

MEZOZOIK I KENOZOIK Dolnego Śląska

LXXXI Zjazdu
Polskiego Towarzystwo Geologicznego

Pod redakcją:

Andrzeja Żelaźniewicza
Juranda Wojewody
i Wojciecha Ciężkowskiego

Wrocław, 2011



ISBN 978-83-924869-8-5

Projekt okładki i skład: Tomasz Gracek

Druk: Drukarnia D&D

Nakład: 250 egzemplarzy

Wydawca: WIND

Wrocław, 2011

P o l s k i e T o w a r z y s t w o G e o l o g i c z n e

MEZOZOIK I KENOZOIK Dolnego Śląska

Pod redakcją:

Andrzeja Żelaźniewicza, Juranda Wojewody i Wojciecha Ciężkowskiego

Sponsorzy tomu:

Komitet Badań Naukowych
Kombinat Górniczo-Hutniczy Miedzi w Lubinie
PG PROXIMA we Wrocławiu
Uniwersytet Wrocławski

Recenzenci tomu:

Nonna BAKUN-CZUBAROW
Andrzej BER
Wojciech CIĘŻKOWSKI
Piotr GUNIA
Waldemar JÓŹWIAK
Marek ŁODZIŃSKI
Michał MIERZEJEWSKI
Janusz SKOCZYŁAS
Wojciech STANKOWSKI
Stanisław ŚLUSARCZYK
Witold ZUCHIEWICZ
Andrzej ŻELAŻNIEWICZ

MEZOZOIK POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ POLSKI (SYNKLINORIUM PÓŁNOCNOSUDECKIE)

Mesozoic of South-Western Poland (The North Sudetic Synclinorium)

Alina Chrząstek, Jurand Wojewoda

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Pl. Maksy Borny 9, 50-204 Wrocław,
e-mail: alina.chrzastek@ing.uni.wroc.pl, jurand.wojewoda@ing.uni.wroc.pl

Słowa kluczowe: Sudety Zachodnie, synklinorium północnosudeckie, pstry piaskowiec, wapień muszlowy, kreda
Keywords: Western Sudetes, North Sudetic Synclinorium, Bundsandstein, Muschelkalk, Cretaceous

Streszczenie Tzw. „górne piętro kaczańskie”, które obejmuje osady od najwyższego karbonu po kredę, powstało przez wypełnianie tworzącego się po orogenezie waryscyjskiej basenu sedimentacyjnego. Basen północnosudecki należy do ciągu obniżeń strukturalnych, które towarzyszą europejskim waryscydym poza główną strefą fałdowań. Osady od permu po kredę wypełniają zapadliska tektoniczne, które powstały na starych ramach strukturalnych w neogenie.

Abstract So-called „Upper Kaczawa Stage” which comprises the sedimentary rocks from the uppermost Carboniferous to Cretaceous, came into existence after/duo to the Variscan orogenesis. The North Sudetic sedimentary basins belongs to a suite of structural depressions which accompanied European Variscides outside the principal zone of orogenic folding. The sediments from the Permian up to the Cretaceous fill up the tectonic depressions which developed on old structural frames during the Neogene.

WSTĘP

Mezozoik południowo-zachodniej Polski tworzy, wraz innymi utworami osadowymi od górnego karbonu po czwartorzęd, tzw. **górne piętro kaczańskie** (Teisseyre, 1957). Nazwa ta była początkowo użyta wyłącznie w odniesieniu do utworów pstrego piaskowca (Scupin, 1933), jednak z czasem objęto nią wszystkie w/w utwory osadowe niecki północnosudeckiej (por. Baranowski *et al.*, 1990). **Górny trias** i **górną kredę** rozdziela luka stratygraficzna obejmująca jurę oraz dolną kredę. Brak sedimentacji lub erozję w tym czasie przypisuje się tzw. kimeryjskiej fazie tektonicznej. Utwory mezozoiku na obszarze dzisiejszego

synklinorium północnosudeckiego występują na powierzchni lokalnie, tworząc wschodnie pośród pokrywy osadów kenozoicznych (**Fig. 1**).

TRIAS WCZESNY (pstry piaskowiec)

Utwory dolnego i środkowego pstrego piaskowca (formacja z Radłówki), wykształcone są jako piaskowce kwarcowe, waki, arenity i mułowce odsłonięte w północnej, wschodniej i południowej części synklinorium północnosudeckiego (Mroczkowski, 1972). Utwory dolnego i środkowego piaskowca należą do formacji z Radłówki a ich miąższość wynosi około 500 m (Milewicz, 1997). Utwory górnego pstrego piaskowca czyli retu należą do formacji z Raciborowic.

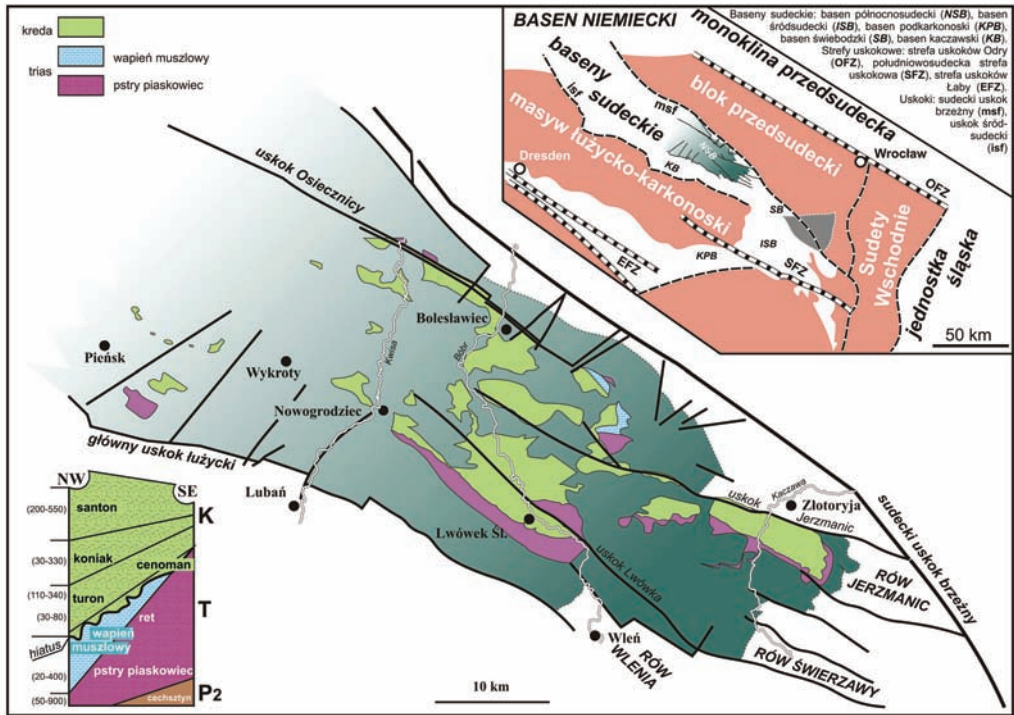


Fig. 1. Schematyczna mapa występowania utworów mezozoicznych na obszarze niecki północnosudeckiej
 Fig. 1. Sketch map of the North Sudectic Synclinorium with Mesozoic rocks outcrops

Środowiska sedymentacji i paleogeografia obszaru basenu północnosudeckiego we wczesnym triasie

Utwory dolnego i środkowego pstrego piaskowca, powstały w szeroko rozumianym środowisku lądowym, głównie jako osady dolin rzecznych i aluwialnych stożków napływowych (Mroczkowski, 1969, 1972). Materiał osadowy do **wczesnotriasowego basenu północno-sudeckiego** był dostarczany z południa z obrzeżającego basen masywu-elewacji zbudowanej ze skał dzisiejszych jednostek (masywów): karkonoskiej, izerskiej i kaczawskiej (por. Żelaźnikiewicz & Aleksandrowski, 2008). Na obszarze jednostki kaczawskiej osady pstrego piaskowca zachowały się w lokalnych rowach i zapadliskach tektonicznych, których dzisiejsza orientacja jest wręcz poprzeczna do triasowych kierunków paleotransportu. Sugeruje to, że te podrzędne w stosunku do synklinorium północnosudeckiego struktury tektoniczne są znacznie młodsze, przypuszczalnie neogeńskie lub nawet czwartorzędowe (por. Wojewoda, 2003). Skały osadowe pstrego piaskowca są silnie skao-

linizowane. Fakt ten znany jest od dawna, chociaż dotychczas nie przywiązywano do niego większej wagi (por. Teisseyre, 1957; Mroczkowski, 1972). Ma to jednak duże znaczenie, gdyż kaolinizacja nie mogła nastąpić wcześniej, niż jurze-wczesnej kredzie. Warto również podkreślić, że zalew morski w późnej kredzie odbywał się na zlitfikowanych utworach pstrego piaskowca, zatem osady te musiały wcześniej przejść pełną diagenezę (Żuk, 2001).

Utwory górnego pstrego piaskowca, czyli retu powstały kiedy „ład dolnego i środkowego pstrego piaskowca zaczął być zalewany morzem. Na stopniowo rozbudowującej się, przybrzeżnej równinie mulowej osadzały się zarówno nanoszone z ładu osady ilasto-piaszczyste, jak i czysto morskie osady wapienne (dolomity z wkładkami siarczanów i gipsów, wapień). Łączna miąższość dolnego retu oceniana jest obecnie na ok. 45 do 65 m. (Chrzastek, 2002). Górny ret to w przewadze skały marglisto-dolomitowe i marglisto-wapienne, przechodzące ku górze w margle i dolomity, o łącznej miąższości od ok. 45 do 75 m. Utwory retu zaliczane są do formacji z Raciborowic (Milewicz, 1997).

TRIAS ŚRODKOWY (wapień muszlowy)

Litostratygrafia dolnego wapienia muszlowego

Dolny wapień muszlowy odsłania się na powierzchni w północnej części synklinorium północnosudeckiego w tzw. **synklinie Grodzca** (Raciborowice Górne), gdzie znajdują się najpełniejsze profile. We wschodniej części w tzw. **półrowie Leszczyń-Jerzmanic** (Jerzmanice Zdrój), utwory dolnego wapienia muszlowego tworzą izolowany blok tektoniczny w strefie uskoku Jerzmanic (Chrząstek 1995). Dolny wapień muszlowy jest zaliczany do formacji z Raciborowic (Milewicz, 1997) (**Fig. 2**).

Profil dolnego wapienia muszlowego w Raciborowicach Górnych rozpoczynają warstwy (**B**) o miąższości około 15 m (Chrząstek, 2002), które odsłaniają się na ścianie północno wschodniej kamieniołomu. W sągu występują gruboławicowe wapienie organodetrytyczne zawierające liliowce z rodzaju *Dadocrinus* i gatunku *Holocrinus acutangulus* oraz liczne fragmenty kręgowców, przede wszystkim gadów, m.in. *Nothosaurus* cf. *mirabilis* (Chrząstek & Niedźwiedzki, 1998; Chrząstek, 2002, 2008 b). W ławicy tej spotykane są małże (*Entolium discites*, *Pleuronectites* cf. *laevigatus*) oraz koprolity. Poniżej nich występują cienkoławicowe wapienie płytowe o miąższości około 2 m, praktycznie pozbawione skamieniałości (dziś niewidoczne, przysypane zwietrzeliną). Autorka zaliczała je także do warstw (**B**) (Chrząstek, 2002). Według Gluchowskiego i Salomona (2005) gruboławicowe wapienie organodetrytyczne, bogate w liliowce oraz zęby i kości gadów, stanowiłyby odpowiednik ławicy krynoidowej Assmanna (1944) i tym samym wyznaczały granicę pomiędzy retem (górnym pstrym piaskowcem) a dolnym wapieniem muszlowym. Powyżej w profilu odsłaniają się cienkoławicowe wapienie płytowe, gruboławicowe wapienie organodetrytyczne z intraklastami oraz żółto-pomarańczowe wapienie komórkowe. W najwyższej części tych warstw pojawiają się wapienie organodetrytyczne bogate w małże *Myophoria vulgaris*, *Gervilleia* oraz kości i zęby kręgowców, a także koprolity.

W warstwach (**B**) występują także skamieniałości śladowe. Najliczniej reprezentowane jest *Rhizocorallium jenese*. Rzadziej spotykany jest *Pholeus* isp. (Szulc, 1991, 2000), *Planolites* isp.,

Palaeophycus isp., *Lockeia* isp., *Protovirgularia* isp. Chrząstek, (2008 a; w druku).

Wyżej występują warstwy (**C**), które są najlepiej odsłonięte i zajmują największą powierzchnię kamieniołomu w Raciborowicach Górnych. Widoczne są na ścianach NE, E i S, zarówno na dolnym, jak i górnym jego poziomie. Miąższość ich, możliwa do prześledzenia, wynosi około 50 m. Wykształcone są one jako cienkoławicowe wapienie płytowe, faliste i gruzłowe oraz margle i wapienie margliste. Zawierają liczne przełamienia gruboławicowych wapieni organodetrytycznych i organodetrytycznych z intraklastami, bardzo bogatych w skamieniałości. W obrębie warstw (**C**) występuje wyraźny poziom korelacyjny – tzw. „**ławica spiriferinowa**” (Chrząstek, 2002), którą można prześledzić na górnym i dolnym poziomie. Tworzą ją gruboławicowe wapienie organodetrytyczne z ciemnoniebieskimi intraklastami wapieni, w których spotykane są skamieniałości śladowe: *Trypanites weisei*, *Balanoglossites triadicus* i ?*Gastrochaenolites* isp., typowe dla twardego dna. W ławicy tej występują po raz pierwszy i jedyny w całym profilu dolnego wapienia muszlowego odsłoniętym w Raciborowicach Górnych ramieniem z gatunku *Punctospirella fragilis* (dawną nazwą *Spiriferina*). Gluchowski & Salamon (2005) oraz Niedźwiedzki *et al.* (w druku) nazywają ją „ławicą punctospirellową”. Pojawiają się też liliowce: pierwsze enkrynydy: ?*Encrinus* + *Chelocrinus* oraz znany już z warstw (**B**) gatunek *Holocrinus acutangulus* oraz liczne kolce jeżowców (Chrząstek, 2002). Salamon *et al.* (2003) oraz Gluchowski & Salamon (2005) uważają, że enkrynydy pojawiają się wcześniej w warstwach (**C**), nieco powyżej warstw (**B**).

Drugą ważną ławicą w obrębie tych warstw jest tzw. „**warstwa kostna**” (Chrząstek, 2008 b). Występuje ona kilkadziesiąt cm poniżej „ławicy spiriferinowej”. Są to ciemno zabarwione wapienie, w których często spotykane są zęby ryb chrzęstnoszkieletowych (*Acrodus lateralis*, *Palaeobates angustissimus*). Po raz pierwszy znaleziono w niej także szczątki ryb kostnoszkieletowych-promieniopłetwych: ząb *Birgeria* oraz łuski *Gyrolepis*, a także ich kości (Chrząstek, 2008 b). Stwierdzono też zęby gadów Nothosauridae lub Cymatosauridae. Wcześniej fragmenty kostne gadów znane były jedynie z warstw (**B**).

W warstwach (**C**) występuje bogaty zespół fauny: małży, ślimaków, głowonogów, łódkonogów, liliowców, otwornic liczący kilkadziesiąt

taksonów. Często spotykane są małże *Plagiostoma striatum* i *Plagiostoma lineatum*. Z głowonogów znaleziono amonita *Balatonites ottonis* (Chrząstek 2002) i łodzika *Germanonutilus* (Treter, 2003). W „ławicy spiriferinowej” Salamon *et al.* (2003) znaleźli pierwsze wężowidła z rodzaju *Aspiduriella* oraz płytki i kolce jeżowców z gatunku *Triadotiaris*

grandaeva. Głuchowski & Salamon (2005) stwierdzili w niej liliowce z gatunku *Eckicrinus radiatus*, natomiast Niedźwiedzki *et al.* (w druku) zachowane całe kielichy jeżowców *Encrinus aculeatus*.

W obrębie tych warstw spotykany jest bogaty zespół skamieniałości śladowych: *Archeonassa fossulata*, *Balanoglossites triadicus*, ?*Gastrocha-*

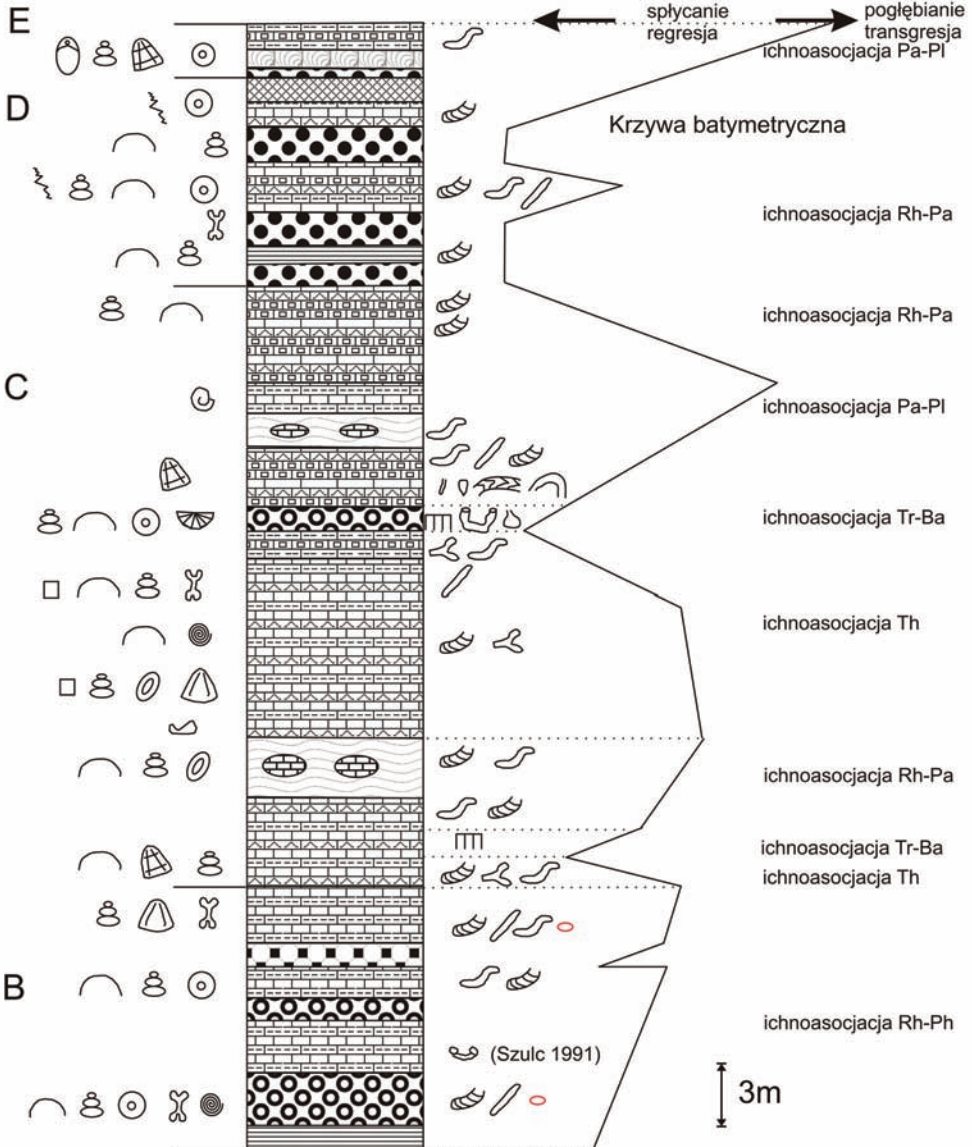


Fig. 2a. Profil wapienia muszlowego na obszarze niecki północnosudeckiej

Fig. 2a. Muschelkalk profile in the North Sudetic Basin

enolites isp., *Lockeia* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Palaeophycus* isp., *Planolites beverleyensis*, *Planolites montanus*, *Planolites* isp., *Protovirgularia* isp., *Rhizocorallium commune*, *R. irregulare*, *R. jenense*, *Skolithos* isp., *Thalassinoides suevicus*, *Trypanites weisei* Chrząstek (2007, 2008 a, b; w druku).

Wyżej w profilu, na południowej na ścianie kamieniołomu, występują warstwy (D). Mają one miąższość około 18 m i reprezentowane są przez gruboławicowe wapienie wapienie krystaliczne i organodetrytyczne z wkładkami cienkoławicowych wapieni płytowych, falistych i gruzłowych. Skamieniałości typowe dla tych warstw to małże



Fig. 2b. Profil wapienia muszlowego na obszarze niecki północnosudeckiej

Fig. 2b. Muschelkalk profile in the North Sudetic Basin

Plagiostoma striatum, *Enantiostreon difforme*, liliowce: *Holocrinus dubius*, ?*Encrinus* + *Chelocrinus* oraz ramienionogi *Coenothyris vulgaris*. Skamieniałości śladowe stwierdzone w tych warstwach to *Rhizocorallium*, *Planolites* i *Palaeophycus* (Chrząstek, 2007, 2008 a; w druku).

Najwyżej w profilu dolnego wapienia muszlowego odsłoniętego w kamieniołomie w Raciborowicach Górnych są warstwy (E) wykształcone jako gruboławicowe wapienie organodetrytyczne bogate w liliowce oraz ramienionogi z gatunku *Coenothyris vulgaris*. Oprócz nich występują także cienkoławicowe wapienie płytowe, faliste i gruzłowe, a także wkładki wapieni onkoidowych. Zespół fauny podobny jest do zespołu występującego w warstwach (D). W warstwach (E) ze skamieniałości śladowych znaleziono jedynie *Planolites* isp.

Gluchowski & Salamon (2005) na podstawie zonacji liliowcowej, korelują większą część warstw (B) (od organodetrytycznych wapieni bogatych w liliowce i szczątki kręgowców) z warstwami gogolińskimi dolnymi z obszaru opolskiego; najwyższą część warstw (B) i większą część warstw (C) z warstwami gogolińskimi górnymi. Pozostała, najwyższą część warstw (C) oraz warstwy (D) z warstwami górażdzańskimi, natomiast warstwy (E) z warstwami terebratulowymi (formacją dziewkowiacką). Występujące najwyżej w profilu dolnego wapienia muszlowego dolomity oraz margle, znane z profili wiertniczych (Leśniak, 1978, 1979), mogłyby być odpowiednikami warstw karchowickich i najniższej części środkowego wapienia muszlowego. Utwory te nie odsłaniają się jednak na powierzchni.

Środowisko sedymentacji dolnego wapienia muszlowego

Utwory dolnego wapienia muszlowego powstawały w płytkim środowisku, na rampie węglanowej. W najgłębszym środowisku tworzyła się wyższa część warstw (C) (rampa zewnętrzna) oraz warstwy (E) (środowisko basenowe).

Warstwy (B) związane były ze środowiskiem laguny na rampie wewnętrznej. Świadczy o tym zespół makrofauny, m.in. liczne kości i zęby kręgowców z rodzaju *Nothosaurus*, koprolity oraz zgromadzone skamieniałości śladowe. W najpłytszym środowisku (sabkha) powstawały żółto-pomarańczowe wapienie komórkowe, w których obecne są kalcytowe pseudomorfozy po gipsie.

Warstwy (C) powstawały w środowisku rampy środkowej i zewnętrznej. Dwukrotnie dochodziło

do przerwy w sedymentacji, o czym świadczą poziomy twardego dna z zachowanymi skamieniałościami śladowymi: *Trypanites weisei*, *Balanogloissites triadicus* i ?*Gastrochaenolites* isp. Ze środowiskiem rampy zewnętrznej związana była wyższa część warstw (C), leżąca w profilu powyżej „ławicy spiriferinowej”. W obrębie tej części warstw (C) występuje bardzo bogaty zespół fauny: małży, głowonogów oraz liczne są skamieniałości śladowe.

Warstwy (D) powstawały w płytkim środowisku, pływaczach na rampie zewnętrznej. Świadczą o tym wapienie onkoidowe obecne w tych warstwach oraz zebrany zespół skamieniałości. Zbiornik morski, w którym powstawały utwory dolnego wapienia muszlowego, był najgłębszy podczas sedymentacji warstw (E) (środowisko basenowe, patrz Szulc, 2000). W warstwach tych stwierdzono bogaty zespół skamieniałości, przede wszystkim ramienionogów z gatunku *Coenothyris vulgaris*, liliowców, małży oraz pojedyncze skamieniałości śladowe z ichnorodzaju *Planolites*.

Badania litostratygraficzne dolnego wapienia muszlowego odsłoniętego w Raciborowicach Górnych wykazały, że począwszy od sedymentacji warstw (B) po warstwy (E) mamy do czynienia z postępującą transgresją morską. Warstwy (B) powstawały w najpłytszym środowisku natomiast w najgłębszym – wyższa część warstw (C) i warstwy (E).

Paleogeografia

Od momentu sedymentacji „ławicy spiriferinowej” zaczyna się wyraźna transgresja morska, związana najprawdopodobniej z otwarciem się bramy śląsko-morawskiej (Chrząstek, 2002). Byłby to początek pelsonu (Gluchowski & Salamon, 2005). Dogodne połączenie z basenem Tetydy spowodowało dotarcie na obszar niecki północnosudeckiej ramienionogów *Punctospirella fragilis*, amonitów, łodzików i enkrynidów. Oprócz liczego zespołu makrofauny występują też bardzo liczne skamieniałości śladowe (16 ichnotaksonów) również sugerujące sedymentację w głębszym środowisku.

KREDA PÓŹNA (cenoman-santon)

Następny cykl sedymentacyjny rozpoczyna się w późnej kredzie po długotrwałej przerwie obejmującej późny trias (kajper, retyk), jurę i wczesną kredę. Najprawdopodobniej w tamtym okresie doszło tzw. **pełnego cyklu basenowego**, który zakończył

się m.in. lityfikacją utworów klastycznych pstrego piaskowca. Ale również w czasie tym musiało dojść do tzw. **ekshumacji** w/w osadów i ich silnego **zwietrzenia chemicznego**. Nie jest wykluczone, że efekty procesu diagenety były „spotęgowane” przykryciem utworów okruchowych zwartą pokrywą wapieni muszlowych środkowego triasu. Wapienie, o znacznie mniejszym przewodnictwie cieplnym, mogły sprawić, że „pogrzebanie” utworów klastycznych pstrego piaskowca było znacznie płytsze, niżby to wynikało z przyjętych modeli tzw. **diagenety geostatycznej**.

Utwory górnej kredy to piaskowce, margle ilaste oraz margle i wapień, które powstały w czasie od późnego cenomanu po santon. Łączna miąższość utworów kredy przekracza w części osiowej niecki północnosudeckiej 1400 m, jednak przeciętnie wynosi około 800 m (Milewicz, 1988). Utwory cenomanu po turon włącznie należą do formacji z Rakowic Wielkich, natomiast santonu do formacji z Węglińca i formacji z Czernej (Milewicz, 1997).

Cenoman

W naturalnych odsłonięciach, osady cenomanu występują w okolicach Niwnic, Minikowa, Łupek, Pielgrzymki, Wilkowa, Nowych Łąk, Lwówka Śląskiego i w tzw. rowie Wlenia (Gorczyca-Skała, 1967, 1977; Bassyouni, 1984). Milewicz (1970) podzielił cenoman na „dolną jednostkę – piaskowce glaukonitowe, które występują na obszarze tzw. **rowu Jerzmanic** oraz „górną jednostkę” – wapień i margle, występujące na zachód od rowu. Ocenia się, że łączna miąższość utworów cenomanu nie przekracza 48 m.

Turon

Na obszarze niecki północnosudeckiej skały turonu występują w naturalnych odsłonięciach w okolicach Wilkowa, Jerzmanic Zdroju, Pielgrzymki, Nowej Ziemi, Nowych Łąk, Chmielna, Brunowa oraz Gaszowa (Bassyouni 1984). Na podstawie prac Scupina (1912-1913), Anderta (1934) i Milewicza (1965 & 1978), turon rozdziela się na dwa podpiętra – dolny i górny.

We wschodniej części niecki północnosudeckiej **dolny turon** jest wykształcony jako średnio-, gruboziarniste piaskowce z *Inoceramus lamarcki* (okolice Jerzmanic i Pielgrzymki), które zalegają na różnych skałach mułowcowych z *Inoceramus labiatus*. Dolny turon w zachodniej części niecki wykształcony jest w przewadze jako skały mułow-

cowe, wapienne, a jedynie podrzędnie spotykane są władki piaskowca.

Górny turon we wschodniej części niecki wykształcony jest głównie jako hetrolityczna seria z przewagą iłowców wapnistych. Proporcje udziału poszczególnych odmian zmieniają się stopniowo w kierunku zachodnim niecki, gdzie w górnym turonie przeważają utwory mułowcowo-wapniste.

Koniak

Utwory koniak w naturalnych odsłonięciach występują w wielu miejscach na obszarze niecki północnosudeckiej. Są to w przewadze serie utworów drobnoziarnistych o przewodzie mułowców i iłowców wapnistych. Do najbardziej znaczących należą wychodne koniak w okolicach Minikowa, Gaszowa, Kleczy, Wlenia, Czaplów oraz Skał. Utwory koniak wzbudzały zawsze wielkie zainteresowanie badaczy (Scupin 1912-1913), Andert 1934, Milewicz 1970). Ten ostatni badacz kredy północnosudeckiej podzielił utwory koniak na 3 oddziały: dolny, środkowy i górny. Jednak podział ten uległ wielokrotnej weryfikacji (Milewicz 1978), co doprowadziło do sytuacji, w której nie wydziela się obecnie utworów najwyższego koniak na obszarze niecki północnosudeckiej.

Santon

Utwory zaliczane do santonu znane są z naturalnych odsłonięć w najbardziej zachodniej części niecki północnosudeckiej, tzn. w okolicach Rakowic i Minikowa. Ale, co warto podkreślić, stanowią większość nawiercanego w otworach podłoża utworów kenozoicznych na obszarze niecki. Santon na obszarze niecki północnosudeckiej podzielony został na 3 obszary stratygraficzno-facjalne: we wschodniej części występują u dołu profilu iłowce, które przechodzą ku górze w mułowce i dalej w piaskowce – wszystkie z pokładami węgla. Łącznie miąższość tych utworów, zaliczanych do dolnego santonu, ocenia się na ok. 250-300 m. Wyżej występuje seria piaskowcowa zaliczana do środkowego santonu, również z pokładami węgla, charakteryzująca się różnorodnością struktur sedymentacyjnych, w tym warstwowań przekątnych (Bassyouni, 1984).

Środowiska sedymentacji i paleogeografia

Ogólny schemat paleogeograficzny północno zachodniej części dzisiejszych Sudetów, w ogólnym zarysie przedstawił już Andert w 1934 r. Po nim znacznie więcej na ten temat dowiedzieliśmy

się z prac Beyera i Scupina (1933). Od samego początku prób rekonstruowania „krajobrazu” wszyscy badacze kredy sudeckiej dochodzili do podobnych wniosków – obszar dzisiejszych Sudetów w późnej kredzie został zalany morzem, które wkroczyło z dwóch stron – z południa (tzw. zalew czeski) oraz z północy (tzw. zalew saksoński). Część zachodnia obszaru była zdominowana przez wpływy ówczesnego morza północnego i tym samym przez faunę typową dla północnej części Atlantyku. Część środkowa i wschodnia obszaru była zdominowana przez wpływy tzw. oceanu Tetydy i tym samym przez faunę typu tetydzkiego.

Połączenie tych dwóch prowincji nastąpiło właśnie na obszarze dzisiejszych Sudetów między późnym turonem i santonem. Dlatego też, szczególna rola przypadła dzisiejszym wschodnim terenom niecki północnosudeckiej i zachodnim krańcom niecki śródsudeckiej (obszar między tzw. **niecką Krzeszowa**, a tzw. **rowem Jerzmanic**). Tam właśnie dochodziło do wymiany lub mieszania się wód strefy tetydzkiej (cieplej) i saksońskiej

(chłodniejszej). To tam również doszło do **prób kolonizacji środowisk sedymentacji zarówno przez faunę jednej, jaki i drugiej prowincji**. Bardzo przybliżony schemat paleogeografii tego obszaru w późnej kredzie przedstawia **Fig. 3**. W rzeczywistości, pomimo wielu nowych danych, nie odbiega ona zbytnio od przewidywań Anderta, Beyera, czy Scupina...

To co wyróżniało „łącznik” między basenami saksońskimi a czeskim, to dynamika procesów sedymentacji – możliwa do wyobrażenia, wąska strefa morza (cieśnina, ang. *sea-way*), była narażona na ciągłe zmiany kierunku przepływu wody - czasem wręcz przeciwnie. Główną przyczyną były zapewne chwilowe spiętrzenia wiatrowe w przesmyku (tzw. *upwelling dynamiczny*), ale również zmiany poziomu morza w dwu dużych akwenach morskich na północnym schodzie i południu. Takie warunki sprzyjają depozycji osadów po **wielokrotnie dłuższym transporcie, niż to bywa przeciętnie**. Tym samym osady cechują się bardzo wysoką dojrzałością teksturalną



Fig. 3. Schemat paleogeograficzny dla środkowej części Sudetów w późnej kredzie. Objaśnienia symboli: 1 – stożki napływowe, 2 – delty, 3 – plaże i płytki szelf, 4 – obszary lądowe, 5 – obszary zbudowane ze skał krystalicznych, 6 – kierunki paleotransportu, ZK – Zapadlisko Kudowy, MK – Masyw Kudowy, GS – pozycja dzisiejszych Gór Stołowych
Fig. 3. Palaeogeographic scheme for Central Sudetes in Late Cretaceous. 1 – alluvial fans, 2 – delta, 3 – littoral to shelf environments, 4 – lands or morphological elevations, 5 – areas of crystalline basement, 6 – palaeotransport, ZK – Kudowa Trough, MK – Kudowa Massif, GS – present day Table Mountains position

i wręcz naprzemian przeciwnie zorientowanymi wskaźnikami paleotransportu. Procesy te zostały dobrze udokumentowane zarówno na obszarze niecki północnosudeckiej (Bassyouni, 1984), jak i we wschodniej części niecki śródsudeckiej (Wojewoda, 1986, 1997).

LITERATURA

- Andert, H., 1934.** Die Fazies in der sudetischen Kreide unter besonderer Berücksichtigung des Elbsandsteingebirge s. Z. Dtsch. Geol. Ges., 86, 617-637.
- Assmann, P., 1944.** Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil II: Der Muschelkalk, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N.F., 170, s. 1-134, Berlin.
- Baranowski, Z., Haydukiewicz, A., Kryza, R., Lorenc, S., Muszyński A., Solecki, A., Urbanek, Z., 1990.** Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 179, 2/3, 223-257.
- Bassyouni, -El, A.A.F.E., 1984.** Sedimentology of the Upper Cretaceous sandstones of the North Sudetic basin in the area between Złotyryja, Wleń and Lwówek Śląski. Praca doktorska po kierunkiem A.K. Teisseyra, 170 p. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych UWr.
- Beyer, K., 1933.** Der „moiser Grabenruecken“ bei Loewenberg i. Scles. Abh. Naturforsch. Gesellschaft. zu Goerlitz, 113-172.
- Chrząstek, A., 1995.** Wapień muszlowy w Jerzmanicach Zdroju. Acta Universitatis Wratislaviensis No 1607, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, XLIV, 61-79.
- Chrząstek, A., 2002.** Stratygrafia i warunki sedimentacji retu i dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. Acta Universitatis Wratislaviensis No 2383, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, LXXIII, 1-12.
- Chrząstek, A., 2007.** Ichnoasocjacje dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. W: A. Żylińska (Ed.), XX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów PTG. Granice paleontologii. Materiały konferencyjne. Św. Katarzyna pod Łysicą, 10-13 września, Warszawa, 43-45.
- Chrząstek, A., 2008 a.** Trace fossils from the Lower Muschelkalk of the North-Sudetic Basin (SW Poland). W: A. Uchman (Ed.), Abstract Book and the Intra-Congress Field Trip Guidebook. The Second International Congress on Ichnology, Krakow, Poland, 29.08.-09.09.08, p. 27, Kraków.
- Chrząstek, A., 2008 b.** Vertebrate remains from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne (North-Sudetic Basin, SW Poland). Geological Quarterly, 52(3): 225-237.
- Chrząstek, A., (w druku).** Trace fossils from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne and their palaeoenvironmental significance. Acta Geologica Polonica.
- Chrząstek, A., Niedźwiedzki, R., 1998.** Szczątki kretegoców z utworów retu i dolnego wapienia muszlowego na Śląsku. Acta Universitatis Wratislaviensis No 2004, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, LXIV, s. 69-81.
- Gluchowski, E., Salamon, M., 2005.** The Lower Muschelkalk crinoids from Raciborowice, North-Sudetic Basin, SW Poland. Geological Quarterly, 49, s. 83-92.
- Gorczyca-Skała, J., 1967.** Kreda wschodniej części Wlenia. *Przegląd Geologiczny*, 15, 6,
- Gorczyca-Skała, J., 1977.** Budowa geologiczna rowu Wlenia. *Geologia Sudetica*, 12, 1,
- Leśniak, T., 1978.** Profil litostratygraficzny utworów retu i wapienia muszlowego w depresji północnosudeckiej. *Geologia, Zeszyty Naukowe AGH, T. 4, Kraków, z. 1, 6-26.*
- Leśniak, T., 1979.** Rozwój osadów retu i wapienia muszlowego w depresji północnosudeckiej na tle ich wykształcenia w Polsce południowej. *Geologia, Zeszyty Naukowe AGH, 4/2, Kraków, pp. 29-43.*
- Milewicz, J., 1965.** Facies of the Upper Cretaceous in the eastern part of the North-Sudetic basin. *Biul. Inst. Geol.*, 170, 15-80.
- Milewicz, J., 1970.** The Cretaceous of the Jerzmanice Garben (Sudetes). *Biul. Inst. Geol.*, 239, 37-66.
- Milewicz, J., 1978.** Distribution of Cretaceous rocks in the North-Sudetic Basin. *Kwart. Geol.*, 23, 4, 819-826.
- Milewicz, J., 1988.** Makrofauna z osadów kredowych otworu wiertniczego Węgliniec IG-1. *Kwartalnik Geologiczny*, 32, 2, 389-404.
- Milewicz, J., 1997.** Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia), paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach. *Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne LXI, pp. 5-58.*
- Mroczkowski, J., 1972.** Sedymentacja pstrego piaskowca w niecie północnosudeckiej, *Acta Geologica Polonica*, 22, 2, 351-377.
- Niedźwiedzki, R., Salamon, M. & Wolkenstein, K. 2011 (w druku).** *Encrinus aculeatus* (Crinoidea: Encrinida) with exceptional preservation of organic pigments from Middle Triassic of Lower Silesia (SW Poland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.*

- Salamon, M., Niedźwiedzki, R., Walter, R., 2003.** New data on Middle Triassic echinoderms from the Sudetes Mountains. *Geological Quarterly*, 47, 2, s. 133-138.
- Scupin, H., 1912 (1913).** Die lowenberger Kreide und ihre Fauna. *Paleontographica*, Suppl., 6.
- Scupin, H., 1933.** Der Bundsandstein der Nordsudeten. *Zeitschr. d. deutsch. Geol. Gesellsch.*, Bd. 85.
- Szulc, J., 1991.** The Muschelkalk in Lower Silesia (Stop B11 Raciborowice; Poland, Lower Silesia). W: H. Hagdorn (Ed.), *Muschelkalk. A Field Guide*: s. 58-61. Weidert, Korb. Goldschneck-Verlag Werner.
- Szulc, J., 2000.** Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influence by Elary opening of the Tethys Ocean. *Annales Societatis Geologorum Poloniae. Journal of the Polish Geological Society*, 70, s. 1-48.
- Teisseyre, H., 1957.** Budowa Geologiczna Sudetów Zągodnich. W: M. Książkiewicz [red.] – *Regionalna Geologia Polski*, tom III, Sudety, s. 178-281, Polskie Towarzystwo Geologiczne.
- Treter, M., (2003-unpubliushed report).** Środowisko facji dolnego wapienia muszlowego w Sudetach w oparciu o ichnofosylia i makrofaunę. Uniwersytet Wrocławski, 1-76, Wrocław.
- Wojewoda, J., 1986.** Fault scarp induced shelf sand bodies in Upper Cretaceous of Intrasudetic Basin. 7th IAS Regional Meeting, Excursion Guidebook, Excursion A-1, 31-52.
- Wojewoda, J., 1997.** Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. *Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach*, 1, 81-96.
- Wojewoda, J., 2003.** Tensyjny rozwój strefy Złotoryja-Jawor w neogenie. W: Ciężkowski, W., Wojewoda, J. & Żelaźniewicz, A. [red.] – *Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu*, s. 127-136, WIND, Wrocław.
- Żelaźniewicz, A., Aleksandrowski, P., 2008.** Tectonic subdivision of Poland: southwestern Poland. *Przeгляд Geologiczny*, 56, s. 904-911.
- Żuk, T., 2001.** Granica kreda - pstry piaskowiec w rejonie Różana - Łączna. Praca magisterska (op. J. Wojewoda), Archiwum ING Uniwersytetu Wrocławskiego, 270 p.

WIEK UTWORÓW NEOGENU W ZACHODNIEJ CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA

The age of neogene deposits on western part of Lower Silesia

Adam Szykiewicz

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, pl. Maxa Borna 9, 50-204 Wrocław,
e-mail: adam.szykiewicz@ing.uni.wroc.pl

Słowa kluczowe: stratygrafia utworów neogenu, Dolny Śląsk, Polska
Keywords: stratigraphy of Neogene deposits, Lower Silesia, Poland

Streszczenie Na Szczegółowych Mapach Geologicznych wykonanych dla obszaru Dolnego Śląska stosowane są różne przyporządkowania wiekowe wyróżnianych na tym obszarze jednostek litostratygraficznych neogenu. W nawiązaniu do licznych publikacji, autor podaje alternatywne rozwiązania chronostratygrafii dla tych utworów. Węgle brunatne tworzyły się tylko w wczesnym miocenie, formacja (seria) poznańska nie jest wieku plioceńskiego lecz tworzyła się w środkowym miocenie (Badenian), a seria (formacja) gozdnicka pochodzi z wczesnej fazy późnego miocenu. Dotychczas nie udokumentowano tu utworów wieku plioceńskiego.

Abstract On geological maps for Lower Silesia area the Neogene litological units have a different and inconsistent stratigraphical position. On the basis of existed papers is shown alternative chronostratigraphy for this units. In author opinion all lignite (brown coal) deposits was origin during Early Miocene. The Poznań Formation (series) is not Pliocene, but Middle Miocene (Badenian) in age. The Gozdnic Formation (series) was origin in Late Miocene not in Pliocene. Up today we have not data about Pliocene deposits from this area.

WSTĘP

Pozycja stratygraficzna wyróżnianych jednostek utworów neogenu obszaru zachodniej części Dolnego Śląska jest niejasna. Analiza pozycji stratygraficznych osadów neogenu na 17 wybranych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 oraz w objaśnieniach do tych map, stawia czytelnika i użytkownika map przed dylematem istniejącego zamętu informacyjnego (Bartczak 1999/2002, 2002; Badura, Przybylski, Walczak-Augustyniak 1999/2002; Badura, Przybylski, 2002; Buksiński, 1965/1966; Buksiński, Tomaszewski 1968); Gizler 1999/2002; Jodłowski 1996/1977, 1996; Jodłowski 1990/2002; Król 1997/1999, 1999; Łabno 1978/1981, 1981; Michalska 1995/1998; Michalska 1979/1981, 1981; Szałajdewicz 1978/1980, 1981; Szałajdewicz 1981/1985, 1986; Szałajdewicz 1995/2000, 2000; Sztromwasser 1995/1997, 1997; Sztrom-

wasser 2003; Sztromwasser, Walczak-Augustyniak 1999/2003, Urbański 1994/1996, 1996; Walczak – Augustyniak 1995/1997; Winnicki 1979/1981, 1980). W opracowaniach tych, najczęściej bez odpowiednich badań, stosowane są nieformalne podziały stratygraficzne neogenu Dolnego Śląska, nawiązujące do tabel zawartych w publikacjach S. Dyjora (1986) oraz S. Dyjora i A. Sadowskiej (1977, 1986a, 1986b). Często autorzy map mieszają nazwy wyróżnianych jednostek z podziałami (tabelami) proponowanymi dla Niziny Polskiej (Ciuk 1970, 1974, 1980; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Ziemińska-Tworzydło, Ważyńska 1981).

Z wspomnianych map oraz z objaśnień do tych map wynika, że utwory serii (formacji) Gozdniczy powstały w pliocenie, przy czym większość autorów map podaje, że w pliocenie „górnym” (P13). Serię (formację) poznańską umieszcza się w miocenie „górnym” (M3) lub na przełomie miocenu

„górnego” (M3) i pliocenu (Pl). Warstwy środkowopolskie z pokładem węgla „Henryk”, serię Mużakowa, warstwy adamowskie, warstwy pawłowickie umieszcza się w wyższej części miocenu środkowego (M2). Warstwy (formacja) śląsko – łużycka (z łużyckim pokładem węgla) oraz warstwy (formacja) ścinawskie nie mają jednoznacznej pozycji i często są mylone lub utożsamiane, podobnie jak seria żarska i seria rawicka. Jednostki te lokowane są czasami w miocenie środkowym (M2), a czasami w miocenie „dolnym” (M1). Jednostki litologiczne występujące w profilach niżej (np.: seria lubuska, warstwy (formacja) leszczyńska, warstwy dąbrowskie, pokład głogowski, warstwy z Polkowic, warstwy mosińskie, warstwy czempińskie, itd.) mają różne nazwy, często są mylone i lokowane w oligocenie „górnym” (Ol 3). Wykonanie jakiegokolwiek zbiorczego przekroju geologicznego na podstawie kilku arkuszy tych map natrafia na niesłychane trudności. Na problemy związane z korelacjami jednostek stratygraficznych neogenu Polski z jednostkami stratygraficznymi północno - zachodniego basenu przedzióradowego Europy zwracano już uwagę podczas dyskusji nad rezultatami Międzynarodowego Programu Korelacji Geologicznych – Projekt Nr 124 (Vinken, 1988). Ale jak dotąd nie odniosło to pożądanego skutku, a wręcz nowsze prace na ten temat niestety wprowadzają duże zamieszanie (Rasser *et al.*, 2008). Taki stan wyobrażeń o stratygrafii utworów paleogenu i neogenu Dolnego Śląska powoduje konieczność przeanalizowania istniejących i opublikowanych faktów biostratygraficznych. Ponadto po 40 latach wydaje się konieczne rozpoczęcie dyskusji nad tym zagadnieniem i opracowanie nowej instrukcja do sporządzania szczegółowych map geologicznych w skali 1:50 000.

