 8.14

MAP OF THERMAL POWER
OF GEOTHERMAL INSTALLATIONS
DESIGNED IN CARBONIFEROUS
RESERVOIRS IN THE POLISH
LOWLANDS

[MW]

Legenda:

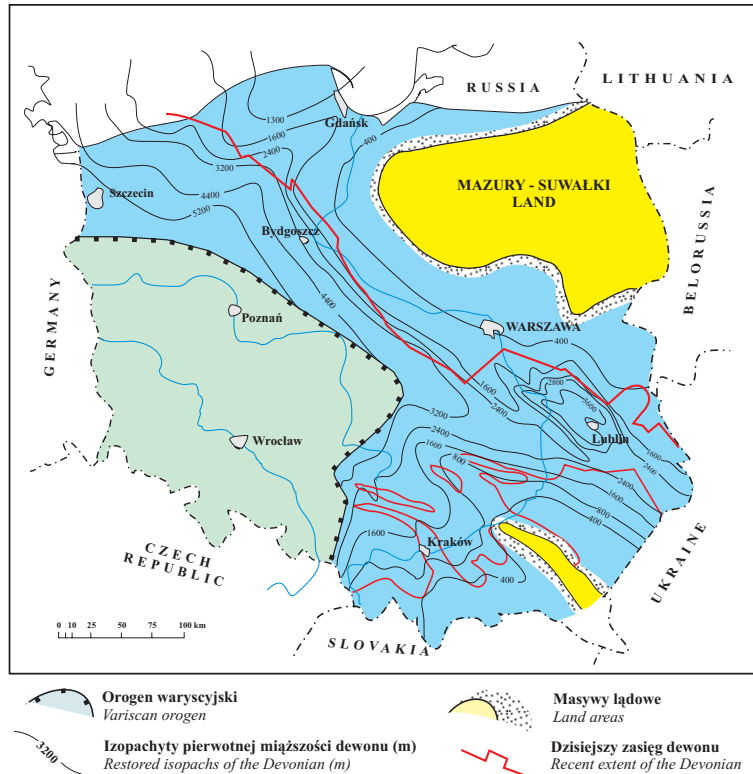
Legend:

-  - *Izolnie mocy cieplnej dubletu [MW]*
- Isolines of thermal power of a doublet [MW]
-  - *Linie zasięgu utworów karbonu*
- Extent of Carboniferous formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Obszar zalegania stropu utworów karbonu poniżej 4500 m ppm*
- Area of Carboniferous top surface below 4500 m bsl
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands
-  - *Granica obszaru obliczeniowego*
- Extent of calculations area

0 50 100 km

9 Zbiornik hydrogeotermalny dewonu

Dewońska seria osadowa ma charakter transgresywny i wiąże się z ekspansją morza z W na E (Narkiewicz i in., 1998). W rezultacie późniejszej erozji osady dewonu zostały całkowicie ścięte z powierzchni wyniesionej krawędzi starej prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Zachowały się one jedynie w przykrawędziowych nieckach brzeżnych na obszarze radomsko-lubelskim na SE i pomorsko-kujawskim na NW (rys. 9.0.1).



Rys. 9.0.1 Geometria dewońskiego basenu epikontynentalnego w Polsce (wg L. Miłaczewskiego i M. Narkiewicz).

Fig. 9.0.1 Geometry of the Devonian epicontinental basin in Poland (after Pokorski et al.; Narkiewicz, 1997).

9.1 Dewon na obszarze radomsko-lubelskim

Na obszarze radomsko-lubelskim depocentrum stanowi rów mazowiecko-lubelski, w którym utwory dewonu osiągnęły miąższość do 4000 m. Rów lubelski odcięty jest od NE tj. od strony wyniesienia lukowsko-hrubieszowskiego uskokiem i zarazem horstem Kocka.

W kierunku SE rów lubelski kontynuuje się w postaci zapadliska lwowskiego (Ukraina). Od strony SW rów lubelski sąsiaduje z kaledonidami wyniesienia radomsko-kraśnickiego wzdłuż długiej dyslokacji nasuwczej Ursynów - Kazimierz n. Wisłą przedłużającej się dalej ku SE w kierunku Izbicy - Zamościa.

Od strony NW rów lubelski oddzielony jest walnym, przesuwczym uskokiem poprzecznym Grójca (NE-SW) od niecki warszawskiej, w której utwory dewonu zostały w większości całkiem zerodowane.

Sam rów lubelski jest wewnętrznie pocięty dyslokacjami o przeważającym kierunku NW-SE i podrzędnym NE-SW. W związku z tym jest on podzielony na szereg stosunkowo wąskich horstowych bloków antyklinalnych oraz dzielących je, względnie szerokich, obniżen synklinalnych osadzonych na rowach tektonicznych niższego rzędu. Wewnętrzne zręby i rowy ciągną się z NW na SE równoległe do krawędzi starej platformy, zgodnie z osią całego rowu lubelskiego (Żelichowski, 1972).

Wszystkie dyslokacje podłużne (NW-SE) i podrzędne uskoki poprzeczne (NE-SW) zarówno wewnątrz rowu jak i tworzące jego obramowanie, mają charakter zrztowo-przesuwczy. Erozja warszycyjska, a ściślej pretońska o głębokości sięgającej 900 - 1500 m spowodowała znaczne ścięcie utworów dewonu ponad wyniesieniami rowu lubelskiego.

9.1.1 Dewon dolny Lubelszczyzny (żedyn + zigen + ems)

Najniższy dewon dolny reprezentują morskie utwory ilaste o miąższości 170 - 500 m pozostające w ciągłości sedimentacyjnej z osadami najwyższego syluru (Turnau, 1985). Powyżej zalega mułowcowo-iłowcowo-piaszczysta seria przybrzeżno-plytkomorskich utworów formacji czarnoleskiej wyższego żedynu (Miłaczewski, 1981) o miąższości rosnącej ku SW od 30 - 150 m do 180 - 250 m.

Własności zbiornikowe piaskowców fm. czarnoleskiej są słabe i zmienne w zależności od stopnia zailenia np. porowatość 2.1 - 17.3% (śr. 11.6%), przepuszczalność do 75 mD w otworach Wilga IG-1, Maciejowice IG-1, gdzie uzyskano przyplwy gazu rozpuszczonego w solance (gaz 60 - 91% CH₄).

Wyżej pojawiają się fluwialno-aluwialne utwory oldredowe złożone z piaszczysto-mułowcowo-iłastych cykli sedimentacyjnych fm. zwoleńskiej zigeny - emsu o całkowitej miąższości od 250 - 500 m do 1000 - 1300 m. Piaskowce te nasycone są wodami o obniżonej, szczególnie wzdłuż krawędzi rowu lubelskiego, gdzie zasolenie spada poniżej 3 - 33 g/dm³. W środkowej części rowu mineralizacja wód rośnie, lecz porowatość piaskowców zwoleńskich maleje.

W SE części rowu lubelskiego w otworze Korczmin IG-1 nad granicą ukraińską, uzyskano przyplwy solanki z gazem zawierający ok. 50% węglowodorów. Solanka o wysokiej mineralizacji 183 g/dm³ wzbogacona jest w pierwiastki biofilne tj. do 956 mg/dm³ bromu i 6 mg/dm³ jodu. Wody dolnodewońskie podścielające złożę gazu Komarów przy SW krawędzi rowu lubelskiego to solanki typu Cl-Ca o mineralizacji 112 - 172 g/dm³ i wysokim stopniu metamorfizmu (rNa/Cl = 0.57 - 0.70) z podwyższoną zawartością pierwiastków biofilnych: 515 mg/l Br i 6 mg/l J.

9.1.2 Dewon środkowy Lubelszczyzny (eifel + żywet) - fm. telatyńska

Transgresja morza środkowodewońskiego przyniosła sedymentację utworów ilasto-mułowcowo-piaszczystych przechodzących ku górze w dolomity, margle i wapienie anhydrotowe eiflu oraz węglanowe rafogenne utwory żywetu wydzielone w całości jako formacja telatyńska o całkowitej miąższości od 150 - 200 m do 400 m w środkowej części rowu lubelskiego i ponad 900 m na skraju Gór Świętokrzyskich (otw. Bąkowa IG-1). Wzdłuż NE granicy rowu utwory fm. telatyńskiej są całkowicie ścięte erozyjnie wzdłuż powierzchni niezgodności podgórnodewońskiej.

Badania własności zbiornikowych skał węglanowych dewonu środkowego Lubelszczyzny wykazały zmienną porowatość 0 - 10.6% (śr. 1.8%), jak i wysoce zmienną przepuszczalność (0 - 1192 mD) przy szerokim zakresie zmian progowej średnicy porów 0.1 - 15 μm (Darlak i in., 1998). Wyniki te dotyczą wyłącznie matrycy, czyli ciasta skalnego, gdy tymczasem dla węglanowych skał zbiornikowych jako całości zasadnicze znaczenie ma diagenetyczny rozwój wtórnej porowatości i przepuszczalności szczelinowej. Powoduje on lokalnie znaczną poprawę własności filtracyjnych skał węglanowych dewonu środkowego w niektórych strefach, np. w otw. Terebin IG-5 i Szwejki IG-3, gdzie stwierdzono występowanie poziomów o porowatości powyżej 5%.

9.1.3 Radomsko-lubelski basen wodonośny dewonu dolnego i środkowego

Według L. Bojarskiego (1996) lubelsko-radomsko-świętokrzyski basen wodonośny dewonu dolnego i środkowego jest krańcowo odmienny od zamojsko-lubelsko-radomskiego basenu wodonośnego dewonu górnego zarówno pod względem zasięgu, układu i charakteru skał zbiornikowych, jak i pod względem warunków hydrochemicznych i hydrodynamicznych. Poziomy zbiornikowe dewonu dolnego i środkowego to przede wszystkim terygeniczne kompleksy piaszczyste, przy czym w niektórych ogniwach dewonu środkowego poziomami zbiornikowymi są dolomity, a liczne przewarstwienia ilowców i anhydrytów spełniają rolę poziomów uszczelniających. Horyzonty wodonośne dewonu dolnego i środkowego wykazują na ogół słabe i średnie własności zbiornikowe i tylko w skrajnie brzeżnych częściach basenu następuje ich wyraźna poprawa.

Utwory dewonu wypełnione są solankami na ogół o mineralizacji do 150 g/dm³ i tylko w głębszych partiach basenu w kilku przypadkach osiągają wartość 200 g/dm³ (Bojarski, 1996).

W niecce miechowskiej o osi SE-NW (Jędrzejów - Secemin - Włoszczowa) zarysowuje się regularny, koncentryczny doosiowy układ stref wodonośnych charakteryzujący się stopniowym wzrostem mineralizacji wód od 1 - 50 g/dm³ na szerokim SE skrzydle infiltracji (alimentacji) do 150 - 250 g/dm³ w środkowej, najgłębszej części niecki.

Całe pozostałe szerokie skrzydło kielecko-radomsko-krańnicko-zamojskie jest obszarem zasilania wodami infiltrującymi z obszaru alimentacji jaki stanowią Góry Świętokrzyskie. W płytko zalegających poziomach skał zbiornikowych dewonu w Górach Świętokrzyskich występują wody zwykle, niezmineralizowane. Duży obszar alimentacyjny jakim są Góry Świętokrzyskie zapewnia odnawialność wód w utworach dewonu. Skutkiem tego w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wody dewonu wykazują wciąż niską mineralizację rzędu 3 g/dm³ (Bojarski, 1996). Tak więc, wzdłuż zachodniego obrzeżenia niecki lubelskiej (Kielce - Radom - Kraśnik - Zamość) zaznacza się szeroka strefa wód niezmineralizowanych (rNa/Cl powyżej 1.0) typu HCO₃-Na o najniższej mineralizacji (poniżej 10 g/dm³) przechodząca stopniowo ku NE w strefę wód typu Cl-Ca I + II słabo zmetamorfizowanych (rNa/Cl zmniejszające się do 0.75) o

zasoleniu rosnącym do 50 - 100 g/dm³ w pasie (WNW-ENE) Radom - Opole Lub. - Kraśnik - Bychawa - Szczepieszyn k. Zamościa - Tomaszów Lubelski. W związku z tym napór hydrodynamiczny jest skierowany na północ od Radomia oraz na NE od południowo-zachodniego skrzydła rowu lubelskiego (Puławy - Bychawa - Zamość - Tomaszów Lub.).

Na północ od Radomia po ujściu Pilicy do Wisły i poprzeczny uskok Grójca (Białobrzegi - Grójec - Magnuszew) na przejściu do niecki warszawskiej wody dolnego i środkowego dewonu o typie Cl-Ca III osiągają zaawansowany stopień metamorfizmu (rNa/Cl = 0.75 - 0.60) z mineralizacją rosnącą od 100 - 150 g/dm³ do 150 - 250 g/dm³. Jednocześnie pojawia się podwyższona zawartość bromu (Br) do 700 mg/dm³ i jodu (J) do 5 mg/dm³.

W osiowej strefie rowu lubelskiego zarysowuje się wyraźny podział na część północno-zachodnią (lubelsko-grójecką) i południowo-wschodnią (zamojsko-tomaszowską) z rozdzielającym je wyniesieniem (nieomal wododziałem) poprzecznym (NE-SW) Chełm Lub. - Krasnystaw. W całej tej strefie osiowej występują wody dolno-środkowodewońskie typu Cl-Ca III i zasoleniu podwyższonym co najmniej do 100 - 150 g/dm³. Obserwuje się tu podwyższoną zawartość bromu rosnącą wyraźnie ku SE wzdłuż osi niecki lubelskiej od 166 - 478 mg/dm³ Br w części NW (lubelskiej) do 562 - 965 mg/dm³ Br w części SE (Zamość Tomaszów Lub. - Korczmin). Pojawia się również podwyższona zawartość jodu 5 - 11 mg/dm³ w NW części niecki lubelskiej do 6 - 17 mg/dm³ w części SE.

Cała osiowa część niecki lubelskiej ograniczona jest izorytmami gradientów ciśnienia złożowego powyżej 1.02. Od strony szerokiego SW skrzydła zasilania, gradient ciśnienia rośnie powoli i stopniowo ku NE od 1.00 do 1.02. Natomiast ku NE w stronę włodawsko-chełmskiego odcinka skrzydła lukowsko-hrubieszowskiego wyniesienia zrębowego gradient ten spada szybko do 1.0 - 0.98 wraz z przejściem do strefy wód o niższej mineralizacji (50 - 100 g/dm³) i wód słabo zmineralizowanych (10 - 50 g/dm³).

9.1.4 Dewon górny Lubelszczyzny (fran + famen)

W dewonie górnym transgresja osiąga swoje maksimum w związku z czym we franie przeżywa płytkomorska, rafogenna sedymentacja węglanowa. Rafowe struktury biogeniczne oraz biohermy i biostromy pojawiają się ponad paleowyniesieniach. Sedymentacja węglanowa przetrwała do dolnego famenu włącznie. W górnym famenie zaznaczyła się regresja morza dewońskiego wyrażająca się coraz częstszymi przewarstwieniami piaszczysto-mułowcowymi. Sumaryczna miąższość dewonu górnego Lubelszczyzny sięga 1700 m. Potencjalnymi skałami zbiornikowymi mogą tu być jedynie wapienie koralowe oraz jamisto-kawerniste dolomity franu z rozwiniętą wtórną porowatością i uszczelnowością.

9.1.5 Lubelsko-radomski basen wodonośny dewonu górnego

Zasięg utworów dewonu górnego ogranicza się do samej strefy rowu lubelskiego rozdzielonej na dwa osobne subbaseny: północno-zachodni (lubelsko-grójecki) i południowoschodni (zamojsko-tomaszowski). Szeroka strefa tego rozdziału (Chełm Lub. - Dorohucza - Krasnystaw - Mościska) wynika z głębokiej erozji poprzecznego (NE-SW) wyniesienia blokowego Chełm Lubelski - Krasnystaw.

Natomiast miąższość poerozyjna utworów dewonu górnego zachowanych w obydwu ww. subbasenach sięga 2100 m. Są to przeważnie utwory węglanowe z przewarstwieniami ilastymi oraz o różnym stopniu zailenia. Wśród nich za najkorzystniejsze poziomy zbiornikowe uważane są (Bojarski, 1996) dolomity i wapienie kawerniste franu (ogn. werbkowickie i zubowickie

- fm. modryńska) oraz występujące lokalnie piaskowce wapniste fm. hulczańskiej (najwyższy famen). Natomiast pozostałe niższe ogniwa fm. modryńskiej famenu, a więc wapienie pasiaste fm. bychawskiej, wapienie gruzłowe fm. firlejskiej czy margle dolomityczne fm. niedrzwickiej uważane są za nieprzepuszczalne i spełniające rolę skał uszczelniających w stosunku do ewentualnych niższych horyzontów dewonu. Zresztą szczelinowo-kawernisty charakter wapieni niżej leżących franu ogranicza krążenie wód do zasięgu lokalnych struktur geologicznych (Bojarski, 1996).

W dewonie górnym w NW subbasenie lubelsko-grójeckim zasolenie wód rośnie regularnie od krawędzi południowo-zachodniej i północno-wschodniej (szczególnie pod południowych, poszerzonych odcinków tych krawędzi) tj. od 50 - 150 g/dm³ do 150 - 210 g/dm³ w osi subbasenu (Lublin - Dęblin - Wilga).

Zmniejszony stopień metamorfizmu wód typu Cl-Ca III (rNa/Cl=0.75 - 0.60) jaki pojawia się wzdłuż krawędzi północno-wschodniej na odcinku Żelechów - Garwolin świadczy o alimentacyjnym charakterze tej strefy. Obserwuje się wzrost zawartości bromu od 590 mg/dm³ na SE do 1436 mg/dm³ na NW. Zawartość jodu wynosi 17 - 27 mg/dm³ (Bojarski, 1996).

W południowo-wschodnim subbasenie lubelskim (Zamość - Tomaszów Lub.) występują wody słabo zmetamorfizowane typu Cl-Ca III (rNa/Cl=0.75 - 0.60). Zasolenie rośnie powoli na szerokim skrzydle północno-wschodnim (Włodawa - Hrubieszów - Terebiń) i stosunkowo szybko na wąskim skrzydle południowo-zachodnim od 50 - 150 g/dm³ do 150 - 200 g/dm³ w osi subbasenu, który kontynuuje się na SE po stronie ukraińskiej. Zawartość bromu w subbasenie południowo-wschodnim rośnie ku południowi od 600 do 2420 mg/dm³, a zawartość jodu wynosi 5 - 10 mg/dm³.

9.2 Dewon niecki pomorskiej i Pomorza Zachodniego

Utwory dewonu na obszarze pomorsko-kujawskim zostały rozpoznane w głębokich otworach badawczych poszukiwawczo-naftowych pod pokrywą permomezozoiku i karbonu w trójkątnej strefie Koszalin - Toruń - Czaplinek - Świdwin - Gryfice - Dziwnów obejmującej nieckę pomorską i Pomorze Zachodnie na północnym przedpołu waryscydlów. Podłoże niecki pomorskiej ciągnące się z NW na SE (Koszalin - Bobolice - Biały Bór - Człuchów - Chojnice - Tuchola - Bydgoszcz - Toruń) tworzą kaledonidy kompleksu kambryjsko-ordowicko-sylurskiego sfałdowane w strome fałdy, łuski i skłuby o upadach 20 - 90°.

Niecka pomorska i Pomorze Zachodnie stanowi dawne zapadlisko przedgórskie rozwinięte na NE i N przed frontem sfałdowanych waryscydlów obejmujących Polskę środkową i południowo-zachodnią.

Całkowita miąższość dewonu w niecce pomorskiej rośnie od 400 - 800 m na NW (Klanino) do ok. 1900 - 2400 m na SE (Chojnice). W NW części niecki pomorskiej dewon jest ścięty i przykryty niezgodnie utworami karbonu, natomiast w części SE obserwuje się ciągle lub prawie ciągle przejście od dewonu do najniższego karbonu (dawne piętro „strun”).

Główne dyslokacje NW-SE aktywne synsedymentacyjnie już w ciągu dewonu przyczyniły się do powstania licznych łuk stratygraficzno-erozyjnych i lokalnych niezgodności, a przede wszystkim do znacznego zróżnicowania litofacjalno-miąższościowego utworów dewonu (Górecki, 1979). Dyslokacje NW-SE wykazują lekko wygięty bieg i komplementarne, eszelonowokulisowe lub wręcz warkoczowate krzyżujące się ułożenie. Składają się one z długich odcinków NW-SE przecinających się z krótkimi odcinkami uskoków podrzędnych o przebiegu N-S przechodzącym w NE-SW. Tworzy to sieć dyslokacji zrzutowo-przesuwczych szczególnie skompli-

kowaną przy krawędzi starej platformy.

Drugą istotną cechą tektoniki dyzjunktywnej Pomorza jest inwersyjny charakter dyslokacji zrzutowo-przesuwczych. Bloki i skrzydła uskoków obniżane i zrzucane w okresie dewonu (z apogeum zrzutu w famenie) ulegały podnoszeniu i erozji w okresie waryscyjskim (karbon). Punkt zwrotu inwersji dyzjunktywnej wyrażający się odwróceniem zrzutu uskoków wypadł w wizenie (Górecki, 1979). Wszystko to komplikuje i utrudnia rozpoznanie sekwencji ogniw dewońskich w profilach wierceń oraz ich korelację szczególnie w węzłach tektonicznych krzyżujących się, inwersyjnych dyslokacji przesuwczych. Dyslokacjom tym towarzyszą genetycznie z nimi związane struktury przysusokowe tworzące ciągi antyklinalne o kierunku NW-SE.

9.2.1 Pomorski dewon środkowy

Jak dotąd, na obszarze niecki pomorskiej i Pomorza Zachodniego nie udokumentowano występowania utworów dewonu dolnego. W związku z tym na sfałdowanych w orogenezie kaledońskiej utworach ordowiku i syluru zalega bezpośrednio dewon środkowy.

W obrębie dewonu środkowego i franu zaznaczają się dwie zasadnicze strefy facjalne: płytkowodna i przybrzeżna, „pstra” strefa jamneńska w części NE i E obszaru rozwinięta wzdłuż krawędzi starej platformy w pasie Koszalin - Chojnice oraz bardziej głębokowodna „szara” strefa człuchowska rozwinięta na południu i zachodzie.

Facja jamneńska określana dawniej wprost jako „oldred” (Pajchłowa i in., 1970) powstała z materiału klastycznego akumulowanego w brzeżnej, północno-wschodniej części zbiornika, bezpośrednio wzdłuż krawędzi starej platformy. Tworzy ona wąską strefę w pasie Jamno - Koszalin - Miastko, gdzie w niższej części profilu dewonu środkowego występują czerwone utwory piaszczyste o miąższości 130 - 500 m wypełniające nierówności podłoża. Trudno wśród nich wyodrębnić horyzonty zbiornikowe i uszczelniające.

Facja człuchowska obejmuje system przybrzeżnych klastyków i węglanów z ilowcami, marglami i wapieniami warstw z Tucholi o całkowitej miąższości sięgającej 360 m reprezentującymi eifel-żywet środkowy oraz kompleks, szelfowych warstw ilasto-mułowcowych i drobnoziarnistych piaskowców z Chojnic (fm. chojnicka) środkowego i górnego żywetu, a także osady szelfu węglanowo-klastycznego franu dolnego wraz z głębokomorskimi szelfowymi utworami ilastymi franu środkowego i wapieniami mikrytowymi franu górnego zaliczanymi w sumie razem do warstw z Człuchowa.

9.2.2 Pomorski basen wodonośny dewonu środkowego

Wody pomorskiego dewonu środkowego zostały selektywnie zbadane tylko w kilku wierceniach. Większość danych pochodzi z opróbowiań otworów wykonanych łącznie z dewonem górnym, czerwonym spągowcem - powyżej lub ordowikiem - poniżej (Bojarski, 1996).

W basenie dewońskim Pomorza (w odróżnieniu od Lubelszczyzny) brak wód zwykłych i słabo zmineralizowanych solanek. Najmniejsza stwierdzona mineralizacja wód wynosi 170 g/dm³ na granicy z syneklizą perybałtycką. Zasolenie jest tutaj znacznie wyższe aniżeli na obszarze lubelskim i wynosi przeważnie 220 - 290 g/dm³ przy znacznie podwyższonych gradientach ciśnienia złożowych sięgających 1.5 MPa/10m (Bojarski, 1996).

Jak wynika z hydrogeochemicznej mapy zestawionej przez wyżej wymienionego autora, w niecce pomorskiej przeważają wody o zaawansowanym stopniu metamorfizmu typu Cl-Ca IV (rNa/Cl=0.60 - 0.50). Wzdłuż NE krawędzi niecki na granicy z syneklizą perybałtycką

w strefie Koszalin - Kłanino i w rejonie Tucholi pojawiają się odcinkowo, wody najbardziej zmetamorfizowane typu Cl-Ca V (rNa/Cl poniżej 0.50).

Na niewielkim rozpoznanym odcinku Pomorza Zachodniego w rejonie Kołobrzegu (Gorzysław - Białokury) wody środkowego dewonu są stosunkowo najslabiej zmineralizowane i reprezentują typ Cl-Ca III (rNa/Cl=0.75 - 0.60). Zasolenie wód zmienia się w kierunku odwrotnym, a mianowicie rośnie na S od Kołobrzegu - Koszalina oraz na SW od krawędzi północno-wschodniej od 150 - 250 mg/dm³ do ponad 250 mg/dm³ w pasie (NW-SE) Gostyń k.Trzebitowa - Gryfice - Świdwin - Złotów - Bydgoszcz. Obserwuje się tu również wysokie zawartości bromu do 1373 - 1811 mg/dm³.

Gradientsy ciśnienia złożowego zmniejszają się odwrotnie aniżeli mineralizacja wód, a więc w kierunku NNE w stronę Koszalina oraz ku NE w stronę krawędzi niecki pomorskiej i jej granicy ze starą platformą (synekliza perybałtycka). Wszystko to wskazuje, iż mamy do czynienia z naporem hydrodynamicznym skierowanym ku NE przy czym jednocześnie NE krawędź niecki pomorskiej pozostaje strefą organicznego, infiltracyjnego wysładzania wód.

9.2.3 Pomorski dewon górny (fran + famen)

Dolna stratygraficzna granica franu jest niemożliwa do sprecyzowania, ponieważ przebiega w obrębie silikoklastycznych utworów kompleksu z Wyszeborza (fm. wyszeborska) lub kompleksu z Chojnic (fm. chojnicka) obejmujących ciągle przejście od żywetu do franu.

We franie dolnym w NE pasie krawędziowym niecki pomorskiej (Jamno - Koszalin - Miastko - Chojnice - Tuchola - Bydgoszcz) rozwija się przybrzeżny system osadów węglanowo-klastycznych kompleksu z Koczała przechodzący ku SW w węglanowo-klastyczne niżej pływowo utwory szelfowe warstw z Człuchowa. Piaskowce przyspągowej części profilu franu w strefie Polanów - Miastko wykazują porowatość 2.4 - 9.9% i przepuszczalność od 12.5 - 41.5 mD do 195 mD (otw. Koczała 1). Piaskowce te, a wyżej dolomity kawerniste franu stanowią zasadnicze potencjalne formacje zbiornikowe dewonu pomorskiego.

We franie środkowym panowały warunki sedymentacji rafogenicznej platformy węglanowej, w których uformowany został kompleks zróżnicowanych litologicznie wapieni środkowej części fm. koczałskiej, w tym koralowcowych wapieni rafowych oraz potencjalnie zbiornikowych wapieni i dolomitów kawernistych. Dolomity kawerniste wykazują lokalnie wysoką przepuszczalność związaną z diagenetycznym rozwojem wtórnej przestrzeni porowej i szczelinowości (np. w otworach Gozd 1, Kościernica 1, Wyszebórz 1).

W wyższej części franu środkowego i we franie górnym w strefie Jamno - Koczała osadziły się drobnziarniste piaskowce kwarcowe z wkładkami mułowców o łącznej miąższości ok. 50 m (górną część fm. koczałskiej). Tu w przykrawędziowej strefie niecki pomorskiej potencjalnie zbiornikowe utwory franu nie są niestety uszczelnione, lecz erozyjnie zredukowane, ścięte i przykryte niezgodnie cechsztytnem lub bezpośrednio utworami pstręgo piaskowca.

W kierunku SW we franie środkowym i górnym rozwinął się głębokomorcki basen szelfowy z monotonną serią ciemnoszarych, drobnziarnistych ilowców z Człuchowa (ogniwo strzeżewskie fm. człuchowskiej). W okresie późnego franu po środkowy famen na całym obszarze zapanały warunki szelfu z regresywną sedymentacją węglanowo-marglistą, gdzie w niższej części profilu dominują margle i wapienie gruzłowate ogniwa gorzysławskiego, a w górnej - wapienie gruzłowe ogniwa gościńskiego fm. człuchowskiej. W rezultacie, w rejonie Chojnic całkowita miąższość franu z ciągłym przejściem do famenu przekracza 1000 m.

W famenie środkowym, środkowej i północnej części basenu pojawiają się rafogenne wa-

pienie koralowo-stromatoporoidowe ze strukturami biogenicznymi o miąższości 60 - 220 m reprezentujące ogn. bielickie fm. człuchowskiej (Matyja, 1993).

W famenie górnym w marginalnej strefie basenu wyodrębnia się przybrzeżny system fm. kłanińskiej o miąższości 150 - 235 m, w którym facje silikoklastyczno-węglanowo-ewaporatowe (piaskowce wapieniste i dolomityczne oraz mułowce z anhydrytami) przeważają w północnej części obszaru, zaś facje węglanowe (laminowane wapienie piaszczyste) występują w strefie Gorzysław - Karlino.

Węglanowe i margliste utwory famenu są na ogół nieprzepuszczalne i nie wykazują korzystnych cech zbiornikowych. Jedynie w pojedynczych przypadkach (Kościernica 1, Gozd 1) porowatość przekracza nieco 4%, a w profilu otworu Dunowo 1 pojawia się poziom piaskowcowy o porowatości przekraczającej niekiedy 10% i przepuszczalności do 1 mD.

9.2.4 Pomorski basen wodonośny dewonu górnego

Większość wód pomorskiego dewonu górnego to solanki o zaawansowanym stopniu metamorfizmu typu Cl-Ca IV (rNa/Cl = 0.60 - 0.50) przy czym najbardziej zmineralizowane wody o typie Cl-Ca V (rNa/Cl<0.50) pojawiają się na północnym odcinku niecki pomorskiej w strefie Jamno - Koszalin. Wzdłuż NE krawędzi niecki pomorskiej w rejonie Koczała - Rzeczenica i w rejonie Tucholi występują lokalnie wody słabiej zmetamorfizowane typu Cl-Ca III (rNa/Cl=0.75 - 0.60; Bojarski, 1996).

Zasolenie wód dewonu środkowego na Pomorzu jest znacznie wyższe, aniżeli w niecce lubelskiej i wynosi na ogół 200 - 250 g/dm³. Zasolenie wód, które w krawędziowym i głównym pasie niecki pomorskiej pozostaje w granicach 150 - 250 g/dm³ rośnie w kierunku SW do ponad 250 g/dm³ w pasie Gorzysław - Polczyn Zdrój - Czaplunek - Złotów - Bydgoszcz. Tak wysokie zasolenie pojawia się także w wąskim krótkim paśmie Chojnice - Stobno - Tuchola przy NE krawędzi niecki pomorskiej.

Gradientsy ciśnienia złożowego w głębszych, centralnych partiach basenu są anomalnie wysokie i przekraczają 2.0 w rejonie Bydgoszczy. Ogólnie jednak spadają ku NE i NNE do 1.2 na linii (SE-NW) Tuchola - Chojnice - Biały Bór - Bobolice - Białogard - Białokury (22 km na S od Kołobrzegu) oraz do wartości 1.05 przy granicy z syneklizą perybałtycką na linii Koczała - Drzewiany - Gozd - Kłanino - Wyszebórz - Koszalin. Wszystko to świadczy o naporze hydrodynamicznym skierowanym ku NNE i NE w stronę krawędzi starej platformy wschodnio-europejskiej z jednoczesnym wysładzaniem wód w kierunku SE od północnego infiltracyjnego odcinka krawędzi niecki pomorskiej (Jamno - Koszalin - Polanów - Miastko).

9.3 Miąższość warstw wodonośnych, temperatura i wydajność dewońskich wód geotermalnych

Warstwy wodonośne w utworach dewońskich występują w subzbiorniku pomorskim jedynie w części północnej wału pomorskiego (miąższość od 200 do 600 m) oraz północno-wschodniej części niecki pomorskiej (100 - 500 m). W drugim subzbiorniku zmienność miąższości warstw wodonośnych jest znacząco większa i kształtuje się następująco:

- w niecce lubelskiej od ok. 200 m (rejon Radomia) do ponad 700 m (Lublin) i ponad 1000 m (na południowy-wschód od Zamościa);
- w niecce miechowskiej od ok. 50 m do ponad 800 m;

-
- w zapadlisku przedkarpackim od ok. 50 m do ponad 450 m.

Rozkład temperatur w stropie skał zbiornikowych w subzbiorniku kształtuje się w granicach od ok. 40 do ponad 150°C (wzrasta w kierunku południowo-zachodnim). W subzbiorniku drugim rejestrowane są znacznie niższe temperatury: od temperatury wód gruntowych (poniżej 10°C) w brzeźnych strefach jednostek strukturalnych do ponad 110°C (w północno-zachodniej części subzbiornika w granicach wału kujawskiego). W tym subzbiorniku dominuje występowanie obszarów o temperaturach 10 - 50°C.

Wody występujące w pomorskim subzbiorniku dewońskim mogą, z uwagi na wysoką mineralizację oraz koncentracje bromków i jodków, być wykorzystane także do celów balneologicznych. Podobne zastosowanie mogą znaleźć wody geotermalne występujące w niecce lubelskiej i w obrębie południowej części wału kujawskiego. Wody występujące w pozostałych jednostkach strukturalnych mogą być wykorzystywane do celów rekreacyjnych.

Potencjalne wydajności studni ujmujących wody geotermalne są niskie w obydwu subzbiornikach i na ogół nie przekraczają 50 m³/h. Nieco wyższych wydajności potencjalnych studni można oczekiwać lokalnie w niecce lubelskiej oraz w południowej części niecki pomorskiej.

9 The Devonian aquifer

Devonian sedimentary suite is of transgressive character, related to the west-east expansion of Devonian sea (Narkiewicz et al., 1998). During the subsequent erosion Devonian sediments were completely removed from the uplifted margin of the Precambrian east-European Platform. Relics of these strata were preserved only in marginal troughs, in the Radom-Lublin (southeast) and Pomerania-Kujawy (northwest) areas.

9.1 Devonian in the Radom-Lublin area

In the Radom-Lublin area the depocenter is the Mazowsze-Lublin Graben in which Devonian sediments reach thickness up to 4,000 meters. From the northeast (i.e. from the side of the Luków-Hrubieszów Uplift) the graben is cut by a fault, which frames the Kock Horst.

Towards the southeast the Lublin Graben continues as the Lwów Depression whereas towards the southwest it borders the Caledonides of the Radomsko-Kraśnik Uplift along an extended, Ursynów- Kazimierz n.Wisłą overthrust, which continues southeastward, towards Izbica and Zamość.

From the northwest the Lublin Graben is separated from the Warsaw Trough by a frame, transversal, NE-SW-trending, strike-slip Grójec Fault. In most part of the Warsaw Trough Devonian sediments were completely eroded.

The Lublin Graben itself is cut by internal, chiefly NW-SE-trending (subordinately also NE-SW-trending) dislocations, which results in a pattern of several, relatively narrow, horst-type anticlinal blocks separated by relatively broad, synclinal depressions developed over tectonic grabens. Such internal, horst-and-graben pattern trends NW-SE, i.e. parallelly to the margin of Precambrian platform and conformably to the axis of the whole Lublin Graben (Żelichowski, 1972).

All longitudinal (NW-SE) and subordinate, transversal (NE-SW) faults, both framing the graben and cutting its internal parts, are of oblique-slip character. Variscan erosion (precisely, erosion related to the Bretonian orogenic phase) caused significant removal of Devonian sediments (900-1,500 meters thick) over the uplifted parts of the Lublin Graben.

9.1.1 Lower Devonian in the Lublin area (Gedinnian + Siegenian + Emsian)

The Lowest Devonian sequence is represented by marine clayey sediments, 170-500 meters thick and remaining in depositional continuity with the Uppermost Silurian succession (Turnau, 1985). Above, the Czarnolas Formation appears (Upper Gedinnian, Miłaczewski, 1981) composed of near-shore/shallow-marine mudstones, claystones and sandstones (Porębski, 1999) of thickness increasing from 30 - 150 to 180 - 250 meters towards the southwest.

Reservoir properties of sandstones from the Czarnolas Formation are poor and variable, depending on the proportion of clay fraction, e.g. porosity varies from 2.1 to 17.3% (average: 11.6%), and permeability reaches up to 75 mD in the Wilga IG-1 and the Maciejowice IG-1 wells where inflow of gas (60 - 91% CH₄) dissolved in brine was obtained.

In the upper part of the sequence the Old Red, fluvial-alluvial sediments appear, composed of sandstones-mudstone-claystone depositional cycles of the Zwoleń Formation (Siegenian-Emsian) of total thickness varying from 250 - 500 m to 1,000 - 1,300 m. Sandstones are saturated with water low in TDS, particularly along the margin of the Lublin Graben, where

the TDS values decrease to less than 3-33 g/dm³. In the central part of the Graben the TDS increases but porosity of the Zwolen Sandstones decreases.

In the southeastern part of the Lublin Graben the inflow of brine with gas (about 50% of hydrocarbons) was obtained in the IG-1 well (close to the Polish-Ukrain border). The high-TDS brine (183 g/dm³) is enriched in biophile elements: Br (up to 956 mg/dm³) and J (6 mg/dm³). Lower Devonian reservoir waters underlying the Komarów gas deposit located at the southwestern margin of the Lublin Graben are Cl-Ca brines of TDS from 112 to 172 g/dm³, high alteration (rNa/Cl=0.57 - 0.70) and high content of biophile elements: Br - 515 mg/l Br and J - 6 mg/l.

9.1.2 Middle Devonian in the Lublin area (Eifelian + Givetian) - The Telatyń Formation

The Middle Devonian transgression resulted in deposition of claystone-mudstone-sandstone suite grading into dolomites, marls and anhydritic limestones (Eifelian), then followed by reef carbonates (Givetian), all classified into the Telatyń Formation. Total thickness of this succession varies from 150 - 200 to 400 meters in the central part of the Lublin Graben to over 900 meters at the margin of the Holy-Cross Mts. (the Bąkowa IG-1 well). Along the northeastern margin of the Graben the Telatyń Fm. is entirely removed by erosion along the post-Upper Devonian unconformity.

Studies on reservoir properties of Middle Devonian sediments in the central part of Lublin area revealed variable porosity (0 - 10.6%, average 1.8%) and highly variable permeability (0 - 1,192 mD) with wide range of pore diameter threshold (0.1 - 15 μm, Darlak et al., 1998). These results are valid only for the matrix whereas in carbonate reservoir rocks the crucial role is played by diagenetic, secondary porosity and fracture permeability. These features significantly improve the filtration properties of Middle Devonian reservoir rocks in some areas, e.g. Terebin IG-5 and Szwejki IG-3 wells where horizons of porosities over 5% were encountered.

9.1.3 The Lublin-Radom Lower and Middle Devonian aquifer

According to Bojarski (1996), the Lublin-Radom-Holy-Cross Mts. Lower/Middle Devonian aquifer differs decisively from the Zamość-Lublin-Radom Upper Devonian aquifer in the range, pattern and lithology of reservoir rocks as well as in hydrochemical properties and hydrodynamic conditions. The Lower and Middle Devonian reservoir rocks are mostly terrigenous sandstones. In some Middle Devonian horizons reservoir rocks are also dolomites whereas common claystone and anhydrite intercalations play the role of seals. Lower and Middle Devonian groundwater horizons reveal poor to moderate reservoir properties and only in the marginal parts of the aquifer more favourable parameters occur.

The Devonian reservoirs are filled with brine of TDS usually up to 150 g/dm³. Only in the deeper parts of the aquifer values over 200 g/dm³ were observed (Bojarski, 1996).

In the SE-NW-trending Miechów Trough (Jędrzejów-Secemin-Włoszczowa) the regular, concentric, zonal pattern of groundwater horizons can be observed around the trough axis. The TDS gradually increases from 1 - 50 g/dm³ in the broad, southeastern limb where recharge zones are located to 150-250 g/dm³ in the central, deepest part of the trough.

The whole, broad limb corresponding to the Kielce-Radom-Kraśnik-Zamość area is a recharge zone supplied with waters infiltrating from the Holy-Cross Mts. The shallow, Devonian

reservoir rocks of the Holy-Cross Mts. accumulate the fresh waters. Moreover, the extended recharge area ensures the renewal of groundwater resources in Devonian strata which causes that Devonian groundwaters in the marginal parts of the Holy-Cross Mts. massif still show the low TDS values (about 3 g/dm³, Bojarski, 1996). Hence, along the western margin of the Lublin Trough (Kielce-Radom-Kraśnik-Zamość area) the broad zone of HCO₃-Na-type fresh groundwaters occurs (TDS=10 g/dm³, rNa/Cl over 1.0). To the northeast groundwaters grade into the Cl-Ca I + II type with the TDS values 50 - 100 g/dm³ (increasing along the WNW-ENE-trending, Radom - Opole Lub.-Kraśnik - Bychawa - Szczebrzeszyn k.Zamościa - Tomaszów Lub. zone) Therefore, the pressure head is directed towards the north from Radom and towards the northeast from the southern margin of the Lublin Graben (Puławy - Bychawa - Zamość - Tomaszów Lub.).

North from Radom, as far as to the confluence of the Pilica and the Vistula rivers, and to the transversal Grójec Fault (Białobrzegi - Grójec - Magnuszew line), at the border zone with the Warsaw Trough the Lower/Middle Devonian groundwaters are of Cl-Ca III type and reach advanced alteration (rNa/Cl=0.75 - 0.60) as well as high TDS values: from 100 - 150 to 150 - 250 g/dm³. Simultaneously, increased concentrations of Br (up to 700 mg/dm³) and J (up to 5 mg/dm³) appear.

In the axial zone of the Lublin Graben the two zones are evident: northwestern (Lublin-Grójec area) and southeastern (Zamość-Tomaszów Lub. Area), separated by transversal, NE-SW-trending Chełm Lub.-Krasnystaw uplift, which plays almost the role of the divide. In the whole axial zone the Lower/Middle Devonian groundwaters belong to the Cl-Ca III type and reveal increased TDS values (at least 100 - 150 g/dm³). Br concentrations distinctly rise towards the southeast, along the axial zone of the Lublin Trough, to 166 - 478 mg/dm³ in the northwestern zone (Lublin area) and to 562 - 965 mg/dm³ in the southeastern zone (Zamość - Tomaszów Lub. - Korczmin area). Moreover, the increased J concentrations appear: 5 - 11 mg/dm³ in the northwestern part to 6 - 17 mg/dm³ in the southeastern part of the Lublin Trough.

The whole axial part of the Lublin Trough is contoured with isopleths of reservoir pressure over 1.02. The reservoir pressure gradient slowly and gradually increases from 1.00 do 1.02 in the broad, southwestern limb (recharge zone) towards the northeast whereas towards the Włodawa - Chełm sector of the Łuków - Hrubieszów Horst the gradient decreases quickly to 1.0 - 0.98 with the decreasing TDS values (from 50 - 100 to 10 - 50 g/dm³).

9.1.4 Upper Devonian of the Lublin area (Frasnian + Famennian)

In the Upper Devonian the marine transgression reached the maximum range. Thus, the Frasnian sequence includes mostly the shallow-marine, reef carbonates. Biogenic reef structures, bioherms and biostromes appear over the paleohighs. This deposition continued until the Lower Famennian whereas in the Upper Famennian the regression took place, as reflected by the sandstone-mudstone intercalations. Total thickness of Upper Devonian in the Lublin region reaches 1,700 meters. Potential reservoir rocks are only the coral limestones and the cavernous Frasnian dolomites with well-developed, secondary porosity and fracturing.

9.1.5 The Lublin-Radom Upper Devonian aquifer

The range of Upper Devonian sediments is limited to the Lublin Graben where two sub-basins were distinguished: northwestern (Lublin-Grójec) and southeastern (Zamość - Toma-

szów Lub.). Broad zone (Chełm Lub. - Dorohuczka - Krasnystaw - Mościska), which separates the sub-basins resulted from the deep erosion of transversal, NE-SW-trending, uplifted Chełm Lub. - Krasnystaw block.

The post-erosional thickness of Upper Devonian strata observed in both sub-basins reaches 2,100 meters. Lithology includes mostly carbonates with clayey intercalations and variable amounts of clay fraction. The most favourable reservoir rocks are Frasnian cavernous dolomites and limestones (the Modryń Formation, the Werbkowice and the Zubowice members) as well as locally developed calcareous sandstones of the Hulcza Formation (Uppermost Famennian) (Bojarski, 1996). The remaining, lower parts of the Modryń Formation - stripped limestones of the Bychawa Formation, pelletal limestones of the Firlej Formation and dolomitic marls of the Niedrzvice Formation are regarded as impermeable and play the role of sealing horizons for the underlying reservoir strata. The fractured-cavernous character of Frasnian limestones limits the groundwater circulation systems to only local geological structures (Bojarski, 1996).

In the Upper Devonian succession of the Lublin-Grójec sub-basin the TDS of groundwaters increases regularly from 50 - 150 to 150 - 210 g/dm³ at the southwestern and northeastern margins (particularly at southern, broadened fragments of the margins) towards the axial part of the sub-basin (Lublin - Dęblin - Wilga).

Decreased alteration of Cl-Ca III type waters (rNa/Cl=0.75 - 0.60) observed along the northeastern margin (Żelechów-Garwolin area) suggests the recharging character of this zone. Increase of Br concentrations is observed from 590 mg/dm³ in the southeast to 1,436 mg/dm³ in the northwest. Iodine concentrations vary from 17 to 27 mg/dm³ (Bojarski, 1996).

In the southeastern sub-basin (Zamość - Tomaszów Lub. area) groundwaters belong to Cl-Ca III type and show low alteration (rNa/Cl=0.75 - 0.60). The TDS increases slowly in the broad, northeastern limb (Włodawa - Hrubieszów - Terebiń area) and relatively quickly in the narrow, southwestern limb (50 - 150 g/dm³ to 150 - 200 g/dm³ along the sub-basin axis). Br concentrations in the southeastern sub-basin increase southward from 600 to 2,420 mg/dm³ and the J concentrations are 5 - 10 mg/dm³.

9.2 Devonian in the Pomerania Trough and in the Western Pomerania

In the Pomerania-Kujawy region Devonian sediments were encountered in deep wells drilled for the petroleum industry in a triangle Koszalin - Toruń - Czaplinek - Świdwin - Gryfice - Dziwnów which cover the Pomerania Trough and the Western Pomerania. i.e. at the northern foreland of the Variscan orogenic belt.

The Devonian strata are covered by the Permian-Mesozoic and Carboniferous successions. The basement of the NW-SE-trending Pomerania Trough (Koszalin - Bobolice - Biały Bór - Człuchów - Chojnice - Tuchola - Bydgoszcz - Toruń area) is formed by Caledonian orogen consisting of Cambrian - Ordovician - Silurian suite deformed into steep folds and slice-folds of dips from 20 to 90°. The Pomerania Trough and the Western Pomerania cover the area of ancient foredeep extending towards the northeast and north, at the front of folded Variscan orogenic belt of central and southwestern Poland.

Total thickness of Devonian sediments in the Pomerania Trough varies from 400 - 800 meters in the northwest (Klanino area) to about 1,900 - 2,400 meters in the southeast (Chojnice area). In the northwestern part of the trough Devonian strata are removed by erosion and unconformably covered by Carboniferous formation whereas in the southeastern part the Devonian succession continuously grades into the Carboniferous one (the former Strunian stage).

The main, NW-SE-trending, synsedimentary faulting resulted in numerous stratigraphic and erosional gaps, and local unconformities formed during Devonian depositional cycle as well as in significant, lithofacial and thickness diversification of Devonian sediments (Górecki, 1979). These dislocations are slightly curved and reveal complementary, en-echelon arrangement or tail-like crossing pattern where long segments of NW-SE-trending faults cut short segments of second-order, N-S to NE-SW-trending faults. Such dislocations form a very complicated network of oblique-slip faults at the margin of the Precambrian platform.

Another important feature of the Pomerania tectonics is the inversion of oblique-slip faults. Fault blocks displaced during the Devonian (maximum displacements in the Famennian) were uplifted and eroded during the Variscan orogeny (Carboniferous). Reversal of displacement directions took place in the Visean (Górecki, 1979). Such complicated tectonics hampers the recognition of Devonian successions in the drillings and their correlation, particularly in the tectonic nodes of cross-cutting, inversional, strike-slip faults. These dislocations are accompanied by genetically linked structures adjacent to fault planes, which forms series of NW-SE-trending anticlines.

9.2.1 Middle Devonian in the Pomerania

Up to now, Lower Devonian sediments have not been identified in both the Pomerania Trough and the Western Pomerania areas. Therefore, Middle Devonian succession directly covers the Ordovician and Silurian strata folded during the Caledonian orogeny.

Two main facial zones were distinguished in Middle Devonian and Frasnian successions: shallow-marine and near-shore, „mottled” Jamno Facies, which covers the northeastern and eastern parts of the Pomerania area along the margin of Precambrian platform (Koszalin-Chojnice portion) and more deeper-marine, „grey” Człuchów Facies located in the south and in the west of the Pomerania region.

The Jamno Facies, formerly named directly as the "Old Red" (Pajchlowa & Milaczewski, 1974) comprises clastic material deposited in the northeastern, marginal part of the basin, directly at the margin of the Precambrian platform. It forms a narrow, Jamno-Koszalin-Miastko zone where the lower portion of Middle Devonian succession includes reddish sandstones, 130 - 500 meters thick, which fill the local basement depressions. Identification of reservoir and sealing horizons is difficult.

The Człuchów Facies includes the near-shore clastics and carbonates with claystones, marls and limestones of the Tuchola Beds (Eifelian-Middle Givetian), of total thickness up to 360 meters as well as the shelf, claystones-mudstones and the fine-grained Chojnice Sandstones (Chojnice Formation, Middle and Upper Givetian), then the Lower Frasnian, shelf carbonates and clastics along with Middle Frasnian, deep-shelf clayey sediments and Upper Frasnian micritic limestones, all classified into the Człuchów Beds.

9.2.2 The Pomerania Middle Devonian aquifer

Groundwaters from the Middle Devonian horizons in the Pomerania were studied rather selectively in only a few wells. Most of available data originate from well-tests carried on jointly with the overlying Upper Devonian and Rotliegend, and underlying Ordovician strata (Bojarski, 1996).

On the contrary to the Lublin region, the Devonian basin of the Pomerania region lacks fresh and low-TDS groundwaters. The lowest measured TDS value - 170 g/dm³ - originates from the border zone with the Peribaltic Syncline. Generally, the TDS is much higher, with dominating values from 220 to 290 g/dm³ at much higher gradients of reservoir pressures (up to 1.5 MPa/10 m, Bojarski, 1996).

As concluded from hydrogeochemical map (Bojarski, 1996), the Pomerania Trough is dominated by the Cl-Ca IV type waters of advanced alteration (rNa/Cl = 0.60 - 0.50). Along the northeastern margin of the trough, at the border zone with the Peribaltic Syncline (the Koszalin-Klanino zone and the Tuchola area) extremely altered, Cl-Ca V type waters appear (rNa/Cl below 0.50).

In the small, already explored sector of the Western Pomerania (the Kołobrzeg region, Gorzysław-Białokury area) Middle Devonian groundwaters represent the Cl-Ca III type (rNa/Cl = 0,75 - 0,60) and the low TDS, which increases from 150 - 250 mg/dm³ to the south from the Kołobrzeg-Koszalin area and to the southwest from the northeastern margin of the Western Pomerania to over 250 mg/dm³ in NW-SE-trending Gostyń near Trzebiatów-Gryfice-Świdwin-Złotów-Bydgoszcz zone. In this zone high concentrations of bromine are observed (up to 1,373 - 1,811 mg/dm³).

Gradients of reservoir pressure change inversely to the TDS, i.e. towards Koszalin (to the north-northeast) and towards the margin of the Pomerania Trough, and the border with the Precambrian platform (Peri-baltic Syncline). It suggests the hydrodynamic pressure head directed to the northeast whereas the northeastern margin of the Pomerania Trough remains the infiltration zone where the TDS values are low.

9.2.3 Upper Devonian in the Pomerania (Frasnian + Famennian)

The lower stratigraphic boundary of the Frasnian cannot be identified as it is located within the siliciclastics of the Wyszeborz Formation or within the Chojnice Formation, in which Givetian sediments grade to the Frasnian ones.

In the Lower Frasnian the near-shore, carbonate-clastic depositional system of the Koczała Complex was formed along the northeastern margin of the Pomerania Trough (Jamno - Koszalin - Miastko - Chojnice - Tuchola - Bydgoszcz area). To the southwest it grades to carbonate-clastic, lower-tidal shelf system of the Człuchów Beds. In the Polanów-Miastko zone sandstones from the bottom part of the Frasnian succession reveal porosity from 2.4 to 9.9% and permeability from 12.5 - 41.5 to 195 mD (the Koczała-1 well). These sandstones along with the overlying, cavernous Frasnian dolomites are the main, potential reservoir rocks of the Devonian succession in the Pomerania region.

In the Middle Frasnian the carbonate platform deposition dominated in the study area, which resulted in the formation of lithologically diversified limestones of the middle part of the Koczała Formation, with coral reef limestones as well as cavernous limestones and dolomites, all being the potential reservoir rocks. Cavernous dolomites locally show high permeability

related to diagenetic development of secondary porosity and fracturing (as observed e.g. in the Gozd-1, Kościernica-1 and Wyszebórz-1 wells).

In the upper part of the Middle Frasnian and in the Upper Frasnian the fine-grained quartz sandstones with mudstones intercalations (about 50 meters thick) were deposited in the Jamno-Koczała zone (upper portion of the Koczała Formation). Here, in the marginal zone of the Pomerania Trough, the potential, Frasnian reservoir rocks are not sealed but partly erosionally removed and unconformably covered with Zechstein or Bunter sediments.

Towards the southwest the deep-shelf basin was developed in the Middle and Upper Frasnian where monotonous, dark-grey, fine-grained Człuchów claystones were deposited (the Strzeżewo Member of the Człuchów Formation). From the Late Frasnian until the Middle Famennian the whole study area has been a shelf where regressive, carbonate-marly sedimentation proceeded. The lower part of the succession is dominated by marls and pelletal limestones of the Gorzysław Member whereas in the upper part the pelletal limestones of the Gościń Member occur (the Człuchów Formation). As a result, in the Chojnice area total thickness of Frasnian succession (including the gradual transition into Famennian sequence) exceeds 1,000 meters.

In the Middle Famennian the reef, coral-stromatoporoid limestones with biogenic structures appeared in the central and the northern parts of the basin. These rocks of thickness from 60 to 200 meters represent the Bielice Member of the Człuchów Formation (Matyja, 1993).

In the Upper Famennian the near-shore depositional system of the Klanino Formation developed in the marginal zone of the basin. Lithologies include siliciclastics, carbonates and evaporites (calcareous and dolomitic sandstones, and mudstones with anhydrites) in the northern part of this area, and carbonates (laminated, sandy limestones) in the Gorzysław - Karlino area. Total thickness of the Klanino Formation reaches 150 - 235 meters.

The Famennian carbonates and marls are usually impermeable and do not show favourable reservoir properties. Only in single wells (Kościernica-1, Gozd-1) porosity over 4% was found and in the Dunowo-1 well the sandstone horizon was encountered of porosity over 10% and permeability up to 1 mD.

9.2.4 The Pomerania Upper Devonian aquifer

Most of groundwaters accumulated in the Upper Devonian reservoirs are brines of Cl-Ca IV type and high alteration (rNa/Cl=0.60 - 0.50). Waters of the highest TDS (Cl-Ca V type, rNa/Cl<0.50) appear in the northern part of the Pomerania Trough, in the Jamno-Koszalin zone. Along the northeastern margin of the trough, in the Koczała-Rzeczynica zone and in the Tuchola area groundwaters of Cl-Ca III type and rNa/Cl=0.75 - 0.60 were noticed (Bojarski, 1996).

The TDS of Middle Devonian groundwaters in the Pomerania region is much higher than that in the Lublin Trough and varies from 200 to 2,500 g/dm³. In the marginal and axial parts of the Pomerania Trough the TDS values fall into the range of 150 - 250 g/dm³ and rise towards the southwest, to over 250 g/dm³ in the Gorzysław - Połczyn Zdrój - Czaplunek - Złotów - Bydgoszcz zone. Such high TDS values were detected also in a narrow and short zone (Chojnice - Stobno - Tuchola) extending along the northeastern margin of the Pomerania Trough.

Gradients of reservoir pressure in deeper, central parts of the basin are abnormally high and exceed 2.0 in the Bydgoszcz area. Towards the northeast and north-northeast, along the

SE-NW-trending Tuchola - Chojnice - Biały Bór - Bobolice - Białogard - Białokury zone (22 kilometers south from Kołobrzeg) these gradients decrease to 1.2 and to 1.05 at the border with the Peri-baltic Syncline (Koczała - Drzewiany - Gozd - Kłanino - Wyszebórz - Koszalin line). Such gradient distribution suggests the hydrodynamic pressure directed to the north-northeast and northeast, towards the margin of the east-European Platform. Simultaneously, the TDS decreases towards the southeast from the northern part of the Pomerania Trough (Jamno - Koszalin - Polanów - Miastko line) where infiltration proceeds.

9.3 Thickness of water-bearing beds, temperature and yields of Devonian geothermal waters

Water-bearing beds in the Devonian deposits of the Pomeranian subaquifer occur only in the northern part of the Pomeranian Swell (thickness from 200 to 600 m) and north-eastern part of the Pomeranian Trough (100 - 500 m). In the second subaquifer, thickness variability of water-bearing beds is considerably larger and it is as follows:

- in the Lublin Trough, from approximately 200 m (region of Radom) to more than 700 m (region of Lublin) and more than 1000 m (to south-east of Zamość);
- in the Miechów Trough, from approximately 50 m to more than 800 m;
- in the Carpathian Foredeep, from approximately 50 m to more than 450 m.

Temperatures at the top of the water-bearing deposits of the Pomeranian subaquifer range from approximately 40 to over 150°C (they increase to the south-west). In the second subaquifer much lower temperatures have been recorded: from groundwater temperatures (below 10°C) in marginal zones of structural units to more than 110°C (in the north-western part of the second subaquifer, in the Kujawy Swell area). Areas with temperatures from 10 to 50°C predominate in this subaquifer.

On account of high mineralization and concentration of bromides and iodides, waters that occur in the Pomeranian subaquifer can be used also for balneology. Similar use can be found for geothermal waters from the Lublin Trough and southern part of the Kujawy Swell. Waters of the remaining structural units can be used for recreational purposes.

Potential yields of wells with geothermal waters in both the subaquifers are low and in general they do not exceed 50 m³/h. Slightly higher potential yields can be expected locally in the Lublin Trough and in the southern part of the Pomeranian Trough.

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., 1978** - Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin - Chojnice. Kwart.Geol. T.22 nr 2.
3. **Darłak B., Kowalska-Włodarczyk M., Kobyłecka A., Leśniak G., Such P., 1998** - Przegląd wyników badań własności zbiornikowych i filtracyjnych wybranych skał zbiornikowych basenów młodopaleozoicznych Niżu Polskiego. Prace PIG, Warszawa, CLXV (165).
4. **Górecki W., 1979** - Znaczenie podcechsztyńskiej powierzchni niezgodności dla akumulacji złóż węglowodorów w synklinorium pomorskim. PAN Oddz. Kraków, Kom.Nauk.Geol., Prace Geologiczne.
5. **Górecki W., Ney R., Strzetelski W., 1979** - Rozwój paleostrukturnalny kambru w aspekcie poszukiwań złóż węglowodorów w południowej części Bałtyku. PAN Oddz. Kraków, Kom.Nauk Geol., Prace Geologiczne.
6. **Karnkowski P., 1993** - Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. t.1: „Niż Polski”, wyd. Towarzystwo Geosynoptyków „Geos”-AGH, Kraków 214 str.
7. **Karnkowski P., 1999** - Oil and Gas Deposits in Poland. The Geosynoptices Society "Geos"-Univ. Of Mining and Metallurgy, Kraków.
8. **Matyja H., 1998** - Architektura depozycyjna basenu dewońskiego na obszarze pomorsko-kujawskim. Prace PIG Warszawa, CLXV (165).
9. **Miłaczewski L., 1981** - Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Prace PIG Warszawa, nr 101.
10. **Miłaczewski L., 1986** - Dewon na Pomorzu. Mat.Konf.Nauk. Tuczno.
11. **Miłaczewski L., Niemczycka T., 1967** - Budowa geologiczna rejonu Niedrzwicy. Kwart.Geol. t.11 nr 3.
12. **Miłaczewski L., Radlicz K., Nehring M., Hajłasz B., 1983** - Osady dewonu w podłożu północno-zachodniej części lubelskiego odcinka niecki brzeżnej. Biul.Inst.Geol., 344.
13. **Narkiewicz M., 1996** - Subsidence analysis of Paleozoic sequence in the Holy Cross Mts.: preliminary results and implications for the TESZ. EUROPROBE Transeuropean Suture Zone - Workshop Książ (Abstracts) PIG Wrocław.
14. **Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H., Miłaczewski L., 1998** - Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. Prace PIG Warszawa, CLXV (165).
15. **Narkiewicz M., Miłaczewski L., Krzywiec P., Szewczyk J., 1998** - Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. Prace PIG Warszawa, CLXV (165).
16. **Pajchłowa M., Miłaczewski L., 1970** - Dewon. Paleogeografia i tektonika. Profil litologiczno-stratygraficzny. W: R.Osika (red.) - „Geologia i surowce mineralne Polski”. Biul.Inst.Geol., 251.

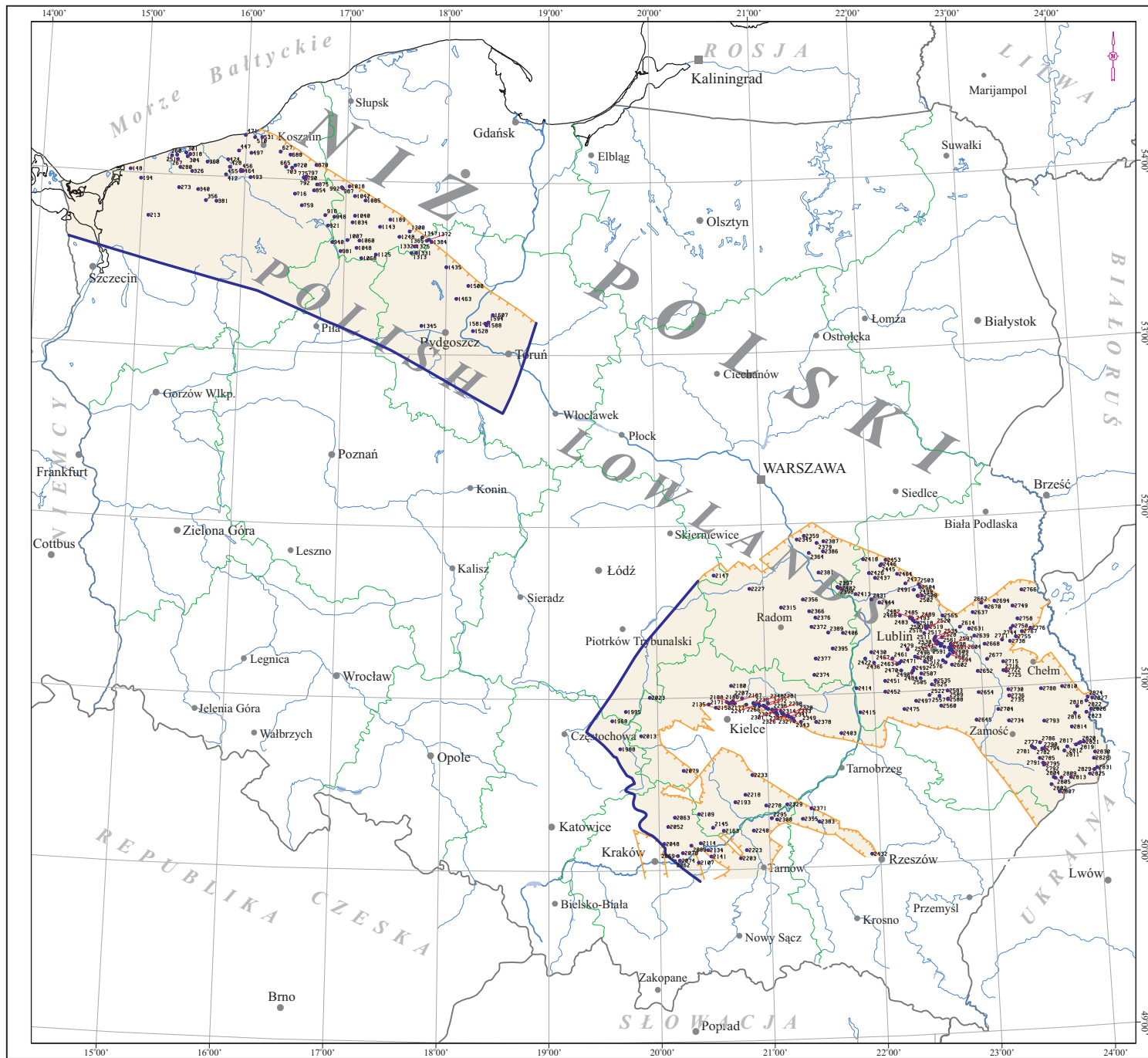
-
17. **Strzetelski W., 1979** - Litofacja i szczelinowatość roponośnych utworów kambru w syneklizie perybałtyckiej. PAN-Oddz. Kraków, Kom.Nauk.Geol., Prace Geologiczne, 116.
 18. **Teller L., Korejwo K., 1968** - Early Paleozoic deposits in the deep substratum of Northwestern Poland. Acta Geol.Pol. vol.XVIII nr 2 i 3.
 19. **Turnau E., 1985** - Poziomy sporowe w formacjach dewońskich rejonu Pionek (Polska centralna). Roczn.Pol.Tow.Geol. T.55 nr 3-4.
 20. **Żelichowski A.M., 1972** - Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. Biul.Inst.Geol. 263.