ROZWAŻANIA STRATYGRAFICZNE

Na obszarze zachodniej części Dolnego Śląska paleogeńskie utwory zostały rozpoznane koło Głogowa w wierceniach: Kurów Mały S-553, Jerzmanowa S-227, Jerzmanowa S-350 (Martini, 1981; Odrzywolska-Bieńkowska, Pożaryska 1981, 1984). W otworze Kurów Mały, w utworach na głębokości 427 – 430 m, znaleziona została mikrofauna zony NP. 19 – 21 (Martini 1981), którą Odrzywolska-Bieńkowska i Pożaryska (1981) umieszczają aż do zony NP. 22. W otworze Jerzmanowa S-227, w utworach znajdujących się na głębokości 401 – 403 m, znaleziona została mikro-

fauna NP. 21 – 22 (Martini 1981). Martini przyjmowała, że zona NP. 21 już reprezentuje wczesny oligocen. Jednakże w świetle nowszych danych granicę między eocenem i oligocenem przyjmujemy się między zonomi NP. 22 oraz NP. 23 (Gradstein i inni, 2004). Z tego powodu utwory NP. 19 – 21 (? 22) należy uznać obecnie jako późno eoceńskie (**Tab. 1**). Również Dyjor S. (Dyjor, Wróbel 1978) utwory węglanowe, w których znaleziono wspomnianą mikrofaunę umieszcza w późnym eocenie i nazywa je warstwami z Jerzmanowej w serii sierożowickiej. Autor ten wskazuje także na lukę erozyjną między utworami serii sierożowickiej i wyżej leżącymi utworami, które nazywa warstwami mosińskimi górnymi w serii lubuskiej. W warstwach mosińskich górnych (morskich i brakicznych) znajdowana była mikrofauna NP. 21 – NP. 25, stąd uznano je za oligoceńskie (Dyjor 1974).

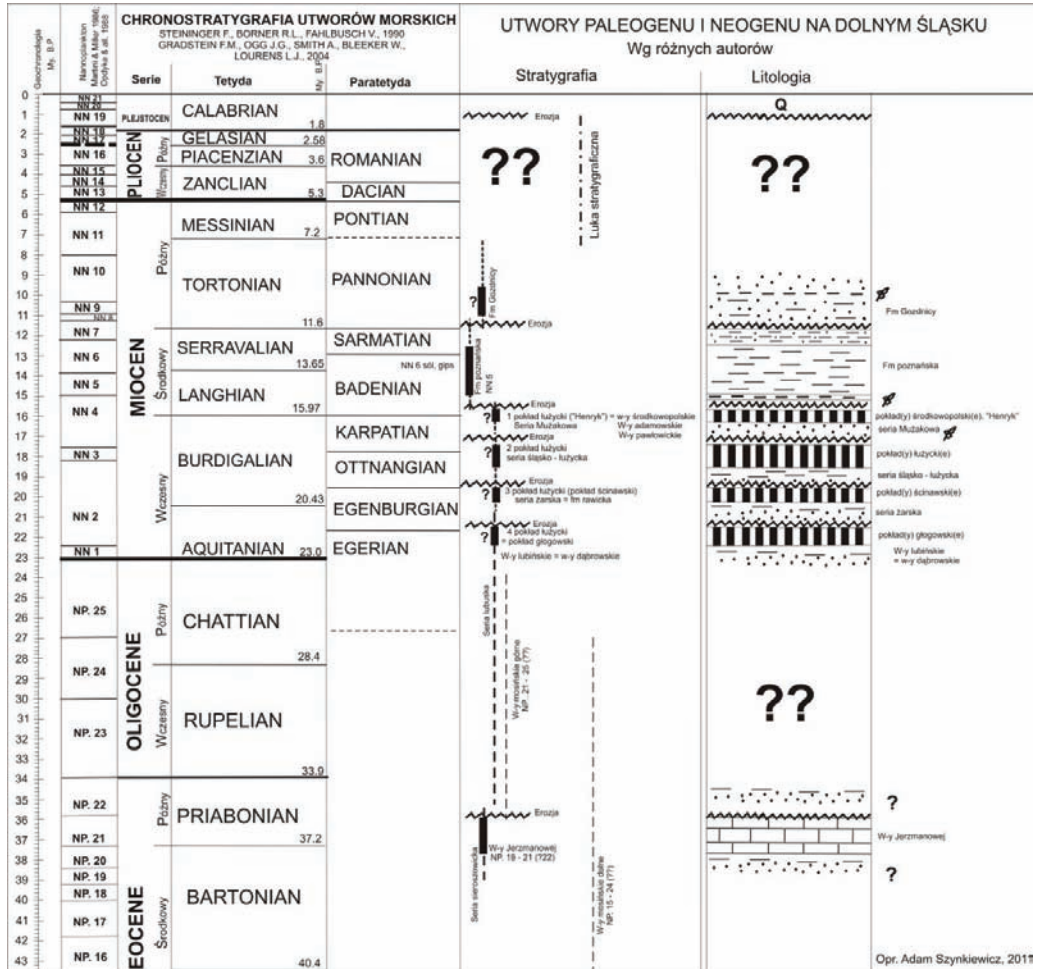
Leżące wyżej utwory lądowe, określane jako warstwy polkowickie oraz warstwy lubińskie z tzw. głogowskim pokładem węgla (4 pokład łużycki), były lokowane w późnym oligocenie (Dyjor 1974, 1978, 1986). Jednakże wielu autorów niemieckich wskazuje, że 4 pokład łużycki powstał we wczesnym miocenie (Suhr *et al.*, 1992). Z tego powodu proponuje (**Tab. 1**), aby wiek warstw polkowickich oraz warstw lubińskich przejąć jako wczesno - mioceni. Nad głogowskim pokładem węgla rejestrowana jest erozja, a w niektórych częściach Dolnego Śląska także luka stratygraficzna (Dyjor, Wróbel 1978). Utwory występujące wyżej określane są jako seria żarska, której odpowiednikiem na Niżu Polskim jest formacja rawicka (Ciuk 1980; Ziemińska-Tworzydło, Ważyńska, 1981; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995). Nad nią występują węgle brunatne określane jako pokład ścinawski (lub 3 pokład łużycki). Te warstwy węgla brunatnego zawsze były lokowane we wczesnym miocenie (Ciuk 1970, 1980; Dyjor 1978; Dyjor, Wróbel 1978; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995), ale ich dokładna pozycja stratygraficzna nie jest znana. Ponad wspomnianymi węglami brunatnymi notowana jest erozja i luka sedymentacyjna, a nad nią występują utwory określane jako seria śląsko – łużycka z „łużyckim” pokładem węgla brunatnego, uznawanym za odpowiednik 2 pokładu łużyckiego (Dyjor 1986a,b, Dyjor, Wróbel 1978). W wielu pracach 2 pokład łużycki lokowany był w środkowym miocenie (Ciuk 1970, 1974, 1980; Dyjor 1978; Dyjor 1986; Dyjor, Wróbel 1978; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło 1995; Ziemińska-Tworzydło, Ważyńska 1981). Jednakże w świetle ba-

dań węgla brunatnych w odkrywcę K.W.B Bełchatów, gdzie główne pokłady węgla brunatnych uważa się za łączny odpowiednik 2 i 3 pokładu łuzycyckiego (Ziemińska - Tworzydło 1966), należy przyjąć, że 2 pokład łuzycycki jest wieku karpatian (Stuchlik i in. 1990; Stuchlik, Szynkiewicz 1990, 1998; Szynkiewicz 1994, 1999, 2000). Z tego po-

wodu przyjmuje się, że pokład węgla brunatnego w stropie warstw ślasko – łuzycyckich Dolnego Śląska mógł formować się w karpatianie (Dyjur, Sadowska 1986a,b; Sadowska 1990), co odpowiada wczesnemu mioceniowi (Steininger i in. 1990 oraz **Tab. 1**).

Tab. 1. Utwory paleogenu i neogenu na Dolnym Śląsku.

Tab. 1. Paleogene and Neogene deposits on Lower Silesia



Wapienie
Limestone



Węgły brunatne
Lignites (brown coal)



Szary il (flory liściowe)
Gray clay (lives)



Il: biały, zielony, niebieski
Clay: withe, green, blue



Iły piaszczyste, piaski ilaste
sandy - clay, clayely - sand



Piaski, żwiry, kaolinit
sand, gravel, kaolinit



Erozja, luka sedymenacyjna
Erosion, gap



Czas powstania jednostki litologicznej: a) prawdopodobny, b) możliwy
Litological unit origine time: a) probable, b) possible

Z przekrojów geologicznych załączonych do cytowanych Szczegółowych Map Geologicznych 1:50 000 dla rejonu Dolnego Śląska wynika, że węgle brunatne, uznawane za odpowiedniki pokładu ścinawskiego (3 pokład łużycki) oraz pokładu „łużyckiego” 2 pokład łużycki, w wielu miejscach trudno jest od siebie oddzielić, gdyż czasami warstwy węgla schodzą się i bez dokładnych badań stratygraficznych serie te można pomylić (zwłaszcza w strefie bloku przedsudeckiego).

Nad seria śląsko – łużycką notowana jest erozja i luka sedimentacyjna, a w wyżej występujących zespołach litologicznych określanych jako seria Mużakowa, notowane są także ingresje morskie (Dyjur 1978, Dyjur, Wróbel 1978). Depozycję seria Mużakowa kończą węgle brunatne określone umowną nazwą jako pokład „Henryk”, który ma odpowiadać 1 łużyckiemu pokładowi węgla brunatnego (Sadowska 1990). Najczęściej węglom tym przypisuje się wiek środkowego-miocenu, badenian (Dyjur 1978, 1986; Dyjur, Sadowska 1977, 1986a,b; Dyjur, Wróbel 1978) lub późnego miocenu (Ciuk 1980; Piwocki, Ziemińska–

Tworzydło 1995; Ziemińska–Tworzydło 1974; Ziemińska–Tworzydło, Ważyńska 1981). Postawienie warstw środkowo-polskich i węgla brunatnego w pozycji późnego badenianu jest w wyraźnej sprzeczności z paleogeograficznymi danymi dotyczącymi zapadliska przedkarpackiego, gdzie w tym czasie powstają grube pokłady utworów ewaporacyjnych (zona NN6, gipsy - patrz **Tab. 1**). Jest to także w sprzeczności z przypisywanym mu wiekiem przez badaczy niemieckich, którzy uważają, że powstawał we wczesnym środkowym miocenie (Suhr *et al.*, 1992). W odległości kilkuset kilometrów od siebie raczej nie istniały środowiska torfowiskowe wilgotnego klimatu (z opadami powyżej 1000 mm rocznie), z których powstał węgiel brunatny, a opodal w zapadlisku przedkarpackim, w warunkach ewaporacyjnych powstawały gipsy i sole kamienne. Na sprzeczności te zwracał już uwagę Liszkowski (1989), ale jego modele zakładały poprawność datowań paleobotanicznych przyjmowanych dla utworów miocenu. Ponadto, powyżej wspomnianego pokładu węgla brunatnych jest luka stratygraficzna (erozja). Wyżej pojawiają się utwory z bogatą florą liściową (tzw. ily szare), nad którymi występują osady zawierające mikrofaunę morską (Łuczowska, Dyjur 1971), odpowiadające mikrofaunom zony NN 5 – 6 zapadliska przedkarpackiego (Peryt 1997a,b). Z powyższego powodu raczej należy przyjąć, że utwo-

ry serii środkowopolskiej (z tzw. pokładem „Henryk”, odpowiadający 1 pokładowi łużyckiemu) są starsze niż dotychczas uważano i prawdopodobnie były formowane na przełomie karpatianu i (?) badenianu (**Tab. 1**).

Zupełnym nieporozumieniem jest podawanie w tabelach stratygraficznych informacji, że w warstwach środkowopolskich istnieją jakieś pokłady węgla brunatnych określane jako oczkowickie (Piwocki, Ziemińska–Tworzydło 1995 i inne starsze prace). Jest to jednostka litologiczna, której wydzielenie oparte zostało tylko na jednym otworze: Oczkowice, wykonanym w strefie zaburzeń tektonicznych i glacytektonicznych Wzgórz Trzebnickich, gdzie występują silne złuszkowania tzw. pokładu „Henryk”, a być może w zaburzeniach biorą także udział wyciśnięte węgle brunatne z leżących niżej warstw serii śląsko – łużyckiej.

Osobnych dyskusji oraz odpowiedniej publikacji wymaga zespół utworów określanych jako seria (formacja) poznańska. Wskazywanie, że seria (formacja) poznańska powstawała od środkowego miocenu do pliocenu (Czapowski i in., 2002; Piwocki 2002; Piwocki, Ziemińska–Tworzydło 1995, Sadowska 2002 i starsze prace) jest zupełnym nieporozumieniem. Już L. Stuchlik (1987) wskazywał, że zespoły roślinne określane przez paleobotaników umownym terminem „pliocen” to flory, które odpowiadają zbiorowiskom roślinnym wieku pannońskiego (pojmowania terminu „pliocen” patrz: Krutzsch 1988). Dane mikropaleontologiczne wskazują, że utwory serii poznańskiej tworzyły się w miocenie środkowym (wczesny badenian) i być może sedimentacja trwała do późnego sarmatianu (Łuczowska, Dyjur 1971; Dyjur i inn. 1992; Paruch-Kulczycka, Giel 2002; Słodkowska 2002). Prawdopodobnie, część warstw poznańskich odpowiada zespołom osadowym określanym jako: warstwy gliwickie, warstwy kędzierzyńskie, warstwy chodenickie, warstwy grabowieckim, warstwy krakowieckie w zapadlisku przedkarpackim, ale to wymaga osobnego opracowania.

W górnych częściach zespołów osadowych serii (formacji) poznańskiej, notowane są wielokrotne wypłykania zbiornika (czerwone barwy osadów) oraz erozje. W rozcięciach erozyjnych rozwiniętych na i w tych osadach udokumentowane są zwiry z kaolinitem, określane jako seria (formacja) Gozdnicy (Dyjur 1966, 1970, 1987a,b). Badania szczątków flory, występujących w tych utworach, wykazują, że jest ona wieku pannońskiego (Dyjur i inn. 1992; Sadowska 1992). Z powyż-

szego wynika wniosek, że formacja Gozdniczy powstawała w późnym miocenie, a nie w pliocenie (Tab. 1). Określenie wieku zakończenia sedymentacji tej formacji wymaga dalszych szczegółowych badań. Być może tworzyła się także i w pliocenie, ale niestety do dzisiaj nie mamy udokumentowanych na Dolnym Śląsku utworów wieku plioceńskiego. Istnieje tu luka stratygraficzna sięgająca prawdopodobnie do depozycji utworów wodnolodowcowych lub do pierwszego zespołu glin glacialnych, którym przypisuje się wiek zlodowaceń południowopolskich. Utwory wczesnego plejstocenu nie są tu udokumentowane.

PODSUMOWANIE

Na obszarze Dolnego Śląska nie zostały dotychczas udokumentowane utwory wieku oligoceńskiego, a najstarsze węgle brunatne pokładu głogowskiego tworzyły się prawdopodobnie na początku wczesnego miocenu. Nie istnieją dokładne datowania poszczególnych zespołów litologicznych z węglami brunatnymi, ale przez analogię do badań w odkrywce K.W.B. Belchatów, gdzie główny pokład węgla (uznawany przez paleobotaników za odpowiednik 2 pokładu łużyckiego) jest wieku ottnangian – karpatian (wczesny miocen), można przyjąć, że zespoły osadowe określane jako: seria żarska, pokład scinawski, seria śląsko – łużycka i pokład(y) łużycki(e) tworzyły się podczas Burdigalianu (Eggenburgian, Ottnangian i wczesny Karpatian wg startygrafi paratetydy). Problem stanowi pozycja stratygraficzna zespołu warstw środkowopolskich i pokładu węgla brunatnego określanego jako „Henryk”. Brak na ten temat jednoznacznych danych i uważa się iż utwory powstawały w późnym środkowym miocenie. Jednakże, nad nimi notowana jest luka stratygraficzna, a w wyżej leżącej serii (formacja) poznański są znalezione mikrofauny wskazujące iż mogła ona powstawać już we wczesnym badenianie. Okres zakończenia sedymentacji utworów serii poznańskiej trudny jest do określenia, gdyż górne ich części są zerodowane lub zazębiają się z utworami serii (formacji) gozdniczej. Dane paleobotaniczne wskazują iż seria (formacja) gozdnicza tworzyła się podczas pannonianu (późny miocen), a wiek zakończenia jej sedymentacji nie jest znany. Erozja oraz wymieszanie utworów serii (formacji) gozdniczej z utworami plejstocеныskimi powoduje kłopoty z ustaleniem ich wieku. Dotychczas na obszarze Dolnego Śląska nie udokumentowano utworów wieku plioceńskiego.

LITERATURA

- Ciuk, E., 1970.** Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Nizżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 14, 754-771.
- Ciuk, E., 1974.** Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *IG Biul.*, 281, 7-48.
- Ciuk, E., 1980.** Les Formations des Lignites en Pologne et leurs principaux traits litostratigraphiques, morphologiques, chimiques et technologiques *Przeł. Geol.*, 28, 259-266.
- Czapowski, G., Badura, J., Przybylski, B., 2002.** Profil utworów formacji poznańskiej w rejonie Wrocławia. *Przeł. Geol.*, 50, 3, 257-258.
- Dyjur, S., 1968.** Poziomy morskie w serii ilów poznańskich (południowo – zachodnia część Polski). *Kwart. geol.*, 12, 4, 941-957.
- Dyjur, S., 1970.** Seria poznańska w Polsce Zachodniej. *Kwart. geol.*, 14, 4, 818-833.
- Dyjur, S., 1974.** Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol. Z badań trzeciorzędu w Polsce*, 7, 281, 119-138.
- Dyjur, S., 1978.** Wykształcenie i stratygrafia utworów trzeciorzędowych na obszarze Legnicko – Głogowskiego Okręgu Miedziowego. *Przewodnik L. Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Zielonej Górze*, pp. 210-214.
- Dyjur, S., 1986.** Evolution od Sedimentation and Palaeogeography of Near-frontier Areas of the Silesian Part of the Parathetys and of the Tertiary Polish - German Basin. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia*, 12, 3, 7-23.
- Dyjur, S., 1987a.** Młodotrzeciorzędowy i eoplejstocеныski rozwój sieci kopalnych dolin w Polsce na tle ewolucji paleogeograficznej obszaru bruzdy środkowopolskiej. *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce, Ossolineum*, Wrocław, pp. 14-42.
- Dyjur, S., 1987b.** – Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenu i eoplejstocenu. *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce, Ossolineum*, Wrocław, pp. 85-101.
- Zastawniak, E. (Zastawniak, E., ed.), 1992.** The younger Tertiary deposits in the Gozdnicza Region (SW Poland) in the light of recent palaeobotanical research. *Polish Botanical Studies*, 3, 3-129.
- Dyjur, S., Sadowska, A., 1977.** Problem wieku i korelacja górnomiocеныskich pokładów węgla brunatnych w Polsce zachodniej. *Geol. Sudetica*, 12, 1, 121-136.
- Dyjur, S., Sadowska, A., 1986a.** Correlation of the younger Miocene deposits in the Silesian part of the Carpathian foredeep and the south – western part of the Polish Lowland Basin. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia*, 12, 3, 25–36.
- Dyjur, S., Sadowska, A., 1986b.** Próba korelacji wzdzielen stratygraficznej i litostratygraficznych trze-

- ciorzędu zachodniej części Nizy Polskiego i Śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do Projektu IGCP Nr 25. *Prz. Geol.*, 34, 380-386.
- Dyjur, S., Wróbel, I., 1978.** Rozwój formacji trzeciorzędowej i czwartorzędowej oraz surowce mineralne Ziemi Lubuskiej. Przewodnik L Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Zielonej Górze, pp. 66-92.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004.** New Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27, 2, 83-100.
- Krutzsch, W., 1988.** Kritische Bemerkungen zur Palynologie und zur klimastratigraphischen Gliederung des Pliozans bis tieferen Altpleistozans in Sud-, Südwest-, Nordwest- und pro parte Mitteleuropa sowie die Lage der Pliozan/Pleistozan-Grenze in diesem Gebiet. *Quartarpalaontologie*, 7, 7-61.
- Liszkowski, J., 1989.** Orogeniczny-descensyjny model genetyczny miocenijskich formacji salinarnych regionu karpackiego wschodnich obszarów Centralnej Paratetydy. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 1019, 192 pp.
- Lyczkowska, E., Dyjur, S., 1971.** Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej Dolnego Śląska. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 41, 2, 337-358.
- Matl K., Śmigiełska, T., 1977.** Paleogene marine sediments between Głogów and Sieroszowice (Lower Silesia, Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, 1, 11-25.
- Martini, E., 1981.** Uper Eocene and Lower Oligocene Calcareous nannoplankton from the Fore-Sudetic Monocline. *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences. Ser. Sciences de la terre*, 29, 1, 45-50.
- Odrzywska-Bieńkowska, E., Pożaryska, K., 1981.** Micropaleontological Stratigraphy of the Paleogene in the Fore-Sudetic Monocline. *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences. Ser. Sciences de la terre*, 29, 1, 23-27.
- Odrzywska-Bieńkowska, E., Pożaryska, K., 1984.** Priabonian foraminifers of the Polish Lowlands. *Acta Palaeontologica Polonica*, 29, 3-4, 107-156.
- Paruch-Kulczycka, J., Giel, M.D., 2002.** Mikroskamieniałości w utworach formacji poznańskiej na Nizy Polskim. *Prz. Geol.*, 50, 3, 259-260.
- Peryt, D., 1997a.** Calcareous Nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. *Biul. PIG*, 387, 158-161.
- Peryt, D., 1997b.** Calcareous Nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice Area (Upper Silesia, Poland). *Biul. Pol. Acad. Sc.*, 45 2-4, 119-131.
- Piwocki, M., 2002.** Ewolucja poglądów na stratyografię formacji poznańskiej na Nizy Polskim. *Prz. Geol.*, 50, 3, 255.
- Piwocki, M., Ziemińska-Tworzydło, M., 1995.** Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Nizy Polskim. *Prz. Geol.*, 43, 11, 916-927.
- Požaryska, K., Odrzywska-Bieńkowska, E., 1978.** Wstępne wyniki badań stratygraficznych osadów eoceńskich i oligoceńskich w rejonie Głogowa. W: Przewodnik L Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Zielonej Górze, pp. 214-219.
- Rasser, M. W., Harzhauser, M., Anistratenko, O.Y., Anistratenko, V.V., Bassi, D., Belak, M., Berger, J.P., Bianchini, G., Cacic, S., Cosovic, V., Dolakova, N., Drobne, K., Filipescu, S., Gurs, K., Hila-dilova, S., Hrvatovic, H., Jelen, B., Kasiński, J.R., Kovac, M., Kral, P., Marianac, T., Marton, E., Mietto, P., Moro, A., Nagymarosy, A., Nebelsick, J.H., Nehyba, S., Ogorelec, B., Oszczytko, N., Pavelec, D., Pavlovac, R., Pavsic, J., Petrova, P., Piwocki, M., Poljak, M., Puglese, N., Redzepovic, R., Rifeli, H., Roetzel, R., Skaberne, D., Sliva, L., Standke, G., Tunis, G., Vass, D., Wegereich, M., Wesselinhg, F., 2008.** Paleogene and Neogene. [In:] McCANN T. (Ed.): *The Geology of Central Europe*, vol 2: Mesozoic and Cenozoic, *The Geological Society*, London, pp: 1031-1139.
- Sadowska, A., 1990.** Paleofloristic changes in the Neogene of South – Western Poland. [In:] Knobloch E., Kvacsek Z. (eds.), *Proc. of the Symposium Paleofloristic and Paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary: 223–226. Geol. Survey Publisher*, Prague.
- Ślodkowska, B., 2002.** Palinostratygrafia utworów formacji poznańskiej w środkowej części Nizy Polskiego. *Przegląd Geologiczny*, 50, 3, 261-262.
- Steininger, F.F., Borner, R.L., Fahlbush, V., 1990.** European Neogene Marine/Continental chronologic correlations. W: LINDSAY E., H., FAHLBUSH V., MEIN P. (eds.): *European Neogene Mammal Chronology*, *Plenum Press*, New York, pp. 15-46.
- Stuchlik, L., 1987.** Przegląd badań paleobotanicznych i wczesnoplejstoceńskich Polski Środkowej i Południowej. *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*, *Ossolineum*, Wrocław, pp. 53-63.
- Stuchlik, L., Szykiewicz, A., Łańcucka-Środoniowa, M., Zastawniak, E., 1990.** Wyniki dotychczasowych badań paleobotanicznych trzeciorzędowych węgla brunatnych złoża „Bełchatów”. *Acta Palaeobotanica*, 30, 1-2, 295-305.
- Stuchlik, L., Szykiewicz, A., 1990.** Tertiary fossil flora from the brown coal mine at Bełchatów (Central Poland). [In:] Knobloch E., Kvacsek Z. (eds.), *Proc. of the Symposium Paleofloristic and Paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary: Geol. Survey Publisher*, Prague, pp. 227–231
- Stuchlik, L., Szykiewicz, A., 1998.** General geological situation and palynological investigations of the brown coal deposits. Locality A: Bełchatów. [In:] Sadowska A., Szykiewicz A. (eds.): *Tertiary – Quaternary (Pleistocene) floras of Bełchatów (Middle Poland) and several localities in South – Western Poland. The 5th European Palaeobotanical and Paly-*

nological Conference, June 26-30, 1998, Ceacow, Poland. Guide to Excursion 2, Site 1:6-11.

- Suhr, P., Schneider, W., Lange, J.M., 1992.** Facies relationships and depositional environment of the Lausitzer (Lusaic) Tertiary. 13th IAS Regional Meeting on Sedimentology. Excursion Guide Book: Jena, pp. 224-260.
- Szynkiewicz, A., 1994.** Główne repery stratygraficzne w profilu utworów trzeciorzędowych rowu Kleszczowa. Materiały Konferencyjne, Konferencja: Tektonika rowu Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej, Belchatów, 20 – 21.X. 1994. pp. 115-119.
- Szynkiewicz, A., 1999.** Wiek utworów trzeciorzędowych odkrywki „Belchatów”. XX Konferencja Terenowa Sekcji Tektonicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Wrocław, pp. 143-147.
- Szynkiewicz, A., 2000.** Wiek węgla brunatnego na tle pozycji geologicznej badanych próbek (K.W.B. Belchatów). *Prz. Geol.*, 48, 1038-1044.
- Vinken, R. (ed.), 1988.** The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme, Project No 124. *Geologisches Jahrbuch Reike, A 100: Hannover.*
- Ziemińska-Tworzydło, M., 1966.** Stratygrafia osadów trzeciorzędowych w złożu „Belchatów” na podstawie analizy sporowo – pyłkowej. *Kwartalnik Geologiczny*, 10, 4, 1117-1118.
- Ziemińska-Tworzydło, M., 1974.** Palynological characteristics of the Neogene of Western Poland. *Acta Palaeontologica Polon.*, 19, 3, 309-432.
- Ziemińska-Tworzydło, M., Ważyńska H. 1981.** A Palynological Subdivision of the Neogene in Western Poland. *Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences. Ser. Sciences de la terre*, 29, 1, 29-43.
- CYTOWANE ARKUSZE SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI ORAZ OBJAŚNIENIA DO TYCH MAP**
- Badura, J., Przybylski, B., Walczak-Augustyniak M., 1999/2002.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chotków (611). *PIG*, Warszawa.
- Badura, J., Przybylski, B., 2002.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Chotków (611), 39 pp.
- Bartczak, E., 1999/2002.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Krzystkowice (610). *PIG*, Warszawa.
- Bartczak, E. 2002.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Krzystkowice (610), 41 pp.
- Buksiński, S., 1965/1966.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubin. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Buksiński, S., Tomaszewski, J., 1968.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubin. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Gizler, H., 1999/2002.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szprotawa (649) *PIG*, Warszawa.
- Jodłowski, J., 1996/1998.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Święciechowa (578). *PIG*, Warszawa.
- Jodłowski, J., 1996.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Święciechowa (578). 29 pp.
- Jodłowski, J., 1990/2002.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Leszno Górne (685). *MŚ i PIG*, Warszawa.
- Król, J., 1997/1999.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wschowa (615) *PIG*, Warszawa.
- Król, J., 1999.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Wschowa (615), 32 pp.
- Labno, A., 1978/1981.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Legnica (723). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Labno, A., 1981.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Legnica (723), 62 pp.
- Michalska, E., 1995/1998.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szlichtyngowa (614). *PIG*, Warszawa.
- Michalska, E., 1979/1981.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Michalska, E., 1981.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688), 96 pp.
- Szalaǳewicz, J., 1978/1980.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Prochowice (724). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Szalaǳewicz, J., 1981.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Prochowice (724), 70 pp.
- Szalaǳewicz, J., 1981/1985.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chocianów (686). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Szalaǳewicz, J. 1985.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Chocianów (686), 81 pp.
- Szalaǳewicz, J., 1995/2000.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bytom Odrzański (613). *MŚ i PIG*, Warszawa.
- Szalaǳewicz, J., 2000.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Bytom Odrzański (613), 26 pp.
- Sztromwasser, E., 1995/1997.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chojnów (722). *PIG*, Warszawa.
- Sztromwasser, E., 1997.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Chojnów (722), 38 pp.

- Sztromwasser, E., Walczak-Augustyniak, M., 1999/2003.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowa Sól (612). *PIG*, Warszawa.
- Sztromwasser, E., 2003.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Nowa Sól (612), 42 pp.
- Urbański, K., 1994/1996.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Świetoszów (684). *PIG*, Warszawa.
- Urbański, K., 1996.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Świetoszów (684), 29 pp.
- Walczak-Augustyniak, M., 1995/1997.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Przemków (650). *PIG*, Warszawa.
- Winnicki, J., 1979/1981.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rudna (652). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Winnicki, J., 1980.** Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Rudna (652), 78 pp.

ROZWÓJ STRUKTURALNY EPIWARYSYJSKIEJ POKRYWY PLATFORMOWEJ W OBSZARZE SYNKLINORIUM PÓŁNOCNOSUDECKIEGO

Structural development of the epi-Variscan cover in the North Sudetic Synclinorium area

Andrzej T. Solecki

*Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytet Wrocławski (Institute of Geological Sciences, University of Wrocław)
pl. M.Borna 9, 50-204 Wrocław, andrzej.solecki@ing.uni.wroc.pl*

Słowa kluczowe: synklinorium północnosudeckie, tektonika, platforma epiwarysyjska, Sudety, spękania ciosowe

Keywords: *North Sudetic Synclinorium, tectonics, epi-Variscan cover, Sudetes, joints*

Streszczenie Synklinorium północnosudeckie (NSS) powstało na północnym przedpolu Sudetów w wyniku deformacji epiwarysyjskiej pokrywy platformowej, której sedimentacja rozpoczęła się u schyłku karbonu. Północnosudecki basen sedimentacyjny był częścią polskiego basenu czerwonego spągowca. Morskie osady cechsztynu, kontynentalne piaskowce wczesnego triasu i węglanowe osady triasu środkowego zostały przykryte przez osady morskie górnej kredy. Rozwój basenu wiązał się z rozciąganiem podłoża wzdłuż normalnych (listrycznych) uskoków czemu początkowo (w permie) towarzyszył intensywny bimodalny wulkanizm. Inwersja basenu miała miejsce u schyłku kredy i doprowadziła do powstania szeregu zrębów, rowów i przyskokowych fałdów charakterystycznych dla wewnątrz płytowej tektoniki Europy Środkowej. Deformacje pokrywy epiwarysyjskiej rozpoczęły się już w okresie synsedymencyjnych osuwisk rozwijających się na uskokuwch krawędziach basenu. Strukturalne zróżnicowanie pre-cenomańskiego podłoża, widoczne wzdłuż uskoku Jerzmanic, jest nie tylko wynikiem wpływu tego uskoku na rozwój basenu, ale także pre-cenomańskich deformacji. Dominujące znaczenie dla deformacji pokrywy epiwarysyjskiej miała pokredowa inwersja basenu, zachodząca w warunkach kompresji o kierunku NE-SW. W rezultacie tego procesu powstała struktura określana jako synklinorium północnosudeckie. Późniejsza (neogeńska) reorientacja pola naprężeń doprowadziła do ekstensji i powstania poprzecznych deformacji nałożonych na strukturę synklinorium.

Abstract The North Sudetic Synclinorium (NSS) was developed in the northern foreland of the Sudety Mts. as result of the inversion of the preexisting sedimentary basin. This basin referred to as the North Sudetic Basin was initiated in the Late Carboniferous, as one of sub-basins of the Polish Rotliegend Basin. Post-Variscan molasse of the Rotliegend followed by Zechstein marine deposits, Buntsandstein sandstones and Muschelkalk calcareous sediments have been finally covered by Upper Cretaceous transgressive marine sandstones and marls. Sedimentation was accompanied by basement stretching along WNW-ESE trending normal listric faults and Early Permian bimodal volcanism. Basin inversion took place at the end of the Cretaceous and resulted in horst and graben structure with drape folds on top of high angle reverse faults typical of the intraplate tectonics of Central Europe. Deformations of the epi-Variscan cover started with synsedimentary landslides along fault controlled margins of the basin. Structural heterogeneity of the Pre-Cenomanian basement especially visible along the Jerzmanice Fault, was not only a result of fault controlled basin development but a tectonic activity as well. The main stage of the epi-Variscan cover deformation controlled by the NE-SW compression took place during post-Cretaceous inversion of the basin. As a result of this process the main framework of the North Sudetic Synclinorium was formed. Later on, Neogene stress reorientation resulted in extension and transversal deformations of the North Sudetic Synclinorium.

WSTĘP

Synklinorium północnosudeckie było przedmiotem zainteresowania licznych badaczy. W szeregu prac przedstawiono główne stratygraficzne i kartograficzne cechy tego obszaru (Scupin, 1913, 1931, 1933a, 1933b; 1934; Rode, 1932, 1979; Milewicz, 1964, 1985; Leśniak, 1979). Pierwszą próbą analizy strukturalnej znacznej części struktury synklinorium północnosudeckiego była praca Hanika (1926). Obszerną monografię rowu Wlenia opublikowała Gorczyca-Skała (1977).

Wyniki przeprowadzonych w latach osiemdziesiątych ubiegłego stulecia prac terenowych obejmujących pomiary mezostruktur na obszarze 1200 km² i analizę linii uskokowych na podstawie opublikowanych map, zdjęć satelitarnych i dokumentacji archiwalnych przedstawił Solecki w pracy doktorskiej (1986) i szeregu następujących po niej publikacji (Solecki, 1988a, 1988b, 1994, 1995, 2008; Baranowski *et al.*, 1990). Synklinorium północnosudeckie zostało w nich określone jako tzw. basen odwrócony (inverted basin), powstały w wyniku kompresji o kierunku NE. Orientacja mezostruktur (warstw, stref ścinania i spękań ciosowych wskazująca na nieznaczną bimodalność kierunków σ_1 została zinterpretowana jako rezultat deformacji w trójosiowym stanie naprężeń zgod-

nie z modelem Rechesa i Dietricha (1983). Dla głównego etapu deformacji rozważono możliwość transpresji związanej z ruchami przesuwczymi wzdłuż głównych dyslokacji regionu. Późniejsze etapy aktywności tektonicznej powiązano z ryftingiem uruchomionym w wyniku kolizji alpejskiej i południkowego epizodu kompresji (por. Bergerat Geysant, 1980)

Postęp w zakresie badań rozwoju basenów odwróconych i rozpoznania rozwoju strukturalnego pokrywy epiwaryscyjskiej, spowodował że autor zdecydował się na powtórne przeanalizowanie części zebranego materiału i bardziej szczegółowe omówienie i rozwinięcie niepublikowanych dotychczas wątków pracy doktorskiej z 1986 roku.

ZARYS ROZWOJU SYNKLINORIUM PÓLNOCNOSUDECKIEGO

Synklinorium północnosudeckie jest strukturą powstałą w wyniku deformacji epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej zbudowanej z osadów nagromadzonych na północnym przedpolu waryscyjskich Sudetów. Deformacja tej pokrywy ma charakter tektoniki wewnątrzpłytywowej (intraplate tectonics sensu Ziegler, 1987; Ziegler *et al.* 1995.) związanej z rozwojem orogenu alpejskiego (Fig.1). Osady budujące synklinorium północnosudeckie

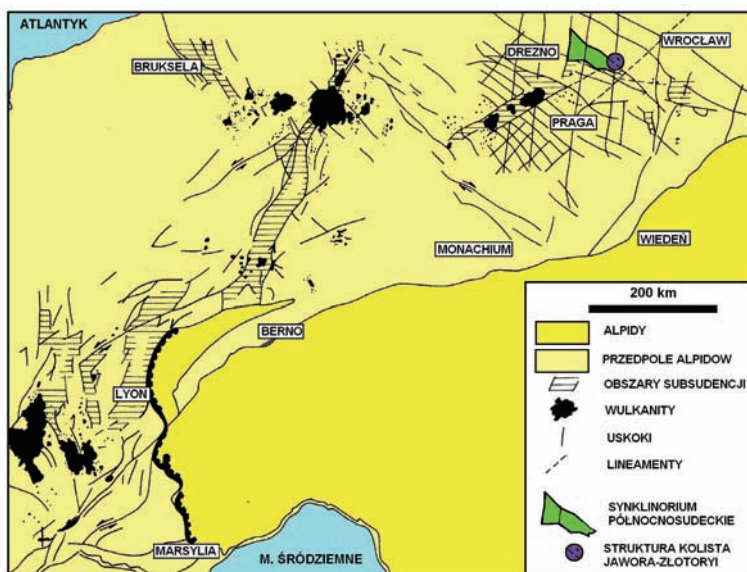


Fig.1. Pozycja synklinorium północno-sudeckiego na tle przedpola Alpidów (wg. Ziegler *et al.* 1995 zmodyfikowane).
Fig.1. North Sudetic Synclinorium as a part of the Alpine Foreland (after Ziegler *et al.* 1995 modified).

powstawały w okresie od późnego karbonu do późnej kredy (**Tab.1**). Luka stratygraficzna obejmuje osady późnego triasu, jury i wczesnej kredy. Zaleganie osadów cenomańskich na różnych wiekowo skałach starszych od środkowego triasu wskazuje na strukturalny charakter niezgodności, która była interpretowana jako rezultat ruchów tektonicznych (starokimeryjskich sensu Beyer 1933, 1934). Kolejna niezgodność związana z główną fazą deformacji synklinorium półnosudeckiego oddziela twory późnokredowe od kenozoicznych. (**Tab.1**)

NNE ekstensja waryscyjskiego orogenu do jakiej doszło po kolizji i akrecji terranów sudeckich spowodowała rozwój normalnych uskoków

listrycznych przebiegających w kierunku WNW-ESE. W rezultacie tego procesu w okolicach dzisiejszej Świerzawy doszło do powstania basenu sedimentacyjnego (Solecki w Baranowski et al., 1990) będącego częścią polskiego basenu czerwonego spągowca (Karnkowski, 1999).

Najniższa, dolnostefańska-dolnopermjska (sensu Milewicz & Górecka, 1965) część profilu wykształcona jest jako twory czerwonego spągowca i przypomina analogiczne twory niecki śródsudeckiej (por. Dziedzic 1959; Mastalerz & Raczyński, 1993, Mastalerz et al. 1993). Składa się ona z czerwonych zlepieńców, piaskowców i mułowców tworzących sekwencje o drobniejszą-ym ku górze ziarnie. W dolnej części utworów

Tab.1. Stratygrafia synklinorium północnosudeckiego
Tab.1. Stratigraphy of the North Sudetic Synclinorium

OKRES	EPOKA	WIEK	JEDNOSTKA TRADYCYJNA I LITOLOGIA	FAZA
POKRYWA KENOZOICZNA				
kreda	późna	mastrycht		laramijska
		kampan		
		santon	santon (osady kontynentalne - węgle brunatne, iły, piaskowce ilaste)	
	koniak	koniak, górne piaskowce ciosowe (osady morskie – piaskowce i margle)	subhercyńska	
	turon	turon, środkowe piaskowce ciosowe (osady morskie – piaskowce i margle)		
	cenoman	cenoman, dolne piaskowce ciosowe (osady morskie – zlepieńce, piaskowce i margle)		
LUKA STRATYGRAFICZNA				
trias	późny	retyk	kajper (osady morskie – ewaporaty)	starokimeryjska
		noryk		
		karnik		
	środkowy	ladyn	wapień muszlowy (osady morskie – margle, wapienie)	labińska
		anizyk		
	wczesny	olenek	pstry piaskowiec (osady kontynentalne - piaskowce, mułowce)	
ind				
perm	loping	czangsing	cechsztyn (osady morskie -łupki, węglany i ewaporaty)	palatynacka
		wucziaping		
		kapitan		
	gwadalup	word	czerwony spągowiec (kontynentalne zlepieńce, piaskowce mułowce z dwoma poziomami łupków antrakozojowych oraz skały wulkaniczne)	saalska
		road		
	cisural	kungur		
		artinsk		
		sakmar		
assel				
karbon (późny)	pensylwan	gżel	stefan (najniższa część osadów czerwonego spągowca)	asturyjska
		kasimow		
PODŁOŻE WARYSCYJSKIE				

czerwonego spągowca występują dwa poziomy czarnych łupków antrakozjowych. Grubszy materiał okrucowy erodowany z wypiętrzonych ram basenu, gdzie odsłaniały się skały waryscyjskiego podłoża, osadzany był w obrębie stożków piedmontowych, rozwiniętych wzdłuż krawędzi basenu. Drobniejsze, bogate w materię organiczną osady gromadziły się w zbiornikach jeziornych powstających w miejscach o silniejszej subsydenencji lub zatamowania odpływu przez osuwiska lub procesy tektonowulkaniczne). O istnieniu synsedymencyjnego wulkanizmu świadczy znaczna ilość materiału piroklastycznego i zachowane subwulkaniczne ciała magmowe oraz pokrywy lawowe o bimodalnym chemizmie (Kozłowski & Parachoniak, 1967). Zdaniem Kiersnowskiego et al. (1995) aktywność wulkaniczna związana była z ruchami tzw. fazy saalskiej, które spowodowały lokalne wydzwignięcie skał głębokiego podłoża i pojawienie się otoczków waryscyjskich granitów. Lokalnie doszło do powstawania horyzontów caliche (Mroczkowski & Skowronek 1980)

Transgresja morza cechsztyńskiego prawdopodobnie objęła większą część dzisiejszego obszaru synklinorium i pozostawiła po sobie łupki miedzionośne, margle, węglany i ewaporaty; lokalnie w pobliżu ram basenu występują czerwone piaskowce.

Kontynentalne piaskowce, mułowce i ilowce dolnego triasu osiągające maksymalne miąższości w rejonie Lwówka Śl., przykryte są lokalnie utworami retu i wapienia muszlowego. Te ostatnie występują tylko na północ od uskoku Jerzmanic ograniczającego od północy synklinę Leszczyny (Fig.2), a jeszcze dalej ku NW, w rejonie perykliny Żar, pojawiają się utwory późnego triasu (kajpru) z ewaporatami.

Ograniczenie zasięgu utworów środkowego i górnego triasu ma prawdopodobnie pierwotny charakter, chociaż przez część badaczy (Beyer, 1933, 1934; Scupin, 1934; Bałazińska & Bosowski 1979) była przyjmowana zróżnicowana przedkredowa erozja zdeformowanego przez ruchy kimeryjskie podłoża).

Cenomańska transgresja doprowadziła do osadzenia się utworów morskich nie tylko na skałach starszej części epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej, ale także na utworach waryscyjskiego podłoża. Transgresyjne zlepieńce cenomanu ku górze przechodzą w gruboziarniste piaskowce i margle. Miększe horyzonty piaszczyste pojawiają się jeszcze w turonie i koniak. Począwszy od koniak na wschód od dzisiejszej południkowo przebiegającej

doliny Bobru zaznacza się stopniowe ograniczenie zasięgu utworów kredowego zbiornika morskiego, które w santonie od wschodu zastępowane są przez osady śródownisk przejściowych - delt i jezior (Milewicz, 1997). Wzrasta udział materiału ilastego i pojawiają się wkładki węgliste. Zmiany zasięgu i charakteru sedymentacji mogą wiązać się z reaktywacją południkowych uskoków podłoża doliny Bobru (faza subhercyńska sensu Ziegler et al., 1995). O reaktywacji tych uskoków może świadczyć późniejsze pojawienie się na północ od Lwówka neogeńskich bazaltów Żerkowic. Równocześnie z ograniczeniem zasięgu basenu morskiego na wschód od linii doliny Bobru zaznacza się wzrost miąższości osadów santonkich na zachód od południkowo przebiegającej linii doliny Kwisy. W rejonie tym w neogenie dojdzie do powstania zapadliskowej strefy Żytawa - Węgliniec.