Zał. 9.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika dewonu na Niżu Polskim

Powierzchnia dewońskiego zbiornika wód geotermalnych na Niżu Polskim udokumentowana otworami wiertniczymi, dla której dokonano kalkulacji zasobów wynosi 48 424.41 km², co stanowi 15.53 % powierzchni Polski oraz 17.79 % powierzchni Niżu Polskiego. Analizę strukturalno-miąższościową dewońskiego zbiornika oparto na podstawie 353 otworów zlokalizowanych na obszarze Niżu Polskiego.

Encl. 9.1 Location map of wells drilled to Devonian aquifer in the Polish Lowlands

The area of Devonian geothermal aquifer in the Polish Lowlands determined from drillings, for which calculations of resources was made amounts 48,424.41 km², which makes 15.53 % of the territory of Poland and 17.79 % of the Polish Lowlands area. Structural and thickness analyses of the Devonian aquifer were based upon data from 353 wells completed in the Polish Lowlands.

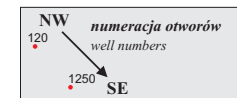


Zal. 9.1

**MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA DEWONU
NA NIŻU POLSKIM**

Encl. 9.1

**LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO DEVONIAN AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS**



Legenda:

Legend:

- 751 - Numer otworu wierniczego
- Borehole number
- - Linie zasięgu otworów dewonu
- Extent of Devonian formation
- - Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
- - Granica obszaru obliczeniowego
- Extent of calculations area

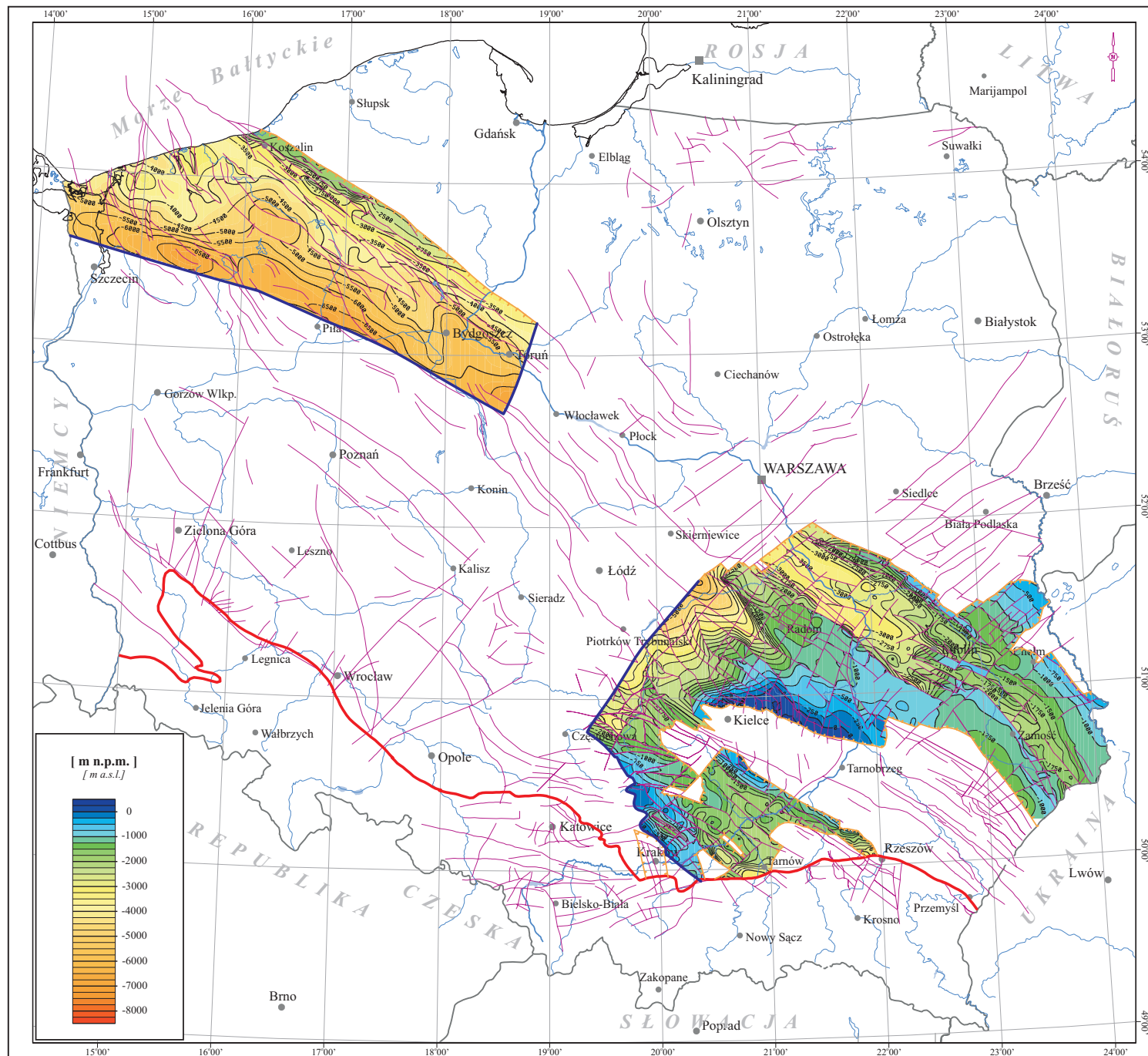


Zał. 9.2 Mapa strukturalna stropu utworów dewonu na Niżu Polskim

Utwory dewonu rozprzestrzeniają się w dwóch odrębnych subzbiornikach. Pierwszy obejmuje nieckę pomorską, północno-zachodnią część wału pomorskiego, nieckę szczecińską i nieckę warszawską. Strop utworów dewońskich zapada w kierunku południowo-zachodnim od rzędnych ok. -2 200 m npm do ponad -6 500 m npm. Drugi zbiornik obejmuje nieckę lubelską, nieckę miechowską, południowo-wschodnią część wału kujawskiego oraz fragment północno-zachodniej części zapadliska przedkarpackiego. W granicach niecki lubelskiej położenie stropu zmienia się od ok. -400 do ponad -3 500 m npm. W obrębie wału kujawskiego występuje na rzędnych od -3 000 do ponad -5 000 m npm, w niecce miechowskiej od ok. -500 do prawie -2 000 m npm. W zapadlisku przedkarpackim zmienność zalegania stropu jest zmienna w granicach -200 do -2 000 m npm.

Encl. 9.2 Structural map of the top surface of Devonian formation in the Polish Lowlands

Devonian formation occurs in two separate sub-aquifers. The first one includes the Pomerania Trough, the northwestern part of the Pomerania Block, the Szczecin and Warsaw troughs. The top surface of Devonian formation dips to the southwest from altitudes about -2,200 m asl to below -6,500 m asl. The second sub-aquifer comprises the Lublin and Miechów troughs, the southeastern part of the Kujawy Block and a fragment of northwestern Carpathian Foredeep. In the Lublin Trough the altitudes of the top of Devonian formation change from about -400 to below -3,500 m asl. In the Kujawy Block these altitudes change from -3,000 to below -5,000 m asl and in the Miechów Trough - from about -500 to almost -2,000 m asl. In the Carpathian Foredeep the top of Devonian formation occurs at altitudes from -200 to -2,000 m asl.



Zal. 9.2

MAPA STRUKTURALNA STROPU
UTWORÓW DEWONU
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 9.2

STRUCTURAL MAP OF THE TOP
SURFACE OF DEVONIAN FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m.]
[m a.s.l.]

Legenda:

Legend:

- *Izohipsy stropu utworów dewonu [m n.p.m.]*
- *Isohyps of the top surface of Devonian formation [m a.s.l.]*
- *Linie zasięgu utworów dewonu*
- *Extent of Devonian formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
- *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*
- *Południowa granica Niżu Polskiego*
- *Southern boundary of the Polish Lowlands*

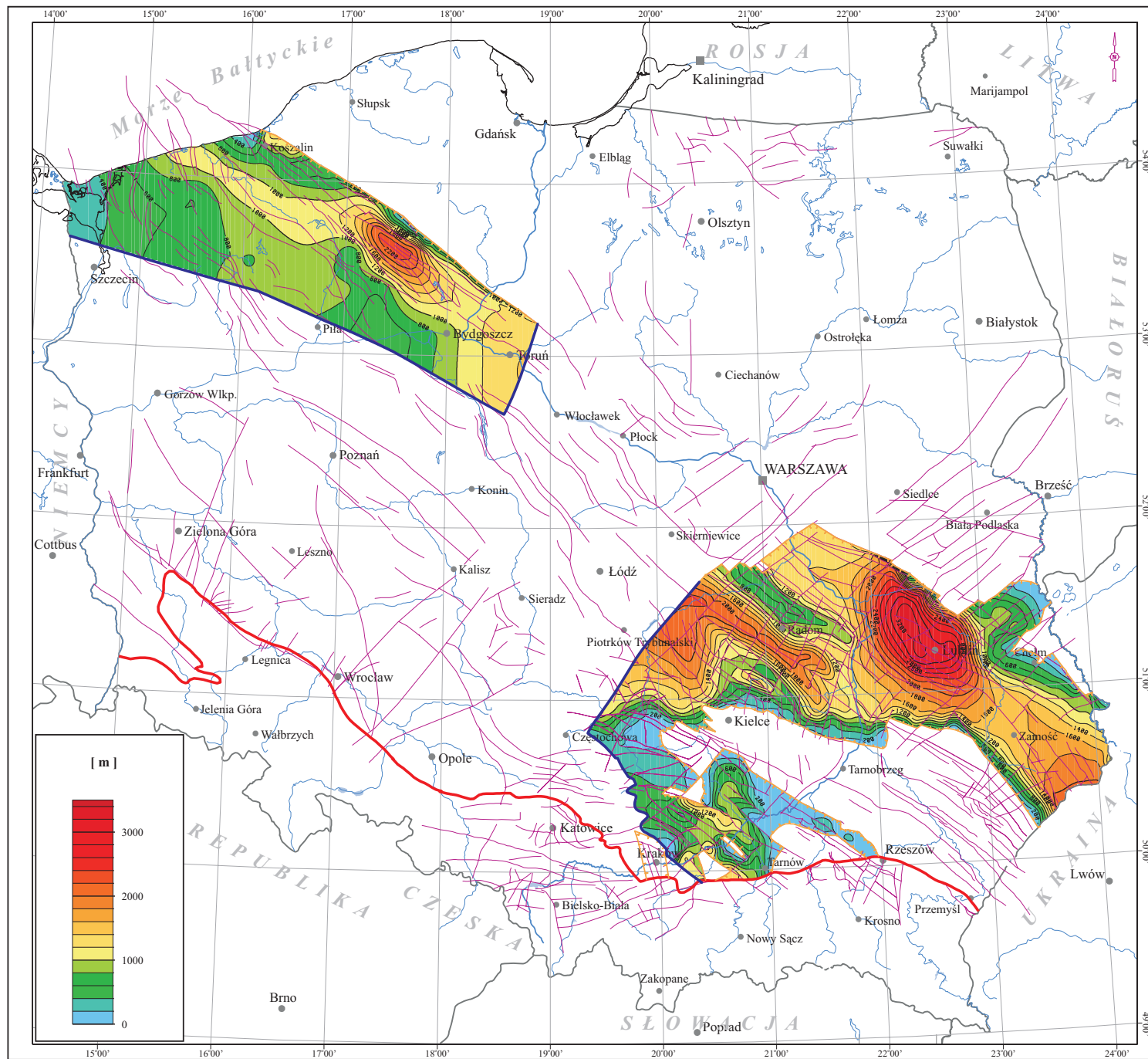
0 50 100 km

Zał. 9.3 Mapa miąższości całkowitej utworów dewonu na Niżu Polskim

Całkowita miąższość utworów dewońskich w niecce szczecińskiej zmienia się od ok. 200 m (w części wschodniej) do ok. 800 m. W obrębie wału pomorskiego zmienność ta zamyka się w przedziale 500 - 1 000 m, a w niecce pomorskiej od 400 m (północno-wschodnia część) do ponad 2 200 m. W niecce lubelskiej miąższość tych utworów zawiera się w przedziale od 200 (część północno-wschodnia) do ponad 3 200 m (w rejonie Lublina). W granicach wału kujawskiego zmienia się od ok. 200 m do ponad 2 200 m (wzrost ku północnemu-zachodowi), niecki miechowskiej od ok. 100 m do ponad 1200 m, a w zapadlisku przedkarpackim od 100 m do ok. 800 m.

Encl. 9.3 Map of total thickness of Devonian formation in the Polish Lowlands

Total thickness of Devonian formation is highly variable and changes as follows: in the Szczecin Trough - from about 200 m in the eastern part to about 800 m, in the Pomerania Block - from 500 to 1,000 m, in the Pomerania Trough - from 400 m in the northeastern part to over 2,200 m, in the Lublin Trough - from 200 m in the northeastern part to over 3,200 m in the vicinity of Lublin, in the Kujawy Block - from about 200 m to over 2,200 m towards the northwest, in the Miechów Trough from about 100 m to over 1,200 m and in the Carpathian Foredeep from 100 to about 800 m.



Zal. 9.3

MAPA MIĄSZSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW DEWONU
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 9.3

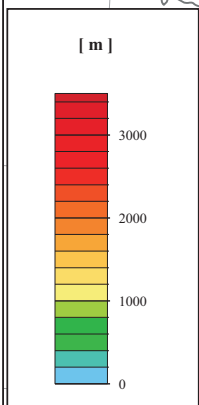
MAP OF TOTAL THICKNESS OF
DEVONIAN FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legenda:

- *Izopachyty utworów dewonu [m]*
- *Isopachytes of Devonian formation [m]*
- *Linie zasięgu utworów dewonu*
- *Extent of Devonian formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
- *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*
- *Południowa granica Niżu Polskiego*
- *Southern boundary of the Polish Lowlands*



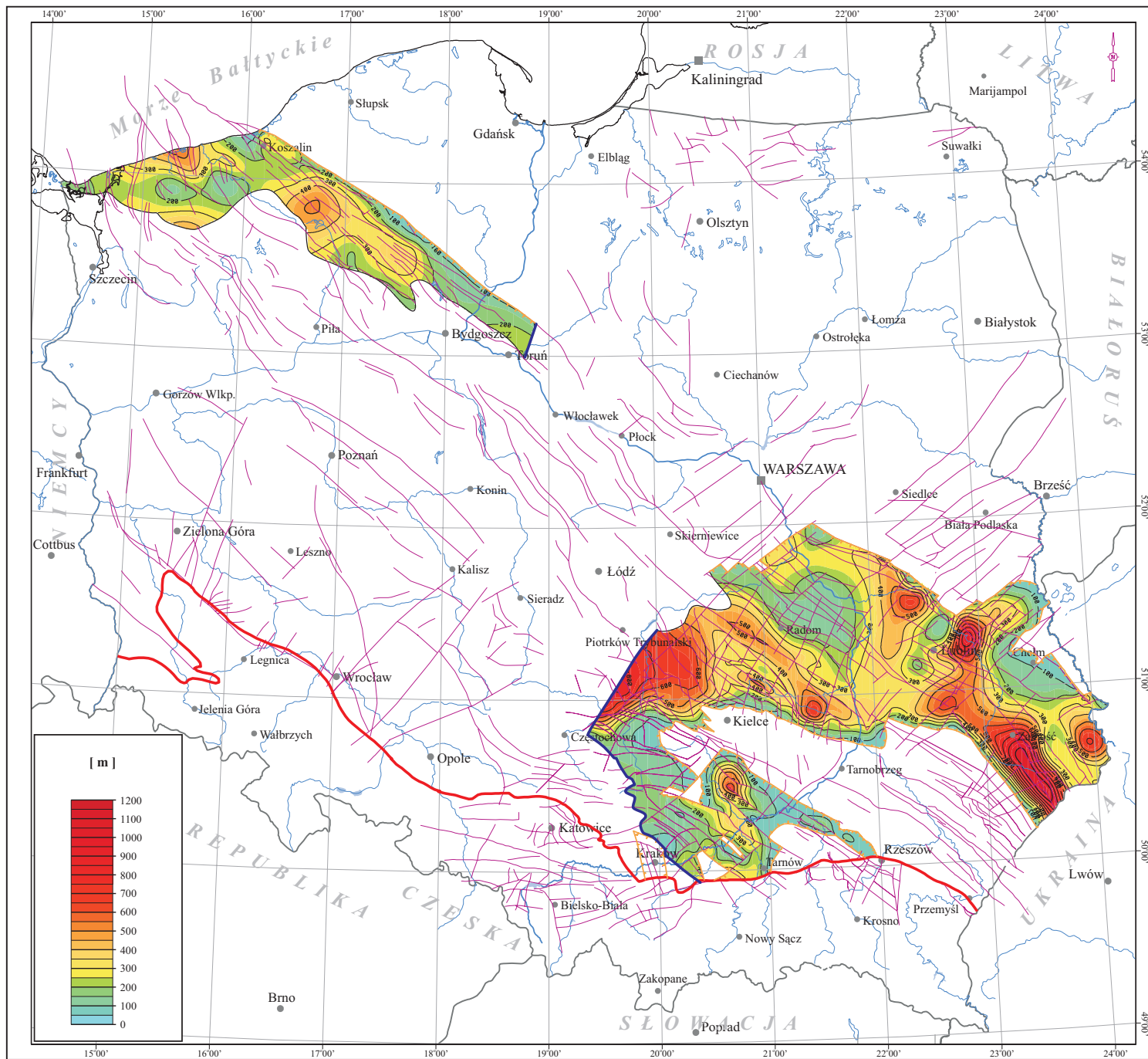
Zał. 9.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych dewonu na Niżu Polskim

Warstwy wodonośne w utworach dewońskich występują w pierwszym subzbiorniku jedynie w części północnej wału pomorskiego (miąższość od 200 do 600 m) oraz północno- wschodniej części niecki pomorskiej (100 - 500 m). W drugim subzbiorniku zmienność miąższości warstw wodonośnych jest znacząco większa i kształtuje się następująco:

- w niecce lubelskiej od ok. 200 m (rejon Radomia) do ponad 700 m (Lublin) i ponad 1000 m (na południowy-wschód od Zamościa);
- na wale kujawskim od ok. 400 m do ponad 700 m;
- w niecce miechowskiej od ok. 50 m do ponad 800 m;
- w zapadlisku przedkarpackim od ok. 50 m do ponad 450 m.

Encl. 9.4 Map of cumulative thickness of Devonian groundwater horizons in the Polish Lowlands

In the first sub-aquifer Devonian groundwater horizons occur only in the northern part of the Pomerania Block (thickness from 200 to 600 m) and in the northeastern part of the Pomerania Trough (100 - 500 m). In the second sub-aquifer thickness variability is much higher: in the Lublin Trough - from about 200 m near Radom to over 700 m near Lublin and over 1,000 m southeast from Zamość, in the Kujawy Block from about 400 to over 700 m, in the Miechów Trough from about 50 to over 800 m and in the Carpathian Foredeep from about 50 to over 450 m.



Zal. 9.4

MAPA SUMARYCZNEJ MIĄŻSZOŚCI
WARSTW WODONOŚNYCH DEWONU
NA NIŻU POLSKIM








Encl. 9.4

MAP OF CUMULATIVE THICKNESS OF
DEVONIAN GROUNDWATER
HORIZONS IN THE POLISH
LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - *Izopachyty warstw wodonosnych dewonu [m]*
- *Isopachytes of cumulative thickness of Devonian groundwater horizons [m]*
-  - *Linie zasięgu utworów dewonu*
- *Extent of Devonian formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*
-  - *Granica zalegania stropu utworów dewonu poniżej 4500 m ppm*
- *Extent of Devonian top surface below 4500 m bsl*
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- *Southern boundary of the Polish Lowlands*

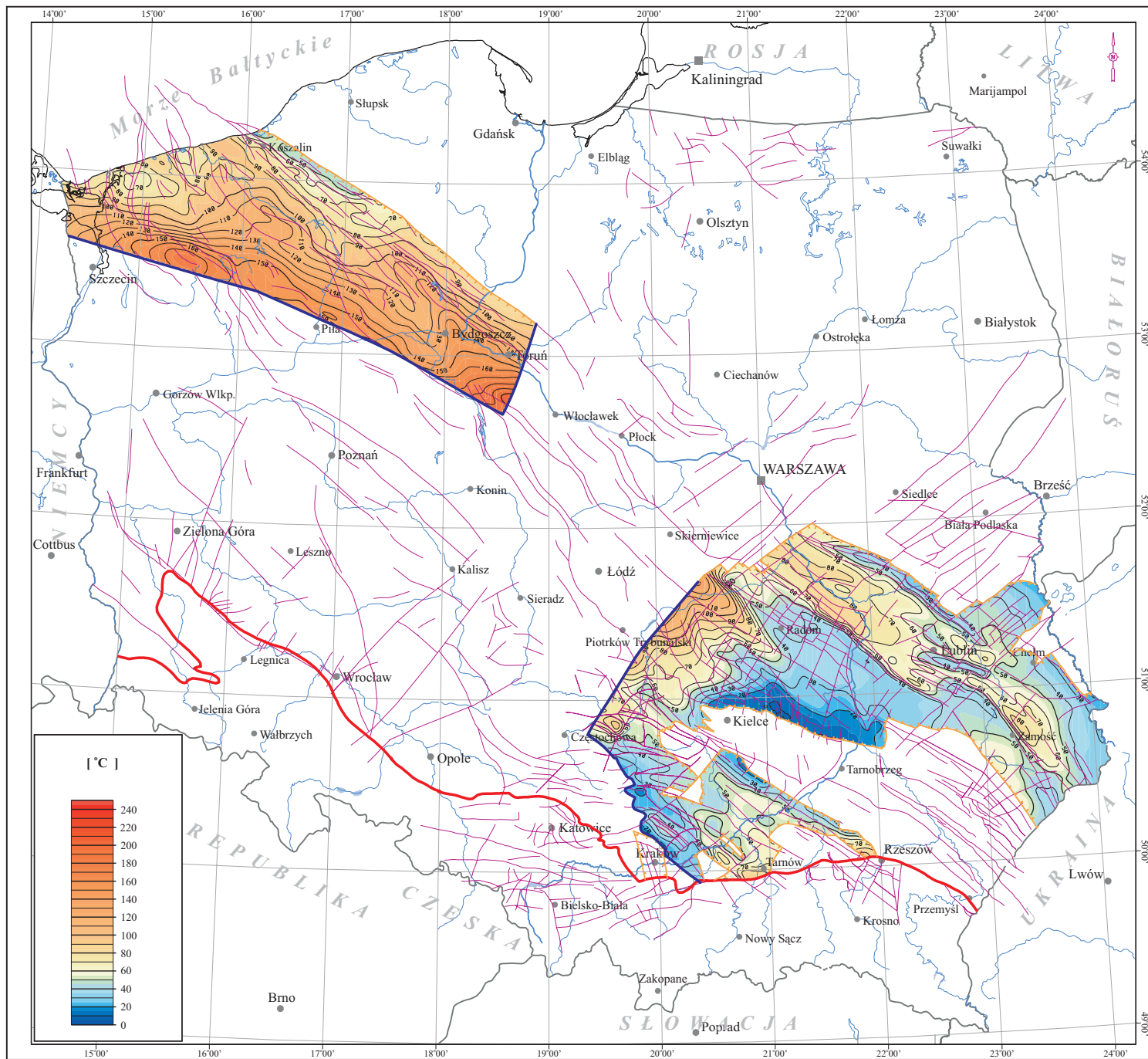
0 50 100 km

Zał. 9.5 Mapa temperatur w stropie utworów dewonu na Niżu Polskim

Rozkład temperatur w stropie skał zbiornikowych w subzbiorniku pierwszym kształtuje się w granicach od ok. 40 do ponad 150°C (wzrasta w kierunku południowo-zachodnim). W subzbiorniku drugim rejestrowane są znacznie niższe temperatury: od temperatury wód gruntowych (poniżej 10°C) w brzeżnych strefach jednostek strukturalnych do ponad 110°C (w północno-zachodniej części subzbiornika w granicach wału kujawskiego). W tym subzbiorniku dominuje występowanie obszarów o temperaturach 10 - 50°C.

Encl. 9.5 Map of temperatures at the top surface of Devonian formation in the Polish Lowlands

In the first sub-aquifer temperatures in the top of Devonian strata vary from about 40 to over 150°C and increase towards the southwest. In the second sub-aquifer much lower temperatures were observed: from below 10°C in the marginal parts of structural units to over 110°C in the northwestern part of the sub-aquifer (in the area of the Kujawy Block). Dominating are temperatures between 10 and 50°C.



Zal. 9.5

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW DEWONU
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 9.5

MAP OF TEMPERATURES AT THE TOP
SURFACE OF DEVONIAN FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

- *Izotermi stropu utworów dewonu [°C]*
- Isotherms at the top surface of Devonian formation [°C]
- *Linie zasięgu utworów dewonu*
- Extent of Devonian formation
- *Uskoki*
- Faults
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities
- *Granica obszaru obliczeniowego*
- Extent of calculations area
- *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands

0 50 100 km

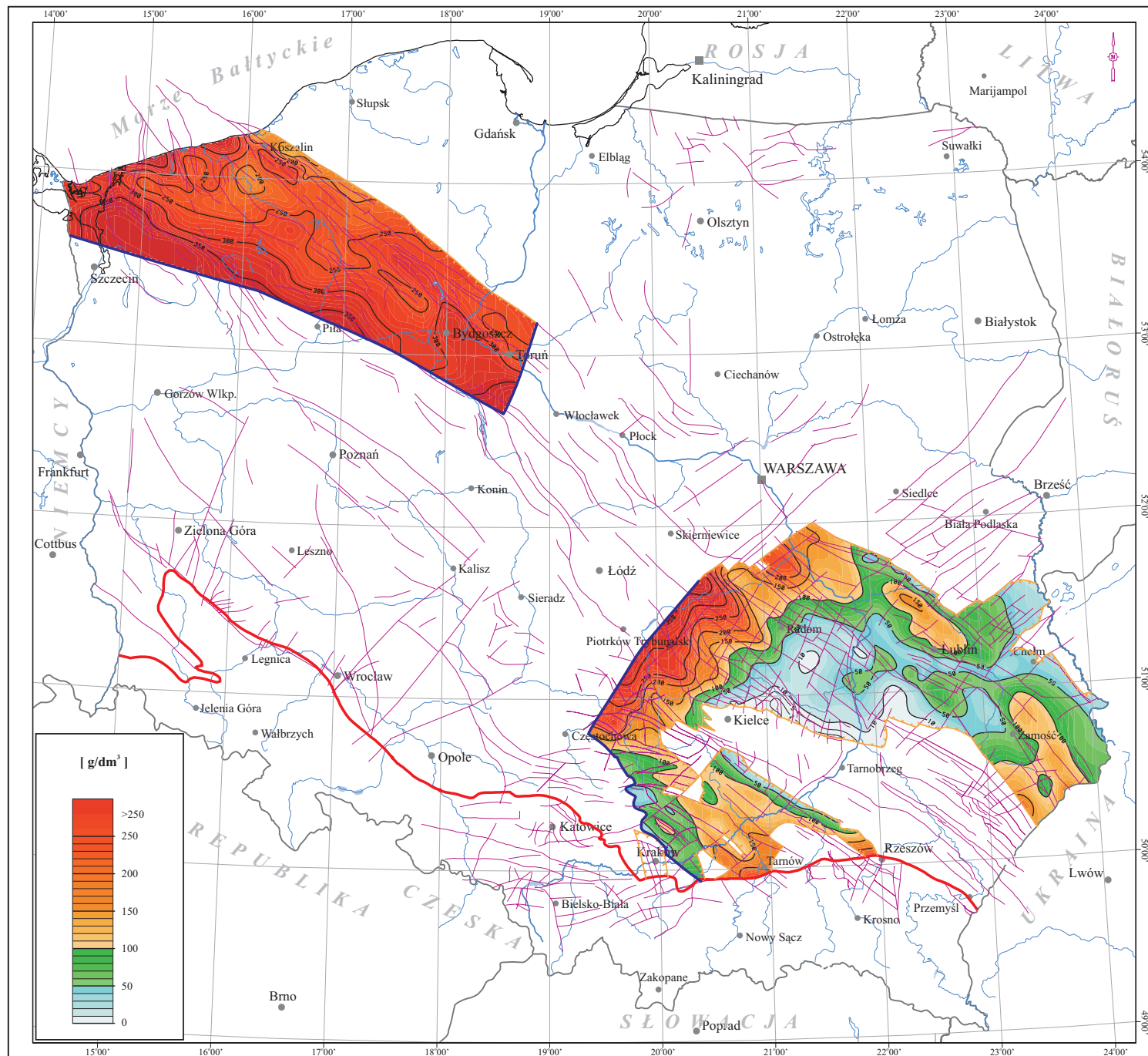
Zał. 9.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów dewonu na Niżu Polskim

Wody podziemne występujące w granicach pionowego subzbiornika cechują się mineralizacją od ok. 150 do ponad 350 g/dm³. Dominuje mineralizacja w granicach 200 - 350 g/dm³. W drugim subzbiorniku zmienność mineralizacji wód dewońskich jest znacznie większa i bardziej zróżnicowana, kształtując się na poziomie (od - do) w poszczególnych strukturach:

- niecka lubelska - od ok. 2 do ok. 150 g/dm³ (dominują obszarowo wody o mineralizacji 10 - 100 g/dm³);
- wał kujawski - od ok. 2 (część południowa) do ponad 350 g/dm³ (część północna);
- niecka miechowska - od ok. 10 do ponad 300 g/dm³ (część północna);
- zapadlisko przedkarpackie - od ok. 10 do ponad 200 g/dm³ (część południowa).

Encl. 9.6 Map of the TDS at the top surface of Devonian formation in the Polish Lowlands

In the first Devonian sub-aquifer groundwaters reveal the TDS from about 150 to over 350 g/dm³ with dominating values from 200 to 350 g/dm³. In the second sub-aquifer variability of the TDS values is much higher: from about 2 to about 150 g/dm³ in the Lublin Trough (dominating are values between 10 and 100 g/dm³), from about 2 (southern part) to over 350 g/dm³ (northern part) of the Kujawy Block, from about 10 to over 300 g/dm³ (northern part) in the Miechów Trough and from about 10 to over 200 g/dm³ (southern part) in the Carpathian Foredeep.



Zal. 9.6

MAPA MINERALIZACJI WÓD W STROPIE UTWORÓW DEWONU NA NIŻU POLSKIM

Encl. 9.6

MAP OF THE TDS AT THE TOP SURFACE OF DEVONIAN FORMATION IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolnie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isolines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów dewonu*
- *Extent of Devonian formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
- *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*
- *Południowa granica Niżu Polskiego*
- *Southern boundary of the Polish Lowlands*

0 50 100 km

Załącznik 9.7 Mapa wód termalnych zbiornika dewonu kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji

Wody występujące w pierwszym subzbiorniku dewońskim mogą, z uwagi na wysoką mineralizację oraz koncentracje bromków i jodków, być wykorzystane także do celów balneologicznych. Podobne zastosowanie mogą znaleźć wody geotermalne występujące w niecce lubelskiej i w obrębie południowej części wału kujawskiego. Wody występujące w pozostałych jednostkach strukturalnych mogą być wykorzystywane do celów rekreacyjnych.

Analizy wód termalnych zbiornika dewońskiego do celów balneologicznych i rekreacyjnych przeprowadzono w 84 odwiertach. Mineralizacja udokumentowanych wód waha się od około 5.0 do 243 g/dm³; głównie są to solanki o temperaturze od 34 do 170°C. Typ hydrogeochemiczny jest Cl-Na, Cl-Ca, a w większości wód występują duże ilości jodu, bromu a niekiedy żelaza.

Do celów rekreacyjnych przydatne są wody z obszaru lubelskiego położone m.in. w rejonie: Żelechów - Chylin - Opole Lubelskie - Zakrzew - Chełm - Terebin. W balneologii mogą być wykorzystane wody udokumentowane na obszarze niecki pomorskiej w rejonie: Koszalin - Białokury - Nicponia - Unisław, jak również na obszarze lubelskim w rejonie: Terebin - Tomaszów Lubelski - Machnów oraz na obszarze lubelskim i niecki warszawskiej w rejonie: Wilga - Białobrzegi - Radom - Kock - Dorohuczka. Do celów balneologicznych kwalifikuje się również obszar w strefie odwiertu Pagów IG-1 w niecce łódzkiej.

Encl. 9.7 Map of thermal waters of the Devonian formation qualified for balneotherapy and recreation

In the first Devonian sub-aquifer geothermal waters can be utilized for therapeutic and recreational purposes due to high TDS as well as high bromides and iodides concentrations. Similarly, waters from the Lublin Trough and from the southern part of the Kujawy Block can be used for balneology. Waters from the remaining structural units can find recreational applications.

Thermal waters of Devonian reservoirs sampled in 84 wells showed temperatures of 34 - 170°C and TDS of 5 - 243 g/dm³. Hydrogeochemically, these are brines of Cl-Na and Cl-Ca types characterized by high contents of iodine and bromine and, locally of iron, as well.

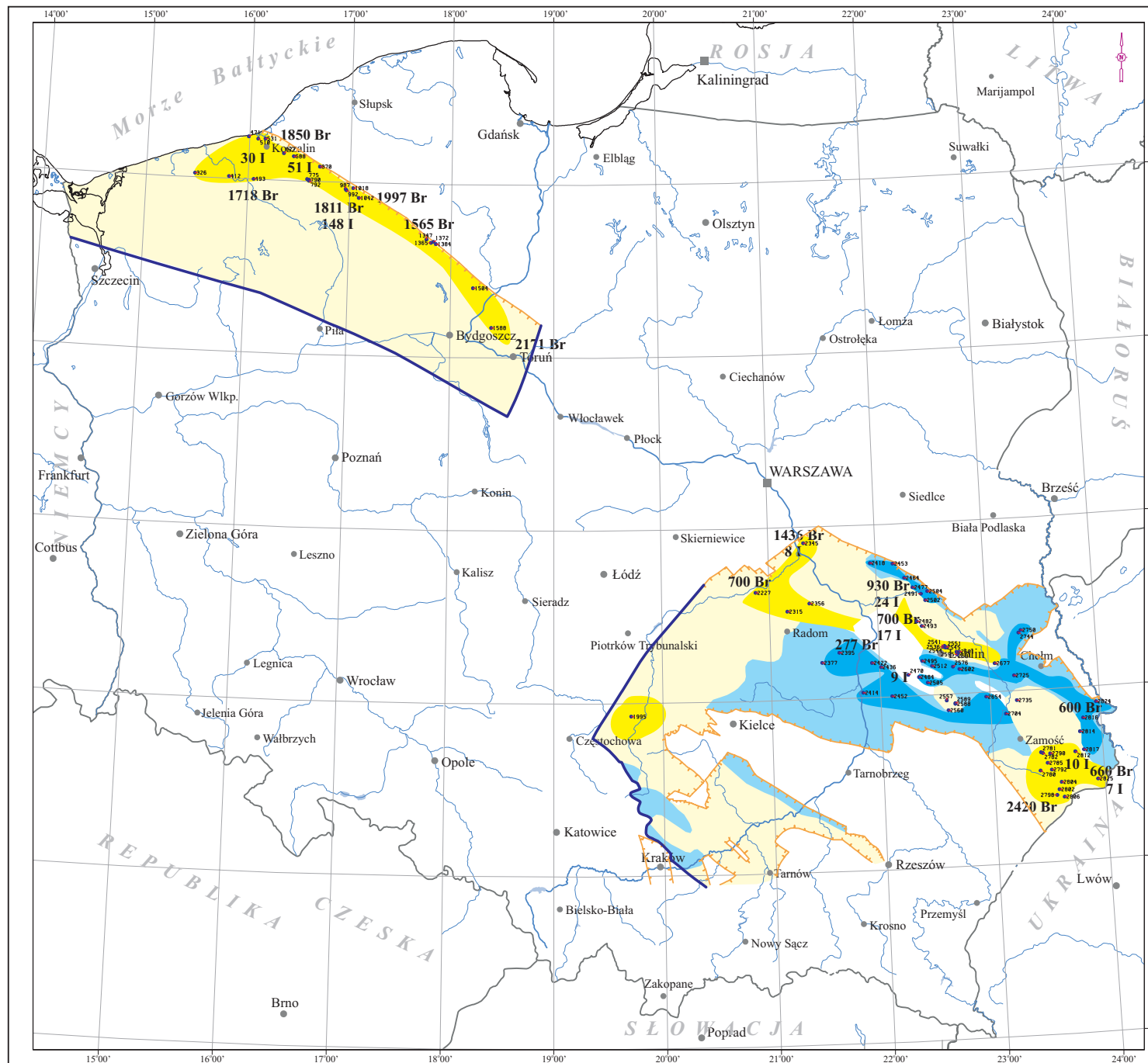
In the Lublin region (Lublin Depression, NW-SE along the Łuków-Hrubieszów Uplift) waters from Devonian reservoirs are available for recreation purposes in the following areas: Żelechów (Mazowsze Lowland, 25 km north of Ryki, 39 km north of Kock) - Chylin by Sawin upon Liepietucha River, Lublin Upland (ca 20 km northwest of Chełm Lubelski) - Opole Lubelskie (33 km south of Puławy upon Vistula River, 52 km west-southwest of Lublin) - Chełm Lubelski upon Uherka River. (67 km east of Lublin) - Terebiń (ca 11 km south of Hrubieszów, 13 km to the Bug River - Ukrainian state border by Novovolynsk).

In the southeastern part of the Lublin Region waters from Devonian aquifers are also usable for balneotherapy in the area of Terebiń - Tomaszów Lubelski upon Sołokija River (34 km south of Zamość, 23 km from Ukrainian state border in Hrebennie by Rawa Ruska) - Machnówek upon Rzeczyca River by Korczmin on Ukrainian state borders - Belz (33 km east of Tomaszów Lubelski).

Also, at the boundary of Warsaw/Lublin Depressions and Radom-Kraśnik Uplift the brines from Devonian reservoirs are usable for balneological purposes in the following areas: Wilga (by the outlet of Pilica to Vistula River, ca 61 km south-southeast of Warsaw) - Białobrzegi upon Pilica River (26 km south of Grójec) - Radom (102 km south of Warsaw) - Kock by Tyśmienica & Wieprz rivers (21 km southwest of Radzyń Podlaski, 50 km north of Lublin) - Dorohuczka upon Wieprz River (37 km east of Lublin).

Devonian brines of balneotherapeutic value were found also east-northeast of Częstochowa, at the boundary of Łódź and Miechów depressions, in the Pagów IG-1 well (Pagów - 18 km of Koniecpol, 21 km west-northwest of Włoszczowa).

Far to the north, in the Pomerania District (Baltic Sea) thermal waters in Devonian strata were discovered in the Western Pomerania, in the area of Białokury (Słowiński Maritime Distr., 22 km south of Kołobrzeg) as well as in the Pomerania Depression (NW-SE-line along Gdańsk Depression- Peri-baltic Syncline i.e. in the area of Koszalin - Nicponie well (Nicponia by Gniew upon Vistula River, 43 km north of Grudziądz) - Unisław (ca 32 km east-northeast of Bydgoszcz).



Zal. 9.7

**MAPA WÓD TERMALNYCH
ZBIORNIKA DEWOŃSKIEGO
KWALIFIKUJĄCYCH SIĘ DO
WYKORZYSTANIA W BALNEOTERAPII
I REKREACJI**

Encl. 9.7

**MAP OF THERMAL WATERS OF THE
DEVONIAN FORMATION QUALIFIED
FOR BALNEOTHERAPY AND
RECREATION**

Legenda:

- Legend:**
- **Otwory wykorzystane do konstrukcji mapy**
- Boreholes used for map construction
 - **Linie zasięgu utworów dewonu**
- Extent of Devonian formation
 - **Granica obszaru obliczeniowego**
- Extent of calculations area
 - **Warszawa - Ważniejsze miasta**
- Main cities

Balneoterapia

- Balneotherapy**
- **Obszar perspektywiczny (mineralizacja > 70 g/dm³)**
- Perspective area (TDS > 70 g/dm³)
 - **Obszar udokumentowany wierceniami**
- 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 wierceniami**
- Area documented with drillings

Br I - **Maksymalne zawartości mg/dm³ (wg Bojarskiego, 1996)**
- Maximum content, mg/dm³ (after Bojarski, 1996)

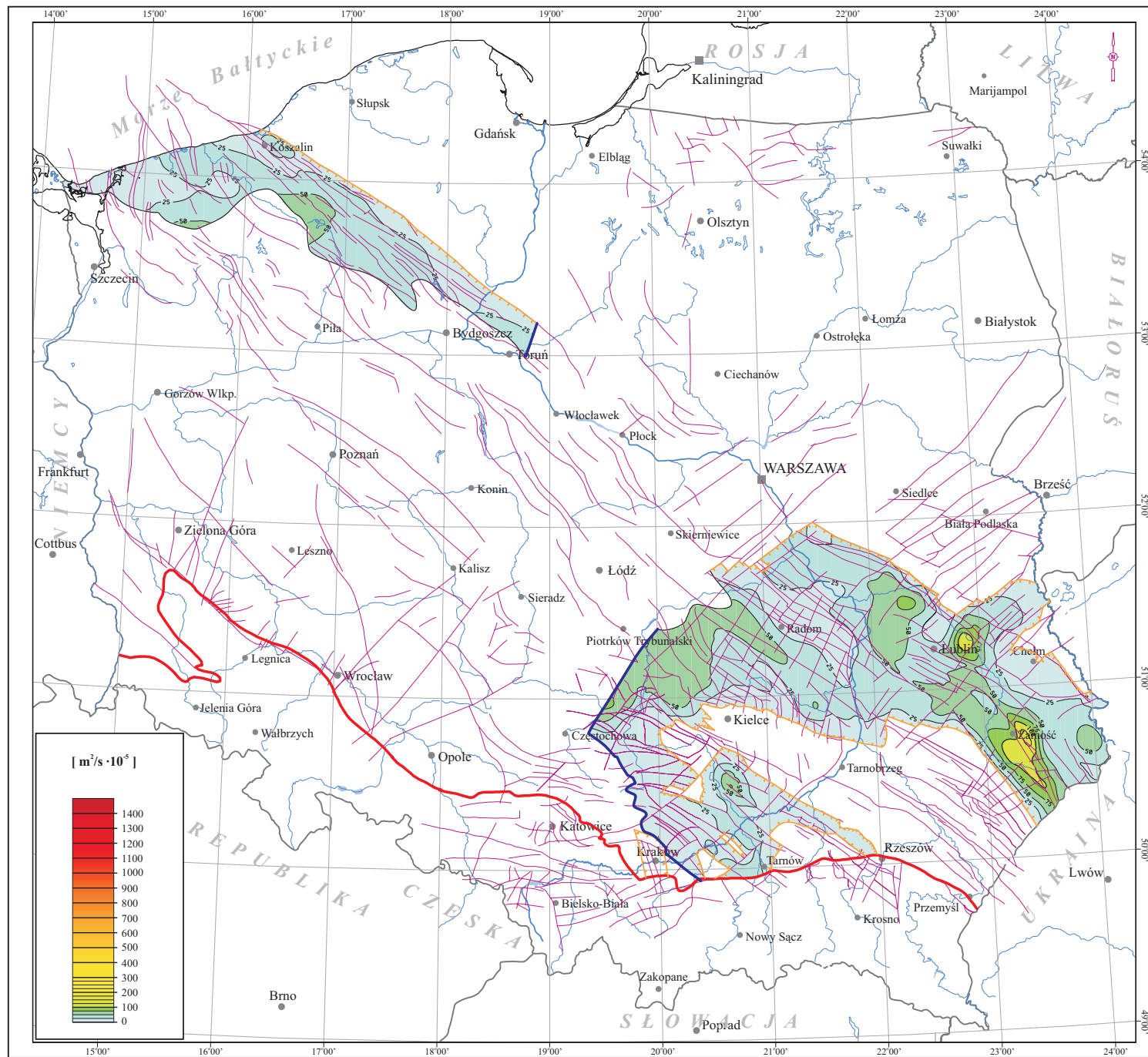


Zał. 9.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów dewonu na Niziu Polskim

Przewodność hydrauliczna skał dewońskich występujących w subzbiorniku pierwszym wynosi od ok. 25 do ponad $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. W subzbiorniku drugim wartość tego parametru zmienia się w zasadzie od ok. 20 do $75 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Jedynie w okolicach Lublina i Zamościa wielkości te są większe, osiągając ponad $100 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$.

Encl. 9.8 Map of hydraulic transmissivity in the Devonian aquifer of the Polish Lowlands

Hydraulic transmissivity of Devonian reservoir rocks in the first sub-aquifer varies from 25 to over $50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. In the second sub-aquifer values from about 20 to $75 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ were noticed except for the vicinities of Lublin and Zamość where higher values were found (over $100 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$).



Zal. 9.8

MAPA PRZEWODNOŚCI
HYDRAULICZNEJ UTWORÓW
DEWONU NA NIŻU POLSKIM

Encl. 9.8

MAP OF HYDRAULIC
TRANSMISSIVITY IN THE DEVONIAN
AQUIFER OF THE POLISH LOWLANDS

[$m^2/s \cdot 10^{-5}$]

Legenda:

Legend:

- *Izolnie przewodności hydraulicznej [m²/s · 10⁻⁵]*
- *Isoles of hydraulic transmissivity [m²/s · 10⁻⁵]*
- *Linie zasięgu utworów dewonu*
- *Extent of Devonian formation*
- *Uskok*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
- *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*
- *Granica zalegania stropu utworów dewonu poniżej 4500 m ppp*
- *Extent of Devonian top surface below 4500 m bsl*
- *Południowa granica Niżu Polskiego*
- *Southern boundary of the Polish Lowlands*

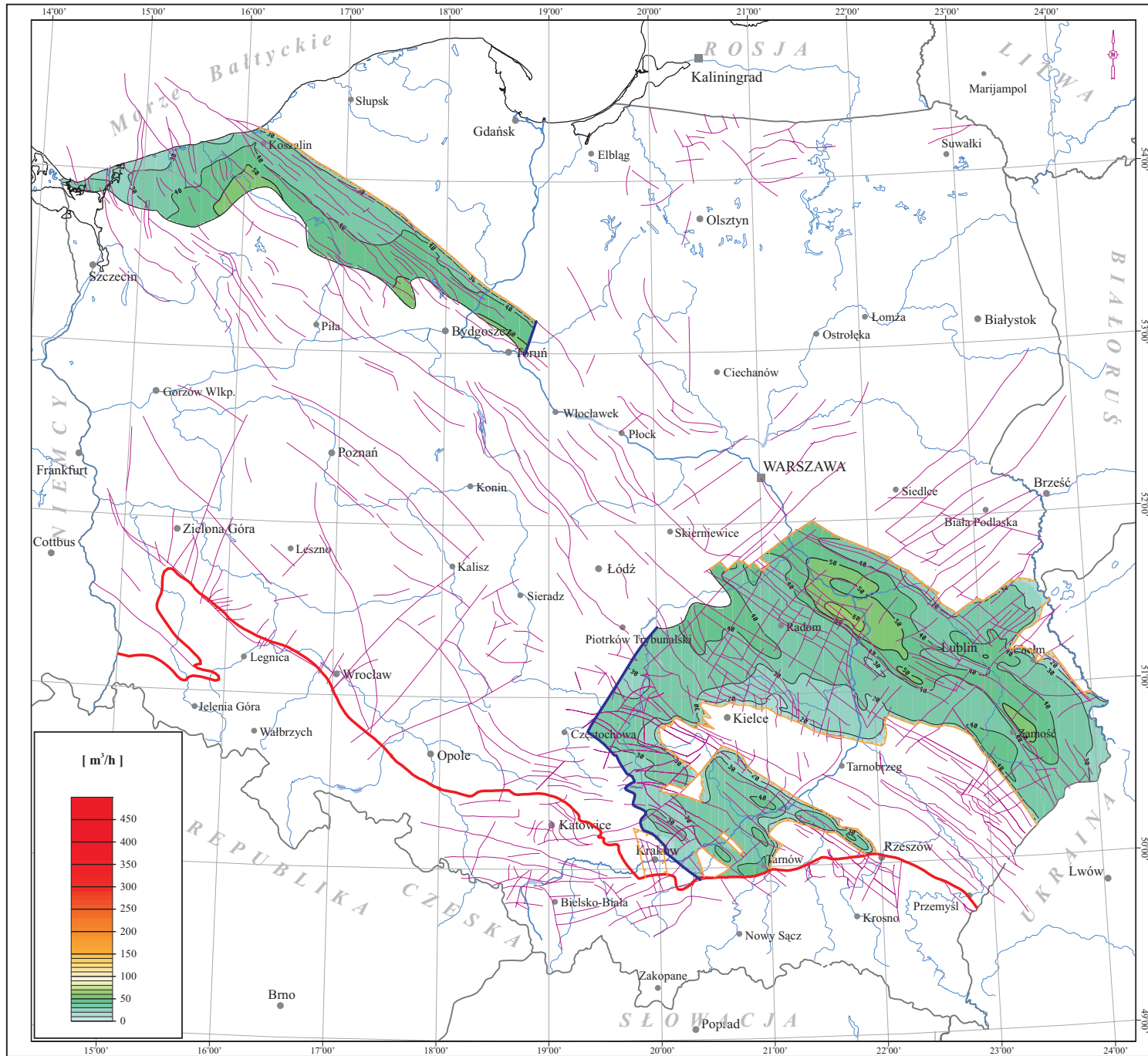
0 50 100 km

Zał. 9.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w dewonie na Niżu Polskim

Potencjalne wydajności studni ujmujących wody geotermalne są niskie w obydwu subzbiornikach i na ogół nie przekraczają $50 \text{ m}^3/\text{h}$. Nieco wyższych wydajności potencjalnych studni można oczekiwać lokalnie w niecce lubelskiej oraz w południowej części niecki pomorskiej.

Encl. 9.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Devonian reservoirs of the Polish Lowlands

Potential discharges of wells intaking the geothermal waters are low in both Devonian sub-aquifers and do not exceed $50 \text{ m}^3/\text{h}$. Higher potential discharges can be locally expected in the Lublin Trough and in the southern part of the Pomerania Trough.



Zal. 9.9

MAPA POTENCJALNYCH WYDAJNOŚCI
STUDNI (DUBLETÓW)
W DEWONIE NA NIŻU POLSKIM

Encl. 9.9

MAP OF POTENTIAL DISCHARGE
OF WELLS (DOUBLET)
IN DEVONIAN RESERVOIRS
OF THE POLISH LOWLANDS

[m³/h]

Legenda:

Legend:

- Izolinie wydajności [m³/h]
- Isolines of discharge [m³/h]
- Linie zasięgu utworów dewonu
- Extent of Devonian formation
- Uskok
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
- Granica obszaru obliczeniowego
- Extent of calculations area
- Granica zalegania stropu utworów dewonu poniżej 4500 m ppm
- Extent of Devonian top surface below 4500 m bsl
- Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands

0 50 100 km

Załącznik 9.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów dewonu na Niżu Polskim

Powierzchnia kalkulacji zasobów statycznych zbiornika dewońskiego wynosi 48 424.41 km². Obszar kalkulacji zasobów statycznych dewońskiego zbiornika wód geotermalnych obejmuje rejon niecki lubelskiej, wału kujawskiego, niecki mogileńsko-lódzkiej, niecki miechowskiej oraz nieckę pomorską i północną część wału pomorskiego.

Zasoby statyczne energii geotermalnej zbiornika dewońskiego, w zasięgu obszaru kalkulacji, wynoszą $1.84 \cdot 10^{21}$ J, co odpowiada $4.4 \cdot 10^{10}$ TOE energii (tab. 5.4.2, rys. 5.2.1). Wielkość zasobów statycznych przypadających na jednostkę powierzchni zbiornika dewońskiego zmienia się od ok. 10 GJ/m², do ponad 160 GJ/m².

Najmniejsze wartości, zwykle poniżej 10 GJ/m², występują w zachodniej części niecki lubelskiej, w rejonie Radomia i na południowy-wschód oraz na obszarze niecki miechowskiej. Największe wartości jednostkowych zasobów statycznych charakteryzują obszary położone w południowej części niecki lubelskiej (rejon Radomia) oraz południowe obszary niecki mogileńsko-lódzkiej i wału kujawskiego, na południe i południowy-wschód od Piotrkowa Trybunalskiego.

Wartości powyżej 100 GJ/m² występują również na niewielkim obszarze położonym na wschód od Lublina. W pozostałych strefach obszaru lubelskiego wartości nie przekraczają 80 GJ/m².

W strefie pomorskiej wartości zasobów statycznych przypadających na jednostkową powierzchnię są zmienne w zakresie od ok. 10, do ok. 110 GJ/m². Najmniejsze wartości, rzędu 10 - 20 GJ/m², charakteryzują brzegowy, północno-wschodni obszar niecki pomorskiej. Podwyższone wartości zasobów (60 - 90 GJ/m²) występują w północnej części wału pomorskiego, w rejonie Świdwina i Trzebiatowa oraz Człuchowa - na obszarze niecki pomorskiej.

Encl. 9.10 Map of unit static resources of Devonian aquifer in the Polish Lowlands

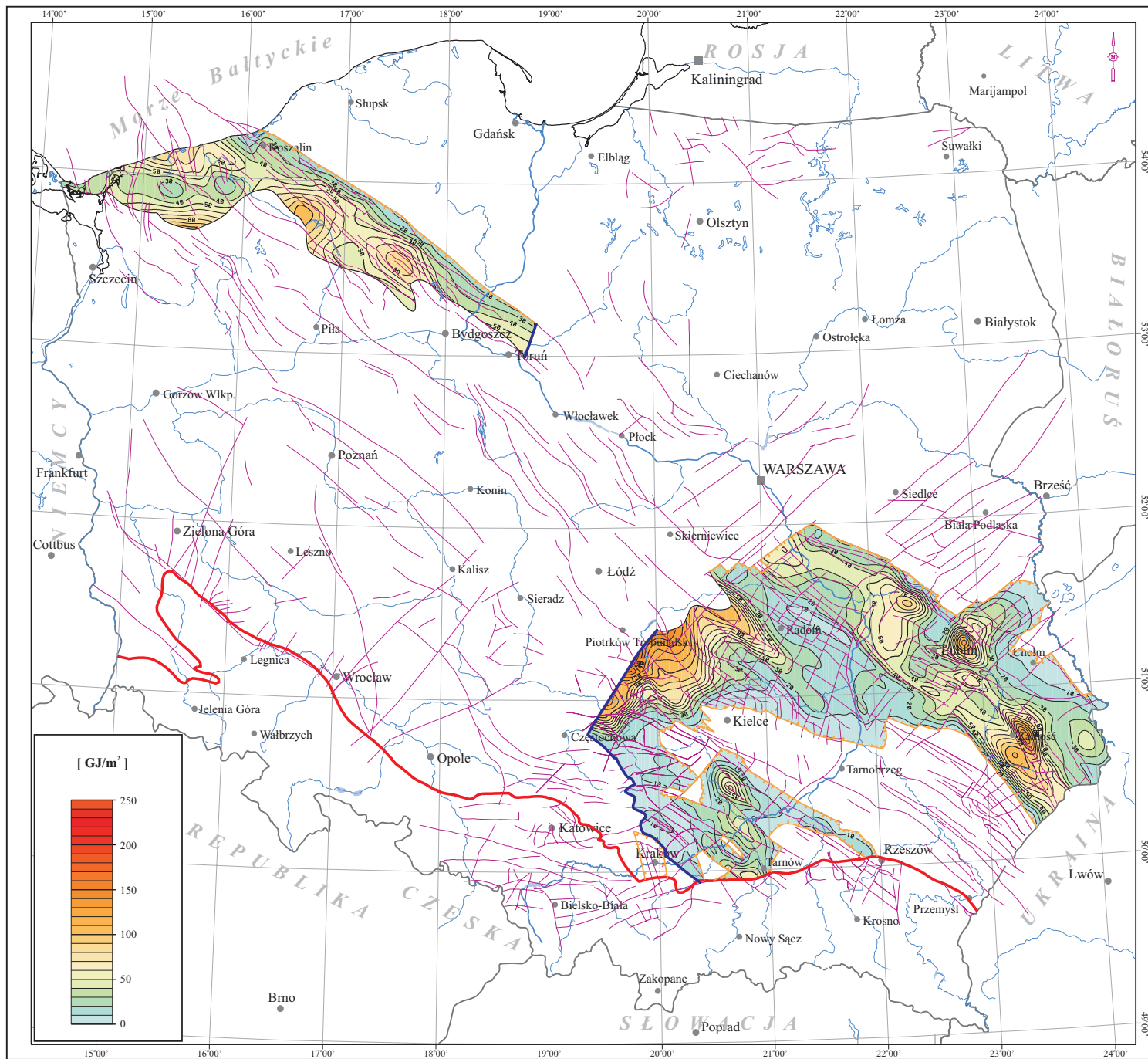
The area covered by static resources of Devonian aquifer and taken into resources calculation is 48,424.41 km².

This area includes the Lublin Trough, the Kujawy Uplift, the Mogilno-Lódź Trough, the Miechów Trough, the Pomerania Trough and the northern part of the Pomerania Uplift.

The static geothermal energy resources in this area are $1.84 \cdot 10^{21}$ J, which corresponds to $4.4 \cdot 10^{10}$ TOE (tab. 5.4.2, fig. 5.2.1). The unit static resources referred to the area of Devonian aquifer vary from about 10 to over 160 GJ/m². The lowest values, usually below 10 GJ/m², occur in the western part of the Lublin Trough, in Radom vicinity and in the Miechów Trough. The highest values of unit static resources were found in the southern part of the Lublin Trough and in the southern parts of the Mogilno-Lódź Trough and the Kujawy Uplift, south and southeast of Piotrków Trybunalski town.

Values over 100 GJ/m² were reported also from a small area east of Lublin. In the remaining parts of the Lublin region the unit static resources do not exceed 80 GJ/m².

In the Pomerania region the unit static resources change from about 10 to over 110 GJ/m². The lowest values (10 - 20 GJ/m²) occur in the northeastern, marginal part of the Pomerania Trough whereas the high values (60 - 90 GJ/m²) were found in the northern part of the Pomerania Uplift as well as in Świdwin, Trzebiatów and Człuchów areas of the Pomerania Trough.



Zal. 9.10

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
STATYCZNYCH UTWORÓW DEWONU
NA NIŻU POLSKIM








Encl. 9.10

MAP OF UNIT STATIC RESOURCES
OF DEVONIAN 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 dewonu
- Extent of Devonian formation
-  - Uskoki
- Faults
-  - Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
-  - Granica obszaru obliczeniowego
- Extent of calculations area
-  - Granica zalegania stropu utworów dewonu poniżej 4500 m ppm
- Extent of Devonian top surface below 4500 m bsl
-  - Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands

0 50 100 km

Zał. 9.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów dewonu na Niżu Polskim

Całkowite zasoby statyczne-wydobywalne zbiornika dewońskiego możliwe do pozyskania, wynoszą $4.15 \cdot 10^{20}$ J, co odpowiada $9.92 \cdot 10^9$ TOE energii (tab. 5.4.2, rys. 5.2.1).

Wartości jednostkowych zasobów wydobywalnych, powyżej 10 GJ/m^2 , występują w północno-wschodniej części niecki lubelskiej oraz w rejonach na wschód od Lublina i w rejonie Zamościa - na południu.

Maksymalne wartości zasobów statycznych-wydobywalnych występują w południowej części wału kujawskiego oraz niecki mogileńsko-lódzkiej, na linii Częstochowa-Piotrków Trybunalski-Radom. Na południowy-wschód od Piotrkowa Trybunalskiego, wartości zasobów wydobywalnych przekraczają 40 GJ/m^2 . Na pozostałym obszarze rejonu lubelskiego zasoby statyczne-wydobywalne są mniejsze niż 10 GJ/m^2 .

Na przeważającym obszarze niecki pomorskiej i przyległych strefach wału pomorskiego jednostkowe zasoby statyczne-wydobywalne przekraczają 10 GJ/m^2 . Maksymalne wartości, rzędu $20 - 25 \text{ GJ/m}^2$ występują w rejonie Świdwina oraz Człuchowa.

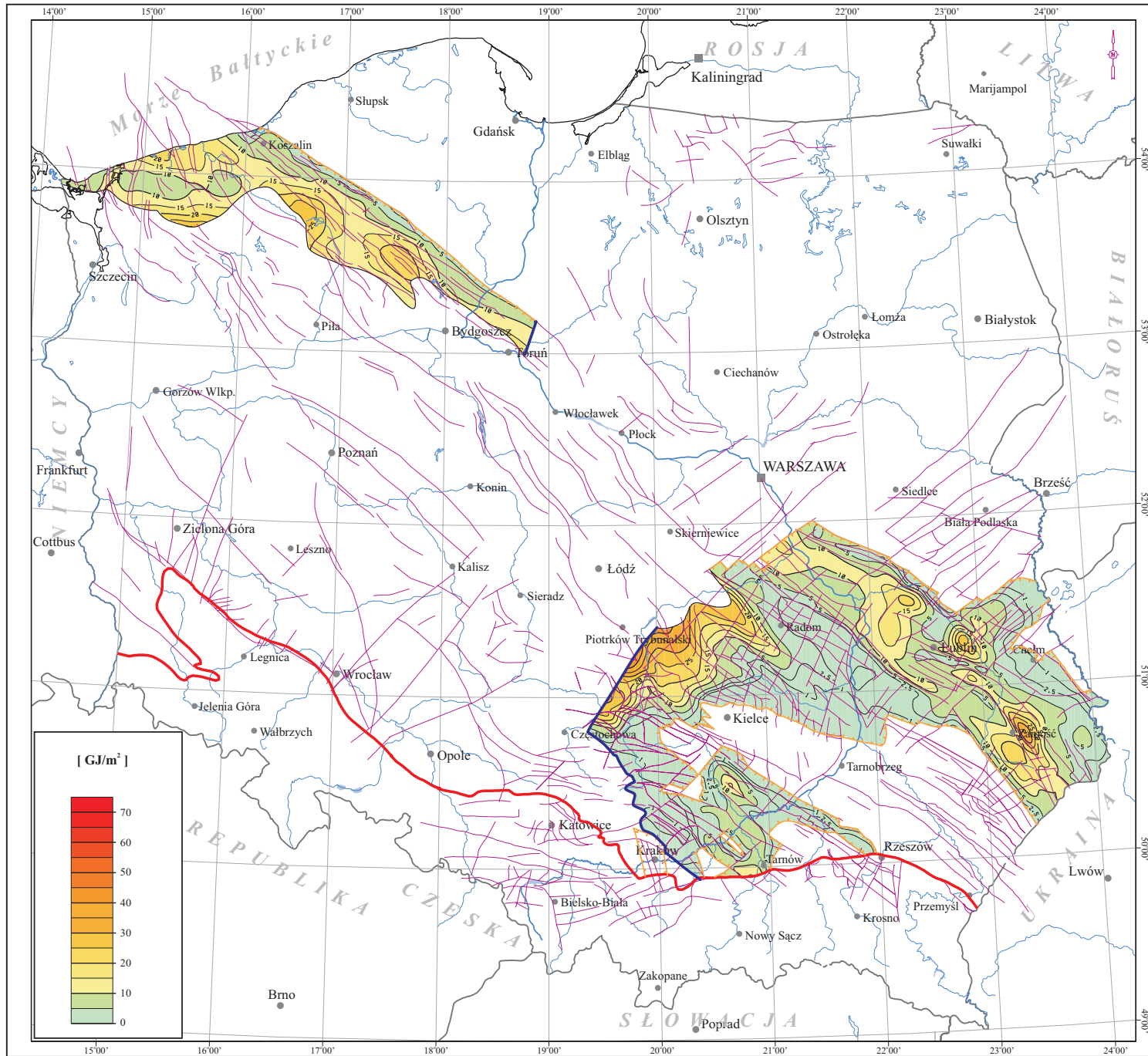
Encl. 9.11 Map of unit static-recoverable resources of Devonian aquifer in the Polish Lowlands

The total static-recoverable resources of Devonian aquifer are $4.15 \cdot 10^{20}$ J, which corresponds to the energy of $9.92 \cdot 10^9$ TOE (tab. 5.4.2, fig. 5.2.1).

The unit static-recoverable resources over 10 GJ/m^2 occur in the northeastern part of the Lublin Trough as well as in the areas east of Lublin and in the south, in the vicinity of Zamość.

Maximum values of unit static-recoverable resources are known from the southern part of the Kujawy Uplift and from the Mogilno-Lódź Trough (along the Częstochowa-Piotrków Trybunalski-Radom line). Southeast of Piotrków Trybunalski the unit static-recoverable resources exceed 40 GJ/m^2 whereas in the remaining part of the Lublin region these values are below 10 GJ/m^2 .

In the most part of the Pomerania Trough and in the adjacent Pomerania Uplift the unit static-recoverable resources are over 10 GJ/m^2 with maximum values (about $20 - 25 \text{ GJ/m}^2$) reported from Świdwin and Człuchów areas.



Zal. 9.11

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
 STATYCZNYCH-WYDOBYWALNYCH
 UTWORÓW DEWONU
 NA NIŻU POLSKIM

Encl. 9.11

MAP OF UNIT STATIC-RECOVERABLE
 RESOURCES OF DEVONIAN 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 dewonu
- Extent of Devonian formation
- Uskoki
- Faults
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
- Granica obszaru obliczeniowego
- Extent of calculations area
- Granica zalegania stropu utworów dewonu poniżej 4500 m ppm
- Extent of Devonian top surface below 4500 m bsl
- Południowa granica Niżu Polskiego
- Southern boundary of the Polish Lowlands

0 50 100 km

Zał. 9.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia LF=1.0 utworów dewonu na Niżu Polskim

Powierzchnia występowania zasobów geotermalnych dewońskiego zbiornika, dla których współczynnik mocy, przy LF=1, przyjmuje wartości większe od 1 wynosi 7 304.21 km².