Aktywność tektoniczna u schyłku kredy (faza laramijska sensu Ziegler et al. 1995) doprowadziła do inwersji basenu (Solecki 1995). Rezultatem kompresji o kierunku NNE-SSW (do NE-SW) było skrócenie podłoża basenu wzdłuż reaktywowanych powierzchni uskokowych. Powstało wtedy szereg zrębów, rowów i fałdów przyskokowych charakterystycznych dla alpejskiego przedgórza Europy zachodniej i środkowej. Ten styl deformacji określany kiedyś mianem tektoniki germańskiej (Stille, 1924) charakterystyczny jest dla platformowych obszarów wewnątrzpłytych (intraplate tectonics sensu Ziegler 1987, Ziegler et al., 1995). Wynikiem tego etapu deformacji było powstanie min. rowu Wlenia, rowu Świerzawy, synkliny Leszczyny, synkliny Bolesławca, oddzielonych zrębami starszego, waryscyjskiego podłoża (Fig. 2).

Zachodnią granicę synklinorium północnosudeckiego stanowi strefa zapadliskowa Żytawa-Węgliniec będąca elementem europejskiego systemu ryftów kenozycznych (European Cenozoic Rift System - ECRIS sensu Dèzes et al., 2004; Ziegler & Cloetingh; 2004; Michon & Merle, 2005; Piątkowska et al., 2000) powstałego w wyniku południkowej kompresji na przedpołu Alp. Również wschodnia granica synklinorium charakteryzuje się nasileniem wulkanizmu neogeńskiego. Zlokalizowana na rozłomie zachodniomorawskim, struktura kolista Jawora-Złotoryja utworzona przez doliny Kaczawy i Nysy Szalonej, opisana przez Mroczkowskiego i Ostaficzuka (1981) jako „ring structure near Złotoryja Świerzawa Jawor”, jest, zdaniem Soleckiego (1994), związana z kenozoicznym wulkanizmem (por. Cwojdzicki & Jodłowski, 1982).

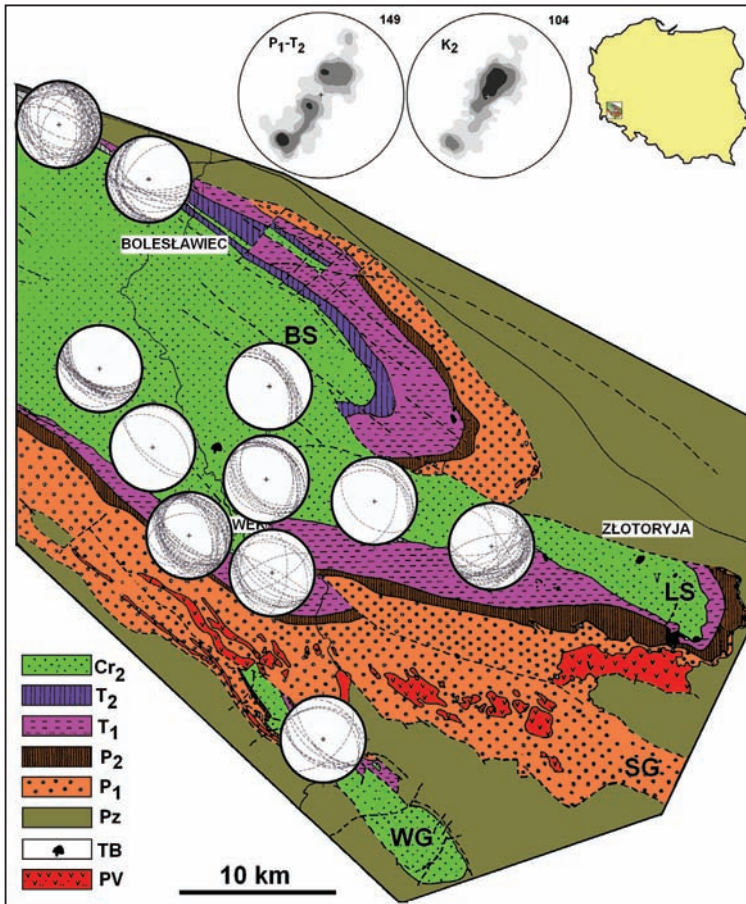


Fig. 2. Orientacja warstw (izolinie biegunów płaszczyzn, projekcja na górną półkulę) i stref kataklazy (łuki płaszczyzn, projekcja na górną półkulę); P_1 - T_2 – orientacja warstw utworów permotriasowych; K_2 – orientacja warstw utworów kredowych; WG – rów Wlenia; SG – rów Świerzawy; LS – synklina Leszczyny; BS – synklina Bolesławca; TB – bazalty trzeciorzędowe; PV – wulkanity permskie; Pz – epimetamorficzne podłoże; P_1 – osady czerwonego spągowca; P_2 – osady cechsztyńskie; T_1 – osady pstrego piaskowca; T_2 – osady retu i wapienia muszlowego; Cr_2 – osady górnokredowe.

Fig. 2. Orientation of strata (contours of plane poles, upper hemisphere) and shear zones (great circles upper hemisphere); P_1 - T_2 – Permo-Triassic strata orientation; K_2 – Cretaceous strata orientation; WG – Wleń Graben; SG – Świerzawa Graben; LS – Leszczyna Syncline; BS – Bolesławiec Syncline; TB – Tertiary basalts; PV – Permian volcanites; Pz – epimetamorphic basement; P_1 – Rotliegend sediments; P_2 – Zechstein sediments; T_1 – Buntsandstein sediments; T_2 – Roet and Muschelkalk sediments; Cr_2 – Late Cretaceous sediments.

CHARAKTERYSTYKA MEZOSTRUKTUR

Przedmiotem analizy było położenie warstw, orientacja stref ścinania i spękań ciosowych. Orientacja tych struktur wskazywała często na rozwój w wyniku tego samego kierunku kompresji. Biegi

warstw zarówno w obrazie kartograficznym jak i mierzone w odsłonięciach wykazywały bimodalną orientację (WNW-ESE i NW-SE). Wśród stref ścinania dominowały zorientowane w sposób pokazany na **Figurze 3**. Stwierdzono również występowanie licznych poprzecznych i podłużnych spękań ciosowych o wyraźnie bimodalnym rozrzucie orientacji.

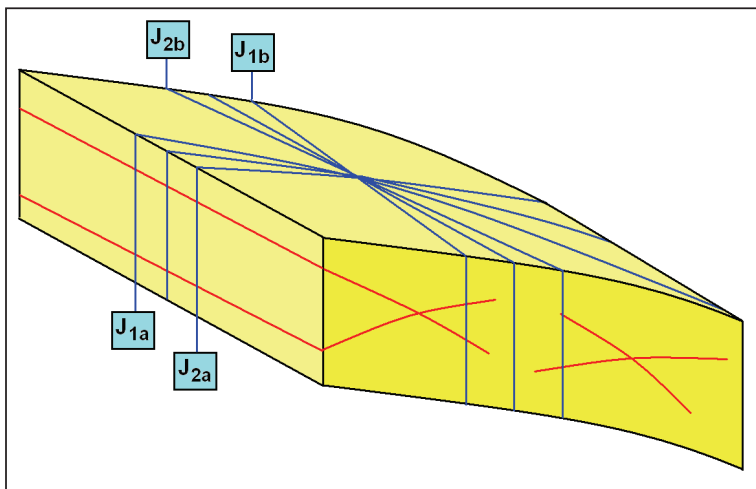


Fig. 3. Stosunek spękań ciosowych i stref ścinania do uławicenia.

Fig. 3. Spatial relation between layering and joints and shears.

Orientacja warstw w obszarze synklinorium północnosudeckiego została przedstawiona na zbiorczych diagramach konturowych wykonanych w projekcji Schmidta-Lamberta na górną półkulę. Diagramy te umieszczone w prawym górnym rogu **Figur 2, 9, 10** wykonano osobno dla warstw permotriasowych (P_1 - T_2) i górnokredowych (K_2), biorąc pod uwagę możliwość istnienia efektów różnowiekowych (kimeryjskich i laramijskich sensu Ziegler *et al.*, 1995) deformacji. Orientacja biegunów płaszczyzn pomierzonych warstw wskazuje na zapady w kierunkach NE i SW z dosyć szerokim rozrzutem spowodowanym istnieniem kierunków NNE i SSW. Oba kierunki upadów znajdują swoje odbicie w przebiegu widocznym na mapie (**Fig. 2, 9, 10**) granic synklinorium i granic pomiędzy utworami permu, triasu i kredy w jego obrębie.

W obrębie synklinorium przeważają niewielkie upady warstw. W miarę kompletnie wykształcone fałdy można obserwować w węglanowych utworach triasu odsłaniających się w Raciborowicach, w synklinie Bolesławca (**Fig. 4**) (por. Cymerman, 1998). Również w NW części tej synkliny, w rejonie Osiecznicy, stwierdza się strome upady w utworach wapienia muszlowego w strefie uskokowej Warta-Osiecznica. Upady warstw węglanów triasowych sięgające 70 stopni stwierdzono również w nieczynnym kamieniołomie w Jerzmanicach. Jest to jedno z niewielu (ale nie jedyne) miejsce występowania węglanowych utworów triasu w synklinie Leszczyny czyli na południe od uskoku Jerzmanic. Zasadniczo utwory te zachowały się w synklinie Bolesławca, na północ od tego uskoku. Ograniczenie występowania węglanowych

utworów triasu do północnej części synklinorium może wynikać z pierwotnego zasięgu zbiornika sedimentacyjnego. Zbiornik ten jednak sięgał zdecydowanie dalej na południe, o czym świadczą niewielkie płyty węglanowych utworów triasu zalegające w podłożu cenomańskich piaskowców, w centralnej części synkliny Leszczyny, ok. 10 km na E od Lwowka Śl (**Fig. 2, 9, 10**). Przedcenomańska erozja usunęła zapewne pokrywę węglanowych utworów triasowych, która na południe od tego uskoku mogła mieć ograniczony zasięg i miąższość. Wojewoda (2003) mylnie przypisuje Soleckiemu (1994) pogląd o przedcenomańskiej erozji na północ od uskoku Jerzmanic. W dalszym ciągu pozostaje niejasna pozycja strukturalna płaty węglanowych utworów triasu w Jerzmanicach Zdroju, zapadających pod nasunięte wzdłuż uskoku Jerzmanic skały waryscyjskiego podłoża. Jeżeli warstwy te zalegają w pozycji normalnej (por. Chrzastek, 2002) to rozwiązaniem mogłoby być przyjęcie modelu zaproponowanego przez Cymermana (1990) dla nasunięcia Zieleńca w Górach Bystrzyckich. Znacznie częstsze występowanie stromych upadów warstw w obrębie utworów permotriasowych (por. diagramy **Fig. 2**) wynika z faktu odsłaniania się ich w brzeżnych obszarach synklinorium w pobliżu stref uskokowych. Znaczącą rolę odgrywa też litologia tych utworów wśród których dominują wapień i margle o niewielkich miąższościach ławic.

Utwory kredowe odsłaniają się w większości wypadków w centralnych częściach synklin Bolesławca i Leszczyny, pomierzone w nich upady warstw są zazwyczaj niewielkie. Dlatego też można



Fig. 4. Fałdy w utworach wapienia muszlowego w Raciborowicach.

Fig. 4. *Folded Muschelkalk in the Raciborowice quarry*

odnieść wrażenie, że starsze (triasowe) utwory musiały być wcześniej pofałdowane. Pogląd taki nie ma jednak uzasadnienia, gdyż w przypadku występowania utworów kredowych w pobliżu uskoku granic synklinorium ich upady również są znaczne. Są one zazwyczaj trudne do pomierzenia w niewielkich odsłonięciach gruboławicowych piaskowców. Wyjątkowo dobrze widoczne, strome zapady warstw kredowych można zaobserwować w pobliżu południowego uskoku rowu Wlenia, w nieczynnym łomie na wzgórzu Skowron (**Fig. 5**) gdzie odwrócone warstwy piaskowców cenanomanu zapadają pod kątem 75° ku SW (230°) pod nasunięte na nie epimetamorficzne skały kompleksu kaczawskiego. W obrębie tego odsłonięcia obserwować można zlustrowania powierzchni spękań o orientacji 20/10, prawie prostopadłych do uławicenia. Przemieszczenia na tych spękaniach mają charakter normalny. (**Fig. 5**). Pozycja zlustrowanych spękań wskazuje na to że mogą one być podłużnymi spękaniem ciosowymi (etap A **Fig. 5**) zrotowanymi w wyniku rozwoju fałdu przyuskokowego rozwijającego się w dolnym skrzydle inwersyjnego uskoku (etap B **Fig. 5**) obrzeżającego obecnie od południa rów Wlenia (**Fig. 2, 9, 10**). W wyniku wypiętrzenia SW skrzydła uskoku i formowania się obniżenia rowu po jego NE stronie doszło do pojawienia się składowej grawitacyjnej i reorientacji pola naprężeń w sposób umożliwiający ruch wzdłuż nachylonych ku centrum rowu powierzchni. Usuniecie przez erozję pokrywy osadowej z wypiętrzonego skrzydła

nasuniętego dopełniło rozwoju tej struktury tak, że obecnie utwory górnokredowe zapadają pod epimetamorficzne podłoże (**Fig. 5**).

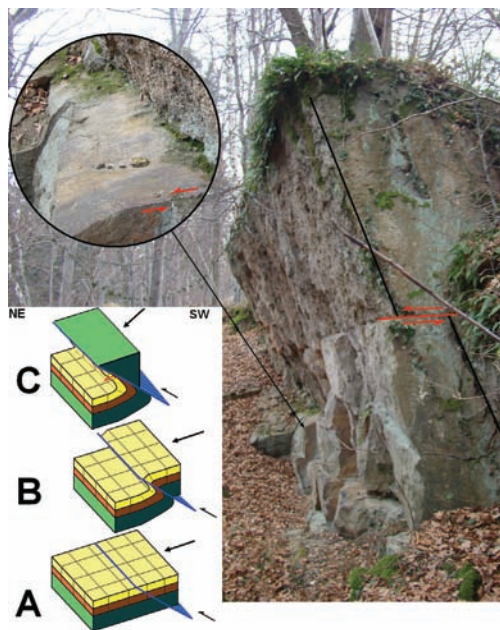


Fig. 5. Zaleganie cenomańskich piaskowców i zlepieńców w kamieniołomie G. Skowron, widoczne lustra tektoniczne związane z przesunięciami fragmentów warstw.

Fig. 5. *Overturned Cenomanian sandstones and conglomerates of the G. Skowron quarry, slickensides visible.*

Strefy ścinania

W skałach osadowych synklinorium północnosudeckiego występuje szereg struktur wykazujących ślady przemieszczeń wskazujące na ich ścięciową genezę. Powstawały one na różnych etapach rozwoju synklinorium.

Za jeden ze starszych zespołów tego rodzaju struktur można uznać, występujący w utworach czerwonego spągowca rowu Świerzawy, w dolinie Kamiennika, zespół uskoków. Na fotografii przemieszczenie warstw (A-A', **Fig. 6**) widoczne wzdłuż stromo zapadającej w lewo linii uskoku, jest różne dla różnych warstw i wygasa w spągu wyżejległej ławicy. Na tej podstawie uskok ten został przez M. Mastalerz (1980) opisany jako uskok synsedymencyjny.

Solecki (1986) stwierdził, że widoczne w dolnej części odsłonięcia strome powierzchnie o orientacji 290/75 i 55/85° tworzące kąt ostry o dwusiecznej o przebiegu N-S, pokryte są subhoryzontalnie zorientowanymi strukturami ślizgowymi. Ruch wzdłuż powierzchni o biegu 145° miał charakter prawoskrętny, a wzdłuż powierzchni o biegu 200° lewoskrętny, co potwierdza ich powstanie w warunkach kompresji o osi N-S. Powstanie tych uskoków mogło mieć miejsce we wczesnym etapie diagenety, w wyniku zsuwania się nagromadzonych osadów z wypiętrzonej północnej ramy basenu, co z kolei mogło wiązać się z opisywanym przez Kiersnowskiego et al. (1995), wypiętrzeniem w trakcie fazy saalskiej fragmentów przedpermskiego podłoża basenu



Fig. 6. Zespół uskoków (zlistrowanych powierzchni ścięciowych) w utworach czerwonego spągowca w dolinie Kamiennika (Świerzawa). Litery A i A' w górnej części zdjęcia wskazują pozorne subwertykalne przemieszczenie warstw wynikające z subhoryzontalnego przemieszczenia na ścięciowych zespołach uskoków zaznaczonego strzałkami w dolnej części zdjęcia.

Fig. 6. Shear zones in the Rotliegendes sandstones, apparent subvertical shift of strata marked in the upper part of the photo by letters A and A' is the result of subhorizontal movement marked by arrows in the lower part of the photo.

czernego spągowca przylegających od północy do opisywanego odsłonięcia (Solecki 2008). Na wczesnodiagenetyczny charakter wskazuje charakter struktur ślizgowych przypominających swoim wyglądem struktury opisane przez zespół Laville i Petit (1984) z osadów nieskonsolidowanych. Nalazłoby jednak wówczas oczekiwać bardziej podatnego charakteru deformacji i kąt przecięcia obu zespołów od strony kierunku σ_1 nie powinien być ostry. Pozorne przemieszczenie warstw zaznaczone zróżnicowaną wysokością punktów A i A' na **Fig. 6** które było podstawą wniosku M. Mastalerz (*op. cit.*) o synsedymenciecharakterze deformacji wynika z subhoryzontalnego przemieszczenia stromozapadającej powierzchni stropowej soczewy piaszczystej widocznej na **Fig. 6**.

Komplementarne strefy kataklazy występują w odsłonięciach pstrego piaskowca rejonu Lwówka Śląskiego i w licznych odsłonięciach piaskowców koniackich. Kataklazie towarzyszy intensywna silifikacja co spowodowało, że występujące w rejonie Lwówka strefy kataklazy zostały opisane przez Milewicz (1964) jako żyły kwarcowe. Solecki (1986, 1988a, 1994) wyróżnił trzy typy tych stref: A, B i C (**Fig. 7**), określając je początkowo jako komplementarny cios niekatetalny, a następnie jako strefy kataklazy. Typ A można uznać za początkowe stadium ścinania, gdy w obrębie miąższej ławicy piaskowca powstają równocześnie dwie komplementarne, wąskie strefy kataklazy. Ich

dalszy rozwój wiąże się ze wzrostem ich szerokości (typ B). W związku z brakiem widocznych przesunięć można je też uznać za strefy zerowych przemieszczeń (zero displacement zones) powstałe na skutek zwiększania wytrzymałości porowatych piaskowców, w wyniku wzrostu ilości kontaktów międzyziarnowych w trakcie kataklazy (por. Aydin & Johnson, 1983; Aydin *et al.*, 2006). W strefach tych, w przypadku typu B, dochodzących do 10 cm miąższości, nie zaobserwowano widocznych przemieszczeń mimo, że powinny być one znaczące (por. Engelder, 1974; Draper, 1976; Roberston, 1983; Wilder *et al.*, 1984). Są one przykładem silnie zlokalizowanej deformacji i współcześnie określane są one jako „deformation bands” (por. Ogilvie & Glover, 2001a,b). Typ C charakteryzuje się występowaniem gęstej, nakładającej się na siebie sieci stref komplementarnych, rozwiniętych w obrębie ławicy piaskowca o niewielkiej (poniżej 0,5 m) miąższości. Zdaniem Soleckiego (1994, 1988a) od samego początku procesu kataklazy (typ A), strefa kataklazy staje się sztywniejsza niż otaczający ją porowaty piaskowiec. Podczas powtarzających się epizodów kompresji sztywna strefa kataklazy i otaczający ją nieusztyniony piaskowiec odkształcają się w różnym stopniu. Na skutek różnicy w wielkości odkształceń dochodzi do ruchów pomiędzy sztywnym szkieletem skały, zbudowanym ze stref kataklazy, a mniej sztywną masą piaskowca. Ruchy te koncentrują się na powierzchni strefy kataklazy

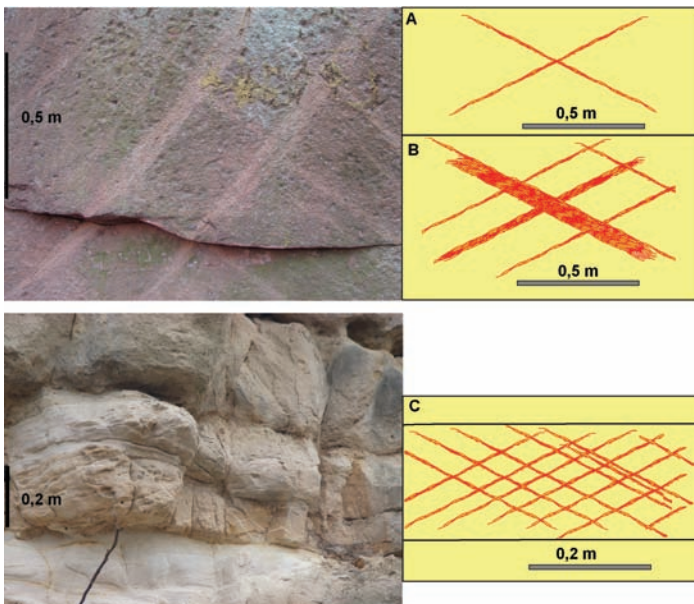


Fig. 7. Strefy ścinania typu A, B i C
Fig. 7. Shear zones of the A, B and C type

i powodują jej stopniowy przyrost boczny. Jeżeli wystąpi kilka epizodów kompresji o wartościach zbyt małych, żeby zniszczyć sztywny szkielet skały (zbudowany ze stref kataklazy), to dojdzie do szeregu oscylacyjnych przemieszczeń wzdłuż stref. Sumaryczny efekt przemieszczeń może być zerowy, ale przebyta w międzyczasie droga i rozwój strefy kataklazy są znaczne. Najbardziej korzystna sytuacja dla rozwoju tego typu mechanizmu ma miejsce wówczas, gdy pierwszy etap kompresji jest stosunkowo silny, a następne coraz słabsze, tak, że żaden z następnych epizodów nie przekracza wartości krytycznej, wymaganej do zniszczenia skały (np. fale sejsmiczne).

Orientacja komplementarnych stref kataklazy została przedstawiona w projekcji Schmidta-Lamberta w formie łuków przecięcia płaszczyzny z górną półkulą (Fig. 2). W odsłonięciach w rejonie Lwówka dominują dwa główne, zapadające ku NE i SW, zespoły stref kataklazy. Dwusieczna kąta



Fig. 8. Strefa uskokowa w obrębie piaskowców koniackich w Skorzyńcach

Fig. 8. Fault zone in the Coniacian sandstones of the Skorzyńce.

ostrego pomiędzy tymi strefami przebiega równoległe do (prawie poziomego) uławicenia i wskazuje na NE-SW kierunek osi σ_1 . Oś naprężeń σ_3 zorientowana jest katetalnie (prostopadle do uławicenia).

Zdaniem Soleckiego (1994) obserwowana na niektórych diagramach nieznaczna lekka bimodalność, wskazuje, że mogą istnieć dwa zapadające ku NE i dwa zapadające ku SW zespoły stref kataklazy. W przypadku zespołów zapadających ku NE jeden z nich zapada w kierunku 25° a drugi w kierunku 55° . Zespoły zapadające ku SW zapadają odpowiednio w kierunkach 205° i 235° . Obserwowana bimodalność wskazuje, że zakres kierunków od 25° do 55° może być brany pod uwagę dla wyjaśnienia istnienia czterech zespołów stref komplementarnych tworzących dwa systemy. Jeden z tych systemów, złożony z zespołów stref kataklazy zapadających w kierunkach 25° i 55° , wskazuje na przebieg osi σ_1 w kierunku 25° - 205° . Drugi, złożony z zespołów stref kataklazy zapadających w kierunkach 55° i 235° wskazuje na przebieg osi σ_1 w kierunku 55° - 235° . Zgodnie z modelem Rechasa i Dietricha (1983) oraz Rechasa (1983) w trójosiowym stanie naprężeń powinny powstać cztery, a nie dwa zespoły ścięć komplementarnych. Przy przyjęciu tego modelu kompresja związana z osią σ_1 o przebiegu 40° - 220° może spowodować powstanie obu systemów stref kataklazy. Elipsoda naprężeń zachowuje stałą pozycję w stosunku do uławicenia i jest wychylona zgodnie z upadami warstw. Związek obu systemów komplementarnych stref kataklazy z główną fazą deformacji synklinorium północnosudeckiego wydaje się bezsporny.

Prawdopodobnie najmłodszym przykładem odsłoniętej powierzchni uskokowej jest strefa zbrekcjonowania, odsłonięta w nieczynnym kamieniołomie w Skorzyńcach. Widoczna na fotografii (Fig. 8) stromo zapadająca powierzchnia jest równoległa do kuesty morfologicznej, o przebiegu WNW-ESE na przedłużeniu uskoku Jerzmanic. utworzonej przez koniackie piaskowce. Skrzydło zrzucone znajduje się po południowej stronie kuesty, a ruch odklutyh bloków następuje w dół jej stromego zbocza. Znaczącą rolę może odgrywać tu grawitacja, chociaż kierunek ruchu zdominowany jest przez istniejące nieciągłości o charakterze regionalnym.

Spękania ciosowe

Solecki (1986, 1994) wyróżnił cztery systemy spękań ciosowych w obrębie synklinorium północnosudeckiego, a to:

- system J_1 składający się z dwóch zespołów J_{1A} i J_{1B} , przebiegających w kierunkach NE-SW (55°) i NW-SE (325°);
- system J_2 składający się z dwóch zespołów J_{2A} i J_{2B} , przebiegających w kierunkach NNE-SSW (25°) i WNW-ESE (295°);
- system J_3 składający się z dwóch zespołów J_{3A} i J_{3B} , przebiegających w kierunkach N-S i E-W;
- system J_4 składający się z dwóch zespołów J_{4A} i J_{4B} , przebiegających w kierunkach w kierunkach ENE-WSW (70°) i NNW-SSE (350°).

Ponieważ pomierzone spękania zazwyczaj były prawie pionowe lub nieznacznie odchyłone od pionu, przedstawiono je na **Figurze 9** jako histogramy kierunków biegów spękań. Histogramy wykonywano dla klas 1-stopniowych wyglądając je przy

pomocy średniej ruchomej, o szerokości przedziału 6 stopni (Solecki, 1988b). Dla porównania odfiltrowano cyfrowo spękania idealnie pionowe i wykreślono dla nich analogiczne histogramy (**Fig. 10**).

Wszystkie te systemy spękań stwierdzono w utworach kredowych. W przedkredowej części profilu skał osadowych nie stwierdzono odrębnych systemów spękań. Zróznicowany jest zasięg przestrzenny stwierdzonych systemów spękań. Występowanie poszczególnych zespołów spękań zostało przedstawione na **Fig. 9 i 10**. Prezentowane wyniki obejmują jedynie wschodnią i centralną część synklinorium północno-sudeckiego, która jest stosunkowo dobrze odsłonięta i pomiary orientacji spękań zostały zebrane tu w obrębie różnych części profilu litostratygicznego, we wszystkich jednostkach tektonicznych tego obszaru.

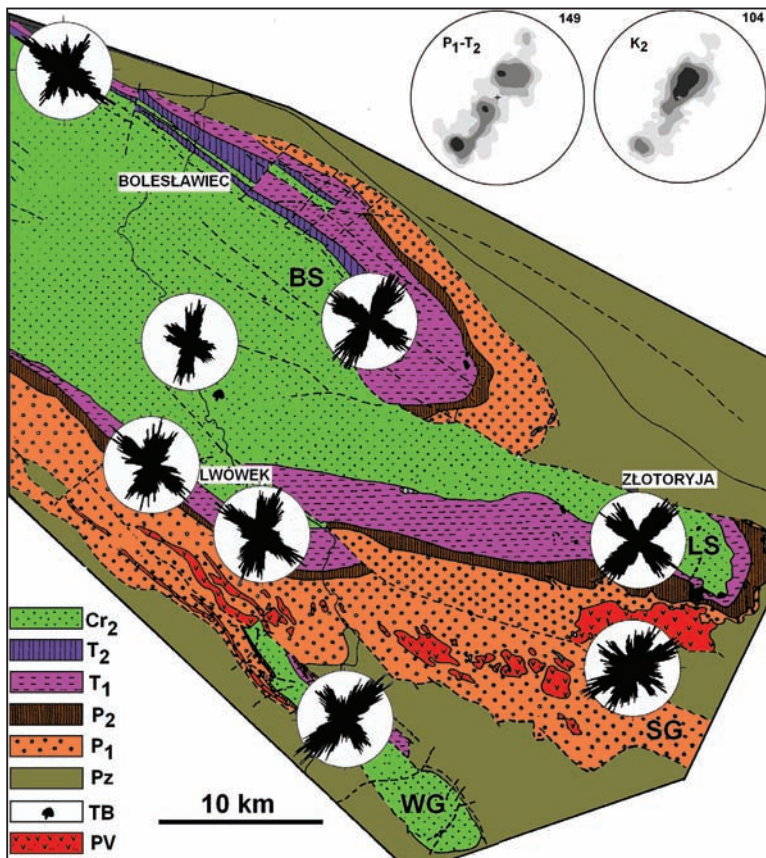


Fig. 9. Biegi spękań ciosowych (wszystkich). Pozostałe objaśnienia jak w Fig.2.

Fig. 9. Strikes of joints (all). Other explanations as in Fig.2.

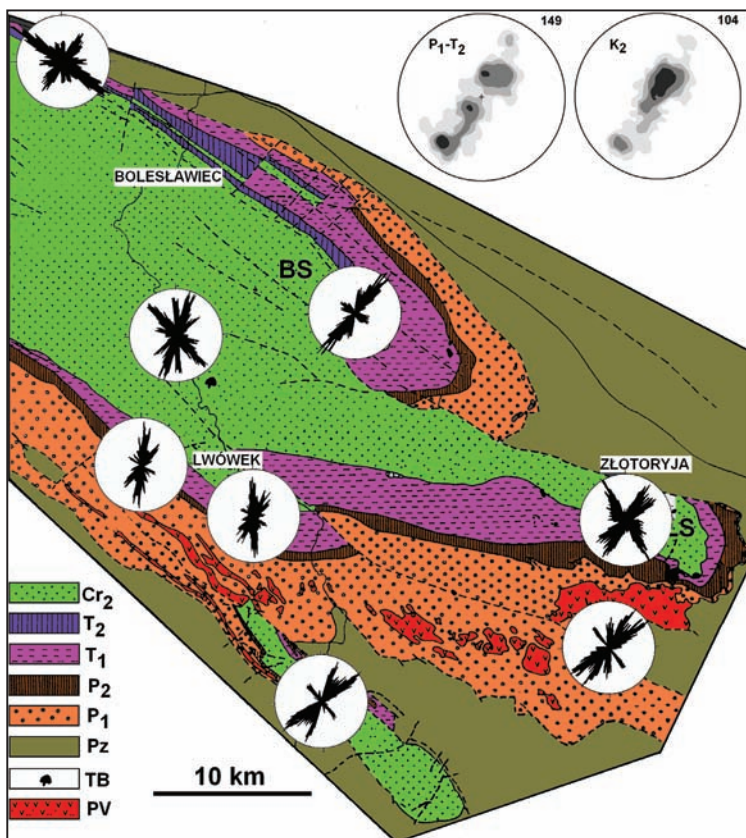


Fig. 10. Biegi spękań ciosowych (pionowych). Pozostałe objaśnienia jak w Fig.2.
Fig. 10. Strikes of joints (vertical only). Other explanations as in Fig.2.

Oba systemy J_1 i J_2 występują w obrębie utworów czerwonego spągowca rowu Świerzawy i synkliny Leszczyny. W tym ostatnim obszarze szczególnie dobrze wyodrębniają się zespoły J_{1a} i J_{2b} różnych systemów.

Również we wschodniej części synkliny Bolesławca obserwuje się oba systemy J_1 i J_2 , ale ich rozdzielenie jest trudniejsze.

Spękania systemów J_{1a} i J_{2b} przeważają w obrębie rowu Wlenia. W przypadku spękań pionowych (Fig. 10) szczególnie wyraźne jest rozdzielenie zespołów J_{1a} i J_{2a} .

Spękania systemów J_1 i J_2 współwystępują w różnych jednostkach synklinorium północnosudeckiego. Wskazuje to na ich związek z głównym planem strukturalnym synklinorium. Oba te systemy składają się z zespołów poprzecznych i podłużnych do upadu warstw, a kierunki zespołów spękań poprzecznych J_{1a} i J_{2a} przebiegają w kierunkach

25° i 55° odpowiadających bimodalnemu rozrzutowi kierunków upadu. Chociaż rów Wlenia i rów Świerzawy są przykładami NW-SE i WNW-ESE przebiegających jednostek, to w obu przypadkach stwierdza się występowanie obu systemów spękań.

Spękania J_{1a} i J_{2a} i tworzą zazwyczaj planarne gładkie powierzchnie, brak rys ślizgowych i innych wskaźników ruchu oraz obecność struktur pierzastych i koncentrycznych przemawia za ich ekstensyjną genezą (dyskusja tego zagadnienia w pracach: Griggs i Handin 1960, Ernston i Schinker 1986, Roberts 1961, Gramberg 1965, Parker 1942; Roberts, 1961; Hodgson, 1961b).

Powstanie spękań J_{1a} i J_{2a} może być tłumaczone przez dwa etapy nacisków (z σ_1 w kierunkach 25° i 55°), lub przez jeden etap deformacji o pośrednim (około 40°) kierunku σ_1 przy równoczesnym działaniu mechanizmu powodującego bimodalną orientację spękań ekstensyjnych. Brak argumentów

na istnienie sukcesji dwóch następujących po sobie etapów deformacji.

Druga możliwość zgodna byłaby z poglądami Muehlbergera (1961), opartymi na obserwacjach Parkera (1942), o istnieniu niskokątowych systemów spękań sprzężonych komplementarnych jako formy przejściowej pomiędzy spękaniem ekstensyjnymi a ścięciowymi. Jeszcze bardziej interesującym mechanizmem byłoby rozszerzenie na genezę spękań J_{1A} i J_{2A} modelu Rechesa i Dietricha (1983) i Rechesa (1983) przewidującego powstawanie czterech, a nie dwóch zespołów spękań komplementarnych w trójosiowym stanie naprężeń. Przy przyjęciu tego modelu kompresja z jednego kierunku (ok. 40°) może być uważana za przyczynę powstania obu zespołów.

Spękania zespołów J_{1B} i J_{2B} najprawdopodobniej powstały jako spęknięcia poprzeczne do wcześniej utworzonych spękań zespołów J_{1A} i J_{2A} i można uważać je za „cross joints” sensu Hodgson (1961a). Mogą wśród nich występować również spęknięcia związane ze zginaniem warstw w czasie fałdowania (radial joints sensu Jaroszewski, 1980) lub spęknięcia odprężeniowe (por. Lajtai, 1977; Price, 1959, 1966).

Spęknięcia systemu J_3 przeważają w centralnej części synklinorium północno-sudeckiego, w pobliżu zachodniego zakończenia uskoku Świerzawa-Lwówek są one szczególnie dobrze widoczne wśród spękań pionowych (trzy diagramy wokół Lwówka (**Fig. 9, 10**). Dominuje tutaj zespół J_{3A} , a spęknięcia zespołu J_{3B} mają charakter podrzędny i najprawdopodobniej zostały utworzone jako spęknięcia poprzeczne w stosunku do spękań zespołu J_{3A} (cross joints sensu Hodgson, 1961a). O podrzędnym charakterze spękań J_{3B} świadczy fakt, że tylko spęknięcia zespołu J_{3A} tworzą odsłonięcia dochodzące do 20 m długości i 5 m wysokości. Południkowo przebiegające spęknięcia wpływają lokalnie na kierunki rozwoju dolin rzecznych. Mogą one wskazywać na istnienie w podłożu doliny Bobru południkowej strefy nieciągłości. Równoleżnikowe spęknięcia zespołu J_{3B} nie tworzą tak dużych gładkich płaszczyn i występują rzadziej.

W najbardziej północnej części synklinorium większość odsłonień zlokalizowana jest w pobliżu przecięcia doliny Kwisy przez strefę uskoku Warta-Osiecznica. Występują tutaj trzy systemy spękań J_1 , J_2 i J_3 w obrębie utworów triasowych i kredowych.

System spękań J_4 występuje w najbardziej zachodniej części synklinorium, poza zasięgiem

Figur 2, 9 i 10, Solecki (1994) wiąże jego występowanie ze strefą przejściową pomiędzy synklinorium północnosudeckim, a strukturą wschodniobrandenburską.

ROZWÓJ SYNKLINORIUM PÓŁNOCNOSUDECKIEGO ŚWIETLE WYNIKÓW BADAŃ REGIONU

Pozycja regionalna synklinorium północnosudeckiego wskazuje na konieczność porównania uzyskanych dla niego wyników i stworzonej interpretacji ze stanem wiedzy na temat tektoniki epiwarysyjskiej pokrywy platformowej środkowoeuropejskiego przedpola Alpidów.

Pokrywa epiwarysyjska Polski

W przypadku epiwarysyjskiej pokrywy platformowej Polski, kluczowe znaczenie dla tych porównań ma obszar Gór Świętokrzyskich. Większość badaczy podkreśla związek tektoniki tego regionu z NW-SE przebiegającą linią Teisseyre'a - Tornquista (T-T), ale trzeba podkreślić, że również uskoki o kierunkach NE-SW odgrywały istotną rolę, zarówno w rozwoju basenu sedymentacyjnego bruzdy środkowopolskiej (MPT) jak i późniejszej deformacji. Przykładem takich struktur mogą być uskoki A i B sensu (Lamarche et al., 2003), dzielące NW-SE przebiegające struktury wału środkowopolskiego na trzy segmenty.

Basen mezozoiczny (MPT) rozwijał się od permu wzdłuż linii T-T (Kutek & Głazek, 1972) w warunkach ekstensji skorupy (Dadlez et al., 1995), której towarzyszyły intruzje magm pochodzenia płaszczowego (Znosko, 1979). Rozwój basenu mezozoicznego w północnej części Gór Świętokrzyskich kontrolowany był od schyłku permu po późną jurę przez nieciągłości starszego podłoża, reaktywowane jako normalne uskoki synsedymencyjne o biegach WNW-ESE. W późniejszym okresie decydującą rolę odgrywał uskok Nowe-Miasto-Ilża, równoległy do T-T (Hakenberg & Świdrowska, 1997; Lamarche et al., 1999).

Pokredowa inwersja basenu i jego wypiętrzenie doprowadziła do powstania synklinorium środkowopolskiego MPS (Kutek & Głazek, 1972; Dadlez et al., 1995). Wyniki analizy strukturalnej Jaroszewskiego (1972 i Świdrowskiej (1980) wskazują na dominującą rolę kompresji o osi σ_1 , przebiegającej w kierunku 50° , zarówno w północno-wschodnim jak i południowo-wschodnim

obrzeżeniu G. Świętokrzyskich. Również Lamarche *et al.* (1999) na podstawie 22 odsłoneń z obszaru Gór Świętokrzyskich stwierdzili, że oś σ_1 zorientowana była w kierunku 50°. Kompresja o osi σ_1 zorientowanej w kierunku 50° dominowała pomiędzy mastrychem i paleoceniem, ale ślady oddziaływań kompresyjnych pojawiają się już w turonie i koniak w północnozachodniej części MPT (Jaškowiak-Schoeneichowa & Krassowska, 1988) i prawdopodobne w koniak i santonie w jego południowo-wschodniej części (Świdrowska & Hackenberg, 1999).

W obszarze elewacji Radomska kąt pomiędzy uskokiem świętokrzyskim (HCF) i NE-SW kierunkiem kompresji sprzyjał lewoskrętnemu ruchowi przesuwczemu. Na taki ruch wskazują S-kształtne przebiegi ułożonych en-echelon fałdów o osiach NW-SE (Pożaryski, 1976). Uskok ograniczający HCM od południowego zachodu był prostopadły do kompresji o kierunku NE-SW i zachowywał się jak uskok odwrócony, generując fałdy o osiach NW-SE (Lamarche *et al.*, 1999)

Po okresie kompresji NE-SW istniała faza nacisków o kierunkach równoleżnikowych. Wartołowska (1972) opisała etap kompresji równoleżnikowej jako młodszy od deformacji związanej z kompresją NE-SW na podstawie analizy stylolitów. Lamarche *et al.* (1999) na podstawie zespołów uskoków komplementarnych stwierdzili oddziaływanie kompresji południkowej i równoleżnikowej.

Środkowoeuropejskie przedpole Alpidów

Opublikowane ostatnio wyniki modelowania ewolucji tektonicznej środkowo europejskiego zespołu basenów (Cacace *et al.*, 2009) wskazują na istnienie trzech etapów kompresji odpowiadających tradycyjnie wyróżnianym fazom górowtwórczym *sensu* Stille (1924).

Pierwszy etap aktywności tektonicznej, określany przez autorów jako subhercyński, rozpoczął się u schyłku turonu, a swoje apogeum osiągnął w santonie i kampanie.

Wiązał się on z kolizją na granicy pennińskohelweckiej prowadzącej do powstania strefy subdukcji typu A i rozwoju systemu płaszczowin austroalpejskich i pennińskich (Ziegler, 1990; Schmid *et al.*, 2004). Ten etap inwersji na obszarze basenu polskiego doprowadził do wyniesienia centralnego, wydłużonego w kierunku NW-SE zrębu i antyklinalorium śródpolskiego oraz powstania przylegających do niego dwóch rowów tektonicznych (por. Krzywiec, 2002; Mazur *et al.*, 2005; Krzywiec,

2006). Wyniki modelowania zespoły Cacace *et al.* (2009) dla tzw. etapu subhercyńskiego wskazują, że obszarze synklinorium północnosudeckiego pozioma składowa σ_1 przebiegała w kierunku 18°.

Drugi etap określany przez zespół Cacace *et al.* (2009) jako laramijski miał miejsce na przełomie mastrychtu i paleocenu. Aktywność tektoniczna koncentrowała się w obszarze wschodnioalpejsko-zachodniokarpackim (Schmid *et al.*, 2004). Naprężenia kompresyjne sięgnęły wówczas dalekiego przedpola Karpat Zewnętrznych (Krzywiec, 2002; Oszczypko, 2006) i znalazły swoje odbicie w głównej fazie inwersji basenu polskiego (Dadlez *et al.*, 1995; Krzywiec, 2002; Lamarche *et al.*, 2003; Mazur & Scheck-Wenderoth, 2005; Mazur *et al.*, 2005; Krzywiec, 2006). Wyniki modelowania zespoły Cacace *et al.* (2009) dla tzw. etapu (fazy) laramijskiego wskazują, że na obszarze synklinorium północnosudeckiego pozioma składowa σ_1 przebiegała w kierunku 21°, czyli jej orientacja jest nieco bardziej południkowa niż uzyskana w wyniku badań terenowych w tym obszarze.

Trzeci etap, określany przez zespół Cacace *et al.* (2009) jako pirenejski, miał miejsce na granicy eocenu i oligocenu. W etapie tym doszło do relaksacji naprężeń w obszarze wschodnioalpejsko-zachodniokarpackim (Schmid *et al.*, 2004; Oszczypko, 2006) i do zakończenia procesów inwersyjnych na obszarze Polski (Krzywiec, 2002; Mazur *et al.*, 2005; Krzywiec, 2006). Rozwijają się wtedy w łuku Zachodnich Alp strefy subdukcji typu A, związane z przesuwaniami się ku NW-ESE płyty adriatyckiej (Ziegler, 1990; Schmid *et al.*, 2004). Jednocześnie ma miejsce ekstensja w obszarze norwesko-grenlandzkim i intensywna subsydencja w obrębie systemu ryftów Morza Północnego (Cloetingh *et al.*, 1990). Wyniki modelowania zespoły Cacace *et al.* (2009) dla tzw. etapu pirenejskiego wskazują, że w obszarze synklinorium północnosudeckiego pozioma składowa σ_1 przebiegała w kierunku 7°.

PODSUMOWANIE

Rozwój strukturalny synklinorium północnosudeckiego wiąże się z ewolucją epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej środkowoeuropejskiego przedpola Alpidów. Wyniki prac, prowadzonych zarówno w polskiej jak i w niemieckiej części tego przedpola, potwierdzają obecność struktur tektonicznych powstałych w tych samych fazach deformacji, które zostały opisane w synklino-

rium północnosudeckim. Daleko idące analogie w rozwoju pozwalają traktować synklinorium północnosudeckie jako dobry poligon badawczy umożliwiający korektę wyników regionalnego modelowania i wgląd w szczegóły strukturalne trudne do zaobserwowania w słabo odsłoniętym obszarze niżu polskiego i niemieckiego. Obszar ten jest potencjalnie również poligonem kalibracyjnym dla testowania różnych technik geofizycznych.

PODZIĘKOWANIA

Autor pragnie podziękować Pani prof. dr hab. Irenie Wojciechowskiej – promotorowi jego pracy doktorskiej poświęconej tektonice synklinorium północnosudeckiego. Aktualne badania finansowane były w ramach grantu 1017/S/ING/11-V.