Perspektywiczne obszary zbiornika, gdzie wykorzystanie zasobów geotermalnych do celów ciepłowniczych może przynieść dodatni efekt ekonomiczny, obejmuje stosunkowo niewielkie obszary zlokalizowane w północnej części niecki lubelskiej w rejonie Dębina-Ryk-Puław, Opoczna-Drzewicy oraz na wschód od Zamościa.

Na obszarze pomorskim wartość współczynnika mocy powyżej 1 występuje w rejonie Białogardu oraz na północ od Bydgoszczy, w rejonie Człuchowa.

Na pozostałym obszarze, niskie wartości współczynnika mocy wskazują na relatywnie słaby potencjał geotermalny dewońskiego zbiornika wód geotermalnych..

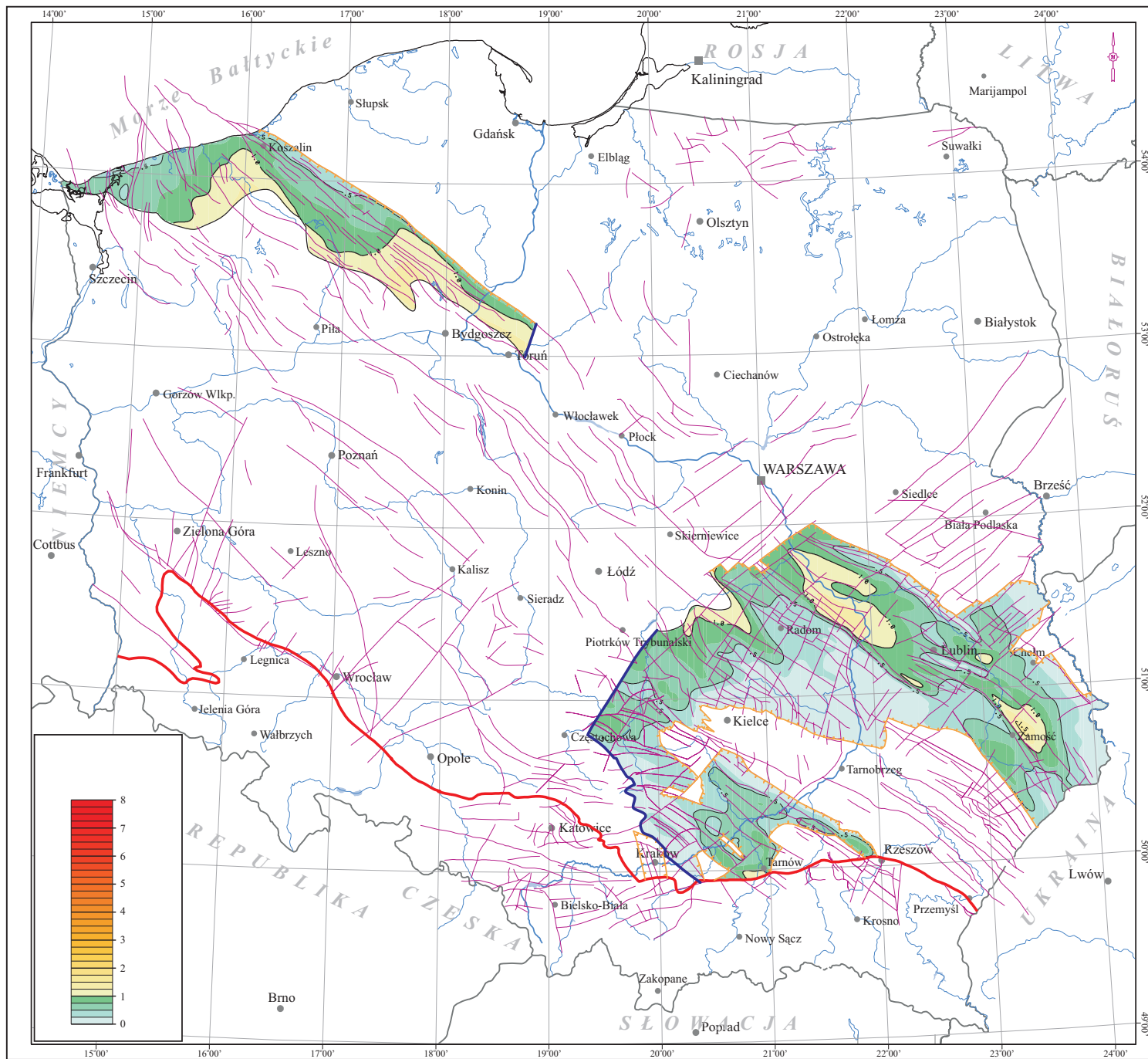
Encl. 9.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Devonian aquifer in the Polish Lowlands

The area of Devonian aquifer for which the power factor value is $F > 1$ at load factor value LF=1 covers 7,304.21 km².

Perspective areas of the aquifer where geothermal resources can be commercially utilized for heat supply are small and occur in the northern part of the Lublin Trough (areas of Dęblin-Ryki-Puławy, Opoczno-Drzewica and east of Zamość).

In the Pomerania region the power factor values $F > 1$ occur in the vicinity of Białogard and north of Bydgoszcz (Człuchów area).

In the remaining area of Devonian aquifer the low power factor values indicate relatively low geothermal potential of Devonian aquifer.



Zal. 9.12








**MAPA WSPÓLCZYNNIKA MOCY PRZY
WSPÓLCZYNNIKU OBCIĄŻENIA
LF=1.0 UTWORÓW DEWONU
NA NIŻU POLSKIM**

Encl. 9.12

**MAP OF POWER FACTOR AT LOAD
FACTOR LF=1.0
OF DEVONIAN AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS**

Legenda:

Legend:

-  - *Izolnie współczynnika mocy*
- Isolines of power factory
-  - *Linie zasięgu utworów dewonu*
- Extent of Devonian formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Granica obszaru obliczeniowego*
- Extent of calculations area
-  - *Granica zalegania stropu utworów dewonu poniżej 4500 m ppm*
- Extent of Devonian top surface below 4500 m bsl
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- Southern boundary of the Polish Lowlands

0 50 100 km

Zał. 9.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów dewonu na Niżu Polskim

Powierzchnia zbiornika dewońskiego, odpowiadająca występowaniu zasobów dyspozycyjnych ograniczona jest linią gdzie współczynnik mocy, przy $LF=1$, osiąga wartość równą 1.

Dyspozycyjne zasoby zajmują powierzchnię $7\,304.21\text{ km}^2$, co stanowi 15.08% powierzchni kalkulacji zasobów dewońskiego zbiornika wód geotermalnych na Niżu Polskim.

Całkowite zasoby dyspozycyjne zbiornika wynoszą $3.74 \cdot 10^{17}\text{ J/rok}$, co odpowiada $8.94 \cdot 10^6\text{ TOE/rok}$ energii (tab. 5.4.2, rys. 5.4.1).

Zasadniczą część zasobów dyspozycyjnych dewońskiego zbiornika geotermalnego występuje w pięciu, izolowanych strefach położonych w obrębie niecki lubelskiej, wału kujawskiego oraz niecki pomorskiej.

Obszary występowania zasobów dyspozycyjnych zlokalizowane są w rejonie Dębłina-Ryk-Puław, Opoczno-Drzewicy oraz w rejonie na wschód od Zamościa. Na obszarze pomorskim perspektywiczne wydają się strefy Białogardu oraz rejon Człuchowa, gdzie stwierdzono maksymalne wartości jednostkowych zasobów dyspozycyjnych ok. 70 MJ/m^2 .

Na pozostałym analizowanym obszarze dewońskiego zbiornika wód geotermalnych nie stwierdzono występowania dyspozycyjnych zasobów geotermalnych.

Encl. 9.13 Map of unit disposable resources of Devonian aquifer in the Polish Lowlands

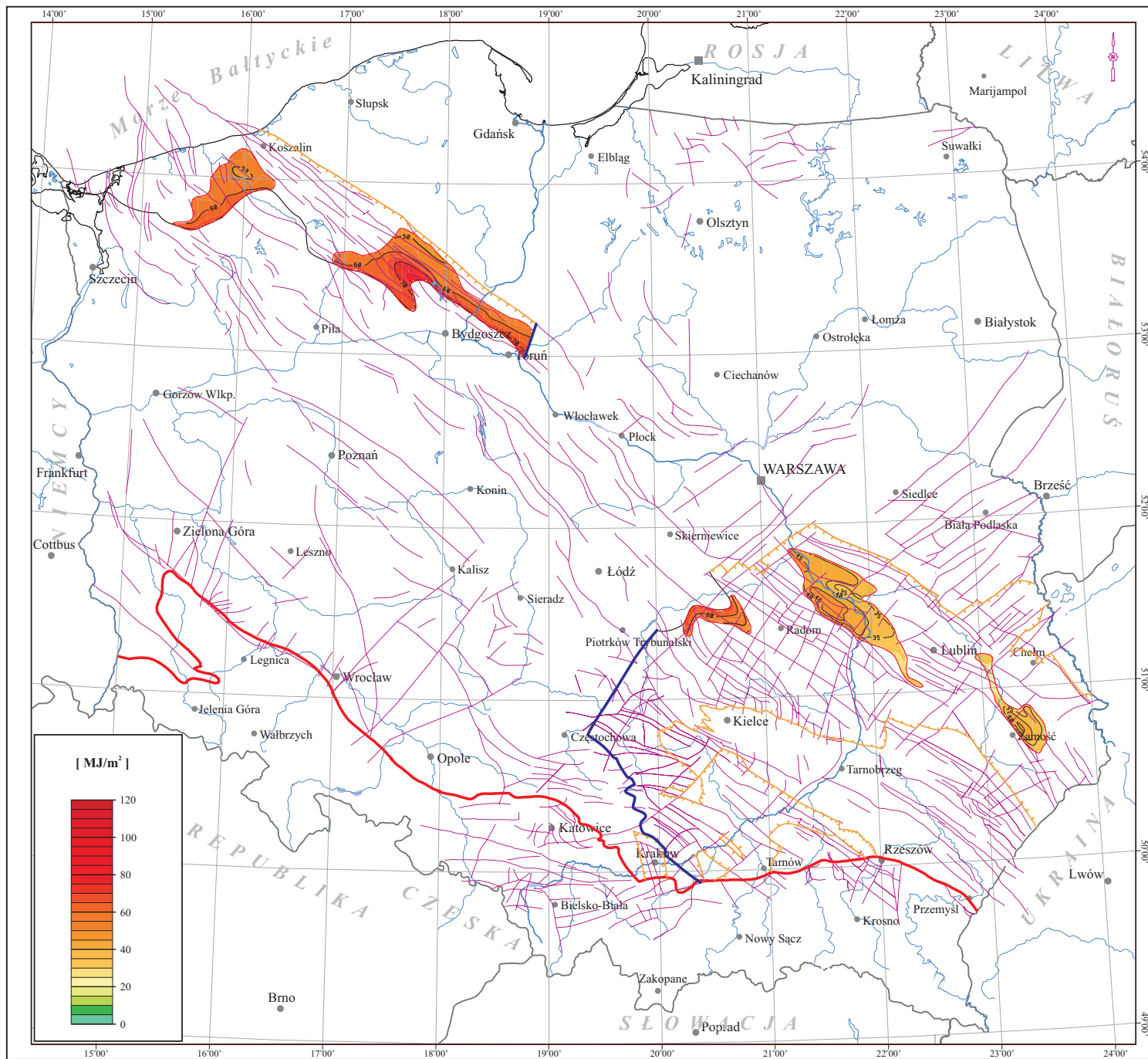
The area of Devonian aquifer where disposable geothermal resources occur is contoured by the power factor isoline $F=1$ at load factor value $LF=1$. Hence, the disposable resources cover the area of $7,304.21\text{ km}^2$, which constitutes 15.08% of the area of Devonian geothermal aquifer in the Polish Lowlands.

The total disposable resources are $3.74 \cdot 10^{17}\text{ J/year}$, which corresponds to the energy of $8.94 \cdot 10^6\text{ TOE/year}$ (tab. 5.4.2, fig. 5.4.1).

Main part of these resources is accumulated in the five, isolated zones located within the Lublin Trough, the Kujawy Uplift and the Pomerania Trough.

In the Lublin Trough the disposable resources occur in the areas of Dęblin-Ryki-Puławy, Opoczno-Drzewica and east of Zamość. In the Pomerania Trough perspective are areas of Białogard and Człuchów where maximum values of unit disposable resources were calculated (about 70 MJ/m^2). In the other zones the unit disposable resources fall into the range of about 30 to 50 MJ/m^2 .

In the remaining areas occupied by the Devonian aquifer the disposable geothermal resources do not occur.



Zal. 9.13

MAPA JEDNOSTKOWYCH ZASOBÓW
DYSPOZYCYJNYCH UTWORÓW
DEWONU NA NIŻU POLSKIM







Encl. 9.13

MAP OF UNIT DISPOSABLE
RESOURCES OF DEVONIAN AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS

[MJ/m²]

Legenda:

Legend:

-  - *Izoliny energii jednostkowej [MJ/m²]*
- *Isolines of unit energy [MJ/m²]*
-  - *Linie zasięgu utworów dewonu*
- *Extent of Devonian formation*
-  - *Uskok*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Współczynnik obciążenia LF=1,0*
- *Load factor LF=1,0*
-  - *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*
-  - *Granica zalegania stropu utworów dewonu poniżej 4500 m ppm*
- *Extent of Devonian top surface below 4500 m bsl*
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- *Southern boundary of the Polish Lowlands*

0 50 100 km

Zał. 9.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach dewonu na Niżu Polskim

Na znacznych obszarach w rejonie lubelskim moc cieplna hipotetycznego dubletu geotermalnego nie przekracza 1 MW.

Rozkład mocy cieplnej wskazuje, że powyżej 2.5 MW energii może być teoretycznie uzyskane z instalacji geotermalnych zlokalizowanych jedynie w północnej części niecki lubelskiej oraz w niewielkiej strefie na wschód od Zamościa i w rejonie Opoczna.

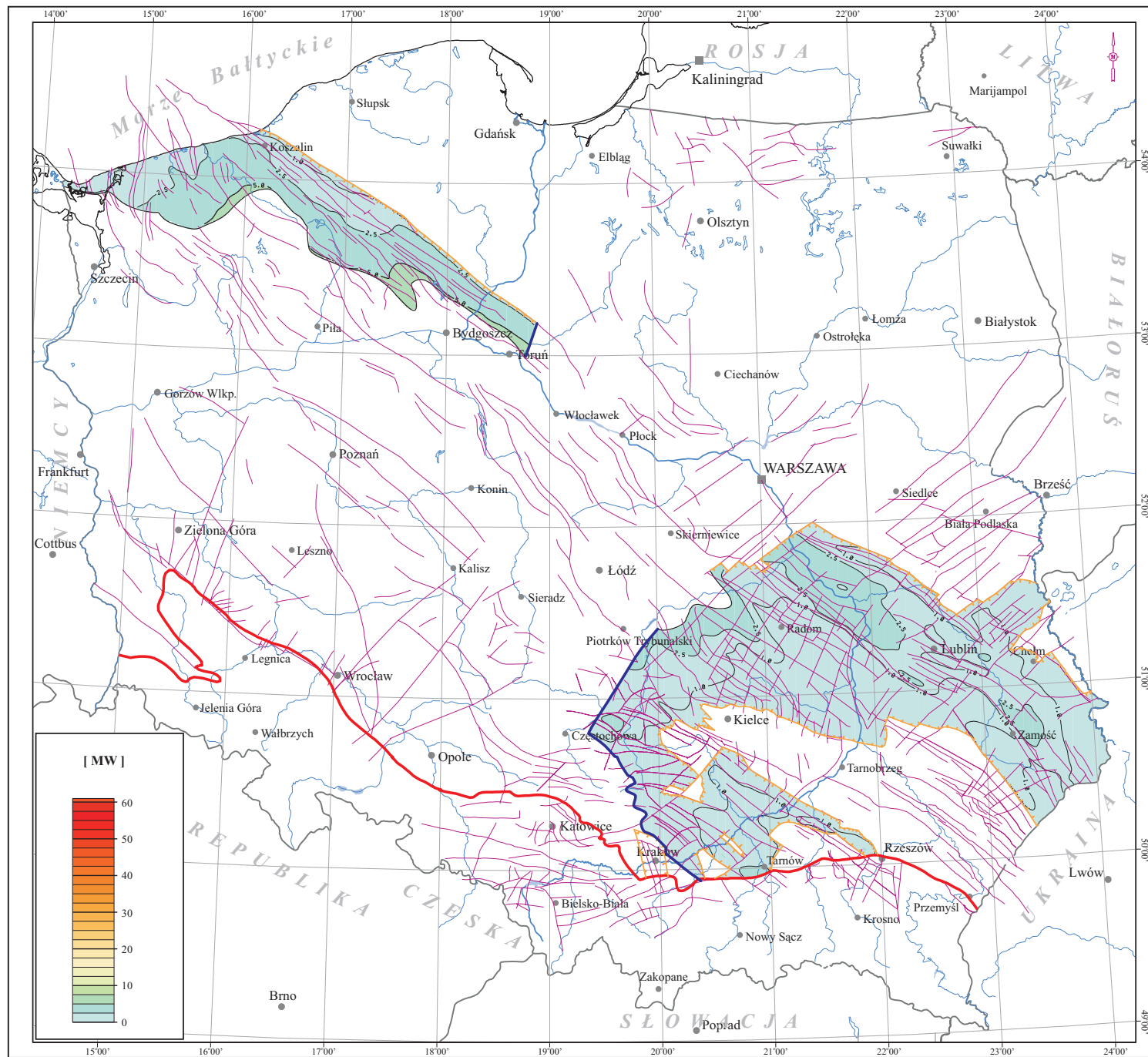
Na przeważającym obszarze występowania wodonośnych utworów dewonu w rejonie pomorskim, wartości mocy cieplnej przekraczają 2.5 MW, a w wąskiej strefie rozciągającej się wzdłuż południowego zasięgu obszaru badań przekraczają 5 MW.

Encl. 9.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Devonian reservoirs of the Polish Lowlands

In the vast areas of the Lublin region the thermal power of hypothetical geothermal dublet does not exceed 1 MW.

Distribution of thermal power indicates that values over 2.5 MW can be theoretically obtained from installations located in the northern part of the Lublin Trough, in a small zone east of Zamość and in the vicinity of Opoczno.

In the most part of the Pomerania region the thermal power values are below 2.5 MW except for a narrow zone along the southern periphery where these values exceed 5 MW.



Zal. 9.14

MAPA MOCY CIEPLNEJ INSTALACJI
GEOTERMALNYCH
PROJEKTOWANYCH W UTWORACH
DEWONU NA NIŻU POLSKIM








Encl. 9.14

MAP OF THERMAL POWER
OF GEOTHERMAL INSTALLATIONS
DESIGNED IN DEVONIAN
RESERVOIRS
OF THE POLISH LOWLANDS

[MW]

Legenda:

Legend:

-  - *Izolinie mocy cieplnej dubletu [MW]*
- *Iso-lines of thermal power of a doublet [MW]*
-  - *Linie zasięgu utworów dewonu*
- *Extent of Devonian formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*
-  - *Granica zalegania stropu utworów dewonu poniżej 4500 m ppm*
- *Extent of Devonian top surface below 4500 m bsl*
-  - *Południowa granica Niżu Polskiego*
- *Southern boundary of the Polish Lowlands*



10 Zbiornik hydrogeotermalny kambru

Piaszczysto-mułowcowo-ilaste utwory kambru o miąższości rosnącej od zera do ponad 800 m (maksymalna miąższość 942 m stwierdzona w otworze Łopiennik IG-1 na SE od Lublina) pokrywają krawędź polskiej części starej prekambryjskiej platformy wschodnio-europejskiej o rozciągłości NW-SE. Krawędź starej platformy poprzecinana jest szeregiem dyslokacji o przebiegu NE-SW dzielących ją na jednostki geostukturalne i pomniejszych bloki tektoniczne obniżone i wyniesione naprzemian, lecz wspólnie nachylone osiowo w kierunku SW (Zał. 10.2). Idąc z NW na SE wyróżniamy tu kolejne obniżenia i wyniesienia: syneklizę perybałtycką, wyniesienie mazursko-suwałskie, obniżenie podlaskie oraz podlasko-lubelskie wyniesienie zrębowe (łukowsko-hrubieszowskie).

Synekliza perybałtycka na terytorium Polski stanowi południowo-zachodnią część olbrzymiej depresji (pow. 190 tys. km²) jaką jest synekliza bałtycka leżąca w połowie pod dnem Bałtyku i obejmująca lądowe obszary krajów nadbałtyckich.

Utwory kambru o miąższości odpowiednio od 30 - 40 m do 70 - 80 m pogrążają się tutaj ku W i NW od ok. -500 m w rejonie Suwałk do ok. -3000 m w pasie (NNW-SSE) Elbląg - Iława - Działdowo, a następnie ku SW do -4000 m na linii (NW-SE) Słupsk - Bytów - Kościerzyna - Kwidzyn n. Wisłą, gdzie miąższość kambru rośnie do 100 -140 m, aż wreszcie do ok. -5000 ÷ -5500 m wzdłuż krawędzi niecki pomorskiej w pasie Koszalin - Miastko - Chojnice - Tuchola - Świecie n. Wisłą, gdzie miąższość kambru sięga zapewne 150 - 200 m (Zał. 10.3).

Zasadniczym kompleksem zbiornikowym syneklizy bałtyckiej są piaskowce poziomu Paradoxides paradoxissimus kambru środkowego (Lendzion, 1983), wydzielone w państwach nadbałtyckich jako seria dejmenaska lub dejmeńska (dawn. Tiskrieska, później iżorska). Są to jasnoszare, droбно- i średnioziarniste, pierwotnie dobrze wysortowane, czyste piaskowce kwarcowe w regresywnych warunkach przybrzeżno-szelfowych o pierwotnie bardzo dobrych własnościach zbiornikowych. Korzystne własności zbiornikowe tych piaskowców limitowane są jednak głębokością pogrążenia do 2000 - 2500 m i temperaturą wgłębną nie przekraczającą 80°C, ponieważ na większych głębokościach ulegają kwarcytyzacji (sylikacji) i zatracając swoje porowo-międzyziarnowe własności filtracyjne stają się szczelinową skałą zbiornikową (Strzeltski, 1979; Sikorska, Paczeńska, 1997). Piaskowce te osiągające w polskiej syneklizie środkowo-zachodniej miąższość 90 - 130 m stanowią zarazem zasadniczy kambryjski zbiornik wodonośny na całym przykrawędziowym obszarze platformy wschodnio-europejskiej. Piaskowce środkowokambryjskie wypełnione są solankami o dość stabilnej mineralizacji 200 - 243 g/dm³ i tylko w brzeźnych częściach basenu na granicy z wyniesieniami erozyjno-tektonicznymi (np. wyniesienie mazursko-suwałskie) stanowiącymi strefę alimentacji wód infiltracyjnych, zasolenie wód kambryjskich znacznie spada. Solanki kambryjskie cechują się zarazem wysokim stopniem przeobrażeń chemicznych (wyrażonym niskim stosunkiem r Na/Cl poniżej 0.50 i Cl/Br poniżej 30), a także silnym nasyceniem gazem ziemnym (Bojarski, 1996).

Wzdłuż zachodniej krawędzi wyniesienia mazursko-suwałskiego utwory kambru zapadają stromo ku SW w podłoże niecki warszawskiej od głębokości ok. 2500 m w rejonie Ciechanowa do 5000 - 5500 m na linii Wisły (Płock - Toruń) i 6500 - 7000 m na zachód od niej (Zał. 10.2). Jednocześnie, całkowita miąższość kambru wzrasta ku SW od 200 m, prawdopodobnie do ponad 500 m (Zał. 10.3).

Wyniesienie mazursko-suwałskie przechodzi ku SW w obniżenie podlaskie (brzesko-podlaskie) o powierzchni ok. 19 tys. km² (w Polsce). W związku z tym strop kambru obniża się ku SW od ok. -250 m (na S od Białegostoku) do -1800 m (Siedlce) i -3750 m (Warszawa)

z jednoczesnym wzrostem całkowitej miąższości kambru odpowiednio od ok. 50 - 200 m do 420 - 480 m (Warszawa - Siedlce). Ku południowi w stronę niecki lubelskiej miąższość kambru rośnie od 500 m do 800 m (Zał. 10.3). W południowej części niecki warszawskiej utwory kambru zapadają na zachód, a ich strop zalega prawdopodobnie na głębokości 2500 - 5000 m (Zał. 10.2).

Niższymi poziomami wodonośnymi w obniżeniu podlaskim i na podlasko-lubelskiej krawędzi platformy mogą być górnowendyjskie piaskowce formacji lubelskiej o miąższości 60 - 160 m, a także piaskowce włodawskie, zawiszyńskie i radzyńskie kambru dolnego (Lendzion, 1972, 1983). Natomiast górny poziom wodonośny stanowią drobnoziarniste piaskowce formacji kostrzyńskiej kambru środkowego o miąższości do 200 m, charakteryzujące się dobrymi własnościami zbiornikowymi; m.in. uzyskano z nich przypiływy solanek w otworze Okuniew IG-1 i Żebrak IG-1 na pograniczu z niecką warszawską (Stolarczyk i in., 1997).

Dalej ku SE rozciąga się podlasko-lubelskie wyniesienie zrębowe (=wyniesienie łukowsko-hrubieszowskie) o powierzchni 10.5 tys. km². Utwory kambru o miąższości rosnącej do 200 - 400 m na skrzydłach wyniesienia łukowskiego zapadają zarówno ku N do głębokości -1500 m w stronę obniżenia podlaskiego, jak i przede wszystkim stromo ku SW do głębokości -2000 m w obniżeniu parczewskim i ok. -4500 m na krawędzi rowu lubelskiego, stąd wzdłuż Kocka (o przebiegu NW-SE) zrzucone są na dno rowu lubelskiego prawdopodobnie do głębokości 6000 - 6500 m (Zał. 10.2).

W obniżeniu włodawskim zawartym między uskokiem Hanny na północy a uskokiem Święcicy na południu występują utwory kambru o miąższości od 200 m do 400 - 500 m (Zał. 10.3) z powierzchnią stropową zapadającą szybko ku SW od ok. -400 m do ok. -3000 m na krawędzi rowu lubelskiego (Zał. 10.2).

Utwory kambru o miąższości rosnącej od 200 - 400 m w partii wierzchołkowej do 500 m na skrzydłach wyniesienia chełmskiego (Zał. 10.3) zapadają stromo ku SSW od -500 m do -3000 m na krawędzi południowej (zamojskiej) części rowu lubelskiego (Zał. 10.2).

W obniżeniu terebińskim na SE krańcu pasa zrębowego tj. na S od Hrubieszowa na odcinku pomiędzy uskokiem włodzimierskim a granicą ukraińską (Nowowołyńsk) utwory kambru o miąższości 400 - 500 m (Zał. 10.3) pogrążone są ku SW do głębokości od -1500 m do -4000 m (Zał. 10.2).

Najniższy potencjalnie zbiornikowy kompleks wodonośny na obszarze podlasko-lubelskim stanowią piaskowce formacji lubelskiej górnego wendy (Lendzion, 1983), których miąższość rośnie od 60 m do ponad 100 m ku E i do 160 m ku S (Stolarczyk i in., 1997). Na skłonie wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego są to drobno- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe o miąższości ok. 20 m wykazujące własności zbiornikowe (porowatość 0.7 - 11%, przepuszczalność 20 mD) pogarszające się jednak szybko w miarę zapadania ku W (porowatość spada poniżej 10%, przepuszczalność poniżej 1 mD). Piaskowce lubelskie uszczelnione są serią przewarstwień piaszczysto-mułowcowo-ilastych o miąższości ok. 80 m.

Na obszarze podlasko-lubelskim w najniższej części kambru dolnego występują też różnoziarniste piaskowce włodawskie o miąższości do 30 m, z których uzyskano znaczne przypiływy solanki z gazem w otworze Parczew IG-1 (tzw. piaskowce z Wyszkowa o przepuszczalności 6.9 mD na głębokości 2150 - 2185 m).

Wyżej występują piaskowce zawiszyńskie o miąższości do 50 m (obniżenie podlaskie), z których na pograniczu obrzeżenia podlaskiego i niecki warszawskiej w otworze Thuszcz IG-1 uzyskano samowypływ zgazowanej solanki o mineralizacji 188 g/dm³ zawierającej brom (Br=1280 g/dm³) i jod (J=3 g/dm³). Według W.Górecki i W.Strzeltski (1984) do tego sa-

mego poziomu należy wydzielony i skorelowany przez M.Łącką (1978) kompleks piaskowców zbiornikowych B3 występujący wzdłuż wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego. Są to drobno- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe o miąższości 60 - 130 m (porowatość 1.5 - 22%, przepuszczalność do 200 mD) przykryte i uszczelnione serią mułowcowo-iłastą o miąższości ok. 100 m. Uzyskano z nich przypyły solanki i objawy węglowodorów na zachodnim skłonie wyniesienia łukowskiego (otw. Siedliska), a także w obniżeniu włodawskim (otw. Krowie Bagno) i na skłonie wyniesienia kumowskiego (otw. Niwa 1 - przypyły solanki z gazem helowym na głębokości 1400 m).

Najwyższy poziom zbiornikowy kambru na obszarze podlasko-lubelskim tworzą piaskowce kambru środkowego o miąższości dochodzącej do 250 m w obniżeniu podlaskim (otw. Okuniew IG-1) i rosnącej ku SW w dół lubelskiego skłonu starej platformy od 120 - 140 m do ok. 250 - 300 m (otw. Łopiennik IG-1).

Własności zbiornikowe piaskowców kambryjskich

Piaskowce kambryjskie wykazują porowatość w granicach 0 - 28% (śr. 10%). W płytszych, krawędziowych partiach basenu przy małym udziale spoiwa porowatość ich wynosi najczęściej 10 - 18%, zaś w głębszych strefach przy zwiększonym udziale spoiwa wynosi ona 0 - 4%. Przepuszczalność piaskowców kambru (głównie kambru środkowego) waha się w szerokim zakresie 0 - 2860 mD (śr. 240 mD) przy czym stosunkowo najkorzystniejsza jest w syneklizie wschodniej 40 - 400 mD (Plewa, 1994).

W zewnętrznej syneklizie wschodniej piaskowce kambru środkowego zalegające na niewielkich głębokościach do -1500 m (Zał. 10.2) odznaczają się względnie najwyższą porowatością rzędu 9 - 32%. Porowatości ustalone na podstawie krzywych geofizyki wiertniczej (Drwiega, Jastrzab, 1972) okazały się najwyższe (ponad 15%) wzdłuż krawędzi wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz ponad wyniesieniami osiowymi w środkowej części syneklizy wschodniej (10 - 15% porowatości). Zasadniczy spadek porowatości (do 2.50 - 2.75%) obserwuje się wraz z pograżaniem stropu kambru ku W i NW od około -1800 m do -2600 m w pasie (SE-NW) Olsztyn - Dobre Miasto - Orneta - Żelazna Góra k.Braniewa (Zał. 10.2).

Ku zachodowi, wraz z pograżaniem, następuje też szybki spadek przepuszczalności od 1000 mD (1Darcy) na wschodzie do 100 - 300 mD w rejonie Lidzbarka Warmińskiego i zaledwie kilku mD w rejonie Dobrego Miasta (na N od Olsztyna).

Średnia porowatość piaskowców powyżej 10% utrzymuje się na wschód od południków Dobrego Miasta - Ornety tj. do głębokości ok. -1800 - -2000 m. Według F. Stolarczyk i in. (2004) w zewnętrznej syneklizie wschodniej porowatości średnie rosną ku południowi (w stronę krawędzi wyniesienia mazursko-suwalskiego) od 10% do ponad 20%.

Według W. Strzetelski (1979) porowatość piaskowców środkowokambryjskich w syneklizie wschodniej (282 pomiary) wnosi najczęściej 11 - 27% (co odpowiada przepuszczalności 27 - 845 mD), przy czym na ogół porowatość ta pozostaje w zakresie 1 - 5% w piaskowcach dotkniętych cementacją diagenetyczną, zaś w piaskowcach „czystych” o zachowanej porowatości pierwotnej waha się przeważnie w granicach 10 - 12% (śr. 9.2%).

W stropie utworów kambru obserwuje się często drastyczną redukcję porowatości wynikającą na ogół z obecności płytkiego spoiwa węglanowego.

Wraz z pogłębieniem stropu kambru ku zachodowi następuje ogólny spadek porowatości po przekroczeniu granicy głębokości 2000 - 2200 m, np. od 14 - 19% porowatości w rejonie Kętrzyn - Bartoszyce (głęb. 1300 - 1500 m) do 2 - 7% w otworach Olsztyn IG-2 - Pasiek IG-1

na głębokości rzędu 2000 - 2800 m (Depowski, 1968). Zauważono jednak również, że własności zbiornikowe piaskowców kambru środkowego polepszają się ponad paleowyniesieniami i antyklinami. Stąd też nawet w obszarze większych pograżeń, równoleżnikowe strefy średniej porowatości podwyższonej do ponad 5% mogą sięgać dość daleko na zachód, np. po Braniewo k.Fromborka (por. ponad 5%), w pasie Lidzbark Warmiński - Pasiek - Elbląg (por. ponad 5%), a także po Tczew - Głodowo k.Kościerzyny (por. ponad 2%) oraz w pasie Ostróda - Hawa - Łasin na W od Grudziądza (por. ponad 2 - 5%; Stolarczyk i in., 2004).

Od dawna wskazywano (Motyl-Rakowska, 1974) na wyraźny spadek średnich parametrów zbiornikowych piaskowców kambryjskich wraz z głębokością: 1500 m - porowatość od 22% i przepuszczalność 1300 mD; 1700 m - przepuszczalność 850 mD; 2000 m - porowatość od 15% i przepuszczalność 450 mD; 2250 m - porowatość 5.7% i przepuszczalność 160 mD; 2500 m - porowatość 5.7% i przepuszczalność 30 mD; 2750 m - porowatość 1.6% i przepuszczalność 2 mD.

Jak wynika z mapy średniej porowatości piaskowców kambru środkowego (Stolarczyk i in., 2004) w brzeżnej strefie platformy wschodnio-europejskiej granica porowatości rzędu 1 - 2% przebiega wzdłuż krawędzi wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego i w poprzek obniżenia podlaskiego z SE na NW w pasie Chełm Lubelski - Kock - Warszawa i dalej na NW poza krawędzią wyniesienia mazursko-suwalskiego, ukośnie poprzez obniżenie gdańskie na linii Działdowo - Hawa - Prabuty - Malbork - Kościerzyna - Gdańsk. Zatem piaskowce kambryjskie pograżone do dużych głębokości i leżące na zachód od w/w granicy w podłożu zachodniej syneklizy perybałtyckiej i nieek brzeżnych należy uznać za nieprzepuszczalne.

W obniżeniu podlaskim zaznacza się stopniowy wzrost porowatości piaskowców kambryjskich ku ENE tj. w kierunku wzniosu osi obniżenia od 2 - 10% na E od Warszawy w strefie (SE-NW) Łuków - Siedlce - Węgrów - Wyszów do 20% wzdłuż linii Bugu w strefie Siemiatycze - Sokołów Podlaski - Ostrów Mazowiecki i powyżej 20% porowatości w pozostałej wschodniej części obniżenia podlaskiego aż do granicy z Białorusią.

Na obszarze lubelskiego wyniesienia zrębowego utwory kambru środkowego wykazują porowatość średnią w zakresie 5 - 20% jedynie w wąskim nadbużańskim pasie nadgranicznym od Sławatycz - Parczewa na NW poprzez Włodawę - Chełm Lubelski do Białopola - Hrubieszowa na SE przy granicy ukraińskiej.

Warunki hydrodynamiczne zbiornika kambryjskiego

Synekliza perybałtycka na obszarze Litwy i znacznej części Łotwy aż po Estonię należy do bałtyckiego basenu artyzjskiego. Południowe obrzeżenie tarczy fennoskandynawskiej oraz krawędzi wyniesienia mazursko-białoruskiego zaliczane są do stref odnawialnych zasobów wód. Powierzchnia piezometryczna podnosi się od 1.5 - 5.5 m npm. wzdłuż północnej (estońskiej) krawędzi syneklizy bałtyckiej od 150 - 170 m wzdłuż litewskiego, południowo-wschodniego skrzydła basenu (Sliupa et al., 2000). Pozioma przewodność hydrauliczna piaskowców kambryjskich Estonii różnie od 1 - 3 m²/d do 80 - 130 m²/d w środkowej i południowo-wschodniej części tego kraju.

W polskiej części starej prekambryjskiej platformy wschodnio-europejskiej wodonośne piaskowce kambru środkowego są przykryte i uszczelnione węglanowo-iłastymi utworami ordowiku oraz grubym nadkładem nieprzepuszczalnych iłowców i łupków ilastych syluru o miąższości rosnącej ku W do 3000 m (rej. Słupska). Dlatego też basen kambryjski należy uznać za półzamknięty. Jest on otwarty po stronie wschodniej wokół erozyjnego półkna hydrodynamicznego

jakim jest wyniesienie mazursko-suwalskie z otaczającymi go paleowychodniami kambru dolnego i środkowego oraz w strefie erozyjnego ścicia utworów kambru na obszarze Radzyń Podlaski - Biała Podlaska - (Brześć n. Bugiem) - Sławatycze na wyniesieniu łukowskim na południowym wschodzie. Izoryntny gradientów ciśnienia złożowego w poziomie wodonośnym kambru (Bojarski, 1996) przebiegają południkowo (synekliza wschodnia) lub NW-SE (obszar podlasko-lubelski) zgodnie z rozciągłością krawędzi starej platformy nachylonej ku SW. Gradienty ciśnienia zmniejszają się więc stopniowo ku E i NE od 0.10 na południu Olsztyna (Dobre Miasto - Dębowiec Warmiński) u wejścia do wschodniej syneklizy perybałtyckiej do 0.15 na południu Gołdapi (synekliza wschodnia) oraz na linii (SE-NW) Łuków - Żebrak - Wyszaków u wylotu obniżenia podlaskiego i dalej na SE na linii otw. Krowie Bagno 1 - Busówno - Chełm Lubelski wzdłuż obniżenia włodawskiego i wyniesienia chełmskiego.

Niewielki spadek gradientów ciśnienia od 1.05 na granicy niecki warszawskiej do 1.0 w głębszej części obniżenia podlaskiego wskazuje, iż solanki o mineralizacji ok. 240 g/dm³ mogą powodować minimalne zasolenie wód zachodniej części obniżenia podlaskiego do granicy równowagi ciśnienia, przy której gradient ciśnienia spada do 0.97.

Jednakże we wschodniej części obniżenia podlaskiego (Wysokie Maz. - Bielsk Podlaski - Siemiatycze), gdzie w piaskowcach kambryjskich (połączonych niekiedy z utworami ordowiku na sklonie obszaru alimentacyjnego) występują wody zwykłe o mineralizacji 0.12 - 1.0 g/dm³ zaznacza się mimo wszystko wzrost gradientów ciśnienia do 1.01. Świadczy to o przewadze filtracji nad ascencją (podnoszeniem się) wód w tej części basenu otoczonej z trzech stron obszarami alimentacji. Wyłącznie z jednej strony, tj. od strony niecki warszawskiej możliwy jest ascenzyjny dopływ silnie stężonych solanek. Jednak najmniejsza odległość solanek o mineralizacji 200 g/l od granicy wód zwykłych wynosi 60 km, co przy słabej przepuszczalności praktycznie wyklucza tego rodzaju przepływ (Bojarski, 1996).

Warunki hydrochemiczne zbiornika kambryjskiego

Przy opracowywaniu mapy hydrochemicznej syneklizy perybałtyckiej w ramach międzynarodowej współpracy geologicznej (1995 - 98) państw nadbałtyckich i Polski (Andriuszczenko et al., 1999) przyjęto klasyfikację wód według L.Bojarskiego (1976) opartą o podstawowe tezy podziału wód wg W.A.Sulina (1946). Podstawą tej klasyfikacji jest uwzględnienie stopnia zaawansowania wymiany jonowej solanek typu chlorkowo-wapniowego wyrażonej stosunkiem $r_{Na/Cl}$, $r_{Cl/Br}$ oraz $r_{SO_4/100/Cl}$. W warunkach pełnego odizolowania wodonośnych poziomów zbiornikowych od strefy wymiany wód, wartości w/w wskaźników zmieniają się w następujący sposób: $r_{Na/Cl}$ poniżej 0.75; $r_{Cl/Br}$ poniżej 300 oraz $r_{SO_4/100/Cl}$ poniżej 1. Postępujący metamorfizm wód polegający na ukierunkowaniu procesu przemian chemicznych w warunkach coraz większego odizolowania poziomów wodonośnych wyraża się wzrostem zawartości jonu Ca^{+2} przy jednoczesnym spadku zawartości jonu Na^{+} .

Strefa wysoko zmineralizowanych wód typu Cl-Ca V o współczynniku $r_{Na/Cl}$ poniżej 0.50 i zasoleniu ponad 150 - 200 g/dm³ występuje w osi obniżenia gdańsko-kurońskiego obejmując wybrzeże litewsko-kaliningradzkie między Kłajpedą a Kaliningradem (dawn. Królewcem) z Zalewem Kurońskim i północną częścią Zalewu Wiślanego wraz z całym przyległym obszarem południowego Bałtyku, a więc z podmorskimi blokami tektonicznymi: kurońskim (D), Gdańską (C), Leby (D) i częściowo z blokiem Słupska (C) aż do lądowej części zachodniej syneklizy perybałtyckiej na obszarze Prabuty - Kościerzyna - Słupsk - Żarnowiec. Wody te charakteryzują się wysoką zawartością bromu (Br do 1179 - 1652 mg/l) i jodu (J do 4 - 20

mg/dm³) oraz wysokim zasoleniem, które w przybrzeżnej strefie wzdłuż osi obniżenia (Zalew Wiślan - Zalew Kuroński) oraz na N i NW od Zatoki Gdańskiej wraz z blokiem Leba (B), a także na zachód od linii Elbląg - Hel - Puck - Leba przekracza 200 g/dm³ (Andriuszczenko et al., 1999). Należy przy tym podkreślić, że kambryjskie wodonośne piaskowce zbiornikowe w lądowej i podmorskiej części środkowej i zachodniej syneklizy bałtyckiej są bardzo dobrze izolowane. Są bowiem przykryte ilastą warstwą kambru górnego oraz grubą, przekraczającą miejscami nawet 3000 m miąższości, serią ilasto-mułowcową osadów syluru.

Stąd też w polskiej syneklizie bałtyckiej, przechodząc z E na W do coraz głębszych partii basenu obserwuje się stopniowy wzrost metamorfizmu i zasolenia wód kambryjskich. Na skrajnie wschodnim, najpłytszym odcinku syneklizy tj. na północ od Suwałk (kambr na głębokości ok. 1000 m) występują solanki bardzo słabo zmetamorfizowane ($r_{Na/Cl}$ powyżej 0.75) o niewielkiej zawartości bromu (234 mg/dm³). Uszczelniająca pokrywa ilowców sylurskich jest tu silnie zredukowana. Nieco dalej na zachód w rejonie Gołdapi, gdzie utwory kambru występują na większej głębokości ok. 1500 m pod przykryciem nieprzepuszczalnych utworów ordowiku i syluru pogrubionych do 350 m, mineralizacja wód kambryjskich rośnie do 120 g/dm³ (Bojarski, 1996).

Jeszcze dalej na zachód, w rejonie Bartoszyce, gdzie utwory kambru pogrążone są o dalsze 400 m, wzrasta metamorfizm wód ($r_{Na/Cl}=0.8$) oraz ich zasolenie (do 172 g/dm³). Wciąż dalej ku zachodowi, w rejonie Elbląga, w miarę pogrążania utworów kambru do głębokości 2500 - 3000 m pod pokrywą uszczelniającą o miąższości rosnącej do ok. 1000 m następuje wzrost mineralizacji solanek do ok. 200 g/dm³ oraz wzrost stopnia metamorfizmu wód nieomal do poziomu wód typu Cl-Ca V wyrażającego się spadkiem współczynnika $r_{Na/Cl}$ do 0.58. Obserwuje się tu również stosunkowo najwyższą zawartość jodu w solankach kambryjskich (do ok. 20 mg/dm³). Największą mineralizację solanek (238 g/dm³) przy wysokim stopniu metamorfizmu wód ($r_{Na/Cl}=0.49$) stwierdzono w rejonie Prabut na skrzydle obniżenia gdańskiego pogrążonym do głębokości ok. 3500 m (Bojarski, 1996).

W strefie złoża ropy Żarnowiec, gdzie piaskowce zbiornikowe kambru środkowego wyniesione są do głębokości 2600 - 2800 m wody złożowe charakteryzują się wysokim stopniem metamorfizmu ($r_{Na/Cl} = 0.54 - 0.47$), wysokim zasoleniem rzędu 200 g/dm³ oraz wysoką zawartością bromu (ok. 1500 mg/dm³) i jodu (9 mg/dm³).

Strefy ropno-gazowe cechują się wysoką zawartością tzw. pierwiastków biofilnych w wodach tj. jodu, a zwłaszcza bromu, którego najwyższą koncentrację stwierdzono w otworach podmorskich usytuowanych w rejonie Zatoki Gdańskiej (Br=1500 - 1650 mg/dm³ przy wartości współczynnika genetycznego Cl/Br rzędu 100). Tak więc wysoka mineralizacja solanek (zasolenie 150 - 200 g/dm³ i więcej) oraz wysoki stopień ich metamorfizmu ($r_{Na/Cl}$ poniżej 0.50), a także wysoka zawartość pierwiastków biofilnych przy wartości współczynnika genetycznego Cl/Br=100 świadczy o dobrych warunkach uszczelnienia horyzontów zbiornikowych i zachowania (przetworzenia) złóż ropy i gazu (Andriuszczenko et al., 1999).

Strefa wysoko zmetamorfizowanych wód ($r_{Na/Cl}$ poniżej 0.50) i zasoleniu ponad 200 g/dm³ przedłuża się w kierunku SE od zachodniej i środkowej części syneklizy perybałtyckiej kontynuując się w podłożu niecki warszawskiej (Toruń - Płock - Warszawa) aż po północną nieckę lubelską do Lublina (Zał. 10.5). Stwierdzono tu mineralizację wód kambryjskich rzędu 240 g/dm³ oraz wysoką zawartość bromu (Br) do 2380 mg/dm³ (otw. Okuniew IG-1) oraz jodu do 6 mg/dm³ (otw. Żebrak IG-1) (Bojarski, 1996).

W północno-zachodnim (Gołdap - Kętrzyn - Olsztyn - Pasłęk - Ostróda) i południowym (Tłuszcz - Łochów - Wrotnów) otoczeniu wyniesienia mazursko-suwalskiego z przedłużeniem

ku SE (Łochów - Węgrów - Żebrak - Łuków - Radzyń Podlaski - Parczew - Włodawa) na pograniczu niecki warszawsko-lubelskiej i obniżenia podlaskiego oraz wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego rozciąga się strefa wód zmetamorfizowanych o nieco mniejszej mineralizacji, rzędu 100 - 200 g/dm³ (Zał. 10.5). Na północ od wyniesienia mazursko-suwańskiego stwierdzono tu podwyższoną zawartość bromu (do 122 - 2560 mg/dm³) i jodu (do 1 mg/dm³), zaś na południe w strefie obniżenia podlaskiego do 344 - 870 mg/dm³ Br oraz 3 - 6 mg/dm³ J, a wzdłuż wyniesienia łukowskiego do 530 - 1270 mg/dm³ Br (Bojarski, 1996).

Dalej ku wschodowi w obniżeniu podlaskim, w miarę spływania powierzchni stropu kambru od -2000 m do -1300 m (Zał. 10.2) występuje dalszy spadek stopnia metamorfizmu i mineralizacji wód. W pasie (N-S) Sokołów Podlaski - Siedlce - Międzyrzecz Podlaski występują już w zasadzie wody niezmetamorfizowane ($r_{Na/Cl} = 0.71 - 1.10$) o zasoleniu 1 - 100 mg/dm³, a w pasie (N-S) Łapy - Siemiatycze - Biała Podlaska, wody zwykle o zasoleniu zaledwie 1 - 10 mg/dm³ (Zał. 10.5). Wreszcie, w skrajnie wschodniej, najpłytszej części obniżenia podlaskiego w strefie Białystok - Bielsk Podlaski - Hojnówka zbiornik kambryjski nasycony jest wodą słodką (Bojarski, 1996) o zasoleniu poniżej 1 mg/dm³, co świadczy o infiltracji wód powierzchniowych od strony siedla poleskiego na wschodzie.

Warunki geotermiczne zbiornika kambryjskiego

Oszacowano (Sliupa et al., 2000; 2001), że na obszarze łotewsko-litewskim strefa ograniczona izotermą powyżej 30°C w stropie kambru zawiera wydobywalne zasoby energii rzędu 100 000 PJ. W Lipawie i Dobele projektowano eksploatację 50 - 300 m³/h wód kambryjskich o temperaturze 38 - 40°C (na wypływie) w celu wykorzystania ich energii w ciepłowniach geotermalnych o mocy 4.5 i 8.0 MW. Badano też opłacalność balneologiczno-geotermalnego wykorzystania wód kambryjskich w Wolkowyszkach (Vilkaviškis), gdzie przy wydajności 150 m³/h solanki o mineralizacji 130 g/dm³ i temperaturze 47°C planowano uzyskać energię ciepłą o mocy 6 MW. Zwrócono też uwagę, że wyeksploatowane naftowe zachodniej Litwy, w których kambr zalega na głębokości ponad 2000 m mogą być wykorzystywane dla budowy instalacji i ciepłowni hydrogeotermalnych (Sliupa et al., 2001). Jednakże przy temperaturze złożowej przekraczającej 80°C następuje drastyczny spadek porowatości piaskowców kambryjskich (silifikacja) oraz skokowy wzrost zasolenia wód od 130 g/l do 200 g/l. Oznacza to, iż izoterma 80°C w stropie kambru ogranicza głębokościowy zakres wykorzystania termalnych wód kambryjskich.

Ze względu na oddziaływanie „kłajpedzkiej plamy ciepła”, bezpośrednio na północ od granicy Polski w rejonie warmińsko-mazurskim zaznacza się dodatnia anomalia geotermiczna o gęstości strumienia ciepłego Ziemi podwyższonej do 60 - 90 mW/m² (Karnkowski, 2003). Gradient termiczny w otworze Bartoszyce IG-1 i Gołdapi wynosi 25°C/km. Jednakże, nieco dalej ku południowi w miarę zbliżania się do wyniesienia mazursko-suwańskiego, zaznacza się silna ujemna anomalia geotermiczna (gradient geotermiczny spada poniżej 15°C/km) wyrażająca się dwu- i trzykrotnym spadkiem gęstości strumienia ciepłego w stosunku do Gołdapi. Stąd też w polskiej wschodniej syneklizie perybałtyckiej utwory kambru występujące na głębokościach od -1000 m do -2000 m pozostają w strefie temperatur 30 - 50°C (Zał. 10.4).

Dalszy przyrost temperatur ku W i SW w strefie obniżenia gdańskiego i wyniesienia Leby w zakresie od -2500 ÷ -3250 m do -4000 m głębokości wiąże się ze wzrostem temperatury do 80 - 100°C. W najbardziej pograżonej części zachodniej syneklizy perybałtyckiej i niecki warszawskiej tj. na głębokości -5000 m i więcej, na linii (NW-SE) Koszalin - Płock - Skierniewice

pojawiają się już prawdopodobnie temperatury powyżej 150°C (Zał. 10.4).

Wzdłuż zachodniego i południowego skłonu wyniesienia mazursko-suwańskiego aż po linię równoleżnikową Toruń - Sierpc - Ciechanów - Pułtusk - Wyszaków - Bielsk Podlaski gradient geotermiczny wzrasta od 15°C/km do 20°C/km. Pasma gradientu geotermicznego 15 - 20°C/km otacza od wschodu i południa obniżenie podlaskie biegnące na linii (NE-SW) Siemiatycze - Siedlce - Łuków - Żelechów po granicę z niecką lubelską w rejonie Warka - Grójec. Temperatura w stropie kambru rośnie regularnie wraz ze wzrostem głębokości w miarę osiowego pograżania obniżenia podlaskiego ku SW od 20°C na głębokości ok. -300 m na S od Białegostoku (Zał. 10.2, 10.4) do 50°C na głębokości -1000 m w rejonie Maków Maz. - Ostrów Maz. - Sokołów Podl. - Siedlce, aż do 100°C na głębokości -3000 m w pasie (NW-SE) Płońsk - Nasielsk - Wyszaków - Mińsk Maz. na krawędzi niecki warszawskiej. W podłożu niecki warszawskiej na głębokości rzędu -4000 m (Warszawa) temperatura w stropie kambru wynosi zapewne ok. 120°C (Zał. 10.4).

Uskok Grójca (NE-SW) oddzielający nieckę warszawską od lubelskiej stanowi zarazem ostrą granicę temperaturową, ponieważ utwory kambru pozostające po stronie niecki warszawskiej (rej. Skierniewice - Grójec) na głębokości 5000 - 5500 m w temperaturze 150 - 170°C zostają zrzucone ku SE do osi rowu lubelskiego prawdopodobnie do głębokości rzędu 6000 - 7000 m (rej. Lublina), tj. do strefy temperatur ok. 180 - 210°C (Zał. 10.4). Pas podwyższonego gradientu geotermicznego 15 - 20°C/km biegnie na SW od Grójca wzdłuż osi rowu lubelskiego w kierunku na Puławy - Lublin - Bychawę.

Obecny gradient geotermiczny Lubelszczyzny jest umiarkowany i wynosi 20 - 30°C/km (Majorowicz, 1978; Majorowicz i in., 1977), co powoduje, iż temperatura na tym obszarze na głębokości 2000 m zasadniczo nie przekracza 60°C. Sytuacja taka ma miejsce na wyniesieniu łukowsko-wisznickim i wyniesieniu chełmskim, gdzie temperatura w stropie kambru rośnie od 20 - 30°C nad wierzchołkami wyniesień wgłębnych do 50 - 60°C na ich skłonach. Wschodnia i południowa część niecki lubelskiej oraz środkowa część zrębowego wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego pozostaje pod wpływem gradientu geotermicznego podwyższonego do 20 - 25°C/km z ośrodkiem ciepła w rejonie Parczewa (ponad 25°C/km) (Majorowicz, Marek, Znosko, 1983).

W obniżeniu włodawskim utwory kambru pograżone do głębokości -2000 m ÷ -3250 m pozostają w zakresie temperatur od 50 - 60°C do 90 - 100°C. Niecka włodawska może więc być perspektywiczną strefą geotermalną dla wód kambryjskich.

Na południowo-zachodnim krańcu obszaru lubelskiego, tj. w obniżeniu Terebina i w rejonie Tomaszowa Lubelskiego gradient geotermiczny spada ku SE poniżej 20°C/km. W związku z tym w SE części niecki lubelskiej w rejonie Krasnystaw - Zamość - Tomaszów Lub. w stropie utworów kambru pograżających się ku SW od -2500 m do ok. -5000 m (Zał. 10.2) temperatura rośnie odpowiednio od 60°C do ok. 100°C (Zał. 10.4) średni gradient geotermiczny dla całego obszaru polskiej krawędziowej części platformy wschodnio-europejskiej przyjęto na poziomie 19.6°C/km.

10 The Cambrian aquifer

Cambrian mudstone-claystone sediments of the thickness varying from 0 to over 800 meters (maximum thickness 942 meters measured in Łopiennik IG-1 well, southeast from Lublin) cover NW-SE-trending margin of Polish part of the Precambrian East-European Platform. This margin is disturbed by numerous, NE-SW-trending faults which divide this zone into geo-structural units and second-order, i.e. successively uplifted and subsided tectonic blocks. Axes of these structures dip to the southwest (Encl. 10.2). Passing from northwest to southeast the following units are distinguished: Peri-Baltic Syncline Depression, Mazury-Suwalki Uplift, Podlasie Depression and Podlasie-Lublin (Łuków-Hrubieszów) Horst and Graben Zone.

Polish part of the Peri-Baltic Syncline is the southwestern fragment of a huge depression (190,000 km²) known also as Baltic Syncline, which extends mostly under the Baltic Sea offshore embracing partly inland territories of the Baltic States.

The Cambrian sediments attain thicknesses from 30-40 to 70-80 meters and dip to the west and northwest, down to the altitudes from about -500 meters a.s.l. in the Suwałki area to about -3,000 meters in the NNW-SSE-trending Elbląg-Ława-Działdowo zone and to the southwest, down to -4,000 meters along the NW-SE-trending Słupsk-Bytów-Kościerzyna-Kwidzyn upon Vistula River zone (where thickness of Cambrian strata rises to 100-140 meters) and down to -5,000 ÷ -5,500 m meters along the margin of the Pomerania Trough (Koszalin-Miastko-Chojnice-Tuchola-Świecie upon Vistula River zone) where thickness of Cambrian suite probably reaches 150-200 meters (Encl. 10.3).

The principal reservoir rocks in the Baltic Syncline are sandstones of the Middle Cambrian Paradoxides paradoxissimus Zone (Lendzion, 1983), known in the Baltic States as the Deymen Series (formerly the Tiskrieska Series, then the Izorsk Series). These are light-grey, fine- to medium-grained, well-sorted, pure quartz sandstones of very favourable reservoir properties deposited in a regressive, near-shore-shelf environment. However, these good reservoir properties decrease with the depth (2,000-2,500 meters) and with the temperature at depths rising above 80°C. At greater depths these sandstones are subjected to silicification and their porosity evolves from intergranular to fracture type (Strzetelski, 1979; Sikorska & Paczeńska, 1997). In the central-western, Polish part of the Baltic Syncline these sandstones attain thickness from 90 to 130 meters. In the whole, marginal part of the East-European Platform the Deymen Series sandstones constitute the main Cambrian aquifer. The sandstones accumulate brine of fairly stable TDS values (200-243 g/dm³), except for the marginal parts of the basin, at the borders with tectonic-erosional uplifts (e.g., the Mazury-Suwalki Uplift) which are the recharge zones, i.e., where the TDS of waters in Cambrian horizons significantly decreases. The Cambrian brines reveal high alteration, as shown by the low rNa/Cl < 0.50 and the low Cl/Br ratio (< 30) as well as by the high saturation with natural gas (Bojarski, 1996).

Along the western margin of the Mazury-Suwalki Uplift the Cambrian strata dip steeply towards the southwest, to the basement of the Warsaw Trough, from the depth of about 2,500 meters in the Ciechanów area to 5,000-5,500 meters along the Vistula River valley (Płock-Toruń line) and 6,500-7,000 meters west of this line (see Encl. 10.2). Simultaneously, the total thickness of Cambrian succession increases to the southwest from 200 to presumably over 500 meters (Encl. 10.3).

The Mazury-Suwalki Uplift grades to the southwest into Podlasie Depression (Brześć-Podlasie Depression), which in Polish part covers about 19,000 km². Hence, the altitudes of the top surface of Cambrian succession lower down to the southwest from about -250 me-

ters a.s.l. south of Białystok to -1,800 meters a.s.l. in Siedlce and to -3,750 m a.s.l. in Warsaw with concurrent increase of total thickness of Cambrian suite from about 50-200 meters to 420-480 meters in Warsaw-Siedlce zone. To the south, towards the Lublin Trough, thickness of Cambrian strata increases from 500 to 800 meters (Encl. 10.3). In the southern part of the Warsaw trough Cambrian strata dip to the west and their top surface is located probably at depths 2,500-5,000 meters (Encl. 10.2).

In the Podlasie Depression and in the Podlasie-Lublin sector of the East-European Platform margin the lower aquifer horizon can be located in the Upper Vendian sandstones of the Lublin Formation, of thickness from 60 to 160 meters as well as in the Lower Cambrian Włodawa, Zawiszyń and Radzyń sandstones (Lendzion, 1972; 1983). The upper groundwater aquifer is connected with fine-grained sandstones of the Middle Cambrian Kostrzyń Formation, up to 200 meters thick, which show favourable reservoir properties. From these strata brine inflows were obtained in the Okuniew IG-1 and the Żebrak IG-1 wells located at the border zone with the Warsaw Trough (Stolarczyk et al., 1997).

Further to the southeast the Podlasie-Lublin horst-type uplift is located (the synonym of the Łuków-Hrubieszów Uplift), which covers the area of 10,500 km². Cambrian strata of thickness increasing from 200 to 400 meters in the limbs of the Łuków Uplift dip to the north, towards Podlasie depression attaining the altitude of -1,500 meters a.s.l. and, first of all, steeply dip to the southwest, to the altitude of -2,000 meters a.s.l. in Parczew Depression and then down to about -4,500 meters a.s.l. at the margin of Lublin Graben. Here, these strata are downthrown along the NW-SE-trending Kock Fault to the bottom of Lublin Graben, i.e. down to the inferred depths of 6,000-6,500 meters (Encl. 10.2).

In Włodawa depression framed by Hanna Fault in the north and Święcica Fault in the south, the Cambrian sediments reach the thicknesses from 200 to 400-500 meters (Encl. 10.3). The top surface of this succession dips steeply to the southwest, from altitudes of about -400 meters to about -3,000 at the margin of the Lublin Graben (Encl. 10.2).

Cambrian strata of the thickness increasing from 200-400 meters in the apical part to 500 meters on the limbs of the Chełm Uplift (Encl. 10.3) dip steeply to the south-southwest from altitudes of -500 to -3,000 meters at southern margin of Lublin Graben (Zamość area) (Encl. 10.2).

In Terebiń Depression, on southeastern periphery of the horst range (south from Hrubieszów, in the zone between the Włodzimierz Fault and Polish-Ukrainian state border (Nowo-wołyński) Cambrian strata of the thickness from 400 to 500 meters (Encl. 10.3) are buried to the southwest down to the altitudes from -1,500 to -4,000 meters a.s.l. (Encl. 10.2).

In the Podlasie-Lublin region the lowermost, potential water-bearing reservoir comprises the Upper Vendian sandstones of Lublin Formation (Lendzion, 1983). Their thickness increases from 60 to over 100 meters eastward and to 160 meters southward (Stolarczyk et al., 1997). On the slope of Łuków-Hrubieszów Uplift these are fine- to medium-grained, quartz sandstones, about 20 meters thick, of variable reservoir properties: porosity 0.7-11% and permeability 20 mD. With the rise in depth these properties decrease to the west, where porosity is less than 10% and permeability is < 1 mD. The Lublin Sandstones is sealed with about 80-meters-thick series of sandstone-mudstone intercalations.

In the Podlasie-Lublin Region the Lowermost Cambrian sequence comprises random-grained Włodawa Sandstones, up to 30 meters thick, from which significant inflows of brine with gas were obtained in the Parczew IG-1 well (so-called Wyszków Sandstone of permeability 6.9 mD at 2,150-2,185 meters depth).

In Podlasie Depression the Włodawa Sandstones are overlain by the Zawiszyn Sandstones, up to 50 meters thick. At the boundary between the depression and the Warsaw Trough, in Thuszcz IG-1 well the self-production of brine with gas was obtained. The TDS of this brine was 188 g/dm³, the Br concentration was 1,280 g/dm³ and that of J was 3 g/dm³. According to Górecki & Strzetelski (1984), the same horizon includes also the B3 complex of reservoir sandstones, which was identified and correlated by Łącka (1978) along Łuków-Hrubieszów Uplift. These are fine- and medium-grained, quartz sandstones of the thickness from 60 to 130 meters, showing porosity from 1.5 to 22% and permeability up to 200 mD. The sealing cover is provided by mudstone-claystone series, up to 100 meters thick. From these sandstones the brine inflows and hydrocarbon shows were noted on the western slope of the Łuków Uplift (the Siedliska well), in Włodawa Depression (the Krowie Bagno well) and on the slope of Kumów Uplift (Niwa-1 well from which the inflow of brine with gas rich in helium was received at 1,400 meters depth).

The uppermost reservoir horizon in Cambrian succession of Podlasie-Lublin region is represented by Middle Cambrian sandstones of the thickness up to 250 meters in the Podlasie Depression (the Okuniew IG-1 well) and increasing southwestward, along the slope of the Precambrian platform, from 120-140 to about 250-300 meters (Łopiennik IG-1 well).

Reservoir properties of Cambrian sandstones

Cambrian sandstones show porosity from 0 to 28% (average - 10%). In the shallower, marginal parts of the basin, where cement contents are low, porosity usually varies from 10 to 18% whereas in the deeper parts, where cements are more abundant, it decreases to 0 - 4%. Permeability of Cambrian (mostly Middle Cambrian) sandstones varies in wide range: from 0 to 2,860 mD (average 240 mD). The most favourable permeabilities were observed in the eastern Polish Baltic Syncline - from 40 to 400 mD (Plewa, 1976).

In the middle part of Eastern Syncline the Middle Cambrian sandstones located at shallow depth (down to the altitude -1,500 meters a.s.l., see Encl. 10.2) reveal relatively highest porosities: from 9 to 32%. Porosities determined from well-logging (Drwiega & Jastrzab, 1972) appeared to be highest (over 15%) along the margin of the Mazury-Suwałki Uplift and over the axial highs in the central part of the Eastern Syncline (10-15%). Critical porosity decrease (to 2.50-2.75%) was observed downdip of the top of Cambrian succession towards the west and northwest, from the altitudes of about -1,800 to -2,600 meters a.s.l. in a SE-NW-trending Olsztyn-Dobre Miasto-Orneta-Żelazna Góra near Braniewo zone (Encl. 10.2).

To the west with increasing depth, a quick decrease in porosity is observed, from 1,000 mD in the east to 100-300 mD in the Lidzbark Warmiński area and to a few mD only in Dobre Miasto area (north of Olsztyn).

Average porosity of sandstones above 10% was observed east of Dobre Miasto and Orneta meridians, with increase with depth down to the altitudes of -1,800 to -2,000 meters a.s.l. According to Stolarczyk et al. (2004), in the external part of Eastern Syncline average porosities increase from 10 to over 20% to the south, towards the margin of the Mazury-Suwałki Uplift.