LITERATURA

- Aydin, A. & Johnson, A. M., 1983.** Analysis of faulting in porous sandstones. *Journal of Structural Geology* 5, 19-31.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006.** Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology* 28: 83-98.
- Balazińska, J. & Bossowski, A., 1979.** Wgłębna budowa geologiczna środkowej i zachodniej części synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych. *Kwart. Geol.* 23, 2, 309-322.
- Baranowski, Z., Haydukiewicz, A., Kryza, R., Lorenc, S., Muszyński, A., Solecki, A., Urbanek, Z., 1990.** Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *N. Jb. Geol. Paläont.* 179: 223-257.
- Bergerat, F. & Geysant, J., 1980.** La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord: resultat de la collision Afrique-Europe. *C. R. Acad. Sci.* 290, Paris, 1521-1524
- Beyer, K., 1934.** Zur kimmerischen Faltung in den Nordsudeten. *Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges.* 86, 702-702, Berlin.
- Beyer, K., 1933.** Das Liegende der Kreide in den Nordsudeten. *Neues Jb. Miner. Beil.-Bd.*, B 69, 450-508
- Cacace, M., Bayer, U., Marotta, A.M., 2009.** Late Cretaceous-Early Tertiary tectonic evolution of the Central European Basin System (CEBS): Constraints from numerical modelling. *Tectonophysics* 470 (2009) 105-128
- Chrzastek, A., 2002.** Stratygrafia i warunki sedymentacji retu oraz dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. *Acta Univ. Wratisl. nr* 2383, Pr. Geol.-Miner. 2002 T.73, 128 pp.
- Cloetingh, S., Gradstein, F., Kooi, H., Grant, A., Kaminski, M., 1990.** Plate reorganization: a cause of rapid late Neogene subsidence and sedimentation around the North Atlantic? *J. Geol. Soc. London* 147, 495-506.
- Cwojdzński, S. & Jodłowski S. 1982.** „Plamowe” koncentracje bazaltowe Masywu Czeskiego i Dolnego Śląska. *Biul. Inst. Geol.*, 341: 201-224.
- Cymerman, Z., 1990.** Młodoalpejskie nasunięcie Zielonca w Górach Orlickich (Sudety). *Prz. Geol.* nr 10, 422-428
- Cymerman, Z., 1998.** Młodoalpejskie fałdy w depresji północnosudeckiej: przykłady z wapienia muszlowego z Raciborowic. *Prz. Geol.* 1998 nr 4, 348-354
- Dadlez, R., Narkiewicz, M., Stephenson, R.A., Visser, M.T.M., Van Wees, J.D., 1995.** Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics* 252, 179-195.
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004.** Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1-33.
- Draper, G., 1976.** Grain size as an indication of shear strain in brittle fault zones. *Tectonophysics* 35, 4. 7-13
- Dziedzic, K., 1959.** Porównanie utworów czerwonego spągowca okolic Nowej Rudy i Świerzawy. *Kwart. Geol.* 3, 4, 427-435.
- Engelder, J., 1974.** Cataclasis and the generation of fault gauge. *Geol. Soc. Am. Bull.* 10, 1515-1522.
- Ernstson, K. & Schinker M., 1986.** Die Entstehung von Plumose-Kluffflächemarkierungen und ihre tektonische Interpretation. *Geol. Rund.* 75,2, Stuttgart. 301-322.
- Gorczyca-Skala, J., 1977.** Budowa geologiczna rowu Wlenia. *Geol. Sud.* 12, 1. 71-100.
- Gramberg, J., 1965.** Axial cleavage fracturing, a significant process in mining and geology: *Engineering Geology*, v. 1, p. 31-72.
- Griggs, D.T. & Handin, J., 1960.** Observations on fracture and hypothesis earthquakes 9in) D.T. Griggs and J. Handin [eds] *Rock Deformation*. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 79, 347-373.
- Hakenberg, M. & Swidrowska, J., 1997.** Propagation of the southeastern segment of the Polish

- Trough connected with bounding fault zones (from Permian to Late Jurassic). C.R. Acad. Sci. Paris 324, 793–803.
- Hannik, S., 1926.** Tectonick van den Löwenberger-Goldberger Trog Delft, 72 pp.
- Hodgson, R.A., 1961a.** *Classification of structures on joint surfaces.* American Journal of Science, v. 259, pp. 493-502
- Hodgson, R.A., 1961b.** *Regional study of jointing in Comb Ridge-Navajo mountain area.* Arizona and Utah. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 45: 1-38.
- Jarozewski W., 1972.** Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Studia Geol. Poi. 38. 9–215.
- Jarozewski W., 1980.** Słownik tektoniczny, cz. IV. Drobne struktury tektoniczne w skałach osadowych. Prz. Geol. 10.
- Jaškowiak-Schoeneichowa & M., Krassowska, A., 1988.** Paleothickness, lithofacies and paleotectonics of the epicontinental Upper Cretaceous in Poland. Geol. Quart. 32 (1), 177–198.
- Karnkowski P.H., 1999.** *Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin.* Polish Geological Institute, Special Papers, 3, 1-93
- Kiersnowski H., Paul J., Peryt T.M. & Smith D., 1995.** *Facies, palaeography and sedimentary history of the Southern Permian Basin in Europe.* (in) Scholle P., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. [eds] *The Permian of Northern Panega 2*, Springer-Verlag Berlin, 119-136.
- Kozłowski S. & Parachoniak W., 1967.** Wulkanizm permski w depresji północnosudeckiej, Prace Muzeum Ziemi 11, Warszawa, 191-221.
- Krzywiac, P., 2002.** Mid-Polish Trough Inversion-Seismic Examples, Main Mechanisms, and Its Relationship to the Alpine–Carpathian Collision. EGU Stephan Mueller Special Publication Series (European Geosciences Union 2002), vol. 1, 151–165.
- Krzywiac, P., 2006.** Structural inversion of the Pomerania and Kuyavian segments of the Mid-Polish Trough-lateral variations in timing and structural style. Geol. Q. 50, 151–168.
- Kutek, J. & Glazek, J., 1972.** The Holy Cross area, central Poland, in the Alpine cycle. Acta Geol. Pol. 22 (4), 603–653.
- Lajtai E. Z., 1977.** A mechanistic view of some aspects of jointing in rocks. Tectonophysics 38. 327-338
- Lamarche, J. Mansy J.L., Bergerat, F., Averbuch, O., Hakenberg, M., Lewandowski, M., Stupnicka, E., Swidrowska, J., Wajsprych, B., Wieczorek, J., 1999.** Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics Tectonophysics 313, 171–186
- Lamarche, J., Scheck, M., Lewerenz, B., 2003.** Heterogeneous tectonic inversion of the Mid-Polish Trough related to crustal architecture, sedimentary patterns and structural inheritance. Tectonophysics 373, 75–92
- Laville, E. & Petit J.P., 1984.** Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins. Geology, Vol.12: 424-427
- Leśniak, T. C., 1979.** Tektonika obszaru między Raciborowicami a Łaziskami w północno-wschodniej części depresji północnosudeckiej. - Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, t. 5, z. 4; Kraków, 87-107.
- Mastalerz, K. & Raczyński, P., 1993.** Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego w karbonie i permie. (in) Mastalerz K. [ed] Baseny sedymentacyjne: Procesy, Osady, Architektura, Wrocław 1993, Przewodnik Krajowego Spokania Sedymentologów, 90-97
- Mastalerz, K., Kurowski, L., Wojewoda, J., 1993.** Litostratygrafia i ewolucja basenu śródsudeckiego w karbonie i permie. (in) Mastalerz K. [ed] Baseny sedymentacyjne: Procesy, Osady, Architektura, Wrocław, Przewodnik Krajowego Spokania Sedymentologów, 65-73
- Mastalerz, M., 1980.** Budowa geologiczna centralnej części rowu Swierzawy-praca mgr maszynopis
- Mazur, S., Scheck-Wenderoth, M., Krzywiac, P., 2005.** Different modes of the Late Cretaceous–Early Tertiary inversion in the north German and Polish basins. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.) 94, 782–798.
- Mazur, S. & Scheck-Wenderoth, M., 2005.** Constraints on the tectonic evolution of the Central European Basin System revealed by seismic reflection profiles from Northern Germany. Netherlands J. Geosci.-Geol. en Mijn. 84, 389–401.
- Michon, L. & Merle O., 2005.** Discussion on „Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere” by P. Dèzes, S.M. Schmid and P.A. Ziegler, Tectonophysics 389 (2004) 1–33B Tectonophysics 401, 251–256
- Milewicz, J. & Górecka, T., 1965.** Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej. Kwart. Geol. 9, 1, 113-114.

- Milewicz, J., 1964.** Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000. Ark. Lwówek Śl.
- Milewicz, J., 1997.** *Górna kreda depresji północnosudeckiej. (lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach)* Acta. Univ. Wratisl., *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 61, 1- 58.
- Mroczkowski, J. & Ostaficzuk, S., 1981.** A ring structure near Złotoryja-Świerzawa-Jawor (Western Sudetes). *Bull. Acad. Poi. Sci., Ser. sc. de la terre* 29,2. , 157-166.
- Mroczkowski, J. & Skowronek, C., 1980.** Osady czerwonego spągowa w Iwinach (niecka północnosudecka). *Geol. Sud.* 15, 1.
- Muehlberger, W. R., 1961.** Conjugate joints sets of smali dihedral angle. *J. Geol.* 69,2., 211-218.
- Ogilvie, S.R. & Glover, P.W.J., 2001a.** High Resolution Petrophysical Measurements of Deformation Bands in Sandstones *Phys. Chem. Earth (A)*, Vol. 26, No. 1-2: 27-32.
- Ogilvie, S.R. & Glover, P.W.J., 2001b.** The petrophysical properties of deformation bands in relationo their microstructure *Earth and Planetary Science Letters* 193, 129-142.
- Oszczypko, N., 2006.** Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathians fold and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geol. Q.* 50, 169–194.
- Parker, J.M., 1942.** Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.* Vol.53, 381-408.
- Piątkowska, A., Kasiński, J., Graniczny, M., 2000.** Analiza zintegrowanych danych teledetekcyjnych i tektonicznych Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego. *Przegląd Geologiczny* , Vol. 48, nr 11, 991-9
- Požaryski, W., 1976.** Ogólna charakterystyka tektoniczna mezozoiku świętokrzyskiego. *Przew.* 48. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Starachowice, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 7-13.
- Price, N.J., 1959.** Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.* 96,2., 142–167.
- Price, N.J., 1966.** Fault and joint development m brittle and semibrittle rocks. Pergamon Press, Oxford-London. 176 pp.
- Reches, Z. & Dietrich J. H., 1983.** Faulting of rocks in three-dimensional strainfields, I. Failure of rocks in polyaxial, servo-control experiments. *Tectonophysics* 95,1/2, 111–132.
- Reches, Z., 1983.** Faulting in rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis. *Tectonophysics* 95,1/2.,133-156.
- Roberson, E. C., 1983.** Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness. *Technical Papers, Mining Eng.* 35,10. ,1426-1432.
- Roberts, J. C, 1961.** Feather-features and the mechanics of rocks jointing. *Am. J. Sci.* 259. .481-492.
- Rode, K., 1932.** Die saxonische Tektonik in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 84, 698-702.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004.** Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.* 97, 93–117.
- Scupin, H., 1913.** Die Löwenberger Kreide und ihre *Fauna.* *Palaeontographica*, 13/6, 266 pp.
- Scupin, H., 1931.** Die *Nordsudetische Dyas.* *Fortschr. Geol. Paläontol.*, 9 (27), 1-246.
- Scupin, H., 1933a.** Zur Stratigraphie und Tektonik der Nordsudetischen Kreide. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, 32, 73-111.
- Scupin, H., 1933b.** Geologischer Führer durch die Nordsudeten. [Berlin, Gebr. Borntraeger. 16, ss. VIII, 201, 35 p.
- Scupin, H., 1934.** Das Ausmass der Kimmerischen Gebirgsbildung in den Nordsudeten. *Zbl. Miner. B*, 449-455.
- Solecki, A.T., 1986.** Tektonika dysjunktywna i jej wpływ na warunki występowania kopalin w synklinorium północnosudeckim, 152 –praca doktorska maszynopis, Archiwum U.Wr.
- Solecki, A.T., 1988a.** Komplementarne strefy kataklazy w piaskowcach synklinorium północnosudeckiego. (Conjugate cataclastic zones in the sandstones of the North Sudetic Synclinorium) . *Przegląd Geologiczny* No 10 , 577-581.
- Solecki, A.T., 1988b:** Numerical approach to the structural problems in the North Sudetic Synclinorium, *Geomathematics and Geostatistics Analysis Applied to Space and Time Dependent, Data (in) Sci. de la Terre, Ser. Inf. Nancy*, 207-215.
- Solecki, A.T., 1994.** Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. *Acta Universitatis Wratislaviensis nr 1618, Prace Geologiczno mineralogiczne, Tom XLV*, 56 p.
- Solecki, A.T., 1995.** Joints and shears of the N Sudetic Synclinorium, *Mechanics of Jointed and Faulted Rocks*, Rossmanith [ed.] Balkena Rotterdam, 341-346.
- Solecki, A.T., 2008.** The North-Sudetic Synclinorium - geosites of the inverted basin setting. (.in)

- A.T. Solecki (ed) Geoeducational Potential of the Sudety Mts. 77-90.
- Stille H., 1924.** Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Bomtrager, Berlin, 443 p.
- Swidrowska, J. & Hakenberg, M., 1999.** Paleotectonic conditions of Cretaceous basin development in the Southeastern segment of the Mid Polish Trough. PERI-TETHYS Memoir 5. New data on Peri-Tethyan sedimentary basins. Paris: 2000. M, moires du Mus, um National d' Histoire Naturelle T.182, 239-256.
- Swidrowska, J., 1980.** Tectonic stylolites as a tectogenetic index on the area of SW margin of the Holy Cross Mountains. Przegl. Geol. 28 (3), 159–164.
- Wartolowska, J., 1972.** An example of the processes of tectonic stylolitization. Bull. Acad. Sci., Ser. Sci. Terre 20 (3), 197–204.
- Wilder D., Robertson E. C. & Waterman R. C., 1984.** Relationship of *fault displacement to gouge* and *breccia thickness*. Institute of Mining Engineers, 35, 1426-1432.
- Wojewoda, J., 2003.** Tensyjny rozwój strefy Jawor-Złotoryja w neogenie. (W) Ciężkowski W., Wojewoda J, Żelaźniewicz A., [red.] –Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu, , WIND, Wrocław, 127-136.
- Ziegler, P.A., 1987.** Compressional intraplate deformations in the Alpine foreland. Introduction. Tectonophysics 137.1-4.
- Ziegler, P.A. & Cloetingh S., 2004.** Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. Earth-Science Reviews, 64: 1 –50.
- Ziegler, P.A., Cloething, S., Van Wess J.-D., 1995.** Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples , Tectonophysics, 252: 7-59.
- Ziegler, P.A., 1990.** Geological Atlas of Western and Central Europe 1990. Shell Int. Petrol. Co. and Geol. Sot. Publishing House, Bath, 239 p.
- Znosko, J., 1979.** Teisseyre–Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. Acta Geol. Pol., 29: 365–382.

GÓRNY PŁASZCZ ZIEMI POD SW POLSKĄ: ŹRÓDŁO KENOZOICZNEGO WULKANIZMU ALKALICZNEGO

Upper Earth's mantle beneath SW Poland: a source of Cenozoic alkaline volcanism

Jacek Puziewicz¹, Magdalena Matusiak-Malek¹, Theodoros Ntaflou², Michel Grégoire³

¹ Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław

² Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung, Althanstrasse 14, 1090 Wien

³ CNRS & Université Paul Sabatier, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse

Słowa kluczowe: płaszcz Ziemi, wulkanizm, Dolny Śląsk

Keywords: *Earth's mantle, volcanism, Lower Silesia*

Streszczenie Bazanity, nefelinity i bazalty alkaliczne są najczęstszymi produktami kenozoicznego wulkanizmu alkalicznego na Dolnym Śląsku (wschodnia część środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej). Lawy te wyniosły na powierzchnię Ziemi perydotytowe i piroksenitowe ksenolity płaszczka litosferycznego. Ksenolity pokazują, że płaszcz litosferyczny w polskiej części ryftu Ohře (Egeru) uległ odmłodzeniu termicznemu w czasie wulkanizmu, natomiast partie płaszczka położone na SE od ryftu zostały w znacznie mniejszym stopniu dotknięte przez kenozoiczne odmłodzenie

Abstract Basanites, nephelinites and alkali basalts are most common among the products of Cenozoic alkaline volcanism in Lower Silesia (eastern part of the Central European Volcanic Province). Peridotitic and pyroxenitic xenoliths have been brought to the Earth's surface by the lavas. Xenoliths show that the lithospheric mantle in Polish part of the Ohře (Eger) rift was thermally rejuvenated during volcanism, whereas the mantle located to SE was significantly less affected by rejuvenation

WSTĘP

Kenozoiczne alkaliczne skały wulkaniczne występujące na Dolnym Śląsku tworzą wschodni segment rozciągającej się od Francji, przez Niemcy do Polski i Czech „środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej” (*Central European Volcanic Province*, Wimmenauer 1974). W jej obręb włączane są skały wulkaniczne występujące w Masywie Centralnym, w środkowej części Niemiec (Eifel, Vogelsberg) oraz w masywie czeskim i jego północno-wschodnim obrzeżeniu (Ulrych *et al.* 2011). Ich występowanie jest związane z systemem rowów tektonicznych (ECRIS, *European Cenozoic Rift System*), które powstały na przedpolu orogenu Alp.

Kenozoiczna oraz górnokredowa aktywność wulkaniczna w masywie czeskim jest związana z ryftem Ohře (Egeru). Jest on zdefiniowany przez zespół uskokuw przebiegających na przestrzeni 280 km w kierunku SW – NE, wzdłuż którego koncentrują się wschodnie skał wulkanicznych. Jego częścią jest wyraźnie zaznaczony rów (graben) Ohře, o długości ok. 180 km i szerokości dochodzącej do 30 km (Ulrych *et al.* 2011). Mniej intensywne przejawy wulkanizmu są związane z systemem uskokuw Łaby i Odry. W południowo-zachodniej Polsce występują skały wulkaniczne zlokalizowane na północno-wschodnim odcinku ryftu Ohře (okolice Bogatyni i Lubania) oraz związane z uskokiem Odry (środkowa i wschodnia część Dolnego Śląska

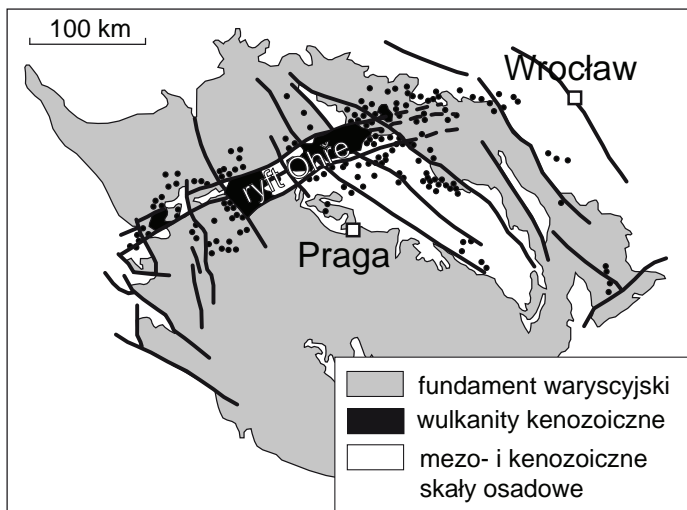


Fig. 1. Występowanie kenozyocznego skał wulkanicznych w masywie czeskim (wg Ulrycha *et al.* 2011, zmienione).

*Fig. 1. The occurrences of Cenozoic volcanic rocks in the Bohemian Massif (modified after Ulrych *et al.* 2011).*

i Śląsk Opolski; **Fig. 1**). Wulkanizm rozpoczął się w późnej kredzie (79 Ma) i trwał do czasów niemal współczesnych – najmłodsze wylewy law są datowane na 260 tys. lat (Ulrych *et al.* 2011).

Skały wulkaniczne Dolnego Śląska zostały starannie scharakteryzowane geologicznie i petrograficznie (np. Białowska 1980, Wierchołowski 1993), liczne są także oznaczenia ich wieku metodą K-Ar (m. in. Birkenmajer *et al.*, 1970, 2002a,b, 2004, 2007; Birkenmajer i Pécskay, 2001). Birkenmajer *et al.* (2004) wyróżnili w SW Polsce trzy cykle wulkanizmu: (1) 30 – 26 Ma (oligocenoński), (2) 26 – 18 Ma (górnooligocenońsko-dolnomiocenoński), z kulminacją ok. 20 Ma, oraz (3) 5,5 – 3,8 Ma. W Polsce skały pierwszych dwóch cykli występują na całym obszarze Dolnego Śląska, natomiast skały najmłodszego cyklu pojawiają się tylko w okolicach Łądka Zdroju. Większe ilości skał wulkanicznych o wieku nie przekraczającym 5,5 Ma są znane z południowej części Sudetów (0,8 – 3,7 Ma - Nížký Jeseník, 4,0 Ma - Kozákov (Šibrava i Havlíček 1980, Foltýnová 2003; Ackerman *et al.* 2007).

Wśród alkalicznych skał wulkanicznych Dolnego Śląska najczęstsze są bazanity, w nieco mniejszych ilościach występują bazalty i nefelinity (Ladenberger *et al.*, 2006). W ostatnich latach wykonano nowe badania geochemiczne tych skał, które pozwoliły lepiej poznać ich genezę. Wykazały one, że ich magmy powstały w astenosferze i/lub litosferze wskutek zaczątkowego topnienia perydotytów granatowych i perydotytów spine-

lowych oraz mieszania się powstałych stopów w różnych proporcjach (Ladenberger *et al.*, 2006). Charakterystyka geochemiczna tych perydotytów jest pośrednia między DMM, HIMU i EM¹ (Blusztajn i Hart, 1989; Ladenberger *et al.*, 2006). Alternatywnym wyjaśnieniem obserwowanego zróżnicowania law alkalicznych Dolnego Śląska jest ich wytopienie w strefie przejściowej między facją granatową i facją spinelową perydotytów płaszcz (Ladenberger *et al.*, 2006).

W niektórych wystąpieniach alkalicznych skał wulkanicznych Dolnego Śląska obecne są ksenolity perydotytów i piroksenitów, pochodzących z górnej części płaszcz Ziemi. Były one przedmiotem szczegółowych badań od lat 70-tych XX wieku (m. in. Białowska 1980, 1993, Bakun-Czubarow i Białowska 2005 i szereg innych prac). W ostatnich latach podjęto intensywne badania tych ksenolitów (np. Matusiak-Małek *et al.* 2010, Matusiak-Małek 2010, Puziewicz *et al.* 2011). Ich wyniki pozwalają na szczegółowe scharakteryzowanie litologii oraz historii geologicznej płaszcz litosferycznego pod SW Polską.

W tym rozdziale *Przewodnika Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego* przedstawimy aktualny stan wiedzy o górnym płaszczu Ziemi

¹ DMM – Depleted MORB Mantle, płaszcz, z którego pod ryftami oceanicznymi zostały wytopione znaczne ilości magmy bazaltowej; HIMU – High μ , płaszcz wzbogacony w pierwiastki koncentrujące się w osadowej części subdukowanej płyty oceanicznej; EM – Enriched Mantle – płaszcz wzbogacony w składniki magm bazaltowych

i przedstawimy wyniki nowych badań płaszczu pod SW Polską. W czasie wycieczki pokażemy kilka najbardziej interesujących geologicznie law alkalicznych zawierających fragmenty skał przyniesione z górnego płaszczu Ziemi.

CO AKTUALNIE WIEMY O GÓRNYM PŁASZCZU ZIEMI?

W klasycznym ujęciu tektoniki płyt terminem *litosfera* określa się zewnętrzną, sztywną część globu, złożoną z przemieszczających się płyt. W geofizyce tak zdefiniowaną litosferę definiuje się jako mechaniczną warstwę graniczną (ang. *mechanical boundary layer*). Jej grubość jest proporcjonalna do grubości termicznej warstwy granicznej (ang. *thermal boundary layer*), tj. zewnętrznej części globu w której ciepło przemieszcza się w wyniku przewodnictwa (Artemieva 2009 i przytoczone tam cytowania). Granicę litosfera – astenosfera można wyznaczyć tylko metodami geofizycznymi – najczęściej robi się to w oparciu o analizę danych sejsmicznych lub analizę strumienia ciepła. Wyniki otrzymane różnymi metodami różnią się od siebie, co powoduje, że często stosuje się określenia *litosfera sejsmiczna* i *litosfera termiczna*, precyzujące z jaką koncepcją litosfery i z jakimi metodami wyznaczania jej grubości mamy do czynienia (Artemieva 2009 i przytoczone tam cytowania).

Płyty litosfery składają się zatem z części skorupowej i płaszczowej. Ta ostatnia jest określana jako *płaszcz litosferyczny*. Grubość płaszczu litosferycznego na obszarach kontynentalnych jest zmienna i zależy od wieku skorupy. Na obszarach tarcz archaicznych spąg płyt litosfery sięga 250 km, podczas gdy na obszarach fanerozoicznych płyty te są znacznie cieńsze i mają ok. 100 km grubości. Niżejleżą astenosfera jest definiowana jako część globu, w której ciepło przemieszcza się wskutek konwekcji. Granica płaszczu litosferycznego i astenosfery jest to strefa, w której prędkość ruchu plastycznych skał astenosfery stopniowo zmniejsza się ku górze, by w litosferze ustać. Miąższość tej strefy może dochodzić do kilkunastu kilometrów. W jej górnej (litosferycznej) części występują perydotyty, które są silnie zdeformowane w wyniku naprężeń spowodowanych ruchem materiału astenosfery.

Dominującymi składnikami płaszczu litosferycznego są oliwin $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, ortopiroksen $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ i klinopiroksen $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$. Minerale te są roztworami stałymi ogniwi magnezowych i żelazistych. Minerale zawierające glin zazwyczaj występują w płaszczu litosferycznym w niewielkich ilościach. Są one wrażliwe na zmiany ciśnienia, co powoduje, że w niskich ciśnieniach fazą glinową jest plagioklaz, który w miarę wzrostu ciśnienia jest zastępowany najpierw przez spinel, a następnie przez granat (Fig. 2).

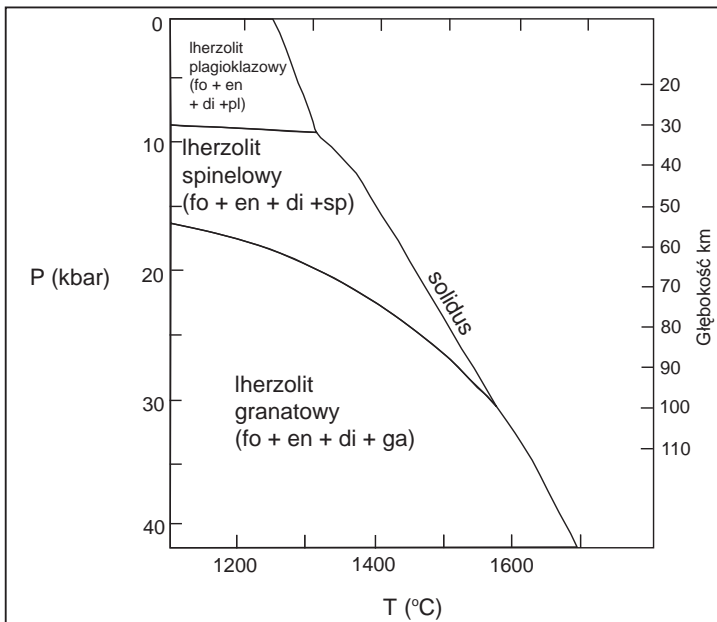


Fig. 2. Zakres trwałości mineralów w Iherzolicie w układzie $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. Wg Presnalla (1999), kompilacja wyników badań różnych autorów.

Fig. 2. Phase relationships in Iherzolite in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. After Presnall (1999), compilation of results of various authors.

Płaszcz litosferyczny pod kratonami archaicznymi jest bogatszy w magnez w porównaniu z płaszczem pod obszarami o młodszym wieku. Powoduje to mniejszą gęstość płaszczu pod obszarami archaicznymi. Jednocześnie jest on chłodniejszy, a zatem bardziej sztywny w porównaniu z płaszczem pod obszarami młodszymi. Powoduje to, że archaiczne części płyt litosfery mają tendencję do unoszenia się na niższejleżącej astenosferze, i są odporniejsze na procesy erozji termicznej i mechanicznej zachodzące na kontakcie z przemieszczającą się w wyniku konwekcji astenosferą.

Płaszcz litosferyczny ukształtował się w wyniku wytopienia łatwo topliwej frakcji – magm o składzie bazaltu. Określiły go często terminem „płaszcz zubożony” (ang. *depleted mantle*). Pierwotny skład płaszczu przed wytopieniem bazaltu można otrzymać dodając do składu płaszczu zubożonego skład bazaltu – otrzymujemy wtedy „pirolit”, hipotetyczną skałę, tworzącą pierwotny płaszcz Ziemi (ang. *primitive mantle*). Współczesne modele geochemiczne pozwalają na precyzyjne odtworzenie składu pierwotnego płaszczu (McDonough i Sun 1995). Obecnie skład bliski płaszczowi pierwotnemu ma astenosfera, która jednak podlega ewolucji w wyniku dodawania materii przez subdukujące płyty i przez wędrujące z granicy płaszcz/jądro „pióropusze”.

Źródłem wiedzy o skałach płaszczu ukrytych pod kontynentami są „perydotyty alpejskie” oraz ksenolity skał płaszczu w kimberlitach i lawach alkalicznych. Perydotyty alpejskie są to wyniesione tektonicznie na powierzchnię Ziemi fragmenty płaszczu. Europa jest uprzywilejowana jeśli chodzi o ich występowanie. Najbardziej znane to perydotyty strefy Ivrea w Alpach (masyw Finero i Balmuccia), masyw Ronda (Góry Betyckie w Hiszpanii) i masyw Lherz w Pirenejach. Szczegółowe badania tych masywów na przestrzeni ostatnich kilkunastu lat, możliwe dzięki rozwojowi nowych technik badawczych, dokonały zasadniczego postępu w naszej wiedzy na temat płaszczu litosferycznego i niższejleżącej części astenosfery. Do wielkich osiągnięć na tym polu należą np. udokumentowanie procesów modyfikacji składu płaszczu zubożonego przez migrujące przez niego lawy alkaliczne (masyw Lherz) i odczytanie zapisu erozji termicznej na kontakcie litosfera-astenosfera (masyw Ronda). Informacji o płaszczu podścielającym oceany dostarczają bezpośrednie obserwacje na skarpach uskoku transformujących w obszarach ryftów wolnospreedingowych oraz

ultrazasadowych ogniw zespołów ofiolitowych. Globalne zróżnicowanie górnego płaszczu poznajemy dzięki ksenolitom wyniesionym na powierzchnię przez skały wulkaniczne. Informacja zapisana w ksenolitach jest fragmentaryczna ze względu na rozmiar i przypadkowość „próbowania” płaszczu przez intrudujące lawy, jednak ogromna ilość ich wystąpień w połączeniu z litologicznym obrazem płaszczu uzyskanym z perydotytów alpejskich pozwala na uzyskanie spójnego globalnego obrazu płaszczu litosferycznego.

PŁASZCZ LITOSFERYCZNY POD MASYWEM CZESKIM

Wielkoskalowe eksperymenty sejsmiczne wykonane w minionym 15-leciu (POLONAISE'97, CELEBRATION2000, SUDETES2003) dostarczyły szeregu informacji o zróżnicowaniu dolnej skorupy Ziemi i położeniu Moho pod masywem czeskim (np. Hrubcová *et al.* 2005). Grubość skorupy Ziemi jest największa pod moldanubską częścią masywu czeskiego – sięga tu 39 km, podczas gdy pod okalającą ją strefą sakso-turyngską i Sudetami Moho jest zlokalizowane na głębokości 32-35 km (Hrubcová *et al.* 2005, Majdański *et al.* 2006). Dolna skorupa Ziemi pod ryftem Ohře (strefa sakso-turyngska) jest silnie warstwowana. Pod zlokalizowaną na wchodzie masywu czeskiego strefą morawsko-śląską wzrost prędkości fal sejsmicznych w dolnej skorupie Ziemi jest gradacyjny i nie pozwala na precyzyjne określenie położenia Moho.

Granica między płaszczem litosferycznym a astenosferycznym na obszarach kontynentalnego kenozyicznego wulkanizmu bazaltowego jest najczęściej zlokalizowana na głębokości 90 – 100 km (O'Reilly i Griffin 1996). Dostępne obecnie dane wskazują, że podobnie jest także pod SW Polską. Taką głębokość granicy litosfera – astenosfera (LAB, *Lithosphere Astensphere Boundary*) wykazują, w oparciu o szczegółową analizę strumienia ciepła Ziemi w rejonie masywu Niedźwiedzia (wschodnia część bloku przedsudeckiego), Puziewicz *et al.* (w druku), Babuška i Plomerová (2006) oraz Babuška *et al.* (2010) w oparciu o dane sejsmiczne dowodzą, że pod Sudetami granica litosfera – astenosfera jest położona na głębokości ok. 100 km, pod moldanubskim jądrem masywu czeskiego na głębokości 140 km, pod strefą sakso-turyngską na głębokości 80 – 100 km, i spłyca się do ok. 80 km pod rowem Ohře.

Obecnie funkcjonują dwa wzajemnie wykluczające się modele płaszczu litosferycznego pod masywem czeskim. Pierwszy z nich oparty jest na odmiennej anizotropii sejsmicznej skał płaszczu pod poszczególne strefami orogenu waryscyjskiego (Babuška i Plomerová 2006). Model ten zakłada, że po zestawieniu orogenu w płaszczowej części płyt litosferycznych zachował się zapis ich waryscyjskiej i przedwaryscyjskiej ewolucji. Alternatywny model oparty jest na obserwacjach ewolucji geologicznej orogenu waryscyjskiego i zakłada, że w etapie późnoorogenicznym doszło do pograżenia (delaminacji) jego korzeniowych stref w niższej astenosferze (Massone 2005; Ziegler i Dèzes 2005). Pograżone miały zostać nie tylko płaszczowe części płyt litosfery, ale także spągowe części orogenu usytuowane powyżej Moho. W tym modelu płaszcz litosferyczny pod masywem czeskim ukształtował się w wyniku wypełniania przez astenosferę miejsc po pograżonych fragmentach starej litosfery.

LITOLOGIA I HISTORIA GEOLOGICZNA PŁASZCZA LITOSFERYCZNEGO POD SW POLSKĄ

Mimo że na Dolnym Śląsku występuje ponad 300 wychodni kenozoicznych law alkalicznych, tylko kilkanaście z nich zawiera ksenolity skał płaszczu. Są to najczęściej perydotyty mające skład harzburgitu (tzn. zawierają głównie oliwin i mniejsze ilości ortopiroksenu, zawartość klinopiroksenu nie przekracza 5 % obj. skały). Skały te są bogate w magnez: zawartość forsterytu w oliwinie zawiera się najczęściej w przedziale 88 – 91 %, podobna jest też liczba magnezowa ($mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ w atomach na jednostkowy wzór strukturalny) orto- i klinopiroksenu. Tylko w dwóch miejscach (Wilcza Góra k. Złotoryi, Góra Wolek k. Świerzawy) pojawiają się nieliczne ziarna amfibolu (Matusiak-Małek 2010, Napieralska i Muszyński 2006). Lokalnie perydotytom towarzyszą piroksenity i megakryształy klinopiroksenu o rozmiarach dochodzących do kilkunastu centymetrów.

W zachodniej części Dolnego Śląska w ksenolity obfituje mioceński nefelinit z Księginiek, występujący w obrębie polskiej części ryftu Ohře. Występujące tu ksenolity tworzą dwa zespoły: perydotytowy i piroksenitowy (Kozłowska-Koch 1981, Puziewicz et al. 2011). Ksenolity występujące w Księginkach pochodzą z głębokości 35 – 50 km. Fragment płaszczu, który reprezentują,

został całkowicie odmłodzony przez infiltrującą go magmę nefelinitową przed i w czasie aktywności wulkanicznej na powierzchni. W wyniku tego odmłodzenia w perydotytach zapisały się temperatury 1060 – 1120 ° i zmieniła się zawartość pierwiastków śladowych (szczególnie lekkich ziem rzadkich) w klinopiroksenie. Magma nefelinitowa tworzyła miejscami żyły i niewielkie zbiorniki, w których w drodze osadzania się kryształów dochodziło do powstawania kumulatów klinopiroksenitowych i websterytowych, a lokalnie możliwa była krystalizacja dużych pojedynczych kryształów klinopiroksenu. W niektórych partiach płaszczu pod Księginkami migracja magmy nefelinitowej polegała na jej przemieszczaniu się między ziarnami skały. Lokalnie przepływ magmy nefelinitowej spowodował tzw. *metasomatyzm żelazisty*, polegający na obniżeniu o kilka procent zawartości forsterytu w oliwinie (Puziewicz et al. 2011).

Płaszcz litosferyczny w okolicach Złotoryi (Krzeniów, Wilcza Góra) i Jawora jest zbliżony litologicznie do płaszczu spod Księginiek. W tym regionie nie doszło jednak do penetratywnego, obejmującego duże partie płaszczu odmłodzenia termicznego w czasie wulkanizmu. Prawdopodobnie na kontakcie płaszcz-skorupa występują tu warstwowane intruzje skał zasadowych/ultrazasadowych, których niewielkie ksenolity występują w okolicach Męcinki k. Jawora. Obecność amfibolu w ksenolitach perydotytowych w Wilczej Górze i Wołka, nietypowa dla masywu czeskiego, wskazuje, że lokalnie w płaszczu litosferycznym migrowały niewielkie ilości uwodnionych stopów. Stopy te miały prawdopodobnie charakter pośredni między bogatymi w wapń i lekkie ziemie rzadkie karbonatytami a alkalicznymi stopami krzemianowymi. Również w tej części płaszczu litosferycznego występują obszary dotknięte przez metasomatyzm żelazisty.

Występujące w bazanitach koło Łądku Zdroju ksenolity harzburgitów zostały wyniesione na powierzchnię Ziemi znacznie później (ok. 4,0 – 5,5 Ma) niż większość dolnośląskich ksenolitów płaszczu. Płaszcz pod Łądkiem jest niemal niedotknięty przez zmiany spowodowane przez zmierną ku powierzchni Ziemi lawę – są one ograniczone do sąsiedztwa szczelin, którymi się ona przemieszczała. W wyniesionych przez nią ksenolitach zapisane są procesy, które go dotykały: doklejenie fragmentów astenosfery do litosfery i ich schłodzenie do temperatur rzędu 960 – 1000 °C (zapisane jako przejście z facji granatowej do facji spinelowej

perydotytów płaszczu), następnie infiltracja przez alkaliczne stopy krzemianowe bogate w dwutlenek węgla (zapisana w składzie i proporcjach pierwiastków ziem rzadkich w klinopiroksenach; Matusiak-Małek *et al.* 2010). Wykonane ostatnio badania (Matusiak-Małek *et al.* 2010) zaprzeczyły tezie o obecności stopów karbonatytowych w płaszczu litosferycznym, przedstawionej przez Blusztajna i Shimizu (1994).

PODSUMOWANIE

Płaszcz litosferyczny pod Dolnym Śląskiem podlegał intensywnym zmianom podczas kenozyicznego alkalicznego wulkanizmu aktywnego na tym obszarze. W polskiej części ryftu Ohře (Egeru) doszło do odmłodzenia termicznego płaszczu przez infiltrujące go magmy, które jednocześnie zasilają wulkany na powierzchni. Magmy te spowodowały zmiany składu klinopiroksenów występujących w skałach płaszczu, jednak ich zakres był niewielki i nie doszło do powstania nowych minerałów. Lokalnie powstały – na głębokościach nie przekraczających 55 km - kumulaty piroksenitowe. W częściach płaszczu oddalonych od ryftu zakres zmian był mniejszy – odmłodzenie termiczne i zmiany chemiczne są ograniczone, a perydotyty płaszczu zachowują zapis procesów mających miejsce przed wulkanizmem. W okolicach Moho lokalnie występują warstwowane intruze skał zasadowych i ultrazasadowych, które powstały w okresie kenozyicznego wulkanizmu.

PODZIĘKOWANIA

Wyniki badań przedstawione w tym eseju używano w ramach projektu MNiSW N N307 100634 *Model geologiczno-geofizyczny dolnej skorupy i górnego płaszczu Ziemi pod Sudetami i blokiem przedsudeckim* realizowanego w latach 2007 – 2011 oraz dwustronnych projektów między zespołami badawczymi Uniwersytetu Wrocławskiego i Uniwersytetu w Wiedniu (w latach 2008-2009 i 2010-2011, w ramach umowy międzyrządowej) i Uniwersytetu w Tuluzie (projekt POLONIUM w latach 2009-2010 w ramach umowy międzyrządowej).

LITERATURA

- Ackerman, L., Mahlen, N., Jelínek, E., Medaris, G. Jr., Urych, J., Strnad, J., Mihajlevič, M., 2007.** Geochemistry and evolution of subcontinental lithospheric mantle in Central Europe: evidence from peridotite xenoliths of the Kozákov volcano, Czech Republic. *Journal of Petrology* 48, 2235-2260.
- Artemieva, I. M., 2009.** Continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos* 109, 23-46.
- Babuška, V., Plomerová, J., 2006.** European mantle lithosphere assembled from rigid microplates with inherited seismic anisotropy. *Physics of Earth and Planetary Interiors* 158: 264-280.
- Babuška, V., Fiala, J., Plomerová, J., 2010.** Bottom to top lithosphere and evolution of western Eger Rift (Central Europe). *International Journal of Earth Sciences*, 99, 891-907.
- Bakun-Czubarow, N., Białowolska, A., 2005.** Internal blebs within mantle peridotite enclaves from Lower Silesian Basaltoids – Preliminary results. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne*, 26, 124-129.
- Białowolska, A., 1993.** Enklawy w bazaltoidach wzgórz Łysanka i Trupień (Dolny Śląsk). *Archiwum Mineralogiczne*, 49(2), 145-191.
- Białowolska, A., 1980.** Geochemiczna charakterystyka niektórych bazaltoidów Dolnego Śląska i ich ultramafitowych enklaw. *Archiwum Mineralogiczne*, 36(2), 107-163.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagożdżon, P.P., 2007.** Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K - Ar and paleomagnetic data from late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the North Sudetic Depression. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77,1-16.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagożdżon, P.P., 2004.** Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K - Ar and paleomagnetic data from late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore - Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74,1-9.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagożdżon, P.P., 2002a.** Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K - Ar and paleomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72,119 –129.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagożdżon, P.P., 2002b.** Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K - Ar and paleomagnetic data from early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore - Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72, 241 – 253.

- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., 2001.** Radiometric Dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali basaltic rocks of the Opole Region. Bull. Polish Acad. Sci. Earth Sci., 50(1), 31-50.
- Birkenmajer, K., Jerzmański, J., Nairn, A. E. M., 1970.** Paleomagnetic studies of Polish rocks. IV. Cenozoic basalts of Lower Silesia. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 40, 31-61.
- Blusztajn, J., Hart, S. R., 1989.** Sr, Nd and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, 2689-2696.
- Blusztajn, J., Shimizu, N., 1994.** The trace-element variations in clinopyroxenes from spinel peridotite xenoliths from southwest Poland. Chemical Geology, 111, 227-243.
- Foltýnová, R., 2003.** Geochemicko-petrografická charakteristika neovulkanitů sevwerní Moravy a Slezska. Diplomová práce. Masarykova Univerzita, Přírodovědecká fakulta, Ústav geologických věd.
- Hrubcová, P., Šroda, M., Špičák, A., Guterch, A., Grad, M., Keller, G. R., Brueckl, E., Thybo, H., 2005.** Crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif based on CELEBRATION 2000 data. Journal of Geophysical Research, 110, B11305.
- Kozłowska-Koch, M., 1981.** Petrography of ultramafic nodules in the nephelinites from Księginki near Lubań (Lower Silesia). Archiwum Mineralogiczne, 37(1), 33-56.
- Ladenberger, A., Michalik, M., Tomek, C., Peate, D. W., 2006.** Alkaline magmatism in SW Poland – An example of asthenosphere-lithosphere interactions? Mineralogia Polonica Special Papers 29, 40-47.
- Majdański, M., Grad, M., Guterch, A., SUDETES 2003 Working Group, 2006.** 2D seismic tomographic and rey-tracing modelling of the crustal structure across the Sudetes Mountains basing on SUDETES2003 experiment data. Tectonophysics, 413, 249-269.
- Massone, H.-J., 2005.** Involvement of crustal material delamination of the lithosphere after continent-continent collision. International Geology Review, 47, 792-804.
- Matusiak-Malek, M., 2010.** Peridotitic xenoliths from the Cenozoic lavas of the Złatoryja, Jawor and Łądek Zdrój vicinities (Lower Silesia). Rozprawa doktor-ska, Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, 1-237.
- Matusiak-Malek, M., Puziewicz, J., Ntaflou, T., Grégoire, M., Downes, H., 2010.** Metasomatic effects in the lithospheric mantle beneath the NE Bohemian massif: A case study of Lutynia (SW Poland) peridotite xenoliths. Lithos, 117, 49-60.
- McDonough, W. F., Sun, S.-s., 1995.** The composition of the Earth. Chemical Geology, 120, 223-253.
- Napieralska, M., Muszyński, A., 2006.** Peridotite enclaves in microbasalts from Wolek Hill near Nowy Kościół (SW Poland) — preliminary data. Mineralogia Polonica Special Papers, 29, 63-65.
- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., 1996.** 4-D lithosphere mapping: methodology and examples. Tectonophysics, 262, 3-18.
- Presnall, D. C., 1999.** Effect of pressure on the fractional crystallization of basaltic magma. W: Fei, Y., Bertka, C. M., Mysen, B. O., (red.) *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation*. Geochemical Society Special Publication, 6, 209-224.
- Puziewicz, J., Koepke, J., Grégoire, M., Ntaflou, T., Matusiak-Malek, M., (submitted).** Lithospheric mantle modification during Cenozoic rifting in Central Europe: An example of the Księginki nephelinite (SW Poland) xenolith suite. Journal of Petrology.
- Šibrava, V., Havlíček, P., 1980.** Radiometric age of Plio-Pleistocene volcanic rocks of the Bohemian Massif. Věstník Ústředního Ústavu Geologického, 55(3), 129-140.
- Ulrych, J., Dostal, J., Adamovič, J., Jelínek, E., Špaček, P., Hogner, E., Balogh K., 2011.** Recurrent volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). Lithos, 123, 133-144.
- Wierzchołowski, B., 1993.** Stanowisko systematyczne I geneza sudeckich skał wulkanicznych. Archiwum Mineralogiczne, 49, 199-235.
- Wimmenauer, W., 1974.** The alkaline province of central Europe and France. *Sørensen, H. (red.) The alkaline rocks*. Wiley & Sons, London, 286-291.
- Ziegler, P. A., Dèzes, P., 2005.** Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. International Journal of Geological Sciences, 94, 594-614.

PROBLEMY ZE STRATYGRAFIĄ UTWORÓW PLEJSTOCENU W ZACHODNIEJ CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA

Few problems with stratigraphy of pleistocene deposits on western part of Lower Silesia

Janusz Badura¹, Adam Szyrkiewicz²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny Oddz. Dolnośląski, ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław,
e-mail: Janusz.Badura@pgi.gov.pl

² Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, pl. Maxa Borna 9, 50-204 Wrocław,
e-mail: adam.szyrkiewicz@ing.uni.wroc.pl

Słowa kluczowe: plejstocen, stratygrafia, Dolny Śląsk
Keywords: Pleistocene, stratigraphy, Lower Silesia

Streszczenie Zwrócono uwagę, że na mapach geologicznych, wykonanych dla obszaru zachodniej części Dolnego Śląska, istnieją sprzeczności w rozwiąziach korelacji stratygraficznych wyróżnianych jednostek litologicznych plejstocenu. Z danych geologicznych wynika, że najmłodszy poziom glin glacialnych może pochodzić ze zlodowacenia środkowopolskiego Odry, a istnienie odrębnego zlodowacenia Warty na tym obszarze jest wątpliwe. Być może była to faza recesyjna zlodowacenia Odry. Utwory uznawane za interglacialne wymagają rewizji, a miejsca ich znalezienia powinny być objęte szczegółowymi badaniami. Na omawianym obszarze nie udokumentowano utworów wczesnego plejstocenu.

Abstract On the geological maps for Western Part of Lower Silesia area are lot of stratigraphical inconsistency according to correlation lithological units of Pleistocene deposits. The last ice sheet cover on this area was during Saale (Odra) Glaciation. Perhaps, forms and deposits named Warta Glaciation was from recession phase of Odra Glaciation. The deposits described as interglacial ones will be detail revised. From Western Part of Lower Silesia areas are unknown Early Pleistocene deposits.

WSTĘP

W ostatnich latach, Dolny Śląsk i przylegające do niego od północy tereny Ziemi Lubuskiej oraz od południa tereny Przedgórze Sudetów, były miejscem intensywnych geologicznych prac kartograficznych. Wykonawcy tych prac borykają się z problemami korelacji stratygraficznych wyróżnianych przez siebie jednostek litostratygraficznych plejstocenu, ponieważ istnieją znaczne rozbieżności w kwalifikacji wiekowej tych jednostek, a brak dokładnych i szczegółowych badań regionalnych. Zakończenie w 2009 r. zdjęcie geologiczne Polski wymaga podsumowania ponad 40 letniego okresu, w którym opracowywano mapy

geologiczne kraju. Szczegółowa mapa geologiczna Polski (SMGP) w skali 1:50 000, a dla Dolnego Śląska Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów (SMGS) w skali 1:25 000. Były wykonywane na podstawie kilku instrukcji (1956, 1977, 1991, 1996, 2004). W tym czasie zmieniały się nie tylko podziały stratygraficzne, ale także rozwijała się wiedza geologiczna szczególnie dotycząca formowania się osadów w strefie czołowomorenowej, zjawisk erozyjnych i depozycyjnych zachodzących pod lądolodem, procesów zachodzących w strefach peryglacialnych. W rezultacie, jakość powstałych map jest bardzo różna. Tym bardziej, że wiele arkuszy SMGS powstawało z przerysowywania map wykonywanych jeszcze przez saksońskie i pruskie

służby geologiczne w I poł. XX w. Niewątpliwie mapy te pod względem poznania litologii utworów powierzchniowych spełniły swoje zadanie. Także będą one jeszcze przez długie lata podstawowym narzędziem przy poszukiwaniach wód pitnych, pospolitych surowców skalnych czy zadaniach związanych z planowaniem przestrzennym. Jednak pod względem wykorzystania naukowego dla odtwarzania zjawisk geologicznych czy paleoklimatycznych zachodzących w plejstocenie mapy te nie spełniają swojej roli.

W poniższym artykule przedstawiono analizę danych z wybranych arkuszy geologicznych map niemieckich 1:25 000, wybranych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000 oraz wybranych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 (Fig. 1). Autorzy arkuszy map geologicznych wykonywanych w latach 60- i 70-tych XX w. nawiązują do schematu stratygrafii plejstocenu S. Z. Różyckiego (1972). Natomiast na wydawanych ostatnio arkuszach map geologicznych stosowane są podziały stratygraficzne z Instrukcji Opracowania i Wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Instrukcja 1996, 2004), a nawiązującej do schematu zaproponowanego w podręczniku L. Lindnera (1992). Niestety, zmiany, jakie zachodziły w „obowiązujących” podziałach stratygraficznych, a dotyczące nazewnictwa i pozycji stratygraficznej jednostek powodują, że wykonanie jakiegokolwiek zbiorczego przekroju geologicznego na podstawie kilku arkuszy tych map natrafia na niesłycha-

ne trudności. W poniższym opracowaniu pokazane zostało alternatywne rozwiązanie problemu i wytyczone zostały kierunki dalszych badań nad stratygrafią plejstocenu w Polsce Południowo – Zachodniej. Ponieważ podstawowymi jednostkami litologicznymi służącymi do korelacji danych z wierceń na przekrojach są poziomy glacialnych glin zwałowych, dlatego poniżej zostaną pokazane rozbieżności w nazewnictwie tych poziomów oraz ich pozycje stratygraficzne. W artykule nie analizujemy problematyki błędnej genetycznej klasyfikacji glin. Zdając sobie sprawę, że za gliny zwałowe są często uważane gliny deluwialne, śródogórskie stożki napływowe, zapiaszczone osady lessopodobne a nawet silnie żałazowane mulki ilaste formacji poznańskiej czy piaski ze żwirami o lepiszczu ilastym formacji Gozdnicy.

GLINY ZWAŁOWE NA WYBRANYCH ARKUSZACH MAP WYDANYCH PRZED 1945 ROKIEM

Na niemieckich mapach geologicznych wydanych przed 1945 r. dla omawianego obszaru, utwory leżące nad osadami trzeciorzędowymi lub starszymi od nich, dzieli się na: Alluvium i Diluvium (np.: Berg, Meisner, Geller 1929; Beschoren 1927, 1928; Cramer 1923; Kaunhowen, Isert 1923; Keilhack, Schucht 1921; Kuhn, Zimmermann 1903 – 1916, 1925; Schucht 1920; Tietze 1910, 1913, 1915, 1918). W obrębie utworów Diluvium - rozumianych jako plejstocenijskie, wyróżnia się glinę glacialną (Geschubemergel) przedostatniego zlodowacenia, rozumianego jako Saale Eiszeit oraz glinę glacialną ostatniego zlodowacenia, rozumianego jako Weichsel Eiszeit (zlodowacenie Wisły). Nie ma informacji, aby z tego obszaru były znane utwory interglacialne znajdujące się między tymi glinami. Ciekawostką jest wiązanie utworów eolicznych i wydmych z okresem Alluvium (post-plejstocen). W dolinie Nysy Łużyckiej i dolinie Odry (na północ od równoleżnika Zielonej Góry) wyróżniana jest glina: ostatniego zlodowacenia (Weichsel) oraz glina zlodowacenia przedostatniego (Saale). Na południe od równoleżnika Zielonej Góry nieznanne są gliny zlodowacenia Wisły, ale stwierdzane są jedna lub dwie gliny starsze od zlodowacenia Wisły (np. na arkuszu Triebel są dwie gliny starsze od Wisły). Z arkusza Muskau wynika, że pod gliną przedostatniego zlodowacenia mogą występować utwory interglacialne (Kaunhowen, Isert 1923).

					578 SWĘCIECHOWA
610 KRZYSTKOWICE	611 CHOTKÓW	612 NOWA SÓL	613 BYTOM ODRZAŃSKI	614 SZLICHTYNGOWA	615 WISCHOWA
		649 SZPOTAWA	650 PRZEMKÓW	651 GŁÓGÓW (Nie wykonany)	652 RUDNA
683 RUSZÓW	684 ŚWIĘTOSZÓW	685 LESZNO GÓRNE	686 CHOCIANÓW	687 LUBIN	688 SCRNAWA
			722 CHOJNÓW	723 LEGNICA	724 PROCHOWICE

Fig. 1. Arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, poddane analizie stratygrafii utworów plejstocenijskich

Fig. 1. Geological Map of Poland at scale 1:50 000. Comments to Pleistocene stratigraphy of selected sheets.

Poglądy na stratygrafię plejstocenu Wschodnich Niemiec po wojnie ulegały parokrotnie ewolucji. Przede wszystkim wyróżniono dwie gliny zwałowe zlodowacenia Elstery (zlodowacenia południowopolskie) oraz 3 gliny zlodowacenia środkowopolskich (Cepek, 1981). Poglądy Cepka na trzykrotną transgresję lądolodów w zlodowaceniach środkowopolskich zyskała w Polsce duże poparcie mimo braku osadów interstacjalnych. Pod koniec XX w. po weryfikacji stanowisk interstacjalnych powrócono do dwóch stadiałów w czasie zlodowacenia Saale (Lippstreu, 1995, 1999).

GLINY ZWAŁOWE NA WYBRANYCH ARKUSZACH MAP POLSKICH 1:25 000 OBSZAU NIECKI PÓŁNOCNOSUDECKIEJ

Ze Szczegółowych map geologicznych Sudeatów w skali 1:25 000 wynika, że na obszarze niecki północno-sudeckiej, może występować tylko jedna glina glacialna, która zaliczana jest do zlodowacenia środkowopolskiego, stadiału maksymalnego (Odry). Niewyróżniane są tu jednak ani interstadiały ani interglacjały (Berezowski 1973, 1975; Berezowski 1975, 1977; Berezowska, Berezowski 1977, 1979; Berezowska, Berezowski 1981, 1982; Berezowska, Berezowski 1983/1985; Buksiński 1973, 1975; Grocholski, Milewicz 1958, Milewicz 1973, 1976). Jednakże autor arkusza Parowa sugeruje, że lokalnie (? w kopalnych dolinach), mogą jeszcze występować 3 poziomy glin glacialnych, starsze od zlodowacenia środkowopolskiego (Fig. 2), ale nie precyzuje ich wieku (Buksiński 1973, 1975). Konieczna jest weryfikacja interglacjały wielkiego z ark. Bolesławiec. Według Badury (Badura, Kozdrój, 2005) są to późno neogeńskie węgle brunatne glacictektonicznie przemieszczone w pobliżu wychodni skał górnokredowych.

GLINY ZWAŁOWE NA WYBRANYCH ARKUSZACH MAP W SKALI 1:50 000

Aby zobrazować problemy związane z korelacją jednostek litostratygraficznych plejstocenu zachodniej części Dolnego Śląska wykonano analizę wybranych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 i do dyskusji zestawiono dane o glacialnych glinach zwałowych i ich pozycjach stratygraficznych w kilku liniach przekrojowych N-S (Tab. 1, 2, 3, 4) oraz W – E (Tab. 5, 6).

Linia przekrojowa N – S: Świąciechowa – Wschowa – Rudna - Ścinawa – Prochvice

Na obszarze arkusza mapy Świąciechowa (Jodłowski 1996, 1997), przyjmuje się występowanie pięciu glacialnych poziomów glin zwałowych: Nidy, Sanu, Odry, Warty, Leszna. Nie znaleziono utworów pozwalających na jednoznaczne określenie, jakiego wieku są te gliny. Z danych wynika, że gliny zwałowe Leszna znajdują się z obrębie pradolin, bezpośrednio na glinach Nidy (które są tylko w pradolinie), a gliny zwałowe Sanu oraz Warty budują zbocza tej pradolin i są na podobnych wysokościach. Skoro wg autora wydm śródlądowe nie są plejstoceńskie, to jaki jest ich wiek i jaki jest wiek tarasów, na których one występują?

Na obszarze arkusza Wschowa (Król 1997, 1999), wyróżniono cztery gliny zwałowe zlodowacenia: Nidy, Sanu, Odry i Warty. Na tym obszarze także nie udokumentowano utworów pozwalających na jednoznaczne określenie jakiego wieku są te gliny. Wydaje się celowe wykonanie reinterpretacji wieku tarasów pradolinnych i występujących na nich wydm śródlądowych, gdyż wydm występują na tarasach uznanych za holocenię.

Arkusze Rudna (Winnicki 1979, 1980) został wykonany w nawiązaniu do starszego modelu podziału plejstocenu Polski (Różycki 1972). Autor wyróżnia na tym obszarze pięć glin zwałowych: dwie ze zlodowacenia południowopolskiego (stadiał dolny i stadiał górny) oraz dwie ze zlodowacenia środkowopolskiego: stadiał maksymalny (Odry na Fig. 2) i stadiał mazowiecko-podlaski (Warty na Fig. 2). Gliny uznane za odpowiednik stadiału mazowiecko-podlaskiego (Qp³), wraz z występującymi na nich morenami czołowymi, są na tej samej wysokości co gliny stadiału maksymalnego (Qp³¹) i uznawane są jako recesyjne tego stadiału. Brak rozpoznania skał, architektury i wielokrotności zaburzeń glacictektonicznych, które uformowały Wzgórza Dalkowskie.

Utwory interglacjały eemskiego występujące na glinach zlodowacenia środkowopolskiego i zawierają szczątki roślin, dlatego warto by było przeprowadzić dokładniejsze badania w tym rejonie. Winnicki (1979, 1980), na arkuszu Rudna (wyróżnił osady jeziorne (zastoiskowe?) z torfami w znajdujące się pozycji interstadialnej. Miejsca, w których osady te występują sugerują, że mogą to być osady zarówno formacji poznańskiej jak i holocenię, np. koło Gawronów i Studzionki. Podobnie jak na wymienionych wyżej arkuszach wątpliwości budzi wiek tarasów pradolinie Odry

PODZIAŁ STRATYGRAFICZNY UTWORÓW CZWARTORZĘDU POLSKI Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000				Poziomy glin glacialnych na wybranych Szczegółowych Mapach Geologicznych				
SYSTEM	ODDZIAŁ	PIETRO		PODPIĘTRÓ	Sudety 1:25 000	Dolny Śląsk 1:50 000		
		HOLOCEN			Okres subatlantycki Okres subborealny Okres atlantycki Okres borealny Okres preborealny	—	—	
CZWAR TORZĘD PLEJSTOCEN	PLEJSTOCEN	ZŁODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIE	ZŁODOWACENIE WISŁY	Stadiał górny; główny (Leszno-Poznań-Pomorze) Interstadiał (grudziądzki) Stadiał środkowy (<i>Świecica</i>) Interstadiał (<i>Gniewu</i>) Stadiał dolny (toruński)	—	□ □ □ □		
		INTERGLACJAŁ EEMSKI					—	
		ZŁODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIE	ZŁODOWACENIE WARTY	Stadiał górny (<i>Mławy</i>) Interstadiał Stadiał środkowy (<i>Wkry</i>) Interstadiał Stadiał dolny (<i>Rogowca</i>)			□ □ □ □	
			INTERGLACJAŁ LUBAWSKI (<i>LUBELSKI</i>)					—
			ZŁODOWACENIE ODRY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny	□ □ □ □	□ □ □ □		
		INTERGLACJAŁ WIELKI	INTERGLACJAŁ ZBÓJNA					
			ZŁODOWACENIE LIWCA					
			INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI			—	—	
		ZŁODOWACENIA POŁUDNIOWOPOLSKIE	ZŁODOWACENIE SANU 2 (<i>Wilgi</i>)	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny	□ □ □ □	□ □ □ □		
			INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI				—	
			ZŁODOWACENIE SANU 1	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny	□ □ □ □	??		
			INTERGLACJAŁ MAŁOPOLSKI				—	
			ZŁODOWACENIE NIDY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny	□ □ □ □	□ □ □ □		
		INTERGLACJAŁ AUGUSTOWSKI (<i>PODLASKI</i>)					—	
		ZŁODOWACENIA NAJSTARSZE	ZŁODOWACENIE NARWI	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny				
PLEJSTOCEN DOLNY (<i>PREGLACJAŁ</i>)								



Glacialna glina zwalowa
glacial till



Osady interglacjalne
(na podstawie badań palinologicznych)
Interglacial deposits
(palynological data)

Fig. 2. Poziomy glin zwalowych na Dolnym Śląsku oraz osady interglacjalne opisane na podstawie badań palinologicznych w nawiązaniu do podziału stratygraficznego utworów czwartorzędu Polski zawartego w Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowych Map Geologicznych Polski 1:50 000. (Instrukcja 2004)

Fig. 2. Glacial tills and interglacial deposits in Lower Silesia with reference to stratigraphical subdivision of Quaternary deposits in Poland (Instrukcja, 2004).

oraz występujących na tych tarasach wydm śródlądowych.

Z arkusza Ścinawa (Michalska 1979/1980) wynika, że na tym obszarze występują trzy poziomy glin zwałowych: dwa ze stadiałów zlodowaceń południowopolskich oraz jeden ze stadiała maksymalnego zlodowaceń środkowopolskich Odry (**Fig. 2**). Przy czym autorka zwraca uwagę na to, że miejscami gliny zwałowe stadiała maksymalnego mogą być trójdzielne. Brak jest argumentów stratygraficznych na określenie wieku znalezionych poziomów glin. Także na tym obszarze autorka nie zwróciła uwagi na wielkoskalowe zaburzenia glaciektoniczne.

Podobnie jest na arkuszu Prochowice (Szałajdewicz 1978, 1978). Wyróżniono tu trzy poziomy glin zwałowych: dwie zlodowacenia południowopolskiego (stadiały dolny i stadiały górny) i jedną zlodowacenia środkowopolskiego stadiała maksymalnego Odry (**Fig. 2**). Nie znaleziono argumentów stratygraficznych na dokładne określenie wieku glin. Tak jak na wyżej omawianych arkuszach map rewizji należy poddać wiek tarasów pradolinnych, na których występują wydmy śródlądowe.


Linia przekrojowa N – S: Bytom Odrzański – Przemków - Chocianów – Chojnów

Z arkusza mapy Bytom Odrzański (Szałajdewicz 1995, 2000) wynika, że na tym obszarze występuje pięć poziomów glin glacialnych: Nidy, Sanu, Wilgi, Odry i Warty. Przy czym między glinami Nidy i Sanu oraz Sanu i Wilgi rozpoznano tylko utwory zastoiskowe. Trudno zrozumieć autora, dlaczego jeden z poziomów glin określa, jako zlodowacenie Wilgi. Być może chciał być zgodny z obowiązującą Instrukcją (Instrukcja 2004). Także między gliną Odry i gliną Warty występują tylko piaski. Niestety tu także nie uwzględniono replikacji poziomów glin zwałowych w strukturach glaciektonicznych budujących Wzgórza Dalkowskie. Stwierdzone w dolinie Odry utwory interglacjału eemskiego (Sadowska, Kuszell 1992), leżą na glinach zwałowych określanych, jako zlodowacenie Odry. Konieczne jest, więc ponowne dokładne zbadanie stanowiska i utworów zaliczanych do interglacjału eemskiego.

Na obszarze objętym arkuszem Przemków (Walczak-Augustyniak 1995, 1997) wyróżniono cztery poziomy glin zwałowych: dwie zlodowa-

Tab. 1. Poziomy glin zwałowych na obszarze zachodniej części Dolnego Śląska i ich pozycja stratygraficzna na wybranych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 wg różnych autorów, w przekroju N – S, ark. Świąciechowa (578), Wschowa (615), Rudna (652), Ścinawa (688), Prochowice (724).

Tab. 1. Stratigraphical position of glacial tills in western part of Lower Silesia on combined cross-section N-S from sheets: Świąciechowa (578), Wschowa (615), Rudna (652), Ścinawa (688), Prochowice (724) of Geological Map of Poland 1:50 000.

Ark. (578) ŚWĄCIECHOWA (Jodłowski 1996/1997)	Ark. (615) WSCHOWA (Król 1997/1999)	Ark. (652) RUDNA (Winnicki 1979/1980)	Ark. (688) ŚCINAWA (Michalska 1979/1980)	Ark. (724) PROCHOWICE (Szałajdewicz 1978/1980)	STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU W POLSCE
					HOLOCEN
■ (16) Leszno Gлина w pradolinie I					ZLODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIE
		??  Qp3 - 4			INTERGLACJAŁ EEMSKI
■ (20) Warta	■ (20) Warta	■ Qp3 ²			ZLODOWACENIA ŚÓDKOWOPOLSKIE
		??			
■ (24) Odra	■ (23) Odra	■ Qp3 ¹ - max.	■ 3 gliny Qp3 ¹ - max.	■ Qp3 ¹ - max.	INTERGLACJAŁ WIELKI (MAZOWIECKI)
■ (27) San	■ (27) San	■ Qp2 ²	■ Qp2 ²	■ Qp2 ²	ZLODOWACENIA PÓŁDNIOWOPOLSKIE
■ (31) Nida	■ (30) Nida	■ Qp2 ¹	■ Qp2 ¹	■ Qp2 ¹	

ceń południowopolskich (stadiału dolnego i stadiału górnego) oraz dwie zlodowaceń środkowopolskich (Odry i Warty). Wskazane byłoby dokładniejsze zbadanie utworów jeziornych określanych zaliczanych do interglacjału wielkiego oraz utworów zaliczonych do interglacjału lubelskiego (Piliicy). Z danych wynika, że utwory zaliczone do interglacjału lubelskiego to tylko ily zastoiskowe. Prawdopodobnie są to osady wypełniające rynnę subglacialną. Między glinami Odry oraz glinami zlodowacenia Warty nie ma rozdzielenia interglacialnej. Ponadto celowe byłoby dokładniejsze zbadanie utworów zaliczanych do interglacjału eemskiego. W tej pozycji geologicznej prawdopodobnie występują osady wczesnego zlodowacenia Wisły.

Na obszarze arkusza mapy Chocianów (Szałajdewicz 1981, 1984) znaleziono trzy poziomy glin zwałowych: dwie zlodowaceń południowopolskich (stadiały dolny i górny) oraz jedną stadiału maksymalnego, Odry (Fig. 2). Między glinami zlodowaceń południowopolskich udokumentowano tylko utwory wodnolodowcowe i zastoiskowe. Utwory przypisane interglacjałowi wielkiemu oraz stanowiska, gdzie je znaleziono (Szczypek, 1974) należy ponownie dokładnie zbadać. Niezwykle

ciekawą koncepcją jest udokumentowanie wielkich wydym śródlądowych, które występują na torfach uznanych za holocenske. Warto by było dokładnie zbadać te torfy.

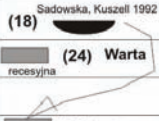


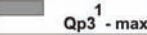






Z arkusza mapy Chojnów (Sztromwasser 1995/1998), położonego na południe od omówionego wyżej obszaru wynika, że występują tu dwa poziomy glin zwałowych: jedna południowopolska oraz jedna środkowopolska (Odry). Nie znaleziono między tymi glinami argumentów na wyróżnienie interglacjału wielkiego.

Linia przekrojowa N – S: Nowa Sól – Szprotawa – Leszno Górne.

Na obszarze arkusza mapy Nowa Sól (Sztromwasser, Walczak – Augustyniak 1998, 2002) wyróżniono trzy poziomy glin zwałowych: Sanu (? stadiał górny), Odry i Warty. Między tymi glinami nie zostały znalezione utwory wskazujące na możliwość interglacialnego lub interstadialnego rozdzielenia glin oraz na określenie wieku tych glin. Występowanie warciańskich glin zwałowych na Wzgórzach Dalkowskich wydaje się mało prawdopodobne, ze względu na silną erozję w czasie zlodowacenia Wisły.

Tab. 2. Poziomy glin zwałowych na obszarze zachodniej części Dolnego Śląska i ich pozycja stratygraficzna na wybranych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 wg różnych autorów, w przekroju N – S, ark. Bytom Odrzański (613), Przemków (650), Chocianów (686), Chojnów (722).

Tab. 2. Stratigraphical position of glacial tills in western part of Lower Silesia on combined cross-section N-S from sheets: Bytom Odrzański (613), Przemków (650), Chocianów (686), Chojnów (722) of Geological Map of Poland 1:50 000.

Ark. (613) BYTOM ODRZAŃSKI (Szałajdewicz 1995/200)	Ark. (650) PRZEMKÓW (Walczak-Augustyniak 1995/1997)	Ark. (686) CHOCIANÓW (Szałajdewicz 1981/1984)	Ark. (722) CHOJNÓW (Sztromwasser 1995/1998)	STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU W POLSCE
				HOLOCEN
				ZLODOWACENIA PÓŁNOCNOPSKE
(18)  Sadowska, Kuszeli 1992 (24) Warta recesyna	(11)  ?? (17) Warta		(11) Sadowska, Kuszeli 1994	INTERGLACJAŁ EEMSKI
(28) Odra	(20)  zastoiskowe Inter.? Piliicy			ZLODOWACENIA SODKOWOPSKE
	(22) Odra	 Qp3 - max.	(17) Odra	
	(24)  ??	 Szczypek 1974 Qp2 - 3		INTERGLACJAŁ WIELKI (MAZOWIECKI)
(31) Wilga ??? (33) San	(27) 	 Qp2 ²	(21)	
(35) Nida	(29) 	 Qp2 ¹		ZLODOWACENIA POŁUDNIOWOPSKE

Dla obszaru objętego arkuszem mapy Szprotawa (Gizler 1999, 2002) autor wyróżnia cztery poziomy glacialne glin zwałowych: Nidy, Sanu, Odry i Warty, przy czym nie wyklucza możliwości, że gliny Warty mogą pochodzić z fazy recesyjnej zlodowacenia Odry. Sprawdzenia i dokładniejszych badań wymagają stanowiska gdzie znaleziono utwory zaliczane do interglacjału małopolskiego, gdyż z danych wynika, że między glinami Nidy i Sanu występują tylko piaski oraz ility zastoiskowe. W interpretacji nie uwzględniono zaburzeń glacictektonicznych występujących w południowej części Wzgórz Dalkowskich.

Z arkusza mapy geologicznej ark. Leszno Górne (Jodłowski 1990/2002) wynika, że na tym obszarze występują tylko dwie gliny zwałowe: Sanu i Odry. Brak danych na określenie wieku tych glin. Dokładniejszych badań i wyjaśnienia wymagają utwory zaliczane do interglacjału podlaskiego (augustowskiego).












Linia przekrojowa N – S: Chotków – Świątoszów.

Na obszarze objętym arkuszem mapy Chotków (Badura, Przybylski, 2003; Badura i in., 2003) autor wyróżnia trzy poziomy glacialnych glin zwałowych: Sanu, Odry i Warty, przy czym gliny Warty uważa za fazę recesyjną zlodowacenia Odry. Nie znaleziono argumentów na interglacialne rozdzielenie glin Sanu od glin Odry. Gliny obu zlodowaceń rozdzielono wyłącznie w oparciu o różne style deformacji glacictektonicznych. W kontekście znalezionej na tym arkuszu stanowiska z utworami zaliczonymi do interglacjału Brorup, utwory interglacjału eemskiego wymagają dokładniejszych badań.

Z arkusza mapy Świątoszów (Urbański 1994/1997) wynika, że na tym obszarze występują dwa poziomy glacialnych glin zwałowych: Nidy i Sanu. Jednakże między tymi glinami są tylko osadowe serie zastoiskowe i wodnolodowcowe. Ponadto

Tab. 3. Poziomy glin zwałowych na obszarze zachodniej części Dolnego Śląska i ich pozycja stratygraficzna na wybranych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 wg różnych autorów, w przekroju N – S, ark. Nowa Sól (612), Szprotawa (649), Leszno Górne (685).

Tab. 3. Stratigraphical position of glacial tills in western part of Lower Silesia on combined cross-section N-S from sheets: Nowa Sól (612), Szprotawa (649), Leszno Górne (685) of Geological Map of Poland 1:50 000.

Ark. (612) NOWA SÓL Sztromwasser Walczak - Augustyniak 1999/2003	Ark. (649) SZPROTAWA (Gizler 1999/2002)	Ark. (685) LESZNO GÓRNE (Jodłowski 1990/2002)	STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU W POLSCE
			HOLOCEN
			ZŁODOWACENIA PÓLNOCPOLSKIE
			INTERGLACJAŁ EEMSKI
 (21) Warta	 (16) Warta Faza recesyjna Odry II		ZŁODOWACENIA SÓDKOWOPOLSKIE
 (25) Odra	 (22) Odra	 (14) Odra	
			INTERGLACJAŁ WIELKI (MAZOWIECKI)
 (30) San	 (26) San	 (20) San	ZŁODOWACENIA POŁUDNIOWOPOLSKIE
	 (??) Intergl. małopolski		
	 (29) Nida		
		 (22) ?? Intergl. (podlaski) augustowski	

autor uważa, że utwory przyporządkowane interglacjalowi wielkiemu mogą odpowiadać transgresywnej fazie zlodowacenia Odry. Problem wieku osadów rzecznych, jaki wystąpił na tym arkuszu był efektem braku badań wieku bezwzględne go osadów, które mogły powstać w okresie obejmującym czas od regresji lądolodu zlodowacenia Sanu do transgresji lądolodu zlodowacenia Odry. Z kolei wymogi redakcyjne wymuszały zawężenie przedziału czasu, w którym mógł powstać ten osad. Dla tego wybrano rozwiązanie kompromisowe dla wygody redakcji map, ale niezgodne z intencjami geologa i powodujące niejasności przy interpretacji właściwej pozycji osadów.








DYSKUSJA

Z analizy wyżej cytowanych map geologicznych wynika, że na obszarach położonych na południe od (teoretycznie przyjmowanego) maksymalnego zasięgu stadiał Leszna zlodowacenia północnopolskiego (Wisły, Weichsel), może występować od dwóch do czterech poziomów glacial-

nych glin zwałowych (**Fig. 2** oraz **Tab. 1–4**), którym przypisuje się wiek: zlodowacenia Nidy (lub stadiał dolny zlodowaceń południowopolskich), Sanu (lub stadiał górny zlodowaceń południowopolskich), Odry (lub stadiał maksymalny zlodowaceń środkowopolskich) i Warty (stadiał mazowiecko-podlaski zlodowaceń środkowopolskich). Określenie jednego z poziomów glin, jako zlodowacenia Wilgi jest zgodne z Instrukcją (2002), ale prawdopodobnie jest to odpowiednik jednego ze stadiałów zlodowacenia południowopolskiego (? San 2). Brak jakichkolwiek argumentów stratygraficznych na rozdzielnosć interglacjalną między glinami południowopolskimi powoduje niepotrzebne określanie jednej z glin jako zlodowacenie Nidy, gdy tymczasem w modelu L. Lindnera (1992) oraz w Instrukcjach do opracowania i wydania Szczegółowych Map Geologicznych Polski (1996, 2004), jest miejsce na przypisanie starszym glinom wieku np.: San 1 i San 2. Podobnie można tu też zastosować starszy model S.Z. Różyckiego (1972) i określić te gliny, jako stadiały zlodowacenia południowopolskiego. Z powyższych da-

Tab. 4. Poziomy glin zwałowych na obszarze zachodniej części Dolnego Śląska i ich pozycja stratygraficzna na wybranych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 wg różnych autorów, w przekroju N – S, ark. Chotków (611), Świętoszów (648).

Tab. 4. Stratigraphical position of glacial tills in western part of Lower Silesia on combined cross-section N-S from sheets: Chotków (611), Świętoszów (648) of Geological Map of Poland 1:50 000.

Ark. (611) CHOTKÓW (Badura 1999/2002)		Ark. (684) ŚWIĘTOSZÓW (Urbański 1994/1997)	STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU W POLSCE
			HOLOCEN
(18)  Interogl. Brorup			ZŁODOWACENIA PÓLNOCNOPOLSKIE
(19)  ??			INTERGLACJAL EEMSKI
 (27) Warta			ZŁODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIE
 (30) Odra			INTERGLACJAL WIELKI (MAZOWIECKI)
 (34) San		 (16) San	ZŁODOWACENIA POŁUDNIOWOPOLSKIE
		 (19) Nida	

nych wynika, że pozycja stratygraficzna wyróżnianych poziomów glin jest wątpliwa. Kilku autorów zwraca też uwagę, że gliny Warty są fazą recesyjną zlodowacenia Odry. Konieczne są szczegółowe badania stanowisk interglacjału eemskiego na omawianym obszarze, a także badania stanowisk gdzie znaleziono utwory zaliczane do interglacjału lubelskiego (Pilicy).

Jeżeli do analizy zestawimy mapy w układzie równoleżnikowym (przekrój W – E), np.: Krzystkowie – Chotków – Nowa Sól – Bytom Odrzański - Szlichtyngowa – Wschowa. (Tab. 5), to z analizy tych map wynika, że na tym obszarze może być od dwóch do czterech, poziomów glacialnych glin zwałowych, które są tu nazywane: Nidy, Sanu, Odry i Warty. Na ark. Bytom Odrzański jeden z poziomów glin nazwany jest zlodowaceniem Wilgi – co wymaga weryfikacji. Przy czym nie ma argumentów stratygraficznych na określenie wieku poziomów tych glin, a glina nazywana zlodowaceniem Nidy może być (?) stadią przedmaksymalnym (? San 1). Niektórzy autorzy uważają, że gliny Warty są fazą recesyjną zlodowacenia Odry. Nie ma także argumentów na rozdzielenie interglacjału glin zaliczanych do zlodowacenia Nidy od

glin związanych ze zlodowacieniem Sanu. Na obszarach objętych arkuszami map: Bytom Odrzański oraz Szlichtyngowa wzgórza moren czołowych związane z fazą leszczyńską zlodowaceń północnopolskich leżą wprost na glinach zaliczanych do zlodowacenia Warty, która uważana jest za fazę recesyjną zlodowacenia Odry.

Na obszarach położonych nieco bardziej na południe od wyżej wspomnianej linii map, a w przekroju W- E objętych arkuszami map: Świętoszów – Leszno Górne – Chcianów – Lubin – Ścinawa (Tab. 6), udokumentowane są dwa lub trzy poziomy glacialnych glin zwałowych: Nidy, Sanu, Odry i Warty (Warty tylko ark. Lubin). Na arkuszu Chocianów wyróżniane są trzy poziomy glin: dwa zlodowaceń południowopolskich i jeden stadią maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego (Odry w ujęciu Lindner red., 1992 oraz Instrukcja 1996, 2004). Niezwykle istotną sprawą jest dokładne zbadanie stanowisk, gdzie znalezione zostały utwory zaliczane do interglacjału augustowskiego (ark. Leszno Górne) oraz weryfikacja danych stanowiska interglacjału wielkiego z ark. Lubin i interglacjału eemskiego.

Tab. 5. Poziomy glin zwałowych na obszarze zachodniej części Dolnego Śląska i ich pozycja stratygraficzna na wybranych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 wg różnych autorów, w przekroju W - E, ark. Krzystkowie (610), Chotków (611), Nowa Sól (612), Bytom Odrzański (613), Szlichtyngowa (614), Wschowa (615).

Tab. 5. Stratigraphical position of glacial tills in western part of Lower Silesia on combined cross-section W-E from sheets: Krzystkowie (610), Chotków (611), Nowa Sól (612), Bytom Odrzański (613), Szlichtyngowa (614), Wschowa (615) of Geological Map of Poland 1:50 000.

Ark. (610) KRZYSTKOWICE (Bartczak 1999/2002)	Ark. (611) CHOTKÓW (Badura 1999/2002)	Ark. (612) NOWA SÓL Sztromawiesie Walczak - Augustyniak 1999/2003	Ark. (613) BYTOM ODRZAŃSKI (Szalędewicz 1995/2000)	Ark. (614) SZLICHTYNGOWA (Michalska 1995/1996)	Ark. (615) WSCHOWA (Krol 1997/1999)	STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU W POLSCE
						HOLOCEN
(17) Leszno			(22) Morena ?? Leszno	(20) Morena ?? Leszno		ZLODOWACENIA PÓLNOCPOLSKIE
(21) torf	(18) Int. Brorup					
	(19) ??		(18) Sadowska, Kuszell 1992			INTERGLACJAŁ EEMSKI
(24) morena	(27) Warta	(21) Warta	(24) Warta recesyjna	(29) Warta	(20) Warta	ZLODOWACENIA SÓDKOWOPOLSKIE
(26) Odra	(30) Odra	(25) Odra	(28) Odra	(32) ? Intergl. lubelski	(23) Odra	
						INTERGLACJAŁ WIELKI (MAZOWIECKI)
(39) San	(34) San	(30) San	(31) Wilga? (33) San	(37) San	(27) San	ZLODOWACENIA POLUDNIOWOPOLSKIE
			(35) Nida	(39) Nida	(30) Nida	

WNIOSKI
















Prace kartograficzne prowadzone w ramach Szczegółowej mapy geologicznej Polski trwające prawie 50 lat musiały spowodować niejednolity obraz budowy geologicznej. Mapa geologiczna opracowywana była zgodnie z instrukcjami, które szczegółowo dzieliły osady ze względu na stratygrafię i genezę osadów. Szczególnie trudne było określanie genezy osadów makroskopowo podobnych. Tym bardziej, że zawsze przebijały się „mody” na przesuwanie się zasięgów łądolodów, ilość pięter stratygraficznych, modeli zaniku czasu łądolodów. W zasadzie nowinki były zbyt łatwo adoptowane i aplikowane na arkuszach map. Procesy te był wspólne nie tylko dla kartografów, ale także ulegali im koordynatorzy weryfikujący opracowane mapy oraz autorzy instrukcji. Jednak procesy adaptacyjne nie zawsze przebiegały tak jednokierunkowo. Problem przedstawiania stref zaburzonych glacitektonicznie do końca edycji nie został wypracowany. I tak na każdym arkuszu problem

ten jest przedstawiany inaczej. Najczęściej obszary zaburzone glacitektonicznie są interpretowane, jako niezaburzone. Podobnie problem kopalnych rynien subglacialnych po raz pierwszy był przedstawiony pod koniec XX w. (Alexowsky, 1996). Właśnie w rynnach subglacialnych oraz w strefach zaburzonych glacitektonicznie dochodzi do multiplikowania poziomów glin zwałowych. Przy braku jednoznacznych kryteriów dochodzi do błędnego przypisywania im różnych pozycji litostratygraficznych. Niestety nie ma prostej recepty na wyprostowanie zaistniałej sytuacji za wyjątkiem wykonania reambulacji map. Niestety reambulacja map musi być wykonywana wraz z wierceniami, geofizyką, pracami ziemnymi i z szerokim asortymentem badań laboratoryjnych wraz z datowaniami.

Oprócz instrukcji, które są zbiorem technicznych zaleceń i nakazów do prawidłowej konstrukcji mapy geologicznej niezbędna jest także wiedza regionalna i ogólna o plejstocenie Europy Środkowej. Niestety w okresie ostatnich 60 lat nie powstały podręczniki, monografie opisujące roz-

Tab. 6. Poziomy glin zwałowych na obszarze zachodniej części Dolnego Śląska i ich pozycja stratygraficzna na wybranych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 wg różnych autorów, w przekroju W – E, ark. Świętoszów (684), Leszno Górne (685), Chocianów (686), Lubin (687), Ścinawa (688).

Tab. 6. Stratigraphical position of glacial tills in western part of Lower Silesia on combined cross-section W-E from sheets: Świętoszów (684), Leszno Górne (685), Chocianów (686), Lubin (687), Ścinawa (688) of Geological Map of Poland 1:50 000.

Ark. (684) ŚWIĘTOSZÓW (Urbański 1994/1997)	Ark. (685) LESZNO GÓRNE (Jodłowski 1990/2002)	Ark. (686) CHOCIANÓW (Szalajdewicz 1961/1984)	Ark. (697) LUBIN (Bukaiński 1965/1966)	Ark. (688) ŚCINAWA (Michalska 1979/1980)	STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU W POLSCE
					HOLOCEN
					ZŁODOWACENIA PÓŁNOCNOPOLSKIE
			Wagner 1961  Qp3-4		INTERGLACJAŁ EEMSKI
			 Qp3		ZŁODOWACENIA ŚODKOWOPOLSKIE
	 (14) Odra	 1 Qp3 - max.		 1 3 gliny Qp3 - max.	INTERGLACJAŁ WIELKI (MAZOWIECKI)
		Szczypek 1974  Qp2-3			
 (16) San	 (20) San	 Qp2 ²	 Qp2	 Qp2 ²	
					ZŁODOWACENIA PÓŁDNIOWOPOLSKIE
 (19) Nida		 Qp2 ¹		 Qp2 ¹	
	(22)  ?? Intergl. augustowski				

wój budowy geologicznej w plejstocenie Śląska, Ziemi Lubuskiej i Wielkopolski. Opracowanie Klimaszewskiego (1952) zawiera szeroki opis wcześniejszych prac geologów i geografów niemieckich. Także Jahn (1960) w zasadzie omawia wcześniejsze prace i koncentruje się na obszarach górskich w tym i Karkonoszach. Prace Walczaka (1968, 1970 i 1972) są już wybiórczym omówieniem prac starszych oraz w zasadzie opisem kilku odsłoneń. Zawierają one także materiały, które dzisiaj można określić, jako propagandowe. Mamy tu na myśli opisy stanowisk interglacjału wielkiego przygotowane pod kątem kongresu INQUA, który odbywał się w Polsce w latach 60-tych XX w. Żadne z tych stanowisk nie zostało pozytywnie zweryfikowane. Niestety opracowania te przyczyniły się do zaciemnienia problematyki liczby lądolodów, glin zwałowych i ich zasięgów.

Niezwykle trudne jest opracowanie stratygrafii plejstocenijskich utworów lądowych na obszarach gdzie nie znaleziono tworów morskich, a występują duże przestrzenne zmienności lądowych facji i zespołów osadowych oraz rejestrowane są zaburzenia glaciektoniczne. Na takich obszarach nie można wspierać badaniami ortostratygraficznymi korelacjami wyróżnianych jednostek utworów lądowych. W efekcie (przy ciągle zmienianych instrukcjach) otrzymujemy różne lokalne tabele stratygraficzne, niepasujące do sąsiednich arkuszy. Korelowanie jednostek litostratygraficznych tylko na podstawie badań litologicznych jest wątpliwe. Autorzy map dopasowują swoje profile litostratygraficzne do modeli stratygraficznych w obowiązujących Instrukcjach PIG (1977, 1996, 2004), bez rzeczowej argumentacji (stąd: Kromery, Nidy, Wilgi, interglacjały lubelskie, itd.). Ponadto opieranie stratygrafii tylko na badaniach palinologicznych, opracowywanych w różnych czasach i przez różnych autorów nie daje dobrych efektów, gdyż metoda obciążona jest błędami facjalnymi i błędami laboratoryjnymi. W cytowanych dokumentach brak jest badań paleomagnetycznych, pyłów wulkanicznych, ortostratygraficznych, faun kopalnych i stąd nie ma możliwości dowiązania się do standardowych podziałów plejstocenu. Najwyższy czas, aby przy badaniach utworów plejstocenu Polski takie analizy były brane pod uwagę oraz wykonywane zgodnie z metodyką i metodologią badań. Badania paleobotaniczne powinny być zweryfikowane przez laboratoria zagraniczne oraz inne dane stratygraficzne i wiązane z modelami krzywych tlenowych. Także analizy petrograficzne frakcji zwirowej nie

mogą być stosowane automatycznie. Gliny zwałowe jednowiekowe mogą bardzo się różnić, o czym często wykonawcy map zapominali.

Wnioski, jakie nasuwają się po przeprowadzonej analizie są następujące. Obszary zachodniej części Dolnego Śląska (położone na południe od równoleżnika Zielona Góra, między doliną Nysy Łużyckiej i doliną Środkowej Odry), prawdopodobnie były trzy razy pokryte lądolodem (**Fig. 2**). Dwa (lub trzy) razy podczas zlodowaceń południowopolskich (być może były to stadiały) oraz raz podczas zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenie Odry). Nie jest wykluczone, że utwory określane, jako zlodowacenie Warty pochodzą z faz recesyjnych zlodowacenia Odry. Problem zlodowacenia Warty wymaga dalszych badań. Szczegółowych badań wymagają miejsca, gdzie znaleziono utwory organiczne, którym przypisuje się wiek: interglacjału augustowskiego, interglacjału małopolskiego, interglacjału wielkiego, interglacjału lubawskiego (lubelskiego), interglacjału eemskiego oraz interglacjału Brorup. Przy weryfikacji wiekowej tych stanowisk należy zastosować wszystkie dostępne metody badań i zgodną z zasadami stratygrafii metodykę badań.

LITERATURA

- Alexowsky, W., 1996.** Czwartorzędowy system rynnowy na Łużycach i jego geneza. *Przegląd Geologiczny*, 44: 1229-1231.
- Badura J., Koźdrój, W., 2005.** Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Bolesławiec (721) w skali 1:50 000. Arch. CAG PIG-PIB Warszawa, Wrocław.
- Badura, J., Przybylski, B., Walczak-Augustyniak, M., 2003.** Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chotków (611). *PIG*, Warszawa.
- Badura, J., Przybylski, B., 2003.** Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Chotków (611), 39 pp.
- Bartczak, E., 1999(2002).** Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Krzystkowice (610). *PIG*, Warszawa.
- Bartczak, E. 2002.** Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Krzystkowice (610), 41 pp.
- Berezowski, Z., 1973 (1975).** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Ołobok. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Berezowski, Z., 1975 (1977).** Szczegółowa Mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Węgliniec. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Berezowska, B., Berezowski, Z., 1977 (1979).** Szcze-

- gólowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Bielawa Dolna. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Berezowska, B., Berezowski, Z., 1981 (1982).** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Bolesławiec. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Berezowska, B., Berezowski, Z., 1983 (1985).** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w 1:25 000, ark. Tomaszów Górny. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Berg, G., Meisner, O., Geller, F., 1929.** Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern, 1:25 000, Lauban (2817). *Preussische Geologische Landesanstalt*, Berlin, 1935.
- Beschoren, B., 1927, 1928.** Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern, 1:25 000, Zullichau (2191). *Preussische Geologische Landesanstalt*, Berlin, 1932.
- Buksiński, S., 1965 (1966).** Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubin (687). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Buksiński, S., Tomaszewski J., 1968.** Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubin. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Buksiński, S., 1973 (1975).** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Parowa. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Cepek, A.C., 1981.** Fachbereichsstandard Geologie, Stratigraphische Skala der DDR, TGL 25234/07 – Quartär. Ministerium für Geologie der DDR. Berlin.
- Cramer, R., 1923.** Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern, 1:25 000, Triebel (2476). *Preussische Geologische Landesanstalt*, Berlin, 1928.
- Gizler, H., 1999 (2002).** Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szprotawa (649). *PIG*, Warszawa.
- Grocholski, A., Milewicz, J., 1958.** Morfologia i rozwój doliny Bobru między Lwówkiem a Bolesławcem”. *IG Biul.* 129, Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, 6, 111-145.
- Instrukcja 1977.** Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. *PIG*, Warszawa.
- Instrukcja 1996.** Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. *PIG*, Warszawa.
- Instrukcja 2004.** Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Wydanie drugie). *PIG*, Warszawa.
- Jahn, A., 1960.** Czwartorzęd Sudetów. W: H. Teisseyre (red.), Regionalna budowa geologiczna Polski, T. 3, 2 Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe oraz pogląd na rozwój budowy geologicznej Sudetów. *Pol. Tow. Geol.*, Kraków, pp. 358-418.
- Jodłowski, J., 1996 (1998).** Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Świąciechowa (578). *PIG*, Warszawa.
- Jodłowski, J., 1996.** Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Świąciechowa (578), 29 pp.
- Jodłowski J., 1990 (2002).** Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Leszno Górne (685). *MŚ i PIG*, Warszawa.
- Kaunhowen, F., Isert F., 1923.** Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern, 1:25 000, Muskau (2549). *Preussische Geologische Landesanstalt*, Berlin, 1928.
- Keilhack, K., Schucht F., 1921.** Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern, 1:25 000, Guben (2256). *Preussische Geologische Landesanstalt*, Berlin, 1929.
- Klimaszewski, M., 1952.** Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *Biul. PIG*, 65, 137-268.
- Król, J., 1997 (1999).** Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wschowa (615). *PIG*, Warszawa.
- Król, J., 1999.** Objasnienia do Szczegółowej Mapy Polski 1:50 000, ark. Wschowa (615), 32 pp.
- Kuhn, B, Zimmermann E., 1903 – 1916 (1925).** Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern, 1:25 000, Goldberg (2821). *Preussische Geologische Landesanstalt*, Berlin, 1929.
- Lindner, L. (Red.), 1992.** Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia, *Wyd. PAE*, Warszawa, 683 pp.
- Lippstreu, L., 1995.** Brandenburg. In: I. Benda (Ed.), Das Quartär Deutschlands: Berlin – Stuttgart, pp. 116-139.
- Lippstreu, L., 1999.** Die Gliederung des Pleistozäns in Brandenburg (Stand 1999). *Branderburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 6, 2.
- Labno, A., 1978 (1981).** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Legnica (723). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Labno, A., 1981.** Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Legnica (723), 62 pp.
- Michalska, E., 1995 (1998).** Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szlichtyngowa (614). *PIG*, Warszawa.
- Michalska, E., 1979(1981).** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Michalska, E., 1981.** Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688), ss.: 96 + 10 tab. *IG, Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Milewicz, J., 1973 (1976).** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Tomisław. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Michalska, E., 1979 (1981).** Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ścinawa (688). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Różycki, S.Z., 1972.** Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. *Wydanie II*, PWN, Warszawa, 316 pp.
- Schucht F., 1920.** Geologische Karte von Preussen und

- benachbarten deutschen Landern, 1:25 000, Wellnitz (2186). *Preussische Geologische Landesanstalt*, Berlin, 1929.
- Szalajdewicz, J., 1978 (1980)**. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Prochowice (724). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Szalajdewicz, J., 1981**. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Prochowice (724), 70 pp.
- Szalajdewicz, J., 1981 (1985)**. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chocianów (686). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Szalajdewicz, J., 1985**. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chocianów (686), 81 pp.
- Szalajdewicz, J., 1995 (2000)**. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bytom Odrzański (613). *MŚ i PIG*, Warszawa.
- Szalajdewicz, J., 2000**. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bytom Odrzański (613), 26 pp.
- Sztromwasser, E., 1995 (1997)**. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chojnów (722). *PIG*, Warszawa.
- Sztromwasser, E., 1997**. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chojnów (722), 38 pp.
- Sztromwasser, E., Walczak – Augustyniak M., 1999 (2003)**. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowa Sól (612). *PIG*, Warszawa.
- Sztromwasser, E., 2003**. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowa Sól (612), 42 pp.
- Tietze, O., 1910 (1913 ?)**. Uber das Alter der diluvialen Verglatscherung in der Provinzen Posen und Schlesien. *Jb. Preuss. Geol. Landesamt*. Berlin, 31, 2.
- Tietze, O., 1924 (1925 ?)**. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25 000, Kunitz (2762). *Preussische Geologische Landesanstalt*, Berlin,.
- Urbański, K., 1994 (1996)**. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Świetosłów (684). *PIG*, Warszawa.
- Urbański, K., 1996**. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Świetosłów (684), 29 pp.
- Walczak, W., 1970**. Dolny Śląsk. Obszar Przedsudecki. PWN Warszawa, 415 pp.
- Walczak, W., 1972**. Sudety i Przedgórze Sudeckie, w: Geomorfologia Polski, T. 1, PWN, Warszawa, pp. 167-231.
- Walczak-Augustyniak, M., 1995 (1997)**. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Przemków (650). *PIG*, Warszawa.
- Winnicki, J., 1979 (1981)**. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rudna (652). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Winnicki, J., 1980**. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rudna (652), 78 pp.

GLACITEKTONIKA POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI NIZINY ŚLĄSKIEJ I PRZEDGÓRZA SUDECKIEGO

Glacitectonic deformation in southern part of Silesian Lowland and Sudetic Foreland

Urbański K.¹, Hałuszczak A.², Różański P.³

¹ Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

² Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław

³ Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Słowa kluczowe: glacitektonika, Przedgórze Sudeckie
Keywords: *glacitectonic, Sudetic Foreland*

Streszczenie Badania geologiczne prowadzone wzdłuż autostrady A-4 i linii kolejowych wykazały liczne deformacje glacitektoniczne na obszarze przedgórzia Sudetów między Wrocławiem a Zgorzelcem. Zaburzenia te odgrywają zaskakująco dużą rolę w budowie geologicznej kenozoiku. Występują one prawie na całym obszarze wysoczyzn morenowych i w rejonach odsłaniającego się neogenu. Analizę struktur glacitektonicznych uzupełniono o nowe dane z obszaru kopalni Jaroszków w obrębie Wzgórz Strzegomskich. Wydzielono szereg obszarów testowych, które oddają różny styl i orientację zaburzeń glacitektonicznych. Tam gdzie, osady były silnie zróżnicowane litologicznie występowały głównie deformacje nieciągłe: nasunięcia oraz łuski glacitektoniczne. W monotonnie wykształconych osadach wodnolodowcowych, zastoiskowych i rzecznych występują natomiast głównie deformacje fałdowe wraz z towarzyszącymi im uskokami normalnymi. Wyniki pomiarów mezostruktur glacitektonicznych między Kątami Wrocławskimi a Bolesławcem wskazują jednoznacznie na kierunek transportu glacitektonicznego ku ESE. Był to kierunek nasuwania się lądolodu, na który miał wpływ przebieg morfotektonicznej granicy bloku Sudetów i zrębów tektonicznych w obrębie bloku przedsudeckiego. Na przeszkodzie lądolodu znalazły się wydzwignięte tektonicznie bloki starszego podłoża, które pełniły one rolę masy oporowej. W osadach przylegających do podłoża podkenozoicznego w obrębie bloków tektonicznych, utworzyły się mezostruktury glacitektoniczne świadczące o silnej kompresji horyzontalnej. Reakcja sztywnych bloków tektonicznych na naciskający lądolód powodowała powstanie także nacisków o tym samym kierunku (z WNW na ESE), ale przeciwnym zwrocie (ku WNW). Na południe od Wrocławia, podobnie jak na zachód i południowy-zachód od Bolesławca obserwowano mezostruktury świadczące o południkowym kierunku nacisku lądolodu. Obserwowane to było przeważnie w miejscach głębszego zalegania podłoża podkenozoicznego. Na podstawie badań litopetrograficznych glin zwałowych można przypuszczać, że wiek deformacji w rejonie Masywu Wądroża odpowiada fazie transgresywnej zlodowacenia odry. W czasie deglacjacji tego zlodowacenia utworzył się górny, niezdeformowany poziom gliny zwałowej.

Abstract Geological studies carried out in the Sudetic Foreland along the A4 motorway and railway lines showed abundant glacitectonic deformations between Wrocław and Zgorzelec. These deformations are surprisingly important in the geological structure of Cenozoic cover of that region. They occur in almost whole area of moraine uplands and in areas of exposed neogene. The analysis of glacitectonic structures includes also new data from the Jaroszków mine in the Strzegom Hills. Several test regions, which reflect various styles and orientation of glacitectonic disturbances were distinguished. Discontinuous deformations, such as thrusts and glacitectonic thrust folds, predominantly occur in lithologically strongly variable

deposits. However, fold-type deformations together with associated normal faults occur in lithologically monotonous fluvio-glacial, periglacial and alluvial deposits. Measurements of glacitectonic mesostructures between Kąty Wrocławskie and Bolesławiec unambiguously point to the ESE-directed glacitectonic transport. This corresponds to the direction of the ice-sheet progradation, which was influenced by the morphotectonic boundary of the Sudetic Block and horsts in the Fore-Sudetic Block. Tectonically uplifted basement blocks formed obstacles against the advancing ice sheet. Glacitectonic mesostructures indicative of a strong horizontal compression formed in deposits mantling the sub-Cenozoic basement in horsts. The reaction of rigid horsts against the advancing ice sheet resulted in a stress of similar direction (WNW-ESE) but of the opposite sense (to the WNW). South of Wrocław, as well as west and south-west of Bolesławiec, mesostructures documented a meridional direction of the ice sheet-related stress. This was mainly found in areas of more deeply located sub-cenozoic basement. Litho-petrographic studies of till deposits suggest that the age of deformation in the area of Wądroże Massif may correspond to the transgressive phase of the Odra glaciation. The upper, undeformed horizon of till was formed in the deglaciation period of this glaciation.

WSTĘP

Obszar Przedgórza Sudeckiego nie został do tej pory dobrze rozpoznany pod względem występowania zjawisk glacitektonicznych. Pierwsze wzmianki o zaburzeniach glacitektonicznych w rejonie Świdnicy i Mokrzeszowa pojawiły się w publikacji Szczepankiewicza (1961). Lepiej zbadany jest pod tym względem rejon na południe od Wrocławia, na obrzeżeniu masywu Słęzy (Krzyszkowski 1996, Krzyszkowski, Karantier (2001)) i Wzgórz Strzegomskich (Krzyszkowski, Czech (1995)). Bardziej szczegółowo badany był jedynie obszar odkrywkowych kopalni ropy naftowej w rejonie Jaroszowa (Bukusiński (1965), Brodzikowski (1984), Brodzikowski, Van Loon (1983), Krzyszkowski, Allen (2001), Hałuszczak (2007)). Na pozostałym obszarze zasadniczo nie opisywano objawów deformacji glacitektonicznych. Sytuacja uległa zmianie w latach 2003-2010, gdy w trakcie prac geologicznych wykonywanych przez Państwowy Instytut Geologiczny na budowanym i remontowanym odcinku autostrady A-4 oraz wzdłuż linii kolejowej Wrocław-Zgorzelec zaobserwowano w wielu miejscach strefy zaburzeń glacitektonicznych (Urbański i inni 2004, Urbański 2009, Urbański 2010). W trakcie wykonywanych prac analizowano ciągle profile geologiczne: skarpy i głębokie wkopy o długości od kilkuset metrów do kilku kilometrów. Pozwoliło to na dobre rozpoznanie budowy geologicznej najbardziej przypowierzchniowej warstwy litosfery.

Teren na, którym wykonywano badania (**Fig. 1**) leży częściowo na obszarze Niziny Śląskiej, w północnym obrzeżeniu Wzgórz Strzegomskich oraz w obrębie Przedgórza Sudeckiego. Jest to obszar

przeważnie równinny (**Fig. 2**), w części zachodniej położony na wysokości od 180 m n.p.m. w obrębie płaskich wzniesień po 125 m n.p.m. na obszarach obniżenia. Na odcinku Bolesławiec – Zgorzelec teren podnosi się średnio od 200 do 250 m n.p.m. osiągając maksymalną wysokość 300 m n.p.m. w obrębie wzgórz morenowych związanych ze zlodowaczeniem odry, które stanowią przedłużenie Wzgórz Sławnikowickich. Pod względem geologicznym badane odcinki autostrady oraz linii kolejowej przebiegają na ogół przez zdenudowaną równinę morenową, przykrytą rzeczną serią stożków napływowych, utworami wodnolodowcowymi i glacialnymi, które utworzyły się w okresie zlodowaczenia odry. Spod niezaburzonej pokrywy osadów środkowopolskich i młodszych odsłaniają się zdeformowane glacitektonicznie utwory czwartorzędowe: gliny zwałowe, piaski i żwiry fluwioglacialne, osady zastoiskowe z okresu zlodowaczenia san i utwory wodnolodowcowe tworzące się na przedpolu lądolodu w czasie zlodowaceń środkowopolskich. W profilach geologicznych obserwowano również neogeńskie osady zwietrzelinowe i utwory formacji poznańskiej i gozdniczkiej należące do miocenu górnego i pliocenu.

Wyraźne wzniesienia terenu zbudowane są na ogół ze skał podłoża podkenozoicznego, gnejsów prekambryjskich i łupków paleozoicznych na północnym obrzeżeniu Wzgórz Strzegomskich oraz utworów kredy górnej w brzeżnej części depresji północnosudeckiej. Odsłaniające się utwory podłoża podkenozoicznego występują w formie bloków tektonicznych wyźwigniętych w paleogenie i neogenie i reaktywowanych w wyniku ruchów neotektonicznych po ustąpieniu lądolodu.

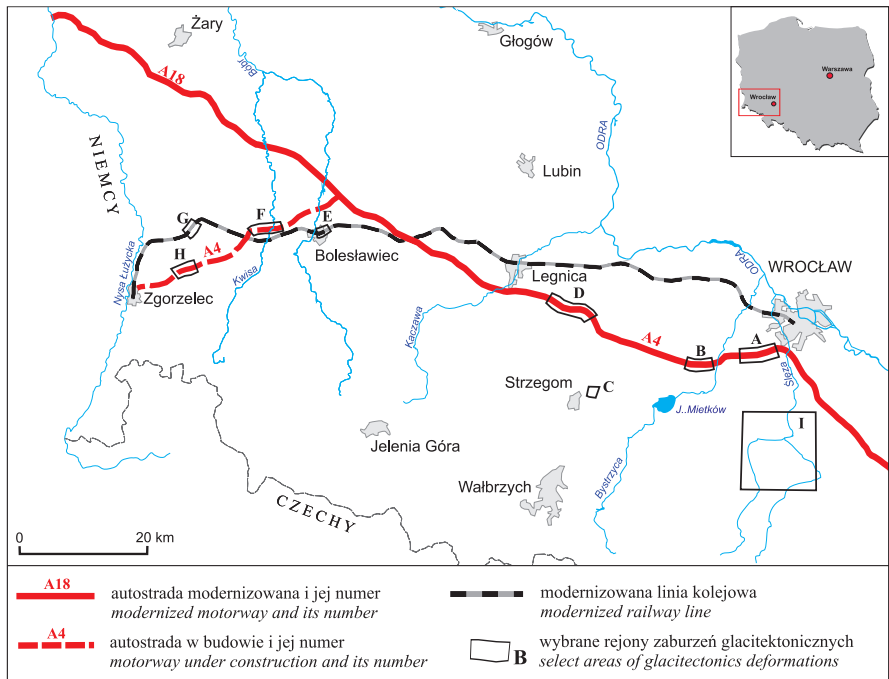


Fig. 1. Szkiec dokumentacyjny obszaru badań.
Fig. 2. Documentary sketch (map) of the study area.

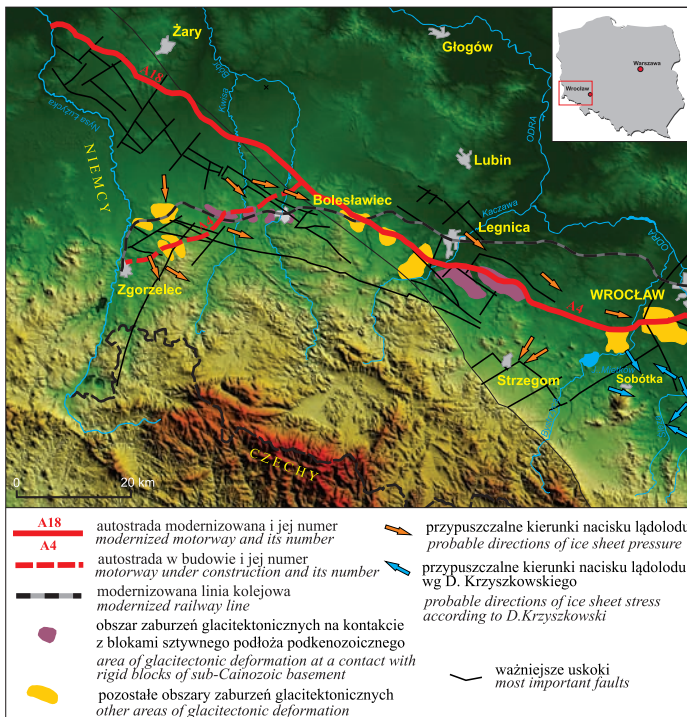


Fig. 2. Obszar badań na tle modelu rzeźby terenu
Fig. 2. The study area on the base of the digital elevation model.

LITOSTRATYGRAFIA

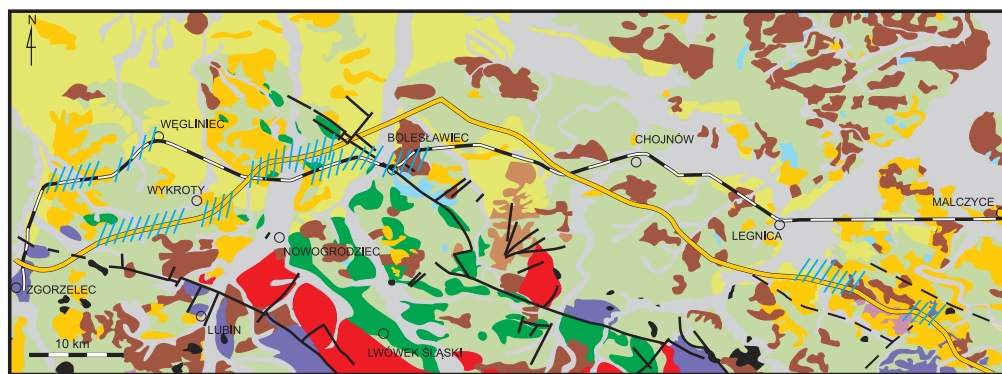
Najstarszymi utworami odsłaniającymi się na badanym obszarze są proterozoiczne gnejsy odczkowe masywu Wądroża Wielkiego (Fig. 3). Od wschodu przylegają do nich dewońskie łupki szarogłazowe i fylity kompleksu kaczawskiego należące do jednostki Luboradza.

W rejonie Bolesławca, w obrębie depresji północnosudeckiej odsłaniają się utwory kredy górnej (Fig. 3): piaskowce cenomanu i koniaku oraz piaski, piaskowce, ropy i mułki santonu z wkładkami węgla brunatnego.

Do miocenu należą zwietrzałe chemicznie utwory zwierzelinowe, szare ropy i mułki formacji poznańskiej z przewarstwieniami piasków oraz żwiru i piaski rzeczne formacji gozdnickiej, które występują powszechnie na całym badanym obszarze w formie stożków rzecznych akumulowanych w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego.

Litostratygrafia utworów kenozoiku szczegółowo została rozpoznana w kopalniach odkrywkowych w rejonie Jaroszowa. Utwory neogenu reprezentowane są przez zwierzelinę łupków paleozoicznych, a wyżej przez piaski, mułki i ropy kaolinowe. Ponad nimi występuje kompleks za węglonych ropy kaolinowych przechodzących ku górze w ropy szare i niebieskoszare. Zwraca uwagę występowanie dwóch pokładów węgla brunatnego o miąższościach 3-6 m, korelowanych z pokładem „Henryk” (Sadowska, 1977). Ponad wystąpieniami węgla występują serie ilaste uznawane za odpowiednik serii poznańskiej (baden-sarmat) oraz warstwy żwirów kwarcowych z kaolinitem przypominające szeroko rozprzestrzenioną na Dolnym Śląsku formację gozdnicką (późny miocen – pliocen).

Najstarsze osady czwartorzędowe odsłaniające się wzdłuż analizowanych profili można wiązać z okresem zlodowaceń południowopolskich



OBJAŚNIENIA:

- | | | | |
|--|---|--|--|
| | gnejsy, granitognejsy izerskie, Wądroża Wielkiego
gneisses and granitic gneisses of the Izera and
Wądroże Wielkie Massifs | | gliny zwalowe - zlodowacenie odry
tills - Sanian glaciation |
| | paleozoiczne skały epimetamorficzne
Palaeozoic epimetamorphic rocks | | piaski i żwirki kemów
sands, gravels of kames |
| | utwory wulkaniczne i klastyczne permu
volcanic and clastic deposits - Permian | | osady zastoiskowe
glaciolacustrine sediments |
| | utwory triasu i kredy niecki północnosudeckiej
oraz mniejszych jednostek tektonicznych
Triassic and Cretaceous Deposits of the North-
Sudetic Depression and of the smaller tectonic units | | serie rzeczne i wodnołodowcowe - zlodowacenie odry
fluvial and glaciofluvial series - Odranian glaciation |
| | bazalty - paleogen-neogen
basalts - Paleogene-Neogene | | serie rzeczne - zlodowacenie warty
fluvial series - Warthanian glaciation |
| | serie rzeczne i jeziorne paleogenu i neogenu
fluvial and limnic series - Paleogene, Neogene | | serie rzeczne - zlodowacenie północnopolskie - holocen
fluvial series - Vistulian - Holocene |
| | | | linia kolejowa
railway line |
| | | | strefa zaburzeń glacitektonicznych
zone of glacitectonic deformations |
| | | | ważniejsze uskoki
more important faults |
| | | | autostrada A-4
A-4 motorway |

Fig 3. Szkic geologiczny obszaru badań opracowany na podstawie „Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Jelenia Góra” (J. Milewicz, J. Szalamacha, M. Szalamacha, 1979)

Fig 3. Geological sketch map of the study area made on base of “Geological Map of Poland in the scale 1:200 000, sheet Jelenia Góra” (J. Milewicz, J. Szalamacha, M. Szalamacha, 1979).

(**Fig. 11**). Poniżej horyzontalnie zalegających glin zwałowych, które można wiązać z ostatnią na tym obszarze transgresją, występują silnie zaburzone glaciektonicznie, zwięzłe gliny z zaznaczającym się kliwazem i regularnymi systemami spękań. W rejonie Wądroża Wielkiego dolne gliny zwałowe badane były pod względem litopetrograficznym. Na podstawie współczynników petrograficznych ($O/K=0,8$, $K/W=1,15$, $A/B=0,77$) zaliczono je do glin typu „Krzesinki” wydzielanych na Nizinie Śląskiej (Czerwonka i inni 1997), które można wiązać ze zlodowaczeniem San 2. W pozostałej części badanego obszaru dolne gliny zwałowe odsłaniające się w profilach były silnie zwięzłe i nie nadawały się do badań litopetrograficznych. Osady wodnolodowcowe i zastoiskowe występujące w strukturach glaciektonicznych należą prawdopodobnie do zlodowacenia san lub początkowego okresu zlodowacenia odry poprzedzającego transgresję. Na utworach zaburzonych glaciektonicznie zalegają horyzontalnie osady lodowcowe: zaglinione żwiry i piaski oraz piaszczyste gliny zwałowe z okresu transgresji łądolu w czasie zlodowacenia odry oraz towarzyszące im osady fluwioglacjalne.

Szczegółowy profil litostratygraficzny środkowego plejstocenu o miąższości dochodzącej do 35 metrów (**Fig. 9**) opracowano w rejonie Jaroszowa. Osady te są reprezentowane głównie przez warstwy glin zwałowych (G1-dolną, G2-środkową, G3-górną) oraz warstwy i soczewy mułów, piasków i żwirów łącznie składające się na trzy różnowiekowe kompleksy glacialne. Wg Krzyszkowskiego (1993) wiek glin G1 i G2 należy wiązać ze starszym i młodszym stadiem zlodowacenia Elsterian, a wiek górnej gliny G3 ze zlodowaceniem odry, co jest zgodne z aktualnymi schematami przyjętymi dla plejstocenu Obszaru Przedśudeckiego (Migoń, 2006).

Na całym omawianym obszarze występują piaski i żwiry rzeczne o składzie petrograficznym świadczącym o wyjątkowo dużym udziale materiału lokalnego przy minimalnej zawartości materiału północnego (od 0,5-2 %). Analiza geomorfologiczna na obszarze pozwala na zakwalifikowanie ich jako rzecznych stożków napływowych (**Fig. 3**), które akumulowane były w czasie zlodowacenia odry, na obszar Równiny Chojnowskiej z wyżej położonego, tektonicznie wyniesionego obszaru przedgórze Sudetów. Między Bolesławcem a Węglińcem występują rozległe pokrywy utworów rzecznych o podobnym składzie litopetrograficznym z okresu zlodowacenia warty.

Najmłodszymi utworami zalegającymi na obszarze wysoczyzn są lessy, a w obniżeniach morfologicznych osady rzeczne z okresu zlodowacenia wisły i holocenu.

TEKTONIKA

Obszar, gdzie wykonywano badania leży w obrębie następujących głównych jednostek tektonicznych: bloku przedśudeckiego wraz z blokiem Wądroża Wielkiego, metamorfiku kaczańskiego oraz depresji północnosudeckiej (**Fig. 3**). Blokowe jednostki tektoniczne na tym obszarze mają założenia laramijskie. W czasie kolejnych faz orogenezy alpejskiej zostały one uaktywnione. Główne ruchy blokowe odbywały się w neogenie (Dyjur, 1993). Obszar Wzgórz Strzegomskich mógł zostać wyniesiony wcześniej, o czym może świadczyć obecność materiału z tego regionu w osadach oligocenu rowu Mokrzeszowa (Grocholski 1977) a także wulkanizm oligoceniński.

Tektoniczna aktywność sudeckiego uskoku brzeżnego, we wczesnym plejstocenie została potwierdzona metodami morfotektonicznymi (Migoń, Łach, 1998, Badura, Przybylski, 1994). Objawy ruchów tektonicznych zostały potwierdzone również na podstawie różnic przebiegu tarasów rzecznych, w strefie uskoku sudeckiego brzeżnego, w rejonie Wzgórz Strzegomskich (Migoń i inni, 1998).

W kierunku zachodnim blokowa aktywność tektoniczna w neogenie dokonywała się wzdłuż systemu uskóków Warta-Osiecznica, w obrzeżeniu depresji północnosudeckiej. Pokrywa się to z granicą najbardziej wysuniętych w kierunku północno-wschodnim wychodni utworów kredy górnej.

DEFORMACJE GLACITEKTONICZNE

W rezultacie prac geologicznych prowadzonych na autostradzie A-4 między Wrocławiem a Zgorzelcem oraz wzdłuż linii kolejowej Legnica – Zgorzelec udokumentowano szereg deformacji glaciektonicznych (**Fig. 1**), co nie było dotychczas przedstawiane w literaturze geologicznej. Zaburzenia te odgrywają zaskakująco dużą rolę w budowie geologicznej kenozoiku. Występują one prawie na całym obszarze wysoczyzn morenowych oraz w rejonach odsłaniających się na powierzchni terenu osadów neogenu. Deformacje glaciektoniczne zasadniczo nie były stwierdzane jedynie na obszarach szeroko rozprzestrzeniających się rzecznych

stożków napływowych z okresów zlodowacenia odry i warty.

Dla przeprowadzenia analizy strukturalnej wydzielono obszary testowe (**Fig. 1**) oddające różny styl, charakter i reżim naprężeń. Na obszarze Niziny Śląskiej, w okolicach Wrocławia i Kątów Wrocławskich, wydzielono dwa rejony deformacji glacitektonicznych (rejon A, B). W okolicy Jaroszowa, w miejscu kopalni odkrywkowych wyznaczono region C. W rejonie Wzgórz Strzegomskich, na zachód od Legnicy występuje obszar z dominującymi kompresyjnymi deformacjami glacitektonicznymi (rejon D). Rejony E i F występują w obrębie bloków tektonicznych wchodzących w skład depresji północnosudeckiej. Rejon G leży w obrębie wyraźnie zaznaczającego się w morfologii ciągu wzgórz morenowych z fazy transgresywnej zlodowacenia Odry. Rejon H występuje na obszarze położonym na wschód od Zgorzelca, gdzie podłoże podkenozoiczne znajduje się na większej głębokości. Do celów porównawczych wykorzystano prace Krzyszkowskiego (1996), Krzyszkowskiego, Karantiera (2001) z obszaru położonego na północ od masywu Strzegom Sobótka. Dużą ilość danych odnośnie zaburzeń glacitektonicznych dostarczyły prace prowadzone w rejonie Jaroszowa (Brodzikowski, Van Loon (1983), Krzyszkowski i inni (1993) Krzyszkowski, Allen (2001), Hałuszczak (2007).

Obszar wschodni – Równina Wrocławska (rejony A, B)

Rejon A wyznaczony między Bielanami Wrocławskimi a Strzeganicami (**Fig. 1**) charakteryzuje się w miarę wyrównaną morfologią terenu. Dotychczas uważano, że jest to obszar zbudowany głównie z płasko zalegającej pokrywy osadów wodnolodowcowych na której występują fragmentarycznie cienkie pokłady glin zwałowych reprezentujących zlodowacenie środkowopolskie (odra) (Łabno, 1988). Badania terenowe prowadzone w ostatnich latach przez autorów nie potwierdziły tego modelu budowy geologicznej. Na podstawie przeprowadzonych obserwacji profili geologicznych wzdłuż autostrady A-4 o łącznej długości ponad 4 km stwierdzono liczne deformacje glacitektoniczne w osadach plejstocenijskich i neogeńskich. W większości profili obserwowano głównie szerokopromienne struktury fałdowe i w znacznie mniejszym stopniu struktury łuskowo-fałdowe (**Fig. 4**).

Na obszarze między Kątami Wrocławskimi a Piotrowicami (rejon B), (Gizler, Winnicka,

1979) również nie opisywano wcześniej zjawisk glacitektonicznych. W dwóch profilach w pobliżu Nowej Wsi Kąckiej zaobserwowano wyraźne deformacje wywołane naciskiem łądolodu (**Fig. 5**). W jednym z nich występują zaburzone fałdowo utwory neogenu należące do formacji gozdniczkiej i serii poznańskiej (**Fig. 6**). Zmierzona orientacja obu powierzchni skrzydeł wykartowanego fałdu obalonego wynosiła 280/20 i 75/30. W drugim profilu wraz z utworami neogenu zostały zdeformowane osady czwartorzędowe: gliny zwałowe oraz

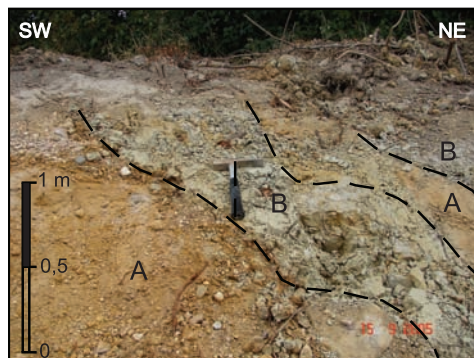


Fig. 4. Pakiety zdeformowanych glacitektonicznie warstw piasków i żwirów wodnolodowcowych (zlodowacenie san 2) oraz mułków serii poznańskiej (neogen) – deformacje łuskowe. Biskupice Podgórne.

Fig. 4. Packages of glacitektonically deformed fluvio-glacial sands and gravels and muds of the Poznań series (Neogene) – thrust-fold type deformations. Biskupice Podgórne.

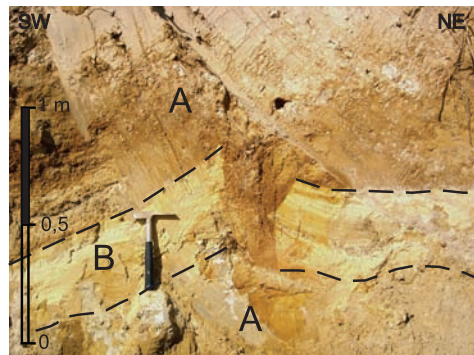


Fig. 5. Żwir i piaski wodnolodowcowe oraz warstwa mułków rozerwana w strefie przegubowej fałdu - zaburzenia glacitektoniczne. Nowa Wieś Kącka.

Fig. 5. Fluvio-glacial gravels and sands with a mud bed disrupted glacitektonically in the hinge zone of a fold. Nowa Wieś Kącka.

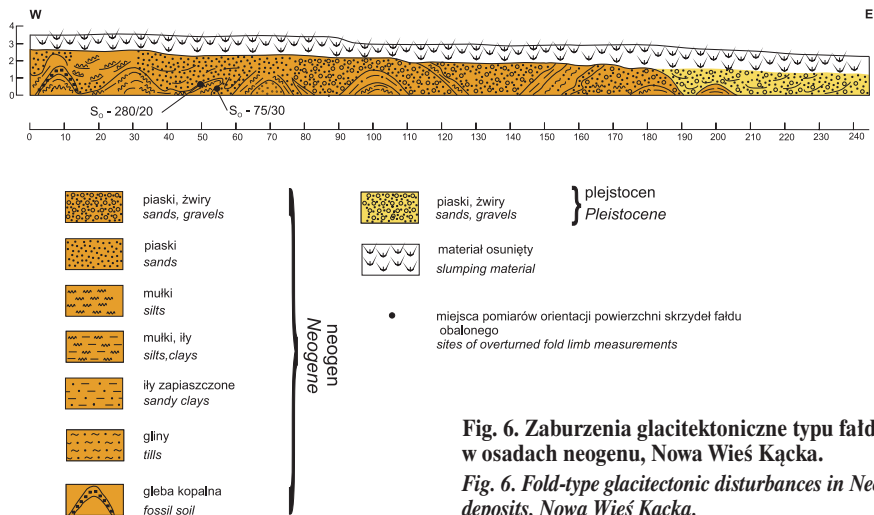


Fig. 6. Zaburzenia glacictektoniczne typu fałdowego w osadach neogenu, Nowa Wieś Kącka.

Fig. 6. Fold-type glacictektonic disturbances in Neogene deposits, Nowa Wieś Kącka.

piaski i mulki wodnolodowcowe. Przeważają tu deformacje ciągłe, ale w miejscach przegubowych struktur fałdowych, w obrębie utworów mulkowo-tyłowych, dochodziło do rozrywania warstw (Fig. 5).

Autorom nie udało się wykonać większej ilości dokładnych pomiarów mezostruktur. Na podstawie stosunkowo niewielkiej ilości danych wyznaczono przybliżony kierunek nacisku łądolodu dla rejonu A na SE, a dla rejonu B na ESE.

Rejon masywu Ślęzy i Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich (I)

Zjawiska glacictektoniczne na północ od Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich i Masywu Ślęzy opisane zostały przez Krzyszkowskiego (1996), Krzyszkowskiego, Karantera (2001). Na podstawie analizy mezostruktur glacictektonicznych kilkunastu opracowanych odsłoneń autorzy odtworzyli główne kierunki nacisków łądolodu w czasie zlodowaceń południowopolskich. W odsłonięciach obserwowano przeważnie jedną tylko glinę zwałową, która określona została na podstawie cech litopetrograficznych jako glina typu „Jordanów”. Na podstawie jej pozycji stratygraficznej zakwalifikowano ją jako dolną glinę z okresu zlodowaceń południowopolskich. Osad ten wchodzi w skład zaburzonego piętra strukturalnego razem z utworami neogenu i starszego plejstocenu. Rola zlodowacenia odry w zaburzaniu serii osadowych na tym terenie zdaniem autorów nie była znacząca.

Zebrane przez Krzyszkowskiego, Karantera (2001) pomiary wskazują na zróżnicowane kierunki nacisku łądolodu w tej strefie. W położonych na

północy omawianego rejonu Siedlakowicach i Tyńcu orientacja nasunięć przebiega w kierunku NW-SE. W morfologii terenu nie zaznacza się jednak wyraźna skarpa morfologiczna jak to było sugerowane przez Krzyszkowskiego (1996). W rejonie masywu Ślęzy orientacja zebranych mezostruktur diagnostycznych dla odtworzenia kierunków ruchu łądolodu nie daje spójnego obrazu. W Olbrachtowicach położonych na północ od masywu Ślęzy i w Siemianowie w rejonie Jordanowa wyznaczony został na podstawie wszystkich pomiarów mezostrukturalnych kierunek wypadkowy z SEE na NWW. Trudno jednak wprost zakładać, że jest to kierunek działania łądolodu. Występują w tym rejonie również pomiary mezostruktur świadczące o kierunku południkowym nacisku łądolodu. Obraz prawdopodobnie odzwierciedla zróżnicowane kierunki rozładowywania się naprężeń w rejonie masywu Ślęzy oraz niewielkich bloków wyniesionego podłoża podkenozoicznego na przylegającym obszarze. Analizując opublikowane zestawienia pomiarów przez Krzyszkowskiego, Karantera (2001) z opracowanych odsłoneń zdaniem autora można w nieco inny sposób zinterpretować kierunki nacisków łądolodu, co zostało przedstawione na syntetycznej mapie zamieszczonej w niniejszej pracy.

Według Krzyszkowskiego, Karantera (2001) kierunek przesuwania się łądolodu w czasie zlodowaceń południowopolskich (Elsterian 1, Elsterian 2) na obszarze przedpola Sudetów można wyznaczyć z NW na SE. Część z pomierzonych mezostruktur przez powyższych autorów wykazuje podobną orientację.

Rejon kopalni Jaroszów (C)

W obrębie odkrywki „Stanisław – Północ” występują osady neogenu i plejstocenu o łącznej miąższości dochodzącej do 70 m. Zaburzenia utworów kenozoicznych są powszechnie, choć mają różną intensywność (Fig. 7, 8, 9). Rodzaj i cechy kinematyczne struktur, ich uporządkowanie przestrzenne oraz wzajemne relacje wskazują że powstały one w dwóch różnych etapach deformacji glaciektonicznych.

Starszą generację struktur glaciektonicznych reprezentują mezoskalowe, seryjnie występujące łuski i nasunięcia, tworzące złożone struktury imbrykacyjne w stropowych partiach utworów neogenu. Lokalnie obserwuje się wyraźną niezgodność

z występującymi powyżej najstarszymi ogniwami plejstocenu, w innych miejscach struktury te zostały wtórnie zaburzone w wyniku późniejszych deformacji. Pomiarów wykonywanych w kolejnych położeniach zboczach eksploatacyjnych odkrywki pokazują konsekwentne uporządkowanie połączonych i nachylonych powierzchni uskokowych wzdłuż biegu WNW-ESE z maksimum wokół pomiaru $27^\circ/25^\circ$. Dotychczas zebrany materiał wskazuje jednoznacznie, że rozwój omawianych mezostruktur nastąpił w warunkach skoncentrowanego nacisku poziomego z kierunku NNE, w czasie (transgresji ?) najstarszego zlodowacenia jakie objęło obszar przed-sudecki (starszy stadiał zlodowacenia Elsterian – wg. Krzyszkowskiego (1993)).



Fig. 7. Wielokrotne nasunięcia i złuski w stropowych partiach osadów neogenu (iły, iły zawęglone) związane ze starszym etapem deformacji glaciektonicznych. Skarpa północnego zbocza odkrywki „Stanisław – Północ” pomiędzy poziomami +162m and +166m.

Fig. 7. The multiple series of imbricated thrusts in the upper portion of the Neogene sequence (coaly clays, clays) representing the older glaciectonic deformations. The northern escarpment of the “Stanislaw-North” open-cast mine between +162m and +166m levels.

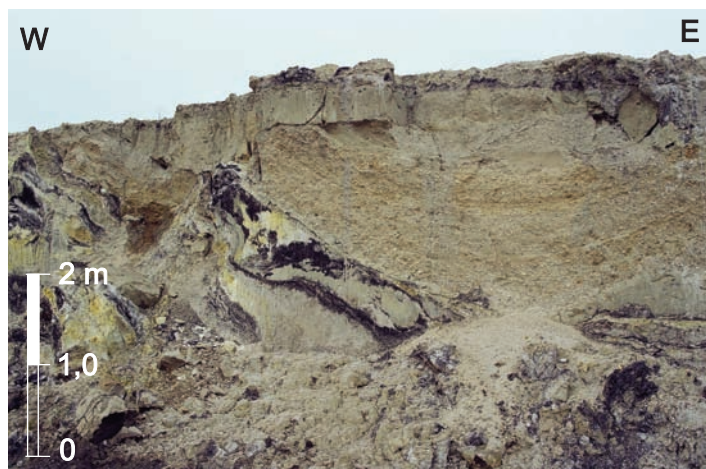


Fig. 8. Gliny glacjalne G1 leżące niezgodnie na zaburzonych glaciektonicznie utworach neogenu. Skarpa północnego zbocza odkrywki „Stanisław – Północ” pomiędzy poziomami +166m and +171m.

Fig. 8. Glacial tills G1 resting with an angular unconformity on the Neogene deposits strongly deformed in the older glaciectonic stage. The northern escarpment of the “Stanislaw-North” open-cast mine between +166m and +171m levels.

W odkrywce „Stanisław – N” dominują mezo-struktury związane z młodszym etapem zaburzeń glacitektonicznych. Deformacje objęły utwory glacialne obu starszych zlodowaceń, a lokalnie nałożone są na poprzednio utworzone struktury. Ich poprawna interpretacja stała się możliwa dzięki rozpoznaniu tzw. struktury Ruska (Hałuszczak, 2007) - rozległego, makroskalowego, złuskowanego ku SW fałdu (fałdów?) glacitektonicznego, który obejmuje swoim zasięgiem NE część odkrywki i znaczny obszar wsi Rusko przylegającej do tej odkrywki. W wyniku reinterpretacji wykonanej w oparciu o przekroje geologiczne przeprowadzone wzdłuż linii archiwalnych wierceń złożowych stwierdzono, że spągowa powierzchnia odkłucia omawianej struktury przebiega poniżej poziomu dna odkrywki na głębokości ok. 150 - 155 m, w utworach ilastych pomiędzy dolnym i górnym pokładem węgla. Czoło fałdu poprzedzone rozległą asymetryczną synkliną o osi 327/29 (oś π pasa walca dla kilkuletniego zbioru pomiarów warstwowania) jest częściowo odsłonięte na N zboczu odkrywki (Fig. 10). Jak wynika z wykonanych w tym rejonie wierceń poziomy zasięg całej struktury ku NE wynosi co najmniej 500 m. Podniesienie węgla (połączone z jego spiętrzeniem i drugorzędnymi deformacjami) w obrębie skrzydła stropowego

nasunięcia wynosi ponad 30 m, co wyjaśnia przy powierzchniowe występowanie węgla brunatnego w rejonie na N od Ruska, gdzie w przeszłości prowadzono jego eksploatację odkrywkową.

Znacząca ilość mezostruktur glacitektonicznych powstałych w młodszym etapie może być zinterpretowana jako modelowy układ deformacji związanych z typowym stanem naprężeń wywołanych naciskiem z kierunku NE. I tak, prostopadle do osi najsilniejszych naprężeń, a więc w kierunku NW-SE (lub zbliżonym) rozwinięte są nasunięcia i uskoki inwersyjne, równoległe do tej osi przebiega większość struktur ekstensywnych: nachylonych i stromych uskoków normalnych oraz spękań rozwartych z dawkami glin zwałowych. Omawianą prawidłowość spełniają również niektóre systemy drobnych uskoków (ścięć) np. zarejestrowane w glinach G2, o orientacji NNW-SSE oraz WNW-ESE pokrywające się z sektorami przewidzianymi dla uskoków przesuwczych modelowej elipsoidy deformacji.

Omawiany tu młodsi etap zaburzeń glacitektonicznych jest wiązany z oddziaływaniem lądolodu zlodowacenia Odranian (Hałuszczak, 2007) lub z młodszym stadiąłem zlodowacenia Elsterian (Krzyszkowski, 1993; Krzyszkowski & Allen, 2001).

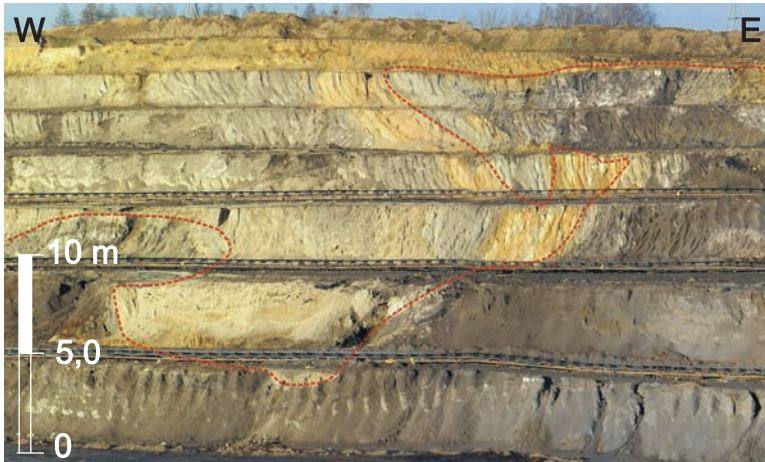


Fig. 9. Czołowe partie makroskalowego fałdu złuskowanego ku SW (struktura Ruska) związanego z deformacjami glacitektonicznymi młodszego etapu. Skarpy północnego zbocza odkrywki „Stanisław – Północ” pomiędzy poziomami +162m i powierzchnią terenu (około + 197 m). Granica między osadami neogenu i plejstocenu została podkreślona czerwoną linią.

Fig. 9. The frontal zone of the large, SW – directed, thrust fold (the Rusko Structure) exposed in the “Stanislaw-North” open-cast mine. The younger glacitctonic stage. The northern escarpment between the level +162m and the ground surface (about + 197m). The Pleistocene/Neogene boundary was underlined in red.

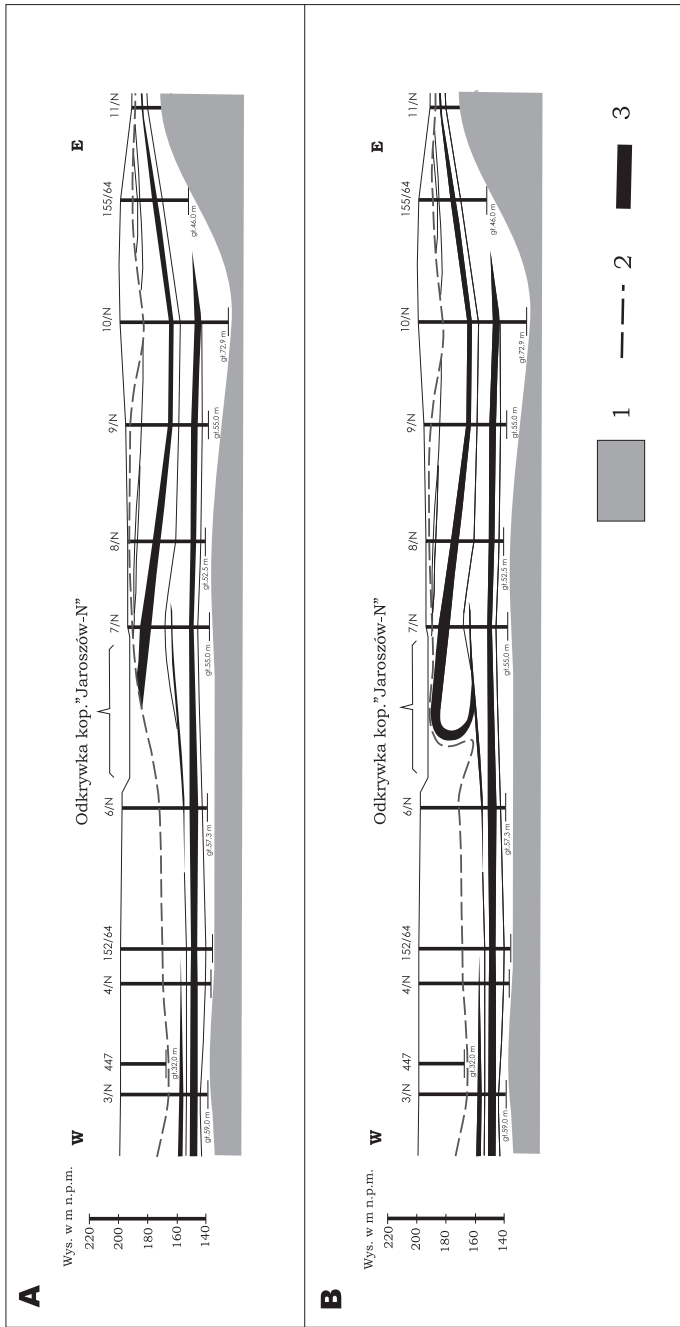


Fig. 10. Zgeneralizowany W-E przekrój przez rejon struktury Ruska – linia N, a) wg pierwotnej dokumentacyjnej interpretacji, b) reinterpretacja uwzględniająca wyniki badań strukturalnych w odkrywce „Stanisław – Północ”

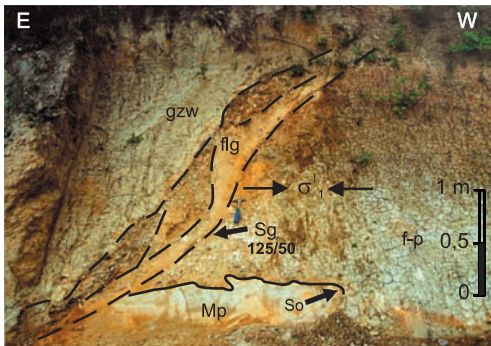
1 – utwory paleozoiczne, 2 – granica plejstocenu/neogenu, 3 – pokład węgla brunatnego

Fig. 10. Schematic W-E cross section of the Rusko structure area – line N, a) early, documentary interpretation using borehole only, b) reinterpretation of the same borehole materials according to structural field examination in the open-cast mine “Stanislaw-North”. 1 – Paleozoic rocks, 2 – Pleistocene/Neogene boundary, 3 – brown coal seam

Północne obrzeżenie Wzgórz Strzegomskich (rejon D)

Najintensywniejsze objawy zaburzeń głacictonicznych na obszarze przedgórza Sudetów obserwowano w okolicy Wądroża Wielkiego (Urbański 2009). W rejonie tym występują bloki tektoniczne zbudowane z gnejsów proterozoicznych oraz paleozoicznych skał epimetamorficznych kompleksu kaczawskiego.

Szczególnie intensywne deformacje o charakterze nieciągłym (Fig. 11,12) występują w miejscach, gdzie osady najbardziej różnią się własnościami wytrzymałościowymi (w strefie kontaktu glin zwałowych i serii mułkowo-ilastych z piaskami i żwirami). Obserwowane w odsłonięciach łuski wykazują średnią orientację powierzchni upadę nasunięć na 290/50°. W profilu obserwowano nasunięcie glin zwałowych i utworów wodnolodowcowych na neogeńskie utwory formacji poznańskiej (Fig. 11,13). W tym rejonie opisano ponadto intruzje



So - warstwowanie sedimentacyjne
bedding

Sg - nasunięcie
thrust

gzw - glina zwałowa - zlod. san 2
till - Sanian 2

flg - piaski, żwiry wodnolodowcowe - zlod. san
fluvioglacial sands and gravels - Sanian

Mp - piaski kwarcowe - miocen
quartz sands - Miocene

f-p - formacja poznańska - miocen środkowy-pliocen
Poznan Formation - Middle Miocene - Pliocene

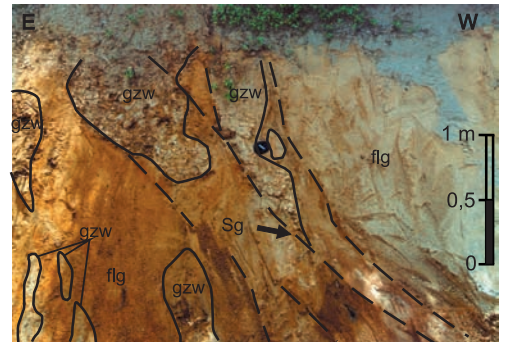
→ σ_1 ← dominacja poziomego ściskania
predominance of horizontal compression

Fig. 11. Nasunięcie glin zwałowych zlodowacenia sanu na mułki i piaski neogenu, rejon Wądroża Wielkiego.

Fig. 11. The overthrust of San glaciation till over Neogene muds and sands, Wądroże Wielkie vicinity.

uwodnionych ilów i mułków formacji poznańskiej charakteryzujące się doskonałymi własnościami plastycznymi. Zostały one wciśnięte w bardziej sztywne, pocięte uskokami grawitacyjnymi i spękaniami, zamarznięte, fluwioglacialne osady piaszczyste o niezaburzonemu warstwowaniu sedimentacyjnym. Deformacje nieciągłe obserwowano również w obrębie formacji gozdnickiej, w strefach gdzie była duża zmienność litologiczna wchodzących w jej skład odmian litologicznych.

Inny typ deformacji stwierdzono tam gdzie wykształcenie litologiczne jest bardziej monotonne. Przykładem tego są miększe serie zastoiskowe, gdzie obserwowano głównie deformacje fałdowe (fot. 1). W przegubach fałdów występuje sieć drugorzędnych drobnych uskoków inwersyjnych tworzących się w wyniku ścinania, które poprzerywały ciągłość warstw mułkowych. Uskoki te powstawały w warunkach silnej kompresji, przy tworzeniu się fałdów ze zginania (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Mniej intensywne deformacje powstawały w monotonicznie wykształconych piaszczysto-żwirowych utworach wodnolodowcowych. Występują tam głównie szerokopromienne struktury fałdowe z towarzyszącymi im uskokami grawitacyjnymi. Obserwowana wyżej zależność typów deformacji od zmienności litologicznej osadów świadczy



Sg - nasunięcie główne
main thrust

flg - piaski i żwiry wodnolodowcowe - zlod. san
fluvioglacial sands and gravels - Sanian

gzw - rozwleczone bloki i klasty glin zwałowych - zlod. san 2
disaggregated blocks and clasts of till - Sanian 2

Fig. 12. Oderwane pakiety i klasty glin zwałowych w strefie nasunięcia, rejon Wądroża Wielkiego.

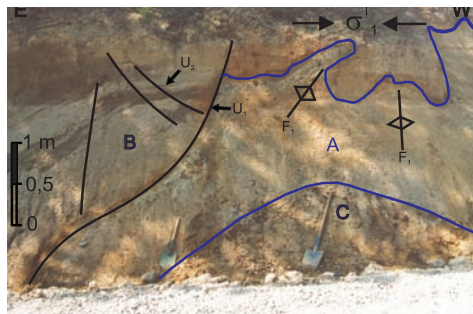
Fig. 12. Dismembered packages and clasts of till in a thrust zone, Wądroże Wielkie vicinity.

o rozładowywaniu się naprężeń przede wszystkim w miejscach o najsłabszej wytrzymałości skał lub największym kontraście tych własności. Tam dochodziło do największych nieciągłych zaburzeń.

Na omawianym obszarze w wielu odcinkach kartowanych profili geologicznych wykonano pomiary mezostruktur glacitektonicznych. Pomiary warstwowania sedimentacyjnego So tworzy pas na siatce Schmidta wyznaczający oś SW-NE. W zbliżonym kierunku grupują się pomiary osi struktur fałdowych. Może to świadczyć o tym, że rozrzut orientacji warstwowania sedimentacyjnego odzwierciedla powierzchnnie skrzydeł struktur fałdowych, których osie wykazują się stałym kierunkiem przebiegu. Powierzchnie nasunięć i uskoków odwróconych wykazują się małym rozrzutem. Orientacja biegu tych powierzchni wykazuje się na ogół stałą orientacją, różni się natomiast kąt i kierunek upadu tej powierzchni (Fig. 14). Na podstawie zestawionych pomiarów można stwierdzić, że generalnie upady powierzchni nasunięć zorientowane są w kierunku WNW a także co wydaje się zaskakujące w kierunku przeciwnym – ESE.

Wyniki tych analiz dość jednoznacznie wskazują na kierunek ruchu lądolodu z WNW. Podobny kierunek wyznaczył Wójcik (1985) dla obszaru położonego na południu Wzgórz Strzegomskich.

Morfologia mezostruktur przemawia za dużym udziałem nacisków horyzontalnych, oczywiście przy dużym wpływie na przebiegające procesy deformacji również ciężaru lądolodu. Deformacje zachodziły szczególnie intensywnie w strefie wydźwigniętych epimetamorficznych utworów strefy kaczawskiej oraz masywu gnejsowego. Można to



A-piaski i żwiry formacji gozdnickiej
sands and gravels - Gozdnicza Formation

B-utwory pozakorytowe formacji gozdnickiej
overbank deposits - Gozdnicza Formation

C- mułki formacji poznańskiej
muds of Gozdnicza Formation

U_1 - uskok sigmoidalny
sigmoid fault

U_2 - wtórne uskoki normalne
secondary, normal faults

$\rightarrow \sigma_1 \leftarrow$ fragment odsłonięcia ze strukturami powstałymi w wyniku poziomego ściskania

A part of outcrop with structures formed due to a horizontal compression

Fig. 13. Deformacje kompresyjne w obrębie mułków formacji poznańskiej oraz piasków i żwirów formacji gozdnickiej. W lewej części figury uskok sigmoidalny i uskoki normalne tworzące się w warunkach tensji i odprężania glacitektonitu. Rejon Wądroża Wielkiego.

Fig. 13. Compressional deformation within muds of the Poznań Formation and sands and gravels of the Gozdnicza Formation. A sigmoidal fault and normal faults formed at conditions of tension and relaxation of glacitectonite in the left part of this figure. Wądroża Wielkie vicinity.

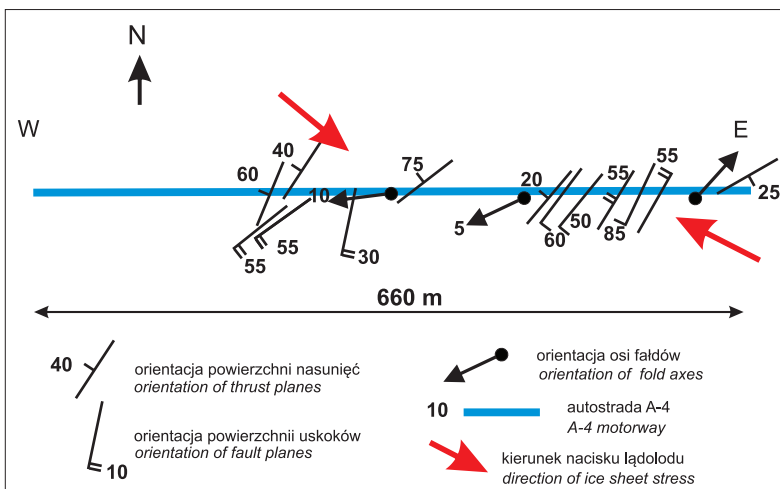


Fig. 14. Orientacja mezostruktur glacitektonicznych, rejon Wądroża Wielkiego.

Fig. 14. The orientation of the glaciectonic structures, Wądroża Wielkie vicinity.

tłumaczyć tym, że wyniesione bloki tektoniczne stawały opór transgredującemu lądolodowi. Brak możliwości bezpośredniego rozładowania naprężeń w obrębie bloków tektonicznych, spowodowały sztywnością występujących tam skał, doprowadził do powstania sił przeciwnie skierowanych do kierunku nasuwania się lądolodu. W wyniku biernej reakcji bloków tektonicznych utworzyły się struktury glaciektoniczne o tej samej orientacji biegu ale przeciwnie skierowanym upadzie.

W zachodniej części omawianego obszaru, w rejonie Legnicy, tam gdzie podłoże podkenozoiczne znajduje się na większej głębokości, zmienia się orientacja mezozstruktur glaciektonicznych na południkową z lekkim odchyleniem na wschód.

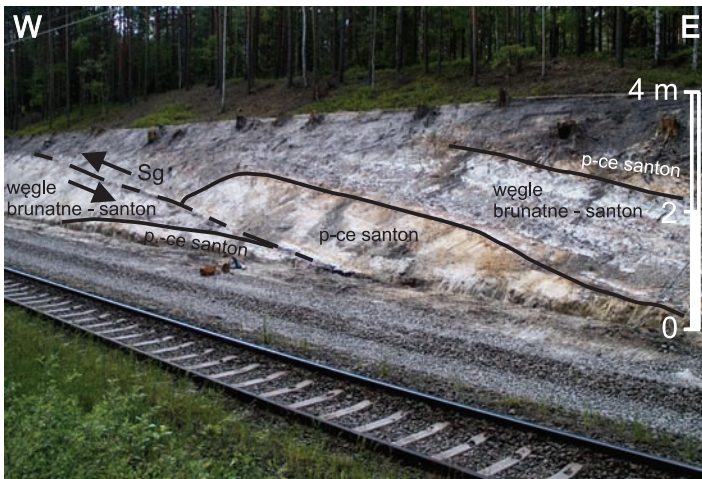
Trudnym do rozwiązania zagadnieniem ze względu na brak datowań stratygraficznych w badanych osadach jest wiek deformacji glaciektonicznych. Litostratygrafię osadów plejstocenijskich oparto w tym rejonie głównie na petrografii glin zwałowych. W strefie przedpola Sudetów, tam gdzie duża ilość materiału lokalnego zaburza proporcje skał egzotycznych wskazujących na różne obszary źródłowe z obszaru Bałtyku i Skandynawii, wiarygodność litostratygrafii glin zwałowych jest mniej pewna w porównaniu z obszarem niżowym. Jak już wspomniano wyżej, gliny występujące w łuskach glaciektonicznych zostały zakwalifikowane do typu Krzesinki, co może być korelowane z pod-

nymi wyżej zastrzeżeniami z gliną San 2. Nad piętrzem zaburzonym glaciektonicznie leżą niezgodnie młodsze gliny, które zalegają horizontalnie i nie wykazują objawów zaburzeń glaciektonicznych.

Na podstawie powyższych faktów można przyjąć z dużym prawdopodobieństwem, że opisywane wyżej deformacje glaciektoniczne powstały w fazie transgresywnej zlodowacenia odry. W czasie recesji tego lądolodu utworzył się górny niezaburzony poziom gliny zwałowej. Nie jest również wykluczone i to, że utworzona glina jak i deformacje powstały w czasie tego samego zlodowacenia. Za tym mogłaby przemawiać większa miąższość lądolodu i zarazem obciążenie podłoża w czasie zlodowacenia sanu. Należało by jednak założyć oscylacje czoła lądolodu.

Depresja północnosudecka (rejon E i F)

Na obszarze niecki północnosudeckiej zaburzenia glaciektoniczne stwierdzono w dwóch rejonach, w Bolesławcu oraz w rejonie Kierzna i Nowej Wsi nad Kwisą około 15 km na zachód od Bolesławca. Intensywne zaburzenia glaciektoniczne obserwowano w sąsiedztwie wychodni utworów kredy górnej, wydźwigniętych jako bloki tektoniczne. Na tym obszarze wyraźnie zaznacza się w morfologii terenu system uskoków Warta-Osiecznica, które aktywne były jeszcze w plejstocenie (Urbański 1999).




 Sg - powierzchnia nasunięcia w obrębie utworów santonu
Thrust surface in Santonian deposits

Fig. 15. Łuska glaciektoniczna z ponasuwanymi na siebie pakietami santonńskich piaskowców i węgla brunatnych, Kierzno koło Bolesławca.

Fig. 15. Glacitectonic thrust fold with the several overthrust packages of Santonian sandstones and lignite, Kierzno near Bolesławiec.

W Bolesławcu, na wschód od stacji kolejowej opisano zaburzenia w rzecznych utworach formacji gozdnickiej. Utwory te generalnie zapadają pod kątem 310/30. W części zachodniej odsłonięcia występują natomiast silnie zdeformowane laminowane mułki i piaski zastoiskowe. Warstwy piasków miejscami są porozrywane i występują jako budiny w mułkowej masie wypełniającej. W zachodniej części profilu utwory zastoiskowe kontaktują z silnie zdeformowaną gliną zwałową, która występuje w formie obalonego fałdu o orientacji 280/20.

W rejonie Kierzna obserwowano na całej długości (460 m) profilu wzdłuż linii kolejowej, nasunięcia o kącie upadu od 15° do 40° i kierunku NE. Deformacjom glacitektonicznym uległy piaskowce z przewarstwieniami ilów węglistych i wkładkami węgla brunatnych santonu (Fig. 15). Występują one w postaci oderwanego pakietu o miąższości 60 metrów w łusce glacitektonicznej, w obrębie piaszczystych, rzecznych utworów miocenu środkowego i ilasto-mułkowych utworów formacji poznańskiej oraz rzecznych osadów plejstocenijskich ponasuwanych wzajemnie na siebie

(Fig. 16). W profilu położonym kilka kilometrów na północ od opisanego wyżej odsłonięcia na autostradzie A-4, także obserwowano deformacje glacitektoniczne w obrębie utworów santonu. Średnia wartość nasunięć Sg wynosi około 310/20 a warstwowań sedimentacyjnych So – 330/15. Całość zdeformowanych osadów ma charakter dupleksu glacitektonicznego. Można wyodrębnić tu ponasuwane na siebie kolejne pakiety skalne. W bardziej położonym na zachód odcinku profilu, deformacjom uległy mioceńskie żwiry zawierające bardzo dużo detrytusu węglowego oraz mułki formacji poznańskiej i rzeczne osady formacji gozdnickiej.

Równina Węglińska (rejon G)

W obrębie Równiny Węglińskiej zaburzenia glacitektoniczne obserwowano w odsłonięciach wzdłuż linii kolejowej na odcinku położonym na zachód od Węglińca. Osady odsłaniają się w obrębie zaznaczającego się w morfologii terenu wzniesienia o wysokości około 200 m n.p.m. W odsłonięciu obserwowano szereg ponasuwanych

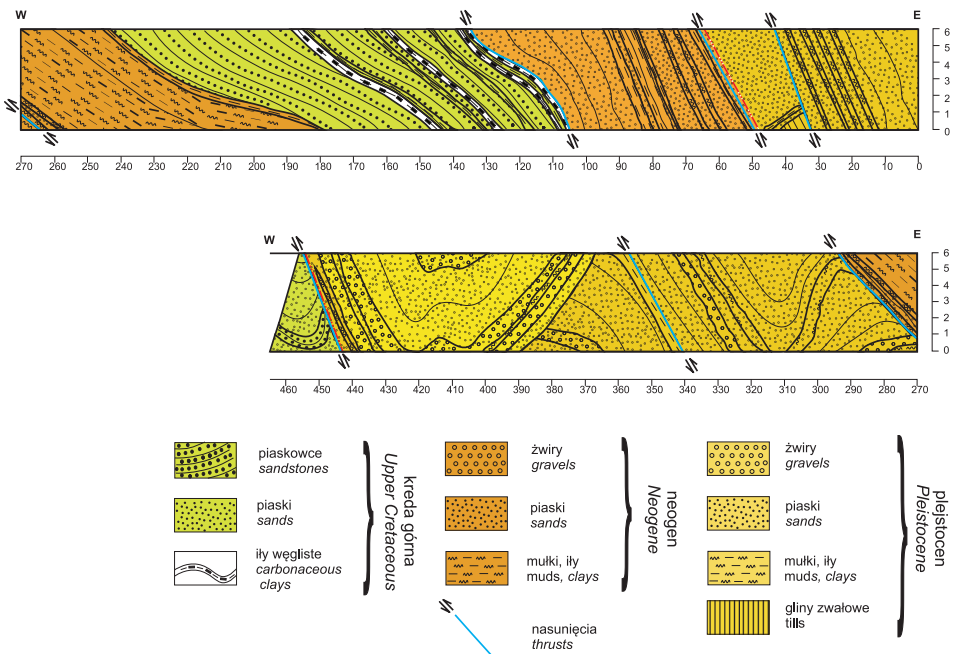


Fig. 16. Ponasuwane na siebie pakiety kredy górnej, neogenu i plejstocenu tworzące łuskę glacitektoniczną, Kierzno k/ Bolesławca.

Fig. 16. Overthrust packages of the Upper Cretaceous, Neogene and Pleistocene, created of the glacitectonic thrust fold, Kierzno near Bolesławiec.

pakietów iłów i mułków formacji poznańskiej na osady wodnolodowcowe, rzeczne i zastoiskowe z okresu zlodowacenia san (Fig. 17). Kierunek zapadu nasunięć na ogół jest północny a jego kąt waha się od 25 do 55 stopni. Odzwierciedla to zdaniem autorów południkowy kierunek nacisku lądolodu.

W środkowej części profilu, występuje 3-metrowej miąższości warstwa brekcji glaciektonicznej – utworu składającego się z klastów, iłów pylastych i iłów zawęglonych, mułków i kwarcowych piasków drobnoziarnistych neogenu, które występują w piaskach czwartorzędowych stanowiącymi *martix*. W skale tej stwierdzono ponadto pojedyncze głaziki materiału skandynawskiego. Utwór powstał w wyniku rozbicia warstw i lamin w osadzie neogeńskim i jego wymieszaniu z sąsiadującymi klastycznymi osadami plejstocenu pod

wplywem prostego ścinania. W odsłonięciu obserwowano głównie nieciągłe deformacje glaciektoniczne. Nasunięcia w osadach warstwowanych rozwijały się głównie wzdłuż granic litologicznych. W warstwach piasków i żwirów plejstocenijskich nasunięcia przebiegały również skośnie do granic warstwowania.

Zdaniem autorów odsłaniający się profil dobrze dokumentuje, że wzgórze jest moreną spiętrzoną. Forma ta ma związek z sięgającymi bardziej na południe Wzgórzami Sławnikowskimi, które również okazały się morenami końcowymi, wyznaczającymi prawdopodobnie maksymalny zasięg zlodowacenia odry (Badura i inni 2005). Badania terenowe zatem nie potwierdziły opinii Szponara (1986), że formy te są kemami.

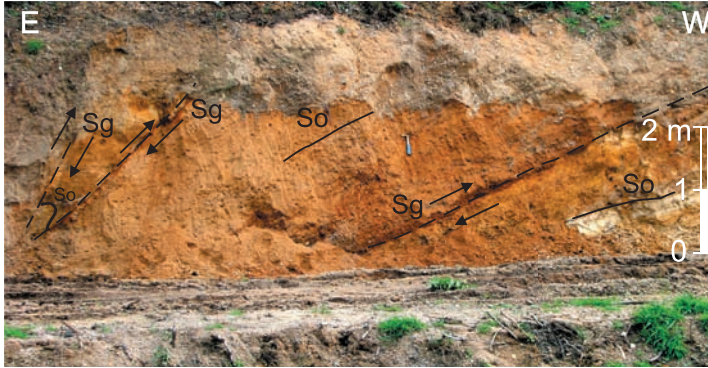


Fig. 17. Fragment łuski glaciektonicznej w morenie spiętrzonej, rejon Węglińca.

Fig. 17. A part of glaciektonic thrust fold within a pushed moraine, Węglińiec vicinity.

So – warstwowanie
sedymantacyjne *bedding*
Sg – nasunięcia
thrusts



Fig. 18. Fałd leżący w obrębie środkowopolskich osadów rzecznych, rejon Bielawy Górnej.

Fig. 18. A recumbent fold within mid-Polish alluvial deposits, Bielawa Górna vicinity.

L_f – oś fałdu leżącego
axis of recumbent fold

Obszar zdeformowanych serii rzecznych w Bielawie Górnej (rejon H)

W rejonie Wykrotów i Przesieczan odsłaniały się głównie osady rzecznych stożków napływowych. Szeroko rozprzeszczerzone pokrywają osadów rzecznych występujące pod niezdeformowaną gliną zwałową z okresu zlodowacenia odry (Urbański 1999) mogą być korelowane z utworami związanymi na obszarze Brandenburgii i Saksonii (Eissmann 1994) z okresem tzw. „Frühsaale”. Tworzy zostały zakwalifikowane do środowiska rzecznoego na podstawie cech granulometrycznych oraz składu mineralnego, który wskazuje na dostawę materiału z kierunku południowego, głównie z metamorfiku kaczawskiego i izerskiego.

Pod względem litologicznym są to monotonicznie wykształcone warstwy piasków i żwirów rzadko przewarstwione mułkami. Na ogół w osadzie tym dominują stojące, symetryczne struktury fałdowe. W pewnych strefach występują struktury świadczące wyraźnie o kompresji – nachylone i obalone fałdy (Fig. 18) oraz lokalnie występujące nasunięcia.

Średnie pomiary warstwowania sedimentacyjnego oraz powierzchni nasunięć zbliżone są do wartości 330/40.

ODTWORZENIE KIERUNKÓW NACISKU ŁĄDOŁODÓW

W opracowanych odsłonięciach wykonywano pomiary mezostruktur celem odtworzenia budowy wewnętrznej stref zaburzonych glaciektonicznie. Podstawowym celem analizy strukturalnej było odtworzenie głównych kierunków nacisku łądołodu. Najbardziej przydatnymi do odtworzenia kinematyki łądołodu są pomiary nasunięć, które pozwalają wyznaczyć główny kierunek kompresji. Z uwagi na to, że w niektórych odsłonięciach nie było wystarczającej ilości czytelnych nasunięć do analizy, wykorzystano również pomiary zaburzonego warstwowania sedimentacyjnego. W większości wypadków do przemieszczeń dochodziło wzdłuż granic litologicznych. W tych wypadkach orientacja warstwowania sedimentacyjnego i nasunięć jest analogiczna. Na podstawie pomiarów zaburzonej fałdowo powierzchni warstwowania można wyznaczyć osie antyklin i synklin, które również pozwalają na odtworzenie kierunków naprężeń. Pomiary uskoków normalnych, które powstawały najczęściej w wyniku procesu odprężenia nie mają większego znaczenia dla odtworzenia kinematyki procesów glaciektonicznych.

Orientacja mezostruktur glaciektonicznych na całym badanym obszarze jest zmienna (Fig. 19). Wyznaczyć jednak można odrębne rejony charakteryzujące się zbliżonymi wartościami pomiarów mezostrukturalnych.

W rejonie Wrocławia (rejon A) pomiary nasunięć grupują się wokół średniej 340/30. Na południowo-zachód od Kątów Wrocławskich (rejon B), orientacja upadu powierzchni tych struktur jest odmienna. Zapadają one w kierunku równoleżnikowym, na E i na W pod kątem 25-30°, co może wskazywać na równoleżnikowy kierunek nacisku łądołodu. Na południe od Wrocławia – w rejonie Sobótki i Wzgórz Strzelińsko-Strzegomskich pomiary mezostrukturalne (Krzyszowski, Karantier 2001) są bardziej zróżnicowane. Można je podzielić na w dwie grupy. Pomiary upadów nasunięć zapadają w kierunku NW-NNW, pokrywając się z przebiegiem głównych linii tektonicznych na krawędzi Sudetów. Opisano również nasunięcia przebiegające w tym samym kierunku biegu, ale mające przeciwny kierunek upadu. W niektórych odsłonięciach tego rejonu stwierdzono (Krzyszowski 1996) struktury wskazujące na NE kierunek nacisku (odsłonięcie w Rochowicach, Kunowie).

W rejonie Masywu Wądroża Wielkiego powierzchnie nasunięć zapadają w dwóch kierunkach – na NNW i SSE. Część z nich ma ten sam kierunek biegu, ale różnią się upadem. Obie grupy struktur tworzyły się w wyniku tego samego procesu glaciektonicznego – nacisku łądołodu z kierunku NNW. Wyjaśnienie tego zjawiska zostanie przedstawione w dalszej części artykułu.

W obrębie Wzgórz Strzegomskich, w rejonie Jaroszowa występują dwie generacje struktur glaciektonicznych: starsza związana z wkroczeniem łądołodu z kierunku NNE i młodsza z NE (Hałuszczak 2007).

W części zachodniej badanego obszaru, w rejonie Bolesławca dominują mezostruktury pokrywające się z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego i systemem uskoków Warta-Osiecznica. Odsłonięcia zlokalizowane były przeważnie w pobliżu wschodni utworów kredowych. Między Bolesławcem a Zgorzelcem w wielu odsłonięciach dominował kierunek przebiegu mezostruktur z NW-NNW na SE-SSE. W rejonie Węglińca i Wykrotów orientacja mezostruktur glaciektonicznych wskazuje na południkowy kierunek nacisku łądołodu. W rejonie Bolesławca występują struktury powstałe w wyniku nacisków z kierunku bardziej odchylonego na wschód – NNE.

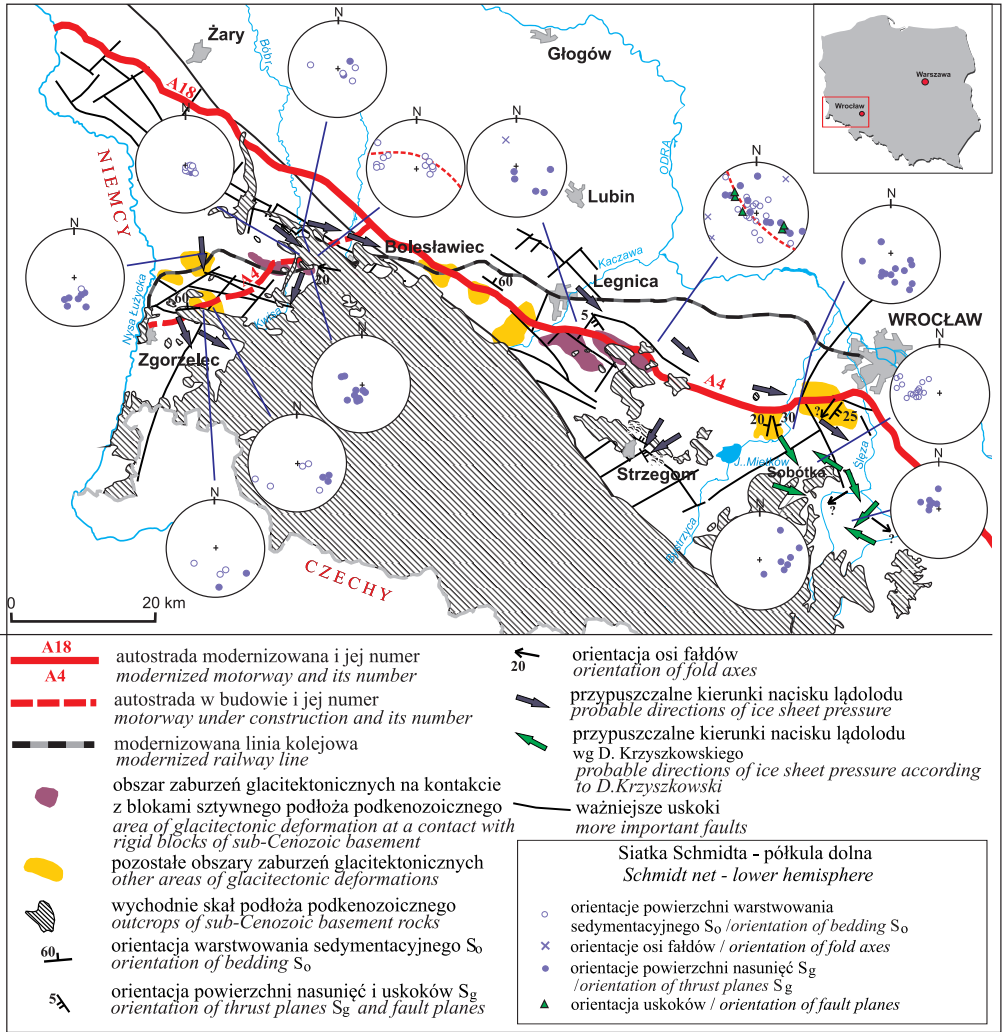


Fig. 19. Szkic orientacji struktur glacitektonicznych na tle aktywnych stref tektonicznych i wychodni skał podłoża
Fig. 19. A sketch of glacitectonic structures orientations against active tectonic zones and basement outcrops.

WNIOSKI

Badanie zjawisk glacitektonicznych na przedpolu Sudetów prowadzono wzdłuż budowanej autostrady A-4 i linii kolejowej między Wrocławem a Zgorzelcem, wykorzystując do analizy także wyniki badań z przylegających obszarów. W profilowanych skarpach na tym odcinku obserwowano liczne deformacje glacitektoniczne (Urbański 2009), co nie było wcześniej opisywane w literaturze naukowej. Zjawiska glacitektoniczne na całym tym obszarze odgrywają zaskakująco

dużą rolę. Praktycznie odnotowano je na większości obszarów wysoczyznowych.

Na intensywność i charakter deformacji miały wpływ różne czynniki. Jednym z bardziej istotnych były własności mechaniczne deformowanych osadów. Szczególnie podatne na deformacje okazały się utwory o dużej anizotropii własności mechanicznych poszczególnych składników litologicznych. W strefach silnego litologicznego zróżnicowania osadów obserwowano głównie deformacje nieciągłe: nasunięcia i łuski glacitektoniczne. Ten typ deformacji wynika przede wszystkim z bardzo

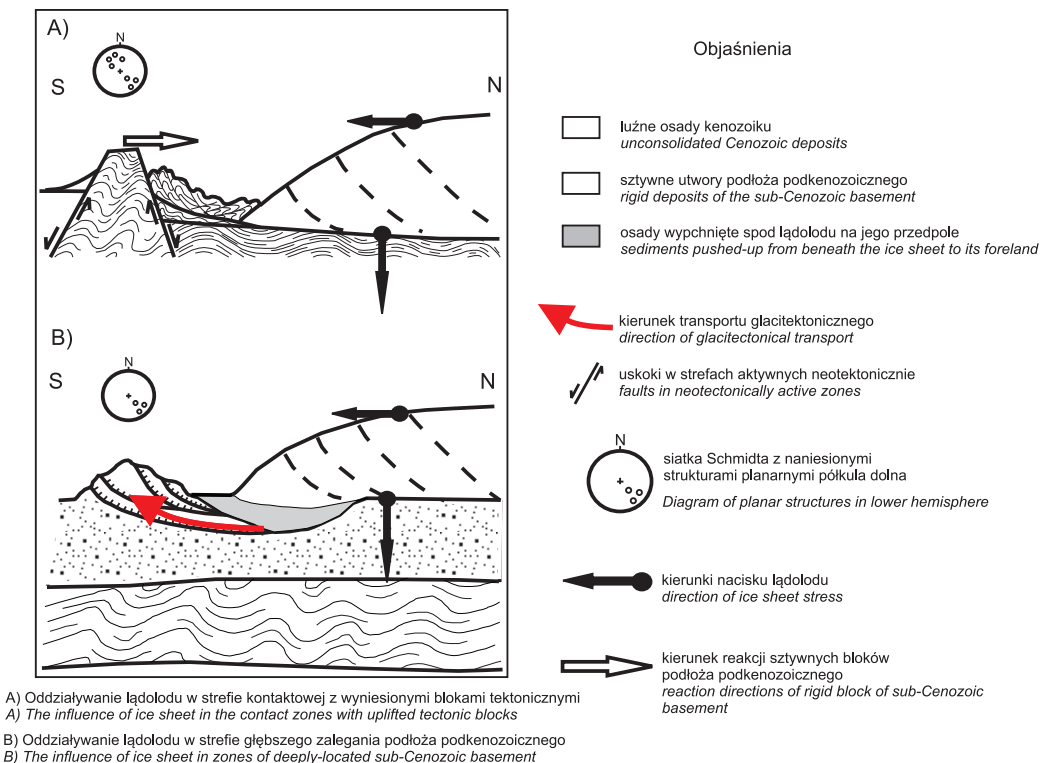


Fig. 20. Modele zaburzeń glacitektonicznych na obszarze przedgórze Sudeków.

Fig. 20. Models of glacial tectonic disturbances in the area of the Sudetic Foreland.

dużej różnicy własności plastycznych uwodnionych ilów i mułków formacji poznańskiej i zamaryniętych piasków wodnolodowcowych. Typowym przykładem intensywnych deformacji nieciągłych są zaburzenia serii osadowych, które przylegają do gnejsowego masywu Wądroża Wielkiego.

W monotonnie wykształconych seriach osadowych dochodziło przeważnie jedynie do szerokopromiennych deformacji fałdowych, co obserwowano w odsłonięciach w okolicach Bielawy Górnej (rejon H). Ze struktur nieciągłych występują tu jedynie uskoki normalne. Strefy nasunięć i fałdy obalone w tego typu osadach występują jedynie lokalnie.

Wyniki pomiarów mezostruktur glacitektonicznych w części wschodniej badanego obszaru, w rejonie masywu Wądroża Wielkiego i wychodni kredowych na zachód od Bolesławca wskazują na kierunek nasuwania się lądolodu z WNW ku ESE (Fig. 19). Na tych obszarach deformacje glacitektoniczne zachodziły głównie w strefach wyźwigniętego tektonicznie podłoża podkenozoicznego. Na przeszkodzie lądolodu stały kilku-

dziesięciometrowej wysokości bloki tektoniczne zbudowane ze starszego podłoża, które pełniły rolę masy oporowej (Fig. 20). W tych miejscach występują mezostruktury glacitektoniczne świadczące o silnej kompresji (vide Włodarski 2004). Nasunięcia mają podobny kierunek biegu, lecz często różnią się upadem. Jest to spowodowane reakcją sztywnych bloków utworów podkenozoicznych na naciski poziome. Dochodzi w tych strefach do horyzontalnego ściskania przy udziale przeciwnie skierowanych sił (Fig. 20).

Rozmieszczenie zębów tektonicznych miało wpływ również na lokalną zmianę kierunku przesuwania się lądolodu (Fig. 19). Wymuszało to przesuwanie się lądolodu zgodnie z tzw. kierunkiem sudeckim. Mobilność bloków tektonicznych była dodatkowo uaktywniana w wyniku obciążenia podłoża przez lądolód (vide Ber, 2000, Aber, Ber, 2007). Po jego ustąpieniu od schyłku zlodowaceń środkowopolskich zaznaczał się na tym terenie okres relaksacji podłoża.

W rejonie Węglińca podłoże mezozoiczne występuje przeważnie na większej głębokości i w mniejszym stopniu wpływało na kinematykę i dynamikę łądolodu. W morfologii terenu zaznaczają się ciągi wzgórz moren czolowych w Rejonie Czerwonej Wody i dalej w kierunku południowym aż do Bielawy i Sławnikowic (Wzgórze Sławnikowickie). Kształt wzgórz morenowych sugeruje kierunek południkowy nasuwania się łądolodu. Łądolód nie napotykał na swej drodze większych przeszkód morfologicznych stąd dominujący południkowy kierunek mezostruktur glaciektonicznych w tym rejonie.

Odmierna sytuacja występuje w rejonie Wrocławia (**Fig. 19**). Występuje tu duże zróżnicowanie orientacji struktur glaciektonicznych. Zaznacza się zarówno kierunek z północnego-zachodu typowy dla północnego obrzeżenia Wzgórz Strzegomskich ale zaznaczają się również inne kierunki transportu glaciektonicznego: południkowy, z NNE na NE oraz równoleżnikowe. Spowodowane może to być transgresją łądolodu w formie kilku łobów (Krzyszowski 1996) oraz blokowaniem przesuwającego się łądolodu przez Masyw Ślęży. Trudne do wytłumaczenia są równoleżnikowe oraz przebiegające z SE na NW kierunki nacisków, odtworzone na podstawie analizy strukturalnej. Mogą one być również reakcją sztywnego podłoża na transgredujący łądolód. Kierunek nacisku z północnego wschodu jest analogiczny jak w rejonie Jaroszowa i być może odzwierciedla inny etap deformacji niż opisane wyżej struktury. Zdaniem Hałuszczaka (2007) na obszarze Wzgórz Strzegomskich wyróżnić można dwie generacje zaburzeń glaciektonicznych: starsze struktury wskazujące na kierunek nacisku ku SSW i młodsze, związane z naciskiem ku SW.

Wiek deformacji glaciektonicznych na podstawie badań litopetrograficznych zdeformowanych glin zwałowych w rejonie Wądroża Wielkiego można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć na fazę transgresywną zlodowacenia odry (Urbański 2009). Podczas recesji łądolodu utworzył się górny, niezdeformowany poziom gliny zwałowej, który zalega powszechnie na zaburzonych glaciektonicznie osadach. Nie można wykluczyć również wariantu, że glina występująca w strukturach glaciektonicznych jest z tego samego okresu co zaburzenia glaciektoniczne, ale zdaniem autorów jest to mniej prawdopodobne z uwagi na obserwowane na skarpach wzajemne relacje osadów. W rejonie Jaroszowa starsze struktury związane

były ze zlodowaceniem san. Młodsza generacja struktur, na podstawie cech litopetrograficznych przykrywających je horyzontalnie niezaburzonych glin zwałowych, Hałuszczak (2007) przyporządkowuje zlodowaceniowi odry. W rejonie Sobótki Krzyszowski i Karantier (2001) powstanie zaburzeń glaciektonicznych na podstawie litopetrografii zdeformowanych glin zwałowych wiązały z młodszym zlodowaceniem południowopolskim.

W pozostałych badanych rejonach, z uwagi na silne wietrzenie utworów przypowierzchniowych, gliny nie nadawały się do badań litopetrograficznych. Brak było również innych osadów pozwalających w sposób pewny określić wiek zachodzących deformacji. Dlatego też trudno poza obszarem Wądroża Wielkiego, Jaroszowa i rejonu Sobótki mówić o wieku deformacji.

Różnice w ukierunkowaniu struktur glaciektonicznych utworzonych w czasie zlodowacenia odry na obszarze masywu Wądroża Wielkiego i w rejonie Jaroszowa zdaniem autorów oddają lokalne zmiany w kierunku nasuwania się łądolodu spowodowane oporem wyniesionych tektonicznie zrębów podłoża podkenozoicznego. Łądolód w czasie zlodowacenia odry, w porównaniu ze zlodowaceniami południowopolskimi, ze względu na mniejszą miąższość, bardziej dostosowywał swój przebieg od lokalnych barier morfologicznych.

LITERATURA

- Aber, J.S., Ber, A., 2007.** Glaciotectonism. Elsevier, Amsterdam.
- Badura, J., Przybylski, B., 1994.** Neotektoniczne uwarunkowania rzeźby wschodniej części przedpola Sudetów w świetle mapy zagęszczonych poziomic. *Zesz. Nauk. A.R. we Wrocławiu* 255, Konferencje, 173-185.
- Ber, A., 2000.** Plejstocen północno-wschodniej Polski w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 170, 1-89.
- Brodzikowski, K., 1984.** Deformacje metasedymentacyjne w osadach czwartorzędu okolic Jaroszowa. *Pr. Geogr. Uniw. Wrocł. Ser. A.*, 3, 17-57.
- Brodzikowski, K., Van Loon, J., 1984.** Sedymentologia i historia deformacyjna nieskonsolidowanych osadów czwartorzędu strefy Jaroszowa, *Geol. Sudet* 18, 123-195.
- Buksiński, S., 1965.** Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, arkusz Żarów, 54 pp.
- Czerwonka, J.A., Dobosz, T., Krzyszowski, D., 1997.** Till stratigraphy and petrography of the northern part of Silesia (southwestern Poland). *Kwart. Geol.*, 41, 2, 209-242.

- Dadlez, R., Jaroszewski, W., 1994.** Tektonika. Warszawa PWN.
- Dybor, S., 1993.** Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie, *Fol. Quatern.*, 64, 25-41.
- Eissmann, L., 1994.** Grunzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen*, 7, 55-135.
- Gizler, H., Winnicka, G., 1979.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Środa Śląska. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- Grocholski, A., 1977.** Uskok sudecki brzeżny a zagadnienia wulkanotektoniki trzeciorzędowej. *Acta Univ. Wratisl.*, 378, *Pr. Geol.-Miner.*, 6, 89-103.
- Haluszczak, A., 2007.** Poligeniza deformacji glacitektonicznych w utworach kenozoicznych kopalni Stanisław północ k. Ruska (blok przedsudecki) – wstępne wyniki badań. Uniwersytet Zielonogórski, Zeszyty Naukowe 134, Inżynieria Środowiskowa, 14, 61-74
- Krzyszowski, D., Czech, A., 1995.** Kierunki nasunięć lądolodu plejstocenijskiego na północnym obrzeżeniu Wzgórz Strzegomskich, Przedgórze Sudeckie. *Przegl. Geol.* 43, 647-651.
- Krzyszowski, D., 1993.** Sedymentacja fluwialna, glacyfluwialna i glacialna w dorzeczu Strzegomki na Przedgórzu Sudeckim. In: K. Mastalerz (ed.). *Baseny sedymentacyjne: procesy, osady, architektura; przewodnik II krajowego spotkania sedimentologów*, Wrocław 4-7 września 1993, pp. 7-35.
- Krzyszowski, D., 1996.** Glacitectonic deformation during the Elsterian ice-sheet advance at the northwestern margin of Sudetic Foreland, SW Poland. *Boreas* 25, 209-226.
- Krzyszowski, D., Allen, P., 2001.** Quaternary stratigraphy and sediment deformation of the Jarosław zone, Sudetic Foreland, southwestern Poland. in: Krzyszowski D. (red.) *Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the Sudetic Foreland*, Wind-Wrocław, pp. 3-24.
- Krzyszowski, D., Karantier, M., 2001.** Neogene and Pleistocene stratigraphy of the northeastern foreland of the Mount Ślęża Massif, Southwestern Poland. W: D. Krzyszowski red. *Late Cainozoic stratigraphy and palaeogeography of the Sudetic Foreland*. Wind-Wrocław, pp. 91-108.
- Labno, A., 1988.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Leśnica. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- Migoń, P., 2006.** Łądolód skandynawski na Dolnym Śląsku. w: Fabiszewski J., (red.) *Przyroda Dolnego Śląska* PAN, Wrocław, pp. 148-150.
- Migoń, P., Krzyszowski, D., Gogół, K., 1998.** Geomorphic evolution of the front of the Sudetes between Dobromierz and Paszowice and adjacent areas, with particular reference to the fluvial systems. *Geol. Sudet.*, 31, 2, 289-305,
- Migoń, P., Lach, J., 1998.** Geomorphological evidence of neotectonics in the Kaczawa sector of the Sudetic marginal fault, southwestern Poland. *Geol. Sudet.*, 31, 2, 307-316.
- Oberc, J., 1972.** Budowa geologiczna Polski, T. 4. *Tektonika*, cz. 2. *Sudety i obszary przyległe*. Wyd. Geol. Warszawa.
- Piwocki, M., Ziemińska-Tworzydło, M., 1995.** Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Nizu Polskim. *Biul Państw. Inst. Geol.*, 417, 169-208
- Sadowska, A., 1977.** Roślinność i stratygrafia górnomiocenijskich pokładów węgla Polski południowo-zachodniej. *Acta Paleobot.*, 18, 1, 87-122.
- Szczepankiewicz, S., 1961.** The plains of Wrocław and Świdnica and edge of the Sudetes. *INQUA VI Congress Guide-Book of Excursion B.*, pp. 7-18.
- Urbański, K., 1999.** Tunnel valleys and alluvial fans in the western Sudetic Foreland (southwestern Poland): the lithostratigraphy of Quaternary deposits. *Geol. Sudet.*, 32, 2.
- Urbański, K., 2009.** Deformacje glacitektoniczne na przedpolu Sudetów w obrębie blokowych jednostek tektonicznych rejonu Wądroża Wielkiego. *Prace PIG*, 194 pp.
- Urbański, K., 2010.** Deformacje glacitektoniczne na przedpolu Sudetów – wyniki badań geologicznych prowadzonych na inwestycjach liniowych. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Zielonogórskiego 139, Inżynieria Środowiska 19*, pp.105-118.
- Urbański, K., Kowalska, A., Horbowy, K., Przybylski, B., Badura, J., Cwojdzński, S., 2004.** Kartograficzne prace pilotażowe wzdłuż budowy autostrady A4 między Legnica a Wrocławiem. *Prz. Geol.*, 52, 5, 393.
- Włodarski, W., 2004.** Tectonic control of glacially induced deformation within Kleczew Graben Zone (Konin, Great Poland). *Geolines* 17, 99-100.
- Wójcik, J., 1985.** Kierunki nasunięć lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w świetle składu petrograficznego moren między Kotliną Jeleniogorską a blokiem Gór Sowich. *Kwart. Geol.*, 29, 437-457.

WSPÓŁCZESNE, NATURALNE I ANTROPOGENICZNE DEFORMACJE POWIERZCHNI SKORUPY ZIEMSKIEJ NA OBSZARZE DOLNEGO ŚLĄSKA

Recent, natural and anthropogenic deformations of the Earth crust surface in Lower Silesia, SW Poland

Stefan Cacoń, Bernard Kontny

Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Instytut Geodezji i Geoinformatyki,
ul. Grunwaldzka 53, 50-357 Wrocław, e-mail: stefan.cacon@up.wroc.pl, bernard.kontny@up.wroc.pl

Słowa kluczowe: powierzchnia skorupy ziemskiej, deformacje endogeniczne i antropogeniczne, strefy uskokowe
Keywords: *Earth's crust surface, endogenous and anthropogenic deformations, fault zones*

Streszczenie Współczesna aktywność geodynamiczna na obszarze Dolnego Śląska objawia się pionowymi ruchami powierzchni skorupy ziemskiej osiągającymi prędkość -4 mm/rok. Geodezyjne pomiary satelitarne GPS prowadzone w okresie ostatnich dwudziestu lat na poligonach geodynamicznych oraz w regionalnej sieci GEOSUD wykazują również kilkumilimetrowe przemieszczenia poziome. Obserwacje względnych przemieszczeń bloków skalnych prowadzone przy użyciu szczelinomierzy rejestrują przemieszczenia wielkości dziesiętnej części milimetra. Połączone w jeden system kontrolno-pomiarowy obserwacje zmian struktur geologicznych w Sudetach i na bloku przedsudeckim potwierdzają, że ruchy tektoniczne na tym obszarze, których ostatnia kulminacja miała miejsce w neogenie, ciągle trwają. Liczne obiekty inżynierskie (kopalnie podziemne i odkrywkowe, zapory wodne i składowiska odpadów przemysłowych, kamieniołomy, aglomeracje miejsko-przemysłowe) są zagrożone uaktywnianiem się uskoków tektonicznych. W niniejszej pracy przedstawiono rezultaty badań deformacji powierzchni skorupy ziemskiej Dolnego Śląska pochodzenia endogenicznego oraz przykłady zmian antropogenicznych.

Abstract Contemporary geodynamic activity in the area of the Lower Silesia is manifesting itself with vertical movements of the surface of the earth's crust achieving velocity - 4 mm/year. Geodetic satellite GPS measurements carried out during the last twenty years on geodynamic research areas and in the GEOSUD regional network also show a few millimetre horizontal movements. Observations of relative movements of rock blocks realized with the use of crack gauges register movements of fractional parts of a millimetre. Combined, in a unified control-measurement system, observations of changes of geological structures in the Sudeten Mts. and the Fore-Sudeten Block confirm that tectonic movements in this area, which the last culmination had in the Neogene, still last the place. Numerous engineering objects (underground and opencast mines, dams and an industrial waste stockpiles, quarries, municipal-industrial urbanized areas) are carrying becoming active of tectonic faults. In this work, results of Earth crust surface deformations in Lower Silesia of endogenous origin and examples of anthropogenic changes are presented.

WSTĘP

Obszar Dolnego Śląska obejmuje trzy duże jednostki tektoniczne uformowane głównie w okre-

sie ruchów młodopalpejskich. Sztynna masa skał krystalicznych rozbita została na bloki tektoniczne: Sudetów, bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej, rozdzielone przez sudecki uskok

brzeżny i strefę uskokuń środkowej Odry. W obrębie poszczególnych bloków rozpoznane zostały liczne, mniejsze strefy uskokuwe, rowy i zręby tektoniczne. Największe nasilenie rozwoju tych struktur miało miejsce w miocenie i pliocenie (Dybor, 1993).

O tym, że ruchy tektoniczne na tym obszarze nie zostały zakończone, świadczą trzęsienia ziemi rejestrowane w zapisach historycznych od X wieku, a także współcześnie odnotowywane na stacjach sejsmicznych. Potwierdzają to także: aktywność hydrotermalna, wystąpienia wód mineralnych i dane geodezyjne z okresu ostatnich 140 lat, dotyczące rezultatów powtarzanych pomiarów w ciągach niwelacji precyzyjnej I i II klasy.

Od początku lat czterdziestych XX wieku prowadzone są z udziałem autorów badania geodezyjne na 7 lokalnych poligonach geodynamicznych oraz w regionalnej sieci GEOSUD (GEOdynamika SUDetów), obejmującej obszar Dolnego Śląska. W tych badaniach zastosowano własny system kontrolno-pomiarowy łączący okresowe obserwacje geodezyjne (niwelacja precyzyjna), satelitarne GPS, grawimetryczne i ekstensometryczne (szczelinomierz TM-71).

Rezultaty badań wykazują naturalne (endogeniczne) ruchy pionowe i poziome w różnych rejonach Sudetów, bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej, szczególnie w strefach tektonicznych. Aktywność uskokuń uwidacznia się również w rejonie obiektów inżynierskich, takich

jak: kopalnie podziemne i odkrywkowe, zapory wodne, a także w rejonach aglomeracji miejsko-przemysłowych. Rejestrowane istotne zmiany powierzchni skorupy ziemskiej na tych obiektach mają związek z wpływami antropogenicznymi. Wyniki tych prac badawczych, mające znaczenie poznawcze oraz użytkarne, są przedmiotem rozważań w niniejszym opracowaniu.

PIONOWE RUCHY POWIERZCHNI SKORUPY ZIEMSKIEJ NA OBSZARZE DOLNEGO ŚLĄSKA

Spśród metod geodezyjnego wyznaczenia pionowych ruchów skorupy ziemskiej najwyższą dokładnością charakteryzuje się precyzyjna niwelacja geometryczna. Opiera się ona na cyklicznie powtarzanych pomiarach wysokości reperów usytuowanych na liniach niwelacyjnych. Błędy średnie pomiarów sieci niwelacji państwowej I klasy, których wyniki się zachowały, mieszczą się w granicach od ok. 1,3–2,0 mm/km, dla pomiarów wykonywanych w latach siedemdziesiątych XIX wieku, do ok. 0,4–1,0 mm/km, dla pomiarów w latach pięćdziesiątych i siedemdziesiątych XX wieku oraz na przełomie ubiegłego i obecnego stulecia.

Powtarzane pomiary w ciągach niwelacji precyzyjnej I i II klasy, wykonywane w okresie od lat siedemdziesiątych XIX wieku, stanowiły podstawę do określenia powierzchniowych ruchów pionowych skorupy ziemskiej dla obszaru Polski,

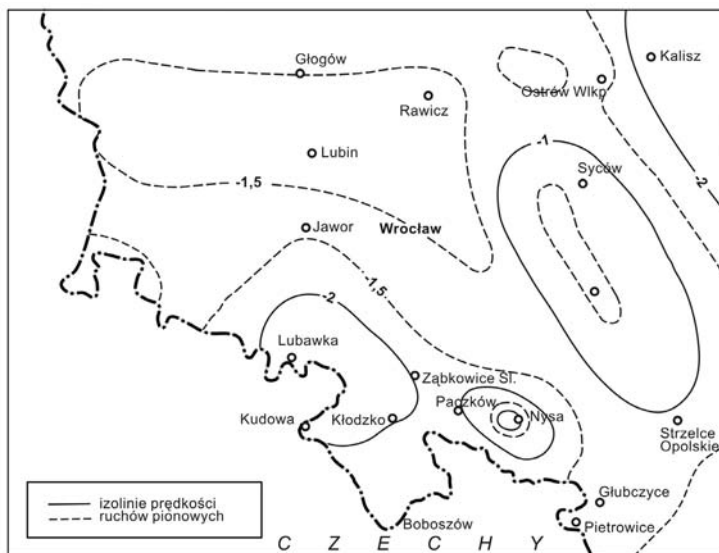


Fig. 1. Fragment mapy pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej w Polsce dla obszaru Dolnego Śląska (Wyryzkowski, 1985)

Fig. 1. Fragment of the map of vertical movements of the Earth's crust surface in Poland for Lower Silesia (Wyryzkowski, 1985)

przedstawionych w postaci map izolinii prędkości ruchów pionowych. Do chwili obecnej wykonano trzy takie mapy, dwie przez Wyrzykowskiego (1971, 1985) oraz jedną przez Kowalczyka (2006). Mapa z 1971 roku opierała się na wynikach pomiarów z lat 1871–1882, 1926–1937 i 1952–1956. Nowsza mapa z 1985 roku uwzględnia również cykl pomiarowy z lat 1975–1977. Na **Fig. 1**, stanowiącej fragment mapy pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej w Polsce (Wyrzykowski, 1985), przedstawiono izolinie prędkości tych ruchów na obszarze Dolnego Śląska. Według Wyrzykowskiego cały obszar Polski południowo-zachodniej podlega obniżaniu z prędkością od 1 do 2 mm/rok, a w rejonie rowu tektonicznego Paczkowa nawet do 4 mm/rok. Największe zmiany pionowe reperów zarejestrowano w mieście Nysa (-93 mm w okresie 1953–1975). Pionowe ruchy skorupy ziemskiej na obszarze Sudetów i ich przedpola, wyznaczone z powtarzanych pomiarów państwowej sieci wysokościowej, charakteryzują się - poza anomalią w rejonie Nysy - małym gradientem poziomym prędkości pionowych oraz brakiem korelacji z przebiegiem nieciągłości tektonicznych, co wskazywałoby na ich małą aktywność w czasach współczesnych. Jednakże analizy pomiarów niwelacyjnych wykorzystanych przez Wyrzykowskiego (do opracowania mapy z 1971 roku), przeprowadzone przez Oberca i Woźniaka (1978) oraz Cacoń (1980) wykazały niepełną ich przydatność do badania ruchów pionowych.

Wykazano, że przebieg ciągów niwelacyjnych wiodących wzdłuż znanych dyslokacji (często wzdłuż skrzydeł zrzuconych) nie daje możliwości właściwej interpretacji wyników pomiarów.

W ramach badań geodynamicznych Masywu Śnieżnika (Cacoń i in., 1996b) przeprowadzono analizę zmian wysokościowych w ciągach niwelacji precyzyjnej przebiegających wokół masywu po polskiej i czeskiej stronie granicy. Zmiany wysokości w okresie 22–28 lat (wyniki pomiarów z lat od 1948 do 1975) odniesione do dwóch reperów przyjętych za stałe (Ząbkowice Śl. i Vlaske) wskazują na wyraźnie większe wypiętrzanie zachodniej części obszaru badań (Kłodzko +0,5 mm/rok, Bystrzyca Kłodzka +0,7 mm/rok, Boboszwów +0,9 mm/rok) w stosunku do jego części wschodniej (Jesenik ok. 0 mm/rok, Nysa -4 mm/rok). Wyniki te w pełni korespondują z mapą prędkości pionowych ruchów skorupy ziemskiej, jaką dla terytorium Czech opracował Vyskočil (2002).

Najnowsze wyniki wyznaczenia współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski podał Kowalczyk (2006). Na podstawie powtarzanych pomiarów w ciągach państwowej niwelacji precyzyjnej, wykonanej w latach 1974–1982 oraz 1997–2003, opracował on mapę prędkości współczesnych ruchów pionowych interpolowanych z danych punktowych metodą kolokacji najmniejszych kwadratów. Fragment tej mapy, obejmującej obszar Dolnego Śląska, pokazano na **Fig. 2**.

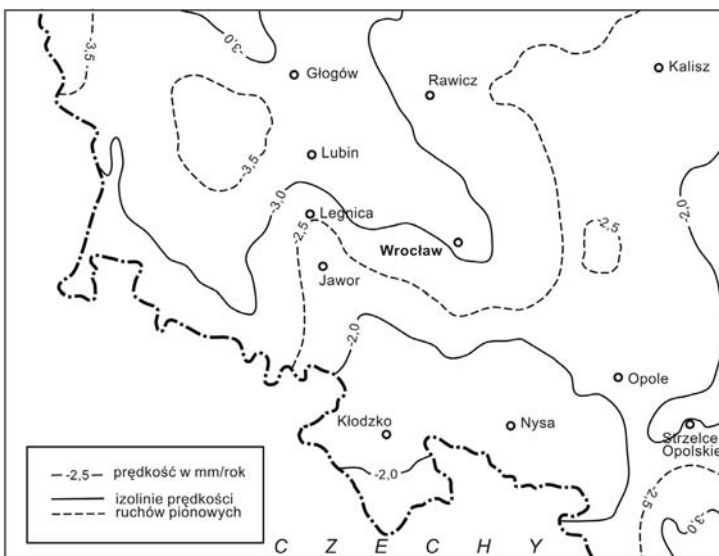


Fig. 2. Fragment mapy pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej w Polsce dla obszaru Dolnego Śląska (Kowalczyk, 2006)

Fig. 2. Fragment of the map of vertical movements of the Earth's crust surface in Poland for Lower Silesia (Kowalczyk, 2006)

Przedstawione na mapie rezultaty charakteryzują rozkład powierzchniowy ruchów pionowych powierzchni skorupy ziemskiej w odniesieniu do mareografu umieszczonego na polskim wybrzeżu Bałtyku we Władysławowie. Według tego opracowania współczesne ruchy pionowe powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze południowo-zachodniej Polski wynoszą od ok. $-1,5$ mm/rok do ok. $-3,5$ mm/rok. W odróżnieniu od wyników Wyrzykowskiego (1985), nie wykazano tu istotnych, lokalnych anomalii w rejonie rowu Paczkowa. Południowo-wschodnia część regionu charakteryzuje się znacznie mniejszymi osiadaniami niż część północno-zachodnia (rejon LGOM).

Szczegółową analizę zmian wysokościowych na ciągach państwowej sieci niwelacji precyzyjnej I i II klasy przechodzących przez sudecki uskok brzeżny przedstawił Kapłon (2008). Wyznaczone prędkości ruchów pionowych wykazują znacznie większą zmienność wartości po stronie skrzydła wiszącego uskoku, niż po stronie skrzydła zrzuconego. Odmienny jest także charakter zmian pionowych. W części północno-zachodniej uskoku osiadaniami wykazują repery po stronie skrzydła wiszącego, a w części południowo-wschodniej - repery po stronie skrzydła zrzuconego. Względny pionowy ruch skrzydeł uskoku osiąga wartości ok. $0,1$ mm/rok, co koresponduje z wynikami badań geologicznych (Zuchiewicz, 1995; Zuchiewicz i in., 2007).

POZIOME DEFORMACJE POWIERZCHNI SKORUPY ZIEMSKIEJ NA OBSZARZE DOLNEGO ŚLĄSKA

Badania poziomych ruchów skorupy ziemskiej technikami satelitarnymi (GPS) na obszarze Dolnego Śląska zostały zapoczątkowane przez zespół badaczy ówczesnej Akademii Rolniczej we Wrocławiu (obecnie Uniwersytet Przyrodniczy) na lokalnych poligonach geodynamicznych w Sudetach i na bloku przedsudeckim (rys. 3), w latach dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku (Cacoń, 1994). Po raz pierwszy technikę GPS zastosowano na poligonie „Masyw Śnieżnika” wspólnie z czeskim zespołem badawczym z Brna (Cacoń i in., 1996b). Kampanie, które odbyły się w latach 1992 i 1993, obejmowały swoim zasięgiem całą sieć po obu stronach granicy, jednakże w latach późniejszych prowadzono je oddzielnie po stronie polskiej i czeskiej. Wyniki opracowania dziesięcioletnich ciągów czasowych zmian składowych

wektorów sieci nie wykazały istotnych deformacji powierzchniowych (Cacoń i in., 2004).

W celu uzupełnienia pomiarów niwelacyjnych w rejonie od Ząbkowic Śląskich do Nysy założono lokalny poligon geodynamiczny „Rów Paczkowa”. Sieć ta składała się z 15 punktów pomiarowych do obserwacji satelitarnych oraz grawimetrycznych. Opracowanie wyników pięciu kampanii pomiarowych, zapoczątkowanych w roku 1993 i prowadzonych w kolejnych latach do roku 1997, wykazało wyraźną deformację kompresyjną i niewielkie wypiętrzenie części zachodniej. Estymację poziomych prędkości punktów wykonano dla połączonych poligonów „Rów Paczkowa” i GEOSUD (Kontny, 2003) na podstawie pomiarów z lat 1997-2001. Rezultaty potwierdziły tendencje kompresyjne obszaru sieci, a względne poziome prędkości punktów wschodniej części sieci (w kierunku zachodnim) oszacowano na ok. $1-2$ mm/rok.

Lokalny poligon geodynamiczny „Góry Stołowe” założony został w 1993 roku po obu stronach polsko-czeskiej granicy. Sieć badawcza GPS, składająca się z 10 punktów (z których 8 znajduje się na terytorium Czech), pomierzona została w latach: 1993, 1994, 1996, 2002 i 2009. Przemieszczenia względne punktów wyznaczone na podstawie wymienionych pomiarów nie wykazują istotnych wartości na tym obszarze (Cacoń i in., 2010).

Kolejnym poligonem geodynamicznym, prowadzonym przez wrocławski zespół badawczy jest sieć „Karkonosze” założona w roku 2000. Składająca się z 19 punktów sieć obejmuje swoim zasięgiem takie struktury, jak: uskoki śródsudecki, uskoki brzeżny Karkonoszy oraz inne, mniejsze jednostki tektoniczne. Okresowe kampanie pomiarowe GPS wykonano w latach 2001, 2002 i 2003, a wstępne wyniki opublikowano m.in. w pracy Kontnego i in. (2004). Stwierdzono, że większość punktów sieci charakteryzuje się niewielkimi prędkościami ruchu, mieszczącymi się w granicach dokładności wyznaczeń. Wektory prędkości przekraczające podwójny błąd średni wyznaczenia obliczono jedynie dla niektórych punktów położonych w części zachodniej i środkowej obszaru. Kierunki i wartości prędkości punktów nie wykazują jednak wyraźnych korelacji z ich położeniem względem głównych struktur tektonicznych obszaru.

Geodynamiczne badania regionalne na obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego zapoczątkowano w roku 1996. Charakterystyka sieci GEOSUD przedstawiona została w pracach Cacoń i Dyjora (2000) oraz Kontnego (2003). Dla potrzeb tej

sieci zaadaptowano część punktów z istniejących, lokalnych poligonów badawczych oraz założono również nowe punkty w zachodniej części obszaru (Fig. 3). Pomiary GPS oraz grawimetryczne w tej sieci wykonywano w cyklu rocznym do 2002 roku, a na wybranych punktach kontynuowane są nadal.

Kompleksową analizę wyników pomiarów z lat 1996–2002 przedstawiono w pracy Kontnego (2003). Nawiązanie obserwacji prowadzonych w sieci regionalnej do wybranych stacji permanentnych IGS/EPN (International GNSS Service/European Permanent Network) umożliwiło wyznaczenie prędkości w układzie globalnym ITRF (International Terrestrial Reference Frame) i ich redukcję do prędkości lokalnych za pomocą modelu geokinematycznego APKIM2000 (Drewes, Angermann, 2001). Wyniki opracowania sesji dobowych za pomocą programu BERNESE (Hugentobler i in. 2001) stanowiły podstawę estymacji składowych prędkości punktów oraz korekt centrów fazowych anten satelitarnych. Zastosowano liniowy model prędkości punktów oraz zmodyfikowaną przez au-

tora (Kontny, 2003) metodę M-estymacji odporną na błędy grube. Wyznaczone składowe wektorów prędkości liniowego ruchu punktów pomiarowych stanowiły podstawę przeprowadzonych analiz deformacji obszaru badań. W ich wyniku stwierdzono, że obszar polskich Sudetów i bloku przedsudeckiego podlega kompresji z dominującymi, ujemnymi odkształceniami liniowymi (ściskanie) w kierunku NE-SW, a największym deformacjom ulega strefa kontaktowa obu bloków obejmująca obszar uskoku sudeckiego brzeżnego oraz rowów przedsudeckich.

Analizy rozszerzone o wyniki następnych kampanii pomiarów okresowych GPS przedstawiono m.in. w pracach Kontnego (2004), Cacoń i in. (2005) oraz Bosego i in. (2006). W zasadzie potwierdziły one ogólny charakter zmian tektonicznych obszaru, przy czym względne prędkości poziomych ruchów punktów badawczych, wyznaczone z dłuższego okresu obserwacji, wykazują znacznie wyższą dokładność wyznaczeń oraz mniejsze wartości (Fig. 4).

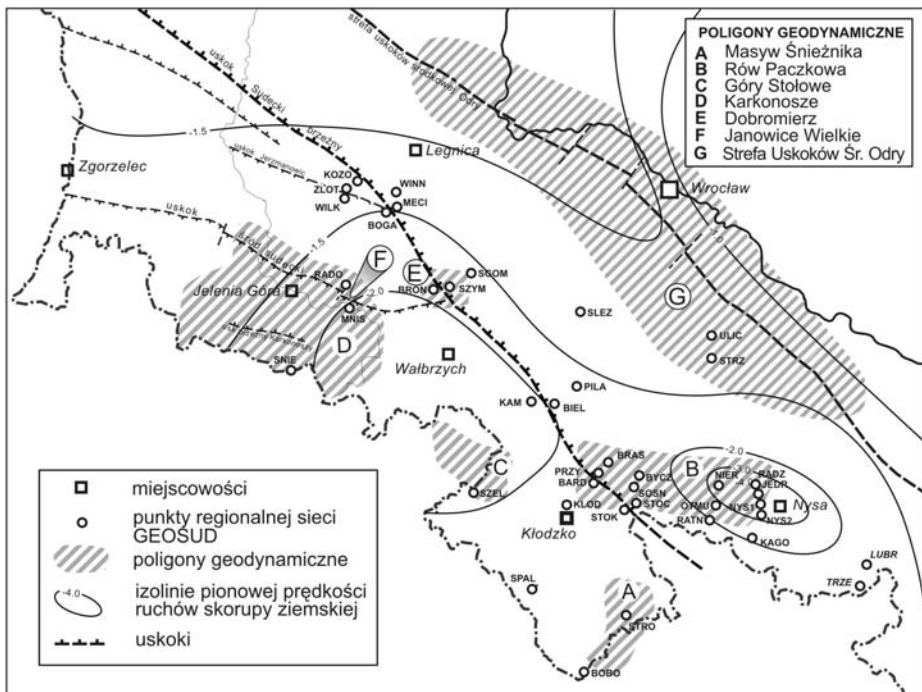


Fig. 3. Lokalizacja poligonów geodynamicznych i punktów sieci GEOSUD na tle tektoniki obszaru (tektonika wg Dyjora, 1997)

Fig. 3. Location of the geodynamic test areas and GEOSUD network points against the background of the area's tectonic structure (tectonics according to Dyjor, 1997)

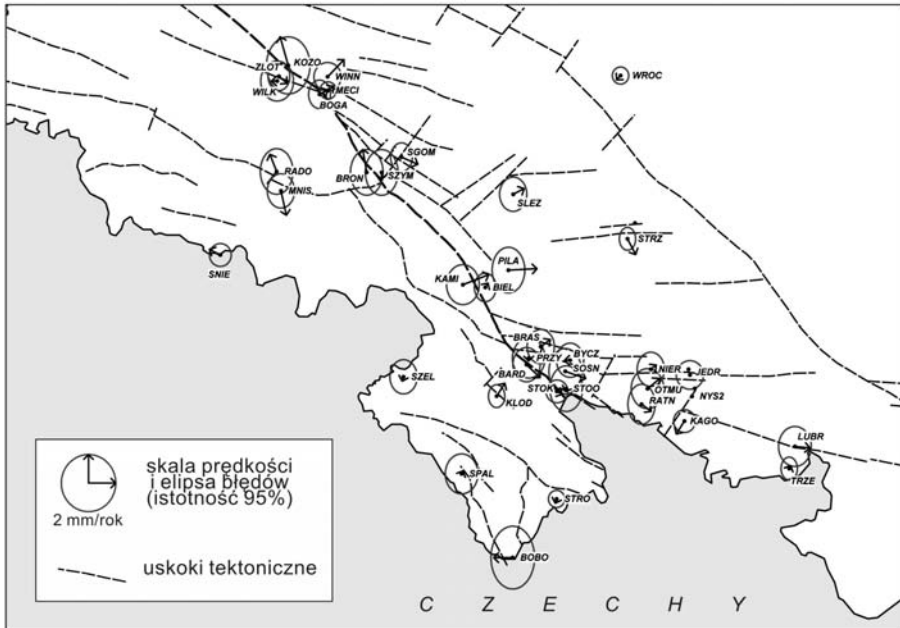


Fig. 4. Wektory prędkości poziomych punktów sieci GEOSUD (Bosy i in., 2006)

Fig. 4. Vectors of horizontal velocities of the GEOSUD network points (Bosy et al., 2006)

Na podstawie poziomych prędkości rezydualnych wyznaczonych w sieci GEOSUD opracowano model deformacji poziomych obszaru (Cacoń i in., 2005). Model ten przedstawiono na rys. 5. Blokowa budowa obszaru Polski południowo-zachodniej oraz jego skomplikowana tektonika powoduje, że

obraz deformacji poziomych nie jest regularny. Obszary największej kompresji występują w środkowej części sudeckiego uskoku brzeżnego oraz zachodniej części rowu Paczkowa. Największe odkształcenia ekstensyjne występują w obrębie niecki śródsudeckiej i rowu górnej Nysy.

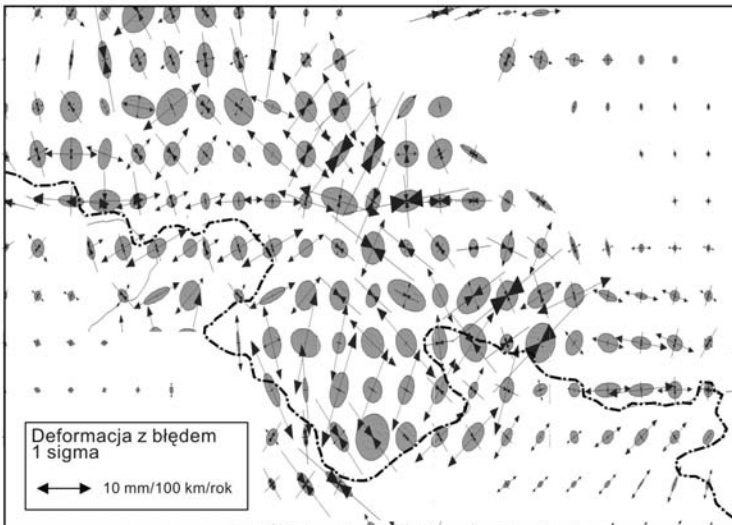


Fig. 5. Pole odkształceń poziomych obszaru sieci GEOSUD (Cacoń i in., 2005)

Fig. 5. Horizontal strain field for the GEOSUD network area (Cacoń et al., 2005)

Najdłuższy, jak dotąd, ciąg danych z pomiarów okresowych GPS do analizy współczesnej aktywności tektonicznej sudeckiego uskoku brzeżnego wykorzystał Kapłon (2008). Analiza przeprowadzona na podstawie wyników obserwacji z lat 1996–2007 wykazała, że obecną aktywność tektoniczną uskoku można uznać za słabą lub umiarkowaną, a większe wartości zmian poziomych niż pionowych nie potwierdzają w zasadzie spodziewanego normalnego charakteru uskoku. Wskazano też na prawdopodobny lewoprzesuwczy charakter ruchów poziomych.

Powierzchniowy model wektorowego pola deformacji poziomych na obszarze Dolnego Śląska na podstawie obserwacji GPS z okresu 1997–2007 wykonanych w sieci GEOSUD przedstawił również Zajac (2009). Do tego celu wykorzystano narzędzie „*toolbox grid_strain*” (Teza i in., 2008). Na **Fig. 6** pokazano wektory odkształceń głównych tylko w tych elementach siatki GRID, w których osiągnęły one wielkości istotne statystycznie. Wyznaczony model kinematyki badanego obszaru nie odbiega w sposób zdecydowany od modeli wyznaczonych we wcześniejszych pracach, gdyż opiera się na tych samych danych pomiarowych. Stwierdzono, iż w obszarze badań występują istotne wartości przemieszczeń i odkształceń, dla których główne kierunki zachodzących zmian są zgodne ze współczesnym reżimem tektonicznym obszaru Europy (Jarosiński i in., 2006). Relatywnie większe wartości poziomych odkształceń

liniowych, w większości kompresyjnych, daje się zauważyć w zachodniej części badanego obszaru, w okolicach Barda, Ząbkowic Śląskich oraz rowu Paczkowa.

ANTROPOGENICZNE DEFORMACJE NA POWIERZCHNI SKORUPY ZIEMSKIEJ DOLNEGO ŚLĄSKA

Obszar Dolnego Śląska to duże zagłębienie surowcowe w Polsce. Prowadzona tu była i jest nadal prowadzona górnicza eksploatacja podziemna i odkrywkowa złóż węgla kamiennego i brunatnego, rud miedzi oraz surowców budowlanych i drogowych. Skutki tej działalności powodują zmiany naprężeń w górotworze, które objawiają się w postaci przemieszczeń i odkształceń powierzchni terenu. Dotyczy to obszarów nad podziemnymi wyrobiskami, a także w ich otoczeniu. Podobnie reagują tereny wokół odkrywkowej eksploatacji minerałów. Ubytkowi mas w górotworze towarzyszą zjawiska sejsmiczności indukowanej w strefach tektonicznych.

Antropogeniczne wpływy na deformacje powierzchni skorupy ziemskiej obserwuje się również na i w otoczeniu obiektów inżynierskich typu zapory wodne i zbiorniki odpadów przemysłowych, a także w aglomeracjach miejsko-przemysłowych. Spodziewać się można także deformacji powierzchniowych w utworach, których struktura zostanie naruszona w trakcie dużych inwestycji

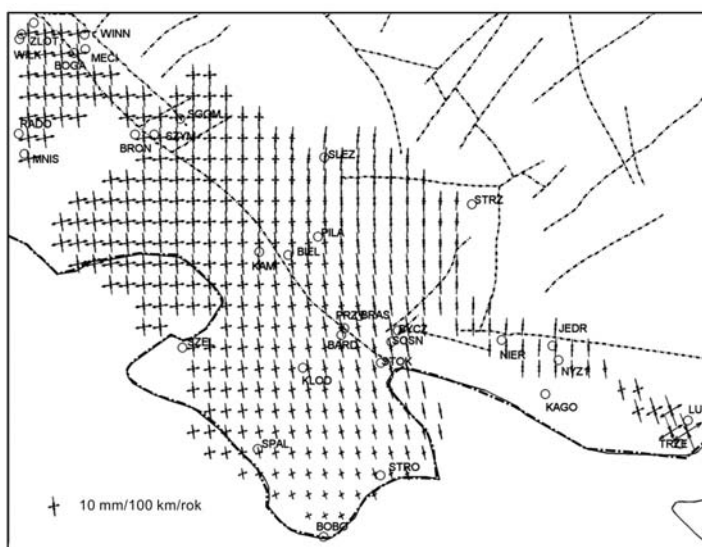


Fig. 6. Pole odkształceń poziomych obszaru sieci GEOSUD (Zajac, 2009)

Fig. 6. Horizontal strain field for the GEOSUD network area (Zajac, 2009)

autostradowych (oraz ich eksploatacji) przechodzących przez blok przedsudecki i Sudety.

W niniejszej pracy przedstawione zostaną niektóre przykłady deformacji antropogenicznych.

Aktywność tektoniczna wywołana obciążeniem górotworu przez zapórę i zbiornik wodny Nysa

Zapora i zbiornik Nysa, zlokalizowane w rowie Paczkowa, rozpoczęły działalność w 1971 roku. Inspiracją do oceny wpływu tego obiektu hydrotechnicznego na otaczający górotwór były rezultaty pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej w rowie Paczkowa przedstawione na mapie Wyrzykowskiego (1985) (por. **Fig. 1**). Szczegółowej analizie poddano archiwalne dane dotyczące powtarzanych pomiarów niwelacyjnych na linii Paczków-Nysa-Niwnica wykonywanych w latach 1926, 1953, 1975, 1994 i 1999 (**Fig. 7**). Anomalne osiadania reperów wykazano w rejonie zapory oraz w centrum miasta Nysa (-93 mm) oddalonego ok. 2 km od tego obiektu w 1975 roku

(4 lata po wybudowaniu zapory). Interpretacja geologiczna przyczyn tego zjawiska (Dyjur, 1993, 1997) wykazała, że zapora zlokalizowana została nad dwoma uskokiemi trzeciorzędowymi przecinającymi się pod zaporą, które prawdopodobnie uaktywniły się. Kolejnej analizie poddano rezultaty obowiązkowych pomiarów niwelacyjnych reperów na koronie zapory ziemnej (**Fig. 8**).

Wyniki tej analizy wykazały spodziewane i prawidłowe osiadanie ziemnej struktury zapory w okresie 1971-1984. W następnym okresie (1984-1994) prawy przyczółek zapory (5 reperów) w rejonie nad uskokiem „1” podniósł się w granicach +(5-6) mm (Cacoń, Deeb, 1996). Dotyczy to szczególnie wiszącego skrzydła tego uskoku. Naruszenie stabilności zapory potwierdziły również anomalne zmiany poziomu wody gruntowej w piezometrach na przedpolu tej części zapory. Na szczęście podjęte prace zabezpieczające zlikwidowały zagrożenie zapory. Potwierdziły to również rezultaty pomiaru niwelacyjnego linii Paczków-Nysa w w 1999 roku, co pokazano na **Fig. 7**.

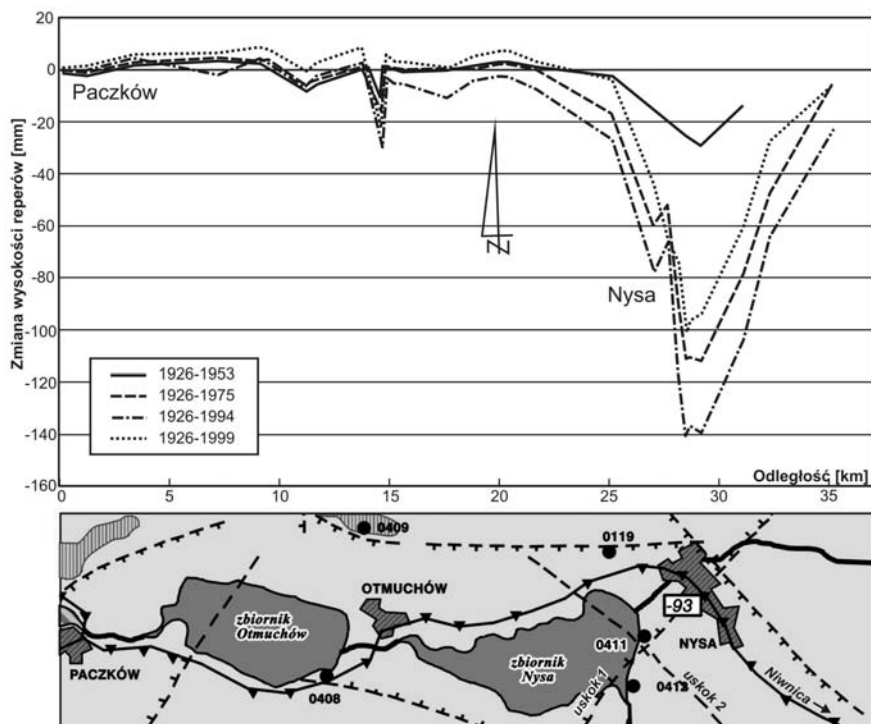


Fig. 7. Zmiany wysokości reperów na linii Paczków-Nysa-Niwnica w latach 1926–1999 (Cacoń, 2006)

Fig. 7. Changes of benchmark heights along the Paczków-Nysa-Niwnica line for the 1926–1999 period (Cacoń, 2006)

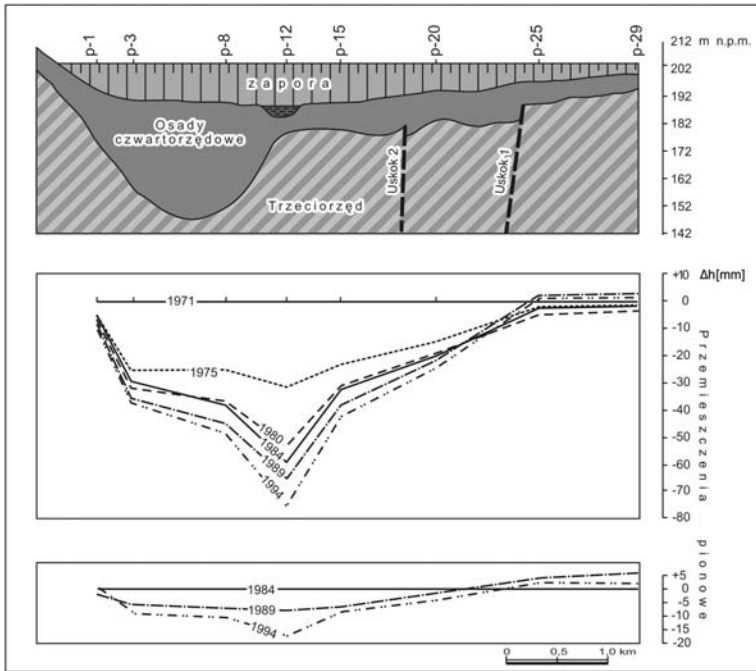


Fig. 8. Zmiany wysokości reperów kontrolnych na koronie zapory Nysa (Cacoń, Deeb, 1996)

Fig. 8. Changes of control benchmark heights on the Nysa dam crest (Cacoń, Deeb, 1996)

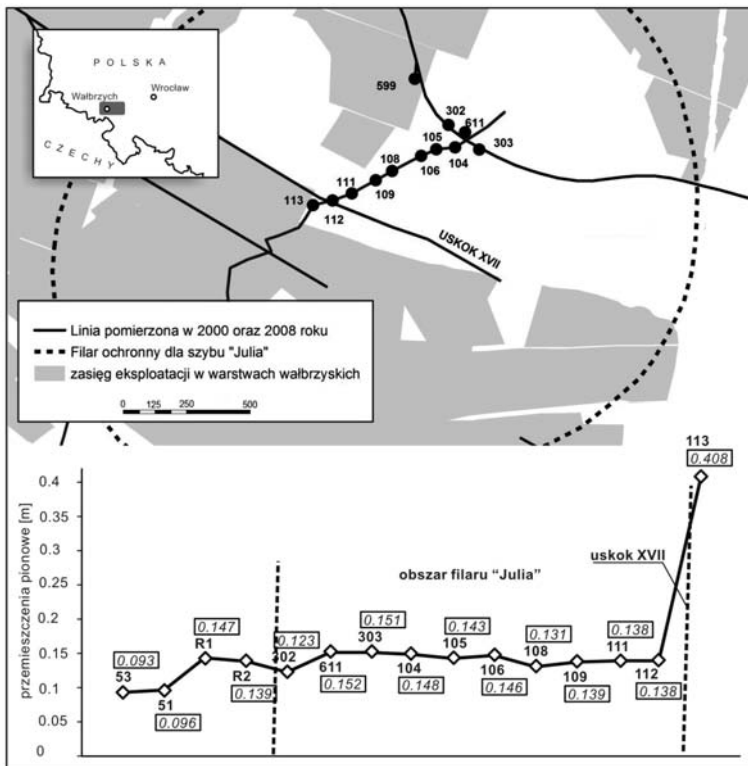


Fig. 9. Przemieszczenia terenu pokopalnianego w dawnym zagłębiu wałbrzyskim w okresie odnawiania poziomu wodonośnego (Milczarek, 2011)

Fig. 9. Movements of post-mining ground in the old Walbrzych basin in the period of ground water level restoration (Milczarek, 2011)

Aktywność tektoniczna górotworu po zakończeniu eksploatacji górniczej w dawnym zagłębiu wałbrzyskim

Eksploatacja podziemna węgla kamiennego, prowadzona przez kilka stuleci, została zakończona w końcu XX wieku. Proces rewitalizacji tego obszaru wykazuje anomalne zmiany na powierzchni górotworu o skomplikowanej budowie geologicznej. Dotyczy to szczególnie licznych stref tektonicznych. W okresie wielowiekowej eksploatacji osiadanie terenu osiągnęło kilkanaście metrów. Zaprzeszczenie eksploatacji i odwadniania górotworu spowodowało odnowienie poziomu wodonośnego. Procesowi temu towarzyszy podnoszenie powierzchni, co potwierdzają wyniki pomiarów niwelacyjnych fragmentu dawnego zagłębia (Milczarek, 2011). W analizowanym (przykładowym) rejonie, obejmującym obszar dawnej kopalni