According to Strzetelski (1979), porosity of Middle Cambrian sandstones in the eastern syncline (282 measurements) falls into the range of 11-27%, which corresponds to permeability range 27-845 mD. Usually, porosity remains at the level of 1-5% in diagenetically cemented sandstones and varies from 10 to 12% (average 9.2%) in sandstones with preserved primary

porosity.

In the uppermost portion of Cambrian sandstone the drastic reduction in porosity is commonly observed, which results from the presence of shallow diagenesis carbonate cement.

With Cambrian strata dipping to the west a general decrease in porosity is observed, especially below 2,000-2,200 meters depth. For instance the porosity drop was evidenced from 14-19% in the Kętrzyn-Bartoszyce area (1,300-1,500 meters depth) to 2-7% in Olsztyn IG-2 and Pasiek IG-1 wells (about 2,000-2,800 meters depth) (Depowski, 1967). However, it was noticed that the reservoir properties of Middle Cambrian sediments are better over paleohighs and top of anticlines. As a result, even at considerable depth, the meridional zones of porosities up to over 5% can be observed as far to the west as Braniewo near Frombork and in the Lidzbark Warmiński-Pasiek-Elbląg zone, Tczew-Głodowo near Kościerzyna zone (over 2%) as well as in the Ostróda-Iława-Łasin zone, west of Grudziądz (over 2-5%) (Stolarczyk et al., 2004).

Since many years (Motyl-Rakowska, 1974) a distinct drop in average reservoir parameters of Cambrian sandstones with the increasing depth has been reported: at 1,500 meters depth - porosity over 22% and permeability 1,300 mD; at 1,700 meters depth - permeability 850 mD; at 2,000 meters depth - porosity over 15% and permeability 450 mD; at 2,250 meters depth - porosity 5.7% and permeability 160 mD; at 2,500 meters depth - porosity 5.7% and permeability 30 mD; and at 2,750 meters depth - porosity 1.6% and permeability 2 mD.

As revealed by the map of average porosity of Middle Cambrian sandstones (Stolarczyk et al., 2004), in the marginal part of the East-European Platform the porosity contour 1-2% follows the margin of Łuków-Hrubieszów Uplift, then transversally cuts Podlasie Depression from southeast to northwest along Chełm Lubelski-Kock-Warszawa line, then extends to the northwest, beyond the margin of the Mazury-Suwałki Uplift cutting obliquely Gdańsk depression along the line Działdowo-Iława-Prabuty-Malbork-Kościerzyna-Gdańsk. Hence, Cambrian sandstones buried to considerable depths west from the above described contour, by the basement of along Peri-Baltic Syncline and along marginal troughs should be regarded as impermeable.

In the Podlasie Depression gradual increase of porosity is observed towards the east-northeast (i.e. towards the axis of the structure) from 2-10% east of Warsaw, in the SE-NW trending Łuków-Siedlce-Węgrów-Wyszków zone to 20% along Bug River valley, in the Siemiatycze-Sokołów Podlaski-Ostrów Mazowiecki zone and over 20% in the remaining, eastern part of Podlasie Depression, as far as to Polish-Belarusian state border.

In Lublin Horst the Middle Cambrian strata show average porosity around 5-20% only in a narrow belt extending along the state border (Sławatycze-Parzew, then to the northwest, through Włodawa-Chełm Lubelski to Białopole-Hrubieszów in the southeast, close to Polish-Ukrainian state border).

Hydrodynamic conditions of the Cambrian aquifer

In Lithuania and in most part of Latvia the Peri-Baltic Syncline belongs to the Baltic Sea artesian basin. Southern margin of the Fennoscandinavian Shield and the Mazury-Belarus Uplift belong to the zones of renewable groundwater resources. Piezometric surface rises for 1.5-5.5 meters a.s.l. along the northern (Estonian) margin of the Syncline to 150-170 meters along the southeastern (Lithuanian) slope (Sliaupa et al., 2000). Horizontal hydraulic transmissivity of Cambrian sandstones in Estonia rises from 1-3 m²/d to 80-130 m²/d in the central

and southeastern parts of this country.

In Polish part of Precambrian platform the water-bearing Middle Cambrian sandstones are covered and sealed by Ordovician carbonates and claystones, and thick, Silurian, impermeable claystones and clayey shales of the thickness increasing to the west up to 3,000 meters (Ślupsk area). Hence, the Cambrian basin should be interpreted as semi-closed structure. It is opened from eastern side, within erosional, hydrodynamic semi-window which is the Mazury-Suwalki Uplift and surrounding paleoexposures of Lower and Middle Cambrian strata as well as from the southeast, in the zone of erosional removal of Cambrian sediments in Radzyń Podlaski-Biała Podlaska-(Brześć upon Bug River)-Ślawatycze zone of the Łuków Uplift (see Encl. 10.5). Contours of reservoir pressure gradients of the Cambrian aquifer (Bojarski, 1996) run meridionally (as in the Eastern Syncline) or trend NW-SE (as in Podlasie-Lublin region), concordantly to the southwest-sloping margin of the Precambrian platform. Thus, the pressure gradients decrease gradually to the east and northeast, from 0.10 south of Olsztyn (Dobre Miasto-Dębowiec Warmiński, i.e. at the entrance to the eastern Syncline) to 0.15 south of Gołdap (i.e. in the eastern syncline) and along the SE-NW-trending Łuków-Żebrak-Wyszków zone (by the entrance to the Podlasie depression), then to the southeast, towards Krowie Bagno-1 well-Busówno-Chełm Lubelski perimeter, along the Włodawa Depression and the Chełm Uplift.

Insignificant decrease in reservoir pressure gradients from 1.05 on the margin of Warsaw Trough to 1.0 in the deeper parts of Podlasie Depression points out that brine of TDS values about 240 g/dm³ may cause some salinity of groundwaters in the western part of the Podlasie Depression to the pressure equilibrium boundary at which the gradient lowers to 0.97.

However, in eastern part of Podlasie Depression (Wysokie Maz.-Bielsk Podlaski-Siemiatycze zone), where the Cambrian sandstones (locally hydraulically connected with Ordovician sediments at the slope of recharge area) reservoir fresh waters of TDS 0.12-1.0 g/dm³, the reservoir pressure gradient rises to 1.01. It suggests the dominance of filtration over ascension of groundwaters in this part of the basin surrounded from three sides by the recharge zones. Only from Warsaw Trough side the ascension of concentrated brines is possible. However, the shortest distance between the concentrated brines (200 g/l) and the freshwaters is 60 kilometers. Thus, such flow can be excluded due to low permeability of rocks (Bojarski, 1996).

Hydrochemical conditions of the Cambrian aquifer

During the construction of hydrochemical map of the Peri-Baltic Syncline, which was an element of international geological cooperation project of Baltic States and Poland (1995 - 98) (Andriuszczenko et al., 1995) the groundwater classification was applied after Bojarski (1976) as based upon the principles of water categorization after Sulin (1946). The classification considers the degree of ion exchange of Cl-Ca-type brines expressed by the ratios: rNa/Cl, Cl/Br and rSO₄-100/Cl. Under the full isolation of reservoirs from the groundwater exchange zone the values of these ratios are as follows: rNa/Cl below 0.75; Cl/Br below 300 and rSO₄-100/Cl below 1. Progressing alteration related to the increasing isolation of groundwater horizons is reflected by the increasing concentration of Ca⁺ ion with simultaneous decrease in Na⁺ contents.

The zone of high-TDS, Cl-Ca V type groundwaters of rNa/Cl ratio below 0.50 and TDS values over 150 - 200 g/dm³ occurs along the axis of Gdańsk-Kuronia Depression, which includes the Lithuanian and Kaliningrad coast sectors between Kłajpeda and Kaliningrad

(Koenigsberg) with the Kuronia Lagoon and the northern part of the Vistula River Lagoon as well as the adjacent, southern part of the Baltic Sea. The latter area covers the following offshore tectonic blocks: Kuronia (D), Gdańsk (C), Łeba (D) and, partly, the Ślupsk block (C) and extends until the onshore part of the western Peri-Baltic Syncline (Prabuty-Kościerzyna-Ślupsk-Żarnowiec zone). These waters show high Br (up to 1,179 - 1,652 mg/l) and high J (4 - 20 mg/dm³) concentrations, and high TDS, which exceeds 200 g/dm³ in the near-shore, axial zone of the depression (Vistula River Lagoon-Kuronia Lagoon) and the areas north and northwest of the Gdańsk Bay including the Łeba Block (B) as well as the area west from the Elbląg - Hel - Puck - Łeba line (Andriuszczenko et al., 1992). It should be emphasized that groundwaters accumulated in Cambrian sandstone aquifer are very well sealed in both the offshore and onshore parts of central and western Peri-Baltic Syncline because of the presence of clayey Upper Cambrian succession and thick (locally over 3,000 meters) Silurian claystone-mudstone series.

Therefore, in the Polish part of the Baltic Syncline the gradual increase of groundwater alteration and TDS is observed from the east to the west, towards the deeper parts of the basin. In the easternmost, shallowest periphery of the Syncline (area north of Suwałki) where Cambrian sediments occur at 1,000 meters depth, groundwaters are low-altered (rNa/Cl over 0.75), low-Br (234 mg/dm³) brines. The sealing Silurian claystone cover is highly reduced. Further westward (the Gołdap area), where Cambrian strata occur deeper (at about 1,500 meters depth), under the impermeable Ordovician and Silurian cover of the thickness up to 350 meters, the TDS rises to 120 g/dm³ (Bojarski, 1996).

Further westward, in Bartoszyce area where Cambrian formations are buried deeper by next 400 meters, both water alteration and the TDS increase (rNa/Cl=0.8 and TDS up to 172 g/dm³). Still further to the west, in Elbląg area, where Cambrian sediments are buried at 2,500 - 3,000 meters depth and where the thickness of sealing horizons increases to about 1,000 meters, the TDS rises to about 200 g/dm³ and the alteration degree reaches almost the Cl-Ca V type level at rNa/Cl decreasing to 0.58. Simultaneously, these waters show relatively highest iodine concentrations among all the Cambrian brines (up to about 20 mg/dm³). The highest TDS values (238 g/dm³) and high alteration (rNa/Cl=0.49) was observed in the vicinity of Prabuty (the slope of Gdańsk Depression) at the depth of about 3,500 meters, (Bojarski, 1996).

In the neighbourhood of the Żarnowiec oil field where Middle Cambrian reservoir sandstones are uplifted to the 2,600 - 2,800 meters depth the reservoir waters show high alteration (rNa/Cl=0.54 - 0.47), high TDS (about 200 g/dm³) and high Br and J concentrations (about 1,500 and 9 mg/dm³, respectively).

The oil- and gas-bearing zones reveal high concentrations of biophile elements in groundwaters, particularly Br and J. Highest bromine contents (1,500 - 1,650 mg/dm³ at the Cl/Br ratio about 100) were encountered in offshore wells drilled in Gdańsk Bay. Thus, high TDS values of brines (150 - 200 g/dm³ and more) along with high alteration (rNa/Cl below 0.50) and high concentrations of biophile elements suggest perfect sealing of groundwater horizons and good preservation conditions of oil and gas deposits occurrence (Andriuszczenko et al., 1999).

The zone of highly altered groundwaters (rNa/Cl<0.50) and TDS over 200 g/dm³ extends from the western and central parts of the Peri-Baltic Syncline towards the southeast, and continues in the basement of Warsaw Trough (Toruń-Płock-Warsaw area) until the northern part of Lublin Trough (Encl. 10.5). The TDS of Cambrian waters reaches 240 g/dm³, Br

concentrations are up to 2,380 mg/dm³ (Okuniew IG-1 well) and those of J are up to 6 mg/dm³ (Żebrak IG-1 well) (Bojarski, 1996).

In both the northwestern (Gołdap-Kętrzyn-Olsztyn-Pasłęk-Ostróda area) and southern (Thuszcz-Łochów-Wrotnów area) perimeters of the Mazury-Podlasie Uplift, and in the southeastern extension of this zone (Łochów-Węgrów-Żebrak-Łuków-Radzyń Podlaski-Parczew-Włodawa area), at the boundary between Warsaw-Lublin Trough and Podlasie Depression, and Łuków-Hrubieszów Uplift the zone of altered groundwaters occurs of somewhat low TDS (about 100 - 200 g/dm³, see Encl. 10.5). North from the Mazury-Suwałki Uplift the increased Br (122 to 2,560 mg/dm³) and J (up to 1 mg/dm³) concentrations were found whereas southward from Podlasie Depression these concentrations are 344-870 mg/dm³ of Br and 3-6 mg/dm³ of J. Along Łuków uplift the Br concentrations are 530 - 1,270 mg/dm³ Br (Bojarski, 1996).

Further to the east, in Podlasie Depression, where Cambrian formations occur at shallower depths (altitudes of the top of Cambrian from -2,000 m to -1,300 meters asl) (Encl. 10.2) the decreasing alteration of waters and TDS values are observed. In the N-S-trending Sokołów Podlaski - Siedlce - Międzyrzecz Podlaski zone generally unaltered (rNa/Cl=0.71 - 1.10) groundwaters occur of TDS 1 - 100 mg/dm³. In another N-S-trending Łapy-Siemiątycze-Biała Podlaska zone the waters of TDS only 1 - 10 mg/dm³ were found (Encl. 10.5). Finally, in the easternmost, shallowest part of Podlasie Depression (Białystok - Bielsk Podlaski - Hojnówka zone) the Cambrian aquifer accumulates fresh waters of TDS below 1 mg/dm³ (Bojarski, 1996), which approves for the infiltration of surface waters from the east, i.e. from Polesie saddle Syncline.

Thermal conditions of the Cambrian aquifer

Sliaupa et al. (2000, 2001) estimated that in Lithuania and Latvia territories the zone contoured by >30°C isotherm accumulates the recoverable energy resources of about 100,000 PJ. In Lipawa and in Dobeles production of 50 - 300 m³/h waters at wellhead temperature 38 - 40°C was planned from Cambrian sandstone aquifer to be utilized for heat generation in 4.5 and 8.0 MW plants. Moreover, the efficiency of balneological utilization of Cambrian groundwaters was studied in Wolkowyski (Vilkaviškis), where 6 MW of thermal energy was planned to be generated from brines of TDS 130 g/dm³ and temperature 47°C, at production rate 150 m³/h. Attention was also paid to exhausted oilfields in the western Lithuania, where Cambrian strata occur below 2,000 meters depth, and where hydrogeothermal installations and power plants could be developed (Sliaupa et al., 2001). Unfortunately, at reservoir temperatures over 80°C a dramatic drop in porosity of Cambrian sandstones was also found due to silicification accompanied by a jump of TDS values from 130 g/l to 200 g/l. Obviously, the 80°C isotherm at the top surface of Cambrian aquifers limits the utilization of geothermal waters from these aquifers.

Due to the influence of „Kłajpeda hot spot” occurring directly north from the Polish-Lithuanian border, in the Warmia-Mazury region, the positive heat flow anomaly occurs where heat flow density increases to 60 - 90 mW/m² (Karnkowski, 2003). Thermal gradient measured in Bartoszyce IG-1 well and Gołdap is 25°C/km. However, further southward, at the perimeters of Mazury-Suwałki Uplift, a strong, negative geothermal anomaly exists where thermal gradient drops down to below 15°C/km, which corresponds to two- and three-fold decrease of the density of heat flow in comparison to the Gołdap area. Hence, in the eastern,

Polish part of the Peri-Baltic Syncline the Cambrian strata occur at altitudes -1,000 m to -2,000 meters (Encl. 10.2) and remain in the temperature zone of 30 - 50°C (Encl. 10.4).

Temperature increases towards the west and southwest of Gdańsk Depression and of the Łeba Uplift, at altitude intervals -2,500 to -3,250 to -4,000 meters a.s.l. (Encl. 10.2) is accompanied by the increase of temperatures to 80 - 100°C. In the western part of the Peri-Baltic Syncline and in Warsaw Trough, along the NW-SE-trending Koszalin-Płock-Skierniewice line (see Encl. 10.2) where Cambrian strata occur at greatest depths (altitudes -5,000 meters a.s.l. and more) temperatures over 150°C are possible (Encl. 10.4).

Along western and southern slopes of Mazury-Suwałki Uplift, as far as to the meridional line Toruń - Sierpc - Ciechanów - Pułtusk - Wyszaków - Bielsk Podlaski, the geothermal gradient increases from 15 to 20°C/km. The zone of 15 - 20°C/km gradient contours Podlasie Depression from the east and south, trending NE-SW along the Siemiątycze - Siedlce - Łuków - Żelechów line and extending to the border with Lublin Trough in Warka-Grójec area. Temperatures at the top of Cambrian succession regularly increase with the depth of burial along the axis of Podlasie Depression from 20°C at the altitude about -300 m a.s.l. south of Białystok (Encl. 10.2, 10.4) to 50°C at the altitude -1,000 meters a.s.l. in the Maków Maz.-Ostrów Maz.-Sokołów Podl.-Siedlce area up to 100°C at the altitude -3,000 meters a.s.l. in NW-SE-trending Płońsk-Nasielsk-Wyszaków-Mińsk Maz. zone located on the margin of the Warsaw Trough. In the basement of the Warsaw Trough the temperatures of about 120°C are estimated at the altitude -4,000 meters a.s.l. (Encl. 10.4).

The NE-SW-trending Grójec Fault, which separates Warsaw and Lublin troughs is a sharp temperature boundary. Cambrian strata in the Warsaw Trough (Skierniewice-Grójec area), which occur at depths of 5,000-5,500 meters and show temperatures 150-170°C are downthrown to the southeast, towards the axis of the Lublin Graben, probably down to the depth of about 6,000 - 7,000 meters (Lublin area), i.e. to the zone of temperatures about 180 - 210°C (Encl. 10.4). The zone of increased geothermal gradient (15 - 20°C/km) runs southwest of Grójec, along the axis of the Lublin Graben towards Puławy-Lublin-Bychawa area.

The recent geothermal gradient of Lublin region is moderate (20 - 30°C/km, Majorowicz, 1978; Majorowicz et al., 1983), which results in temperatures generally less than 60°C at 2,000 meters depths. Such temperatures are observed in Łuków - Wisznica and Chełm uplifts where 20 - 30°C were measured over the apical parts of the deep heights and 50 - 60°C were found over their slopes. The eastern and southern parts of Lublin Trough as well as the central part of Łuków-Hrubieszów Horst show geothermal gradient increase to 20 - 25°C/km with the local, positive thermal anomaly (over 25°C/km) in the Parczew area (Majorowicz et al., 1984).

In Włodawa Depression the Cambrian strata are buried to the altitudes from -2,000 to -3,250 meters a.s.l. (Encl. 10.2) and remain within the temperature range from 50 - 60°C to 90 - 100°C. Włodawa Trough may be the perspective area for geothermal resources of Cambrian aquifer.

In the southwestern periphery of Lublin region, i.e. Terebin Depression and Tomaszów Lubelski area the geothermal gradient decreases towards the southeast to below 20°C/km. Hence, in the southeastern part of Lublin Trough (Krasnystaw - Zamość - Tomaszów Lub. area) the temperatures rise from 60°C to about 100°C (Encl. 10.4) at the top of Cambrian buried at altitudes increasing to the southwest from -2,500 to about -5,000 meters asl (Encl. 10.2). Therefore, the average geothermal gradient of 19.6°C/km was calculated for the whole Polish part of the East-European Platform margin.

Literatura (References):

1. **Andriuszczenko J., Modliński Z., Puriene I. Sokołowski A., 1999** - Wskaźniki ropo- i gazoności w wodach środkowokambryjskich poziomów zbiornikowych syneklizy perybałtyckiej. *Przegl.Geol.* vol.47, nr 8.
2. **Bojarski L., 1976** - Parametry hydrochemiczne jako pośredni wskaźnik prognoz ropogazoności - *Nafta* nr 8.
3. **Bojarski L., 1978** - Solanki paleozoiku i mezozoiku w syneklizie perybałtyckiej - *Prace Inst.Geol.* Warszawa, T.88.
4. **Bojarski L., 1996** - Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim 1:1 000 000, PIG Warszawa.
5. **Depowski S., Tyski S., 1968** - Budowa geologiczna syneklizy perybałtyckiej i warunki występowania bituminów. *Przegl.Geol.* nr 7.
6. **Górecki W., Strzetelski W., 1984** - Uzasadnienie perspektyw roponości kambru starej platformy. IV Konf.: Zagadnienia surowców energetycznych w gospodarce krajowej, nt. „Ocena prognoz i efektywności poszukiwań ropy naftowej i gazu ziemnego w Polsce”. PAN Kom.Gosp.Miner., SITPNIg, AGH, Kraków 25-26 październik 1984.
7. **Górecki W., Ney R., Strzetelski W., 1979** - Rozwój paleostrukturalny kambru w aspekcie poszukiwań złóż węglowodorów w południowej części Bałtyku. PAN Oddz. Kraków, Kom.Nauk Geol., *Prace Geologiczne*.
8. **Lapinskas P., 1998** - Petroleum potential of Silurian non-structural traps in Lithuania - *Proceeding of the International Conference: Perspectives of petroleum exploration in Baltic Region, Vilnius, Lithuania*.
9. **Lendzion K., 1972** - Stratygrafia kambru dolnego na obszarze Podlasia. *Biul.Inst.Geol.* 233.
10. **Lendzion K., 1983** - Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. *Prace Inst.Geol.* Warszawa T.105.
11. **Łącka M., 1978** - Perspektywy kambru Podlasia na tle rozwoju litologiczno-facjalnego. Konf. Nauk.-Techn. SITPNIg, PPN Wołomin nt. „Perspektywy poszukiwań złóż węglowodorów w rejonie Synklinorium Lubelskiego, Obniżenia Podlaskiego i Antyklinorium Gielniowskiego” - referaty, Jadwisin-Zegrzynek, maj-czerwiec 1978.
12. **Majorowicz J., 1977** - Analiza pola geotermalnego Polski na tle Europy ze szczególnym uwzględnieniem zagadnień tektonofizycznych i hydrogeotermalnych. *Przegl.Geol.* nr 3.
13. **Majorowicz J., 1978** - Możliwości wykorzystania wglębnego rozpoznania warunków geotermicznych w badaniach występowania węglowodorów. *Przegl.Geol.* nr 1.
14. **Majorowicz J., Marek S., Znosko J. 1983** - Paleogeotermika centralnego i SE Niżu Polskiego i jej wpływ na generowanie i zachowanie węglowodorów. *Kwart.Geol.* t.27, nr 1.
15. **Plewa S., 1994** - Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wyd. CPPG-SMiE, PAN, Kraków.
16. **Sikorska M., 1988** - Mikrofacje skał osadowych kambru środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Prace PIG*, 126.
17. **Sikorska M., Paczeńska J., 1997** - Quartz cementation in Cambrian sandstones on the background of their burial history (Polish part of the East European Craton). *Geol.Quart.*, 41.
18. **Sliaupa S. Rasteniene, Laszkowa, 2000** - Collector properties of the Cambrian reservoir in the Baltic basin - Estonia, Latvia, Lithuania. EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition, Glasgow, Scotland, 29 May-2 June 2000. *Proc.Posters P-08*.
19. **Stolarczyk F., Stolarczyk J., Wysocka H., Buchelt M., 1997** - Strefy perspektywiczne dla występowania węglowodorów w kambrze lubelsko-podlaskiej części starej platformy. *Przegl.Geol.*, 45.
20. **Stolarczyk F., Tyski S., 1972** - Geologiczne warunki występowania węglowodorów w osadach kambru we wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Przegl.Geol.*, 20.
21. **Stolarczyk F., Stolarczyk J., Wysocka H., 2004** - Perspektywiczne obszary poszukiwań węglowodorów w kambrze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Przegl.Geol.*, 52 nr 5.
22. **Strzetelski W., 1977** - Charakterystyka szczelinowatości tektonicznej w roponośnej serii piaskowców kwarcytowych kambru środkowego rejonu Żarnowca. *Kwart.Geol.* t.21 nr 2.
23. **Strzetelski W., 1979** - Litofacja i szczelinowatość roponośnych utworów kambru w syneklizie perybałtyckiej. PAN-Oddz. Kraków, Kom.Nauk.Geol., *Prace Geologiczne*, 116.
24. **Sulin W.A., 1946** - Wody nieftianych miastrodzieni w sistemie prirodnich wod. *Geoptiechizat*, Moskwa-Leningrad.
25. **Weil W., 1990** - Własności zbiornikowe piaskowcowych utworów kambru środkowego strefy Leby - Żarnowca w świetle analizy statystycznej. *Kwart.Geol.*, 34 z.1.

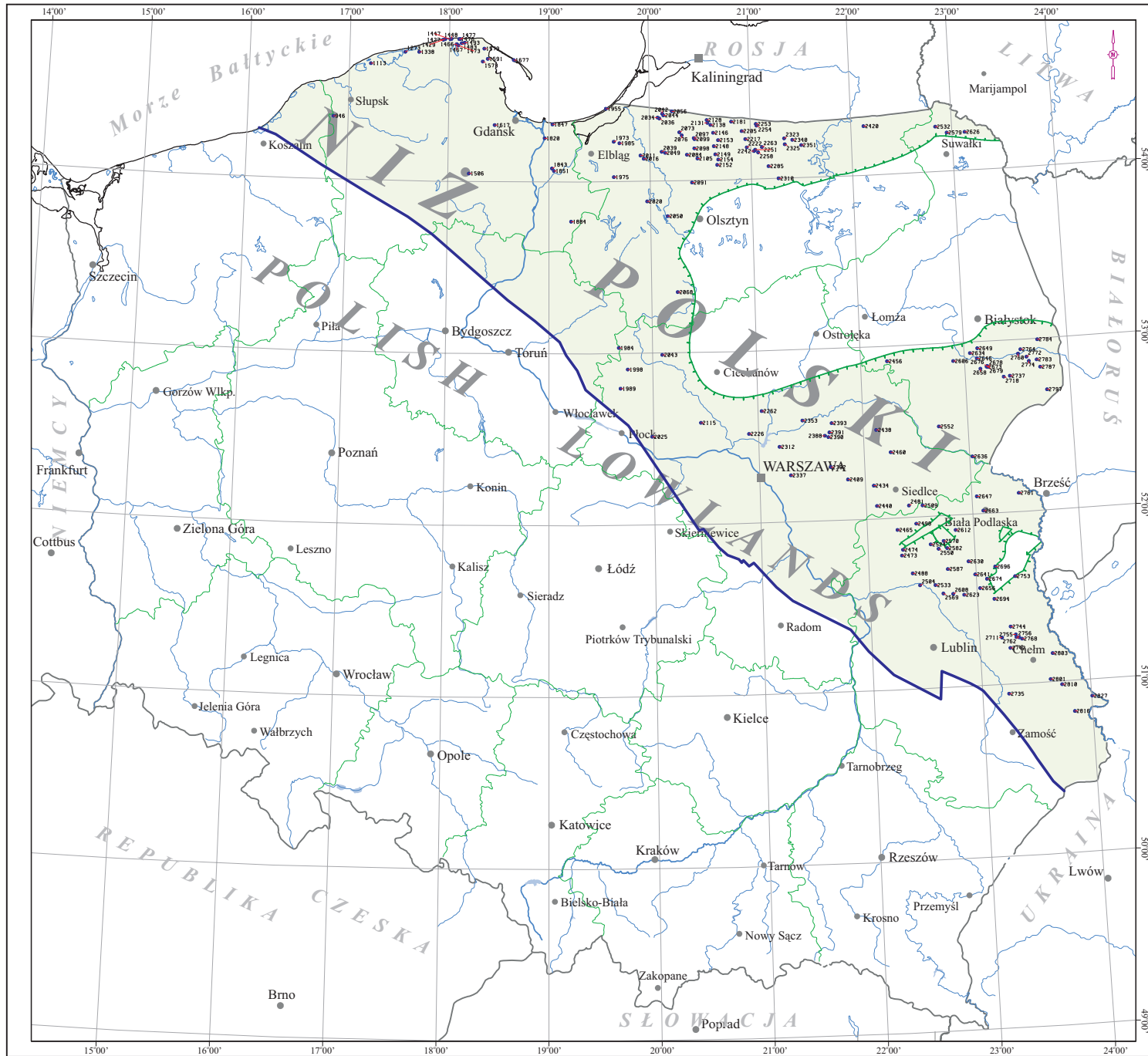
Zał. 10.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika kambru na Niziu Polskim

Powierzchnia utworów kambryjskich na Niziu Polskim, objętych analizą, wynosi 87 605.00 km², co stanowi 28.09% powierzchni Polski oraz 32.19% powierzchni Niziu Polskiego. Analizę strukturalno-miąższościową formacji kambryjskiej oparto na podstawie 163 otworów.

Encl. 10.1 Location map of wells drilled to Cambrian aquifer in the Polish Lowlands

The area of Cambrian aquifer is 87,605.00 km², which makes 28.09% of the territory of Poland and 32.19% of the whole Polish Lowlands area.

The structural and thickness analysis of Cambrian formation was based upon data from 163 wells.

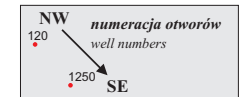


Zal. 10.1

MAPA LOKALIZACYJNA OTWORÓW
DLA ZBIORNIKA KAMBRYJSKIEGO
NA NIŻU POLSKIM

Encl. 10.1

LOCATION MAP OF WELLS
DRILLED TO CAMBRIAN AQUIFER
IN THE POLISH LOWLANDS



Legenda:

Legend:

- 751 - Numer otworu wierniczego
- Well number
- - - - Linie zasięgu otworów kambryjskich
- Extent of Cambrian formation
- - - - Granice administracyjne województw
- Boundaries of districts
- Warszawa - Ważniejsze miasta
- Main cities
- - - - Granica obszaru obliczeniowego
- Extent of calculations area

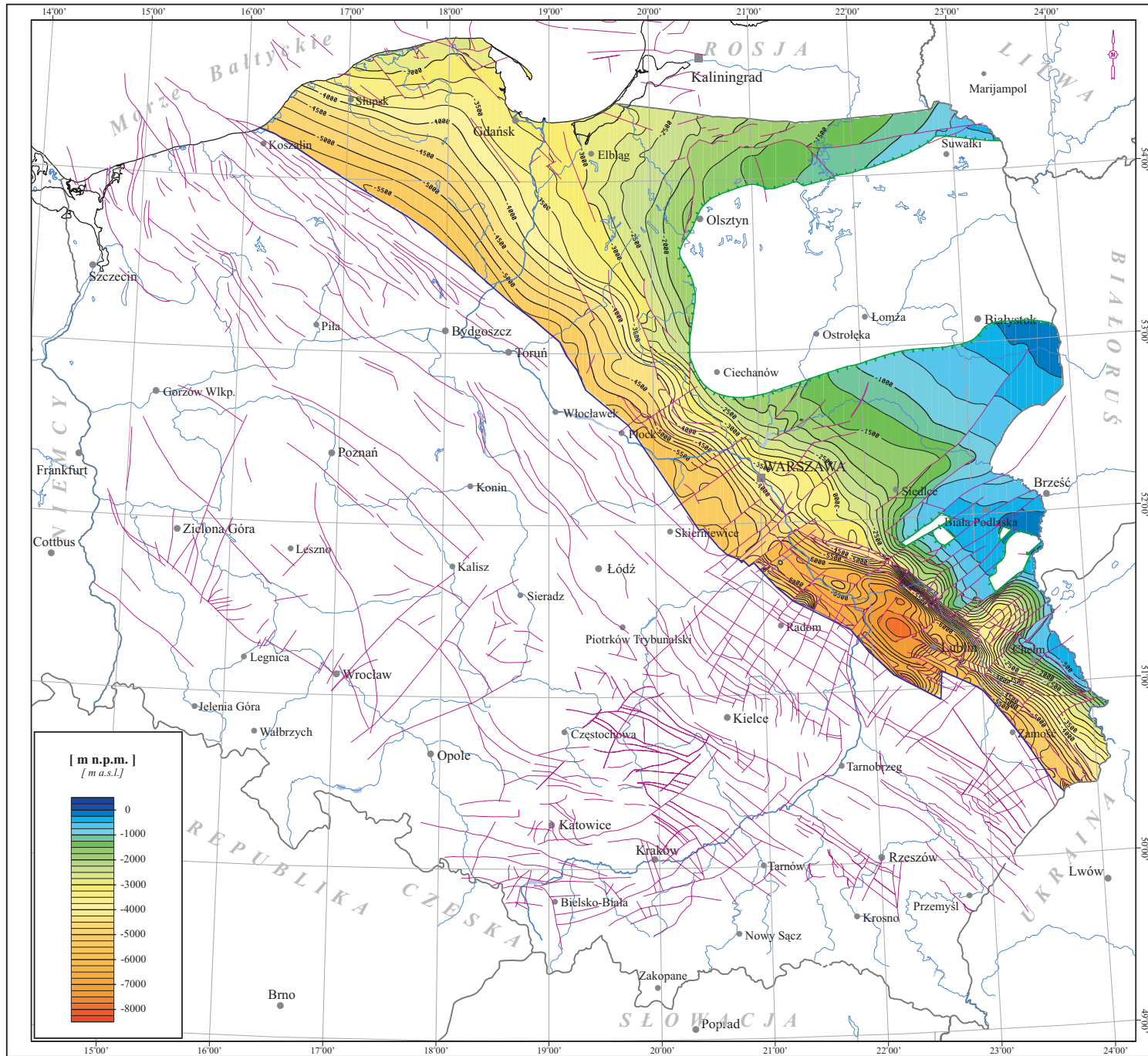


Zał. 10.2 Mapa strukturalna stropu utworów kambryjskich na Niżu Polskim

Występowanie ciągłych warstw utworów kambryjskich stwierdzono w granicach następujących jednostek strukturalnych: wyniesienie Łeży, synekliza bałtycka, obniżenie podlaskie, wyniesienie zrębowe łukowsko-hrubieszowskie oraz w północno-wschodnich częściach niecki lubelskiej, warszawskiej i pomorskiej. Strop utworów kambryjskich zalega na rzędnych od ok. -400 m npm (północno-wschodnia część obniżenia podlaskiego i wyniesienia zrębowego łukowsko-hrubieszowskiego oraz we wschodniej części syneklizy bałtyckiej), obniżając się w kierunku południowo-zachodnim aż do rzędnych poniżej -6 000 m npm (niecka lubelska) i -5 500 m npm (niecka warszawska i niecka pomorska).

Encl. 10.2 Structural map of the top surface of Cambrian formation in the Polish Lowlands

Continuous covers of Cambrian sediments were encountered in the following units: the Łeba Uplift, the Peribaltic Syncline, the Podlasie Depression, the Łuków-Hrubieszów Horst and the northeastern parts of Lublin, Warszawa and Pomerania troughs. The top of Cambrian strata occurs at altitudes about -400 m asl in the northeastern parts of the Podlasie Depression and the Łuków-Hrubieszów Horst, and in the eastern part of the Peribaltic Syncline. Towards the northwest the altitudes decrease to -6,000 m asl in the Lublin Trough and to -5,500 m asl in the Warsaw and Pomerania troughs.



Zal. 10.2

MAPA STRUKTURALNA STROPU
UTWORÓW KAMBRYJSKICH
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 10.2

STRUCTURAL MAP
OF THE TOP SURFACE
OF CAMBRIAN FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m n.p.m.]
[m a.s.l.]

Legenda:

Legend:

-  - *Izohipsy stropu utworów kambryjskich [m n.p.m.]*
- *Isohypsies of the top surface of Cambrian formation [m a.s.l.]*
-  - *Linie zasięgu utworów kambryjskich*
- *Extent of Cambrian formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*

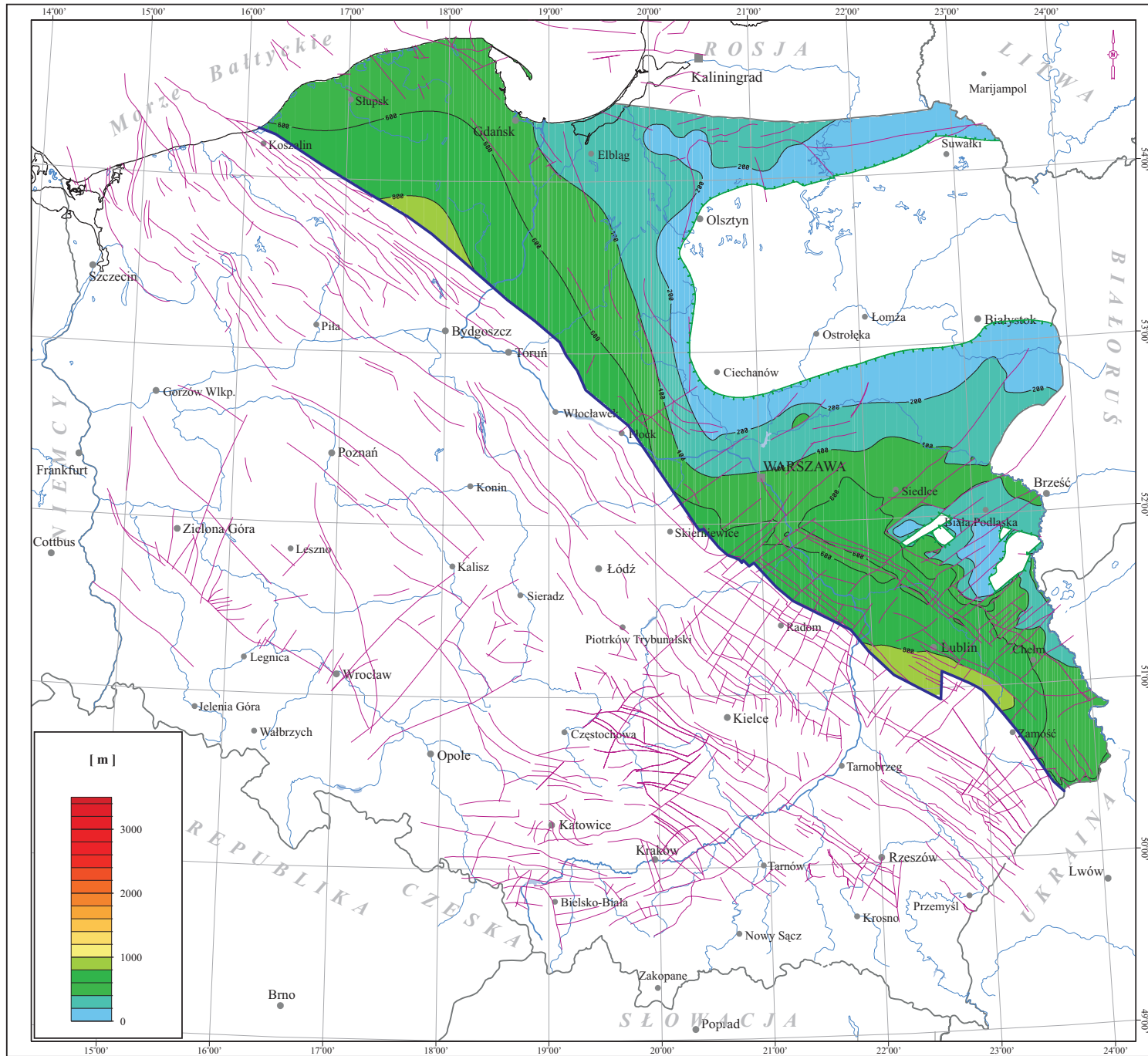
0 50 100 km

Zał. 10.3 Mapa miąższości całkowitej utworów kambryjskich na Niżu Polskim

Całkowita miąższość utworów kambryjskich jest zmienna w granicach od 0 (w strukturach wyniesionych) do ponad 800 m (w strukturach nieckowych). Zauważalny jest wzrost miąższości tych utworów w kierunku południowo-zachodnim.

Encl. 10.3 Map of total thickness of Cambrian formation in the Polish Lowlands

Total thickness of Cambrian strata changes from 0 in the uplifted structures to over 800 m in the troughs. Increasing thickness trends were noticed towards the southwest.



Zal. 10.3

MAPA MIĄŻSZOŚCI CAŁKOWITEJ
UTWORÓW KAMBRYJSKICH
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 10.3

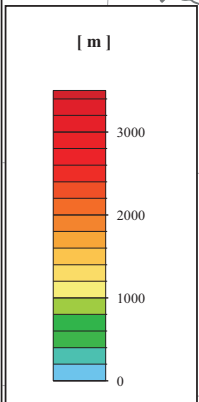
MAP OF THE TOTAL THICKNESS OF
CAMBRIAN FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[m]

Legenda:

Legend:

-  - *Izopachyty utworów kambru [m]*
- *Isopachytes of Cambrian formation [m]*
-  - *Linie zasięgu utworów kambryjskich*
- *Extent of Cambrian formation*
-  - *Uskoki*
- *Faults*
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
-  - *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*

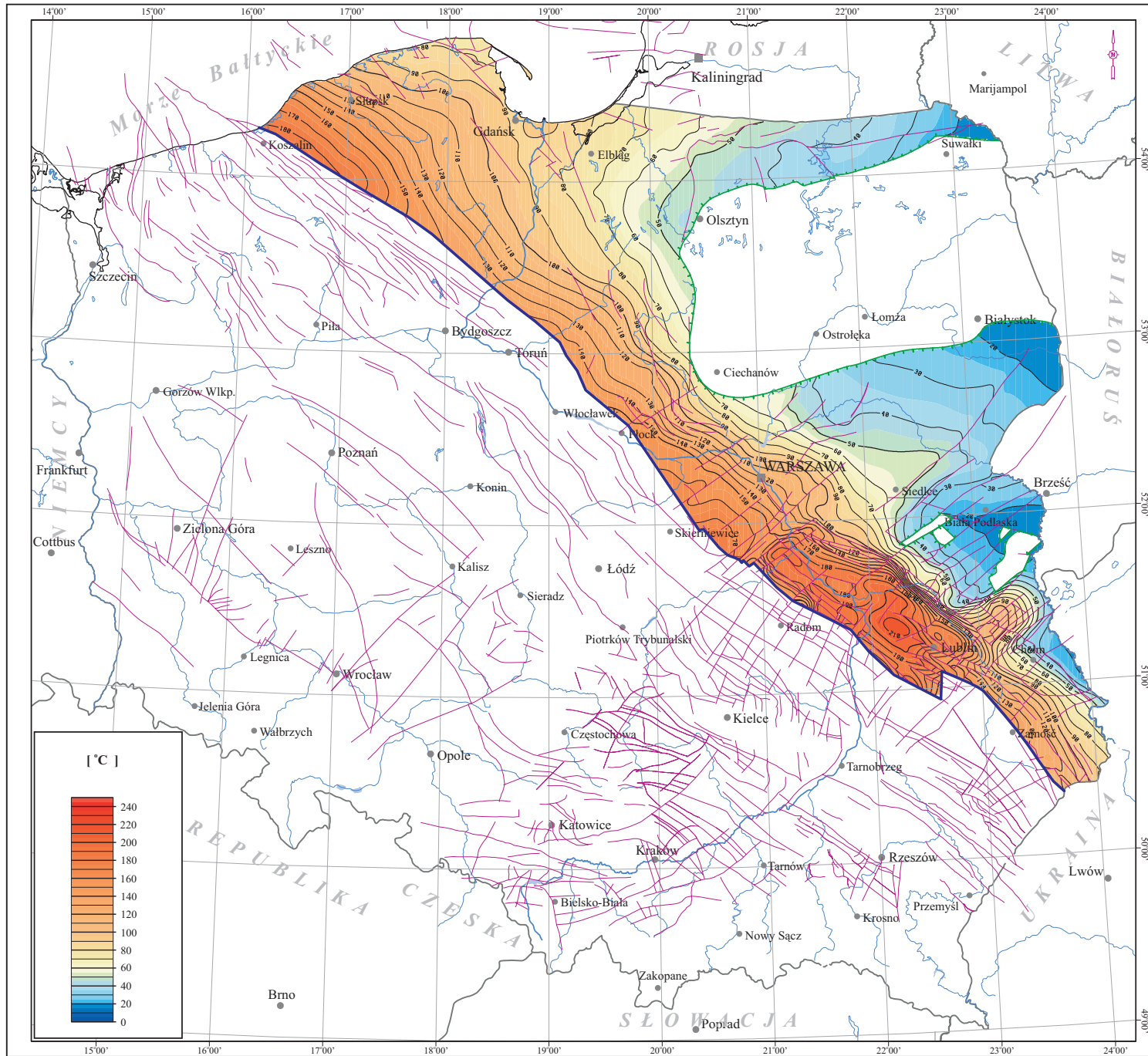


Zał. 10.4 Mapa temperatur w stropie utworów kambryjskich na Niżu Polskim

Temperatura w stropie utworów kambryjskich generalnie wzrasta wraz z głębokością wystepowania i miąższością w kierunku południowo-zachodnim. Jej zmienność jest znaczna: od kilku do nawet ponad 210°C (niecka lubelska).

Encl. 10.4 Map of temperatures at the top surface of Cambrian formation in the Polish Lowlands

Generally, temperatures in the top part of Cambrian formation increase towards the southwest with the increasing depth and thickness of strata. Variability is high: from several to over 210°C in the Lublin Trough.



Zal. 10.4

MAPA TEMPERATUR W STROPIE
UTWORÓW KAMBRYJSKICH
NA NIŻU POLSKIM






Encl. 10.4

MAP OF TEMPERATURES
AT THE TOP SURFACE
OF CAMBRIAN FORMATION
IN THE POLISH LOWLANDS

[°C]

Legenda:

Legend:

-  - *Izotermia stropu utworów kambru [°C]*
- Isotherms at the top surface of Cambrian formation [°C]
-  - *Linie zasięgu utworów kambryjskich*
- Extent of Cambrian formation
-  - *Uskoki*
- Faults
-  - *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- Main cities
-  - *Granica obszaru obliczeniowego*
- Extent of calculations area

0 50 100 km

Załącznik 10.5 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów kambryjskich na Niżu Polskim

Wody podziemne występujące w zbiorniku kambryjskim cechują się mineralizacją zmienną od ok. 1 do 200 g/dm³ na wyniesieniu zrębowym łukowsko-hrubieszowskim, 150 - 240 g/dm³ w niecce lubelskiej, 2 - 240 g/dm³ w syneklizie bałtyckiej oraz 200 - 240 g/dm³ w niecce warszawskiej.

Balneoterapia

Termalne wody zbiornika kambryjskiego zostały udokumentowane na obszarze położonym na wschód od linii T-T. Obejmuje on rejon syneklizy perybałtyckiej, częściowo niecki pomorskiej i warszawskiej, obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego. Typ hydrochemiczny udokumentowanych wód jest Cl-Ca; zawierają one składniki swoiste w postaci jodu i bromu.

Wody termalne na obszarze syneklizy perybałtyckiej udokumentowano w rejonie: Białogóra - Dębki - Mioszyno - Żarnowiec - Darżlubie - Hel - Malbork - Prabuty - Młynary - Dobre Miasto - Krzemianka - Gołdap - Kętrzyn - Gałajny - Głębock. Mineralizacja wód wynosi od 100 g/dm³, a jedynie obszar położony na wschód od Krzemianki posiada wody o niższej mineralizacji od 50 do 100 mg/dm³ (Bojarski 1996). Zawartość jodu wynosi od około 1 do 20 mg/dm³, bromu od 122 do 2560 mg/dm³. Ze względu na mineralizację wody te kwalifikują się głównie do wykorzystania w balneologii.

Na obszarze niecki pomorskiej wody chlorkowe udokumentowano jedynie odwiertem Karnkowo IG-1, a niecki warszawskiej odwiertem Okuniew IG-1 i Żebrak IG-1. Ze względu na mineralizację mogą one być wykorzystane w balneologii.

Udokumentowane wody termalne na obszarze obniżenia podlaskiego występują w rejonie: Łochów - Polaki - Rówce - Biała Podlaska - Mielnik - Stadniki - Krzyże - Proniewicze - Rzepniewo - Pawły. Wody posiadają mineralizację od 1 do około 100 g/dm³, jedynie w zachodniej strefie obniżenia jest ona wyższa zawarta w przedziale 150 do 200 g/dm³. Wody te zawierają jod w ilości od 3 do 6 mg/dm³ i brom od 344 do 870 mg/dm³ (Bojarski, 1996).

Wody termalne udokumentowane wierceńiami na obszarze lubelskim występują w rejonie: Radzyń Podlaski - Parczew - Krowie Bagno - Wierzbica - Białopole - Horodło. Mineralizacja wód wynosi od 1 do 200 g/dm³ (Bojarski, 1996). W wodach tych stwierdzono występowanie jodu w ilości od 4 do 6 mg/dm³ i bromu od 32 do 1030 mg/dm³. Wody te mogą być wykorzystane w rekreacji i balneologii.

Encl 10.5 Map of the TDS at the top surface of Cambrian formation in the Polish Lowlands

Groundwaters reservoid in Cambrian aquifer show the TDS values from about 1 to 200 g/dm³ in the Łuków-Hrubieszów Horst, 150 - 240 g/dm³ in the Lublin Trough, 2 - 240 g/dm³ in the Peri-baltic Syncline and 200 - 240 g/dm³ in the Warsaw Trough.

Balneotherapy

Along Polish margin of Old Precambrian East-European Platform (i.e. east of Teisseyre-Tornquist = T-T fault zone) the receives of thermal subsurface waters from Cambrian sandstone aquifers were proved in Peribaltic Syncline including part of Pomerania and Warsaw depressions to southwest and Podlasie Depression together with Lublin Region on southeast. Hydrogeochemically the waters from Cambrian sandstone reservoir are of Cl-Ca type. Those contain also specific elements of iodine and bromine.

Thermal brines from Cambrian aquifers have been discovered in Polish Petrobaltic Syncline in the following regions: Łeba Uplift and Gdańsk Depression Kashuby and Żuławy Maritime Regions: Białogóra on sea by Żarnowiec Lake - Dębki on sea - Mioszyno - Żarnowiec on Żarnowiec Lake, Kashuby Maritime Distr. - Darżlubie - Hel - Malbork.

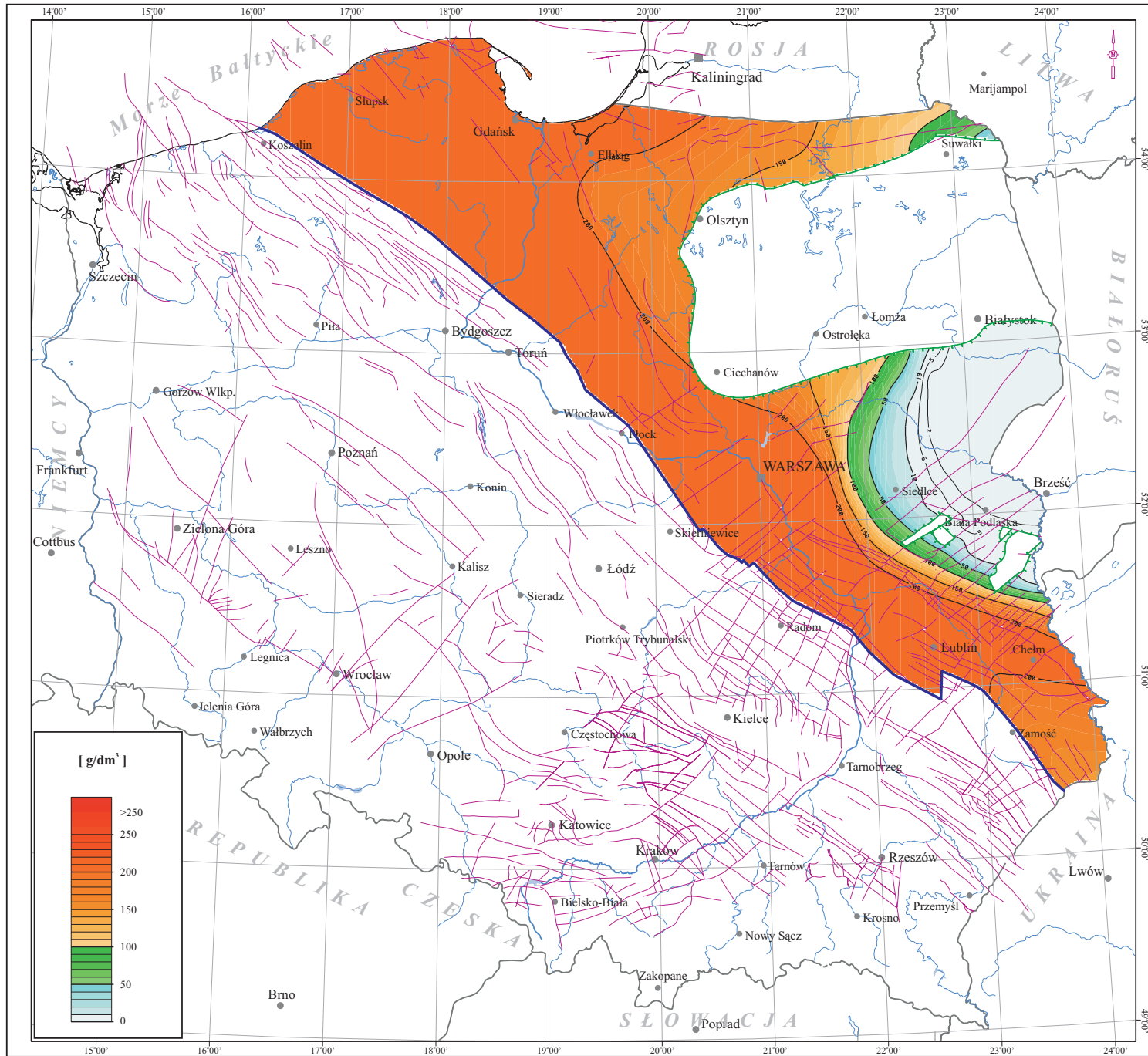
Eastren Peribaltic Syncline, Warmia Region and Mazury - Suwałki Lake District: Prabuty on Dzierżgoń Lake - Młynary - Dobre Miasto on Łyna River, Warmia Region - Głębock on Głębockie Lake, 4 km to Russian border - Kaliningrad Distr. - Gałajny by Russian border - Kętrzyn - Gołdap by Gołdap Lake & Romincka Forest, Krzemianka, iron ore deposit, Suwałki Lake Distr.

Salinity of Cambrian brines in the above areas usually exceeds 100 g/dm³ except the shallow aquifer east of Krzemianka where the mineralization of water drops and ranges between 50 - 100 mg/dm³ (Bojarski, 1996). Cambrian waters contain 1 - 20 mg/dm³ iodine and 122 - 2560 mg/dm³ bromine. The above mineralization characteristic of Cambrian waters in Peribaltic Syncline makes them most suitable for balneotherapy.

Also, the waters from Cambrian aquifers discovered on SW slope of Mazury-Suwałki Uplift to Warsaw Depression in Karnkowo IG-1 well (Karnkowo, Dobrzyńskie Lake Distr.) as well as in Warsaw-Podlasie Depression in Okuniew IG-1 and Żebrak IG-1 well reveal mineralization characteristics adequate to balneological use.

The occurrence of thermal brines from Cambrian reservoir has been proved also in Podlasie Depression in the following areas: Łochów (Siedlce Upland) - Polaki by Kotuń on Świdnica r. - Rówce - Biała Podlaska on Krzna R., Podlasie Region - Mielnik on Bug R. - Stadniki - Krzyże 1 well - Proniewicze - Rzepniewy 1 well - Pawły by Ryboły on Narew R., Podlasie Lowland.

Thermal waters of Cambrian discovers with drilling wells in Lublin Region are available southwestern slope of Łuków-Hrubieszów uplift trending NW-SE in the following areas: Łuków - Parczew - Krowie Bagno 1 well - Wierzbka (Roztocze loessic upland, by Hrebenne Rava Russka Ukrainian bored) - Białopole (Lublin Upland) - Horodło on Bug R. Ukrainian border. Those Cambrian waters of 1 - 200 g/dm³ salinity (Bojarski, 1996) containing 4-6 mg/dm³ iodine and 32 - 1030 mg/dm³ bromine may be used both for recreation and balneotherapy.



Zal. 10.5

MAPA MINERALIZACJI WÓD W STROPIE UTWORÓW KAMBRYJSKICH NA NIŻU POLSKIM

Encl. 10.5

MAP OF THE TDS AT THE TOP SURFACE OF CAMBRIAN FORMATION IN THE POLISH LOWLANDS

[g/dm³]

Legenda:

Legend:

- *Izolinie mineralizacji [g/dm³]*
- *Isohalines of TDS [g/dm³]*
- *Linie zasięgu utworów kambryjskich*
- *Extent of Cambrian formation*
- *Uskoki*
- *Faults*
- *Warszawa - Ważniejsze miasta*
- *Main cities*
- *Granica obszaru obliczeniowego*
- *Extent of calculations area*

0 50 100 km

11 Spis map

Zał. 6.1 Mapa lokalizacyjna głównych jednostek strukturalnych na Niżu Polskim.
Zał. 6.2 Mapa lokalizacji przekrojów geologicznych i hydrogeologicznych na Niżu Polskim.
Zał. 6.3.1 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.3.2 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.3.3 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.3.4 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.3.5 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.3.6 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.3.7 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.3.8 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.3.9 Przekroje geologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.4.1 Przekroje korelacyjno - hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.4.2 Przekroje korelacyjno - hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.4.3 Przekroje korelacyjno - hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.4.4 Przekroje korelacyjno - hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.4.5 Przekroje korelacyjno - hydrogeologiczne przez utwory Niżu Polskiego.
Zał. 6.5 Tabela stratygraficzna (rekomendowana przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną, 2004).
Tab. 6.1 Zestawienie otworów wiertniczych wykorzystanych do konstrukcji cyfrowych modeli rozkładu parametrów hydrogeologicznych oraz geotermalnych na Niżu Polskim.
Zał. 7.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.2 Mapa strukturalna stropu utworów permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.3 Mapa miąższości całkowitej utworów permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.5 Mapa temperatur w stropie utworów permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.7 Mapa wód termalnych zbiornika permu dolnego kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji.
Zał. 7.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w permie dolnym na Niżu Polskim.
Zał. 7.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1.0$ utworów permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 7.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach permu dolnego na Niżu Polskim.
Zał. 8.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 8.2 Mapa strukturalna stropu utworów karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 8.3 Mapa miąższości całkowitej utworów karbonu na Niżu Polskim.

Zał. 8.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 8.5 Mapa temperatur w stropie utworów karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 8.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 8.7 Mapa wód termalnych zbiornika karbońskiego kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji.
Zał. 8.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 8.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w karbonie na Niżu Polskim.
Zał. 8.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 8.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 8.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1.0$ utworów karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 8.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 8.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach karbonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.2 Mapa strukturalna stropu utworów dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.3 Mapa miąższości całkowitej utworów dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.4 Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.5 Mapa temperatur w stropie utworów dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.6 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.7 Mapa wód termalnych zbiornika dewońskiego kwalifikujących się do wykorzystania w balneoterapii i rekreacji.
Zał. 9.8 Mapa przewodności hydraulicznej utworów dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.9 Mapa potencjalnych wydajności studni (dubletów) w dewonie na Niżu Polskim.
Zał. 9.10 Mapa jednostkowych zasobów statycznych utworów dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.11 Mapa jednostkowych zasobów statycznych-wydobywalnych utworów dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.12 Mapa współczynnika mocy przy współczynniku obciążenia $LF=1.0$ utworów dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.13 Mapa jednostkowych zasobów dyspozycyjnych utworów dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 9.14 Mapa mocy cieplnej instalacji geotermalnych projektowanych w utworach dewonu na Niżu Polskim.
Zał. 10.1 Mapa lokalizacyjna otworów dla zbiornika kambryjskiego na Niżu Polskim.
Zał. 10.2 Mapa strukturalna stropu utworów kambryjskich na Niżu Polskim.
Zał. 10.3 Mapa miąższości całkowitej utworów kambryjskich na Niżu Polskim.
Zał. 10.4 Mapa temperatur w stropie utworów kambryjskich na Niżu Polskim.
Zał. 10.5 Mapa mineralizacji wód w stropie utworów kambryjskich na Niżu Polskim.

11 List of maps

Encl. 6.1 Location map of the main structural units in the Polish Lowlands.

Encl. 6.2 Location map of geological and hydrogeological cross-sections in the Polish Lowlands.

Encl. 6.3.1 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 6.3.2 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 6.3.3 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 6.3.4 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 6.3.5 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 6.3.6 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 6.3.7 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 6.3.8 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 6.3.9 Geological cross-sections through the Polish Lowlands.

Encl. 6.4.1 Correlation - hydrogeological cross section through the Polish Lowlands.

Encl. 6.4.2 Correlation - hydrogeological cross section through the Polish Lowlands.

Encl. 6.4.3 Correlation - hydrogeological cross section through the Polish Lowlands.

Encl. 6.4.4 Correlation - hydrogeological cross section through the Polish Lowlands.

Encl. 6.4.5 Correlation - hydrogeological cross section through the Polish Lowlands.

Encl. 6.5 Stratigraphic chart (recommended by International Commission on Stratigraphy, 2004).

Tabl. 6.1 Compilation of boreholes and wells used for construction of digital models of distribution of hydrogeological and geothermal parameters in the Polish Lowlands.

Encl. 7.1 Location map of wells drilled to Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 7.2 Structural map of the top surface of Lower Permian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 7.3 Map of total thickness of Lower Permian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 7.4 Map of cumulative thickness of Lower Permian groundwater horizons in the Polish Lowlands.

Encl. 7.5 Map of temperatures at the top surface of Lower Permian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 7.6 Map of the TDS at the top surface of Lower Permian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 7.7 Map of thermal waters of the Lower Permian formation qualified for balneotherapy and recreation.

Encl. 7.8 Map of hydraulic transmissivity in the Lower Permian aquifer of the Polish Lowlands.

Encl. 7.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Lower Permian reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 7.10 Map of unit static resources of Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 7.11 Map of unit static-recoverable resources of Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 7.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 7.13 Map of unit disposable resources of Lower Permian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 7.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Lower Permian reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 8.1 Location map of wells drilled to Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 8.2 Structural map of the top surface of Carboniferous formation in the Polish Lowlands.

Encl. 8.3 Map of total thickness of Carboniferous formation in the Polish Lowlands.

Encl. 8.4 Map of cumulative thickness of Carboniferous groundwater horizons in the Polish Lowlands.

Encl. 8.5 Map of temperatures at the top surface of Carboniferous formation in the Polish Lowlands.

Encl. 8.6 Map of the TDS at the top surface of Carboniferous formation in the Polish Lowlands.

Encl. 8.7 Map of thermal waters of the Carboniferous formation qualified for balneotherapy and recreation.

Encl. 8.8 Map of hydraulic transmissivity in the Carboniferous aquifer of the Polish Lowlands.

Encl. 8.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Carboniferous reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 8.10 Map of unit static resources of Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 8.11 Map of unit static-recoverable resources of Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 8.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 8.13 Map of unit disposable resources of Carboniferous aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 8.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Carboniferous reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 9.1 Location map of wells drilled to Devonian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 9.2 Structural map of the top surface of Devonian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 9.3 Map of total thickness of Devonian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 9.4 Map of cumulative thickness of Devonian groundwater horizons in the Polish Lowlands.

Encl. 9.5 Map of temperatures at the top surface of Devonian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 9.6 Map of the TDS at the top surface of Devonian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 9.7 Map of thermal waters of the Devonian formation qualified for balneotherapy and recreation.

Encl. 9.8 Map of hydraulic transmissivity in the Devonian aquifer of the Polish Lowlands.

Encl. 9.9 Map of potential discharge of wells (doublets) in Devonian reservoirs of the Polish Lowlands.

Encl. 9.10 Map of unit static resources of Devonian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 9.11 Map of unit static-recoverable resources of Devonian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 9.12 Map of power factor at load factor LF=1.0 of Devonian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 9.13 Map of unit disposable resources of Devonian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 9.14 Map of thermal power of geothermal installations designed in Devonian reservoirs

of the Polish Lowlands.

Encl. 10.1 Location map of wells drilled to Cambrian aquifer in the Polish Lowlands.

Encl. 10.2 Structural map of the top surface of Cambrian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 10.3 Map of total thickness of Cambrian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 10.4 Map of temperatures at the top surface of Cambrian formation in the Polish Lowlands.

Encl. 10.5 Map of the TDS at the top surface of Cambrian formation in the Polish Lowlands.

12 Słownik

12 Dictionary

1. **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 napiętych (nieprzepuszczalnych) oraz położenia powierzchni terenu w miejscu wiercenia studni, powodujące wypływ wody ponad tę powierzchnię. Jednostki: N/m^2 , Pa lub m;
2. **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;
3. **Ciśnienie hydrostatyczne (hydrostatic pressure)** - ciśnienie wywierane przez płyn w spoczynku na otaczające środowisko, np. szkielet skalny. Jednostki: N/m^2 , Pa lub m;
4. **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;
5. **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 ;
6. **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: %;
7. **Porowatość efektywna (effective porosity)** - stosunek objętości przestrzeni porowej czynnej podczas filtracji, do objętości całkowitej skały. Jednostki: %;
8. **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;
9. **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 ;
10. **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 ;

11. **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;
12. **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 jednemu pod warunkiem, że filtracja podlega liniowemu prawu Darcy'ego. Jednostki: m/s, m/h, m/d. Gdy $T=25^{\circ}C$, to $1 D = ok. 0.001 cm/s$, $1cm/s = ok. 1000 D$;
13. **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;

14. **Współczynnik porowatości (porosity, void ratio)** - ilościowe określenie porowatości wyrażone stosunkiem sumarycznej objętości przestrzeni porowej do całkowitej objętości próbki skały. Jednostki: %;
15. **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 ;
16. **Wydajność potencjalna studni (otworu) (potential discharge)** - maksymalna wydajność umownej studni wierconej, prawidłowo zafiltrowanej, przy dopuszczalnej depresji. Jednostki: m^3/s , m^3/h , m^3/d ;
17. **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*).

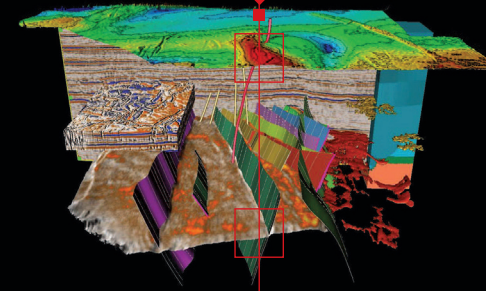
20. **Jednostki przepuszczalności:**

- 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, wydany 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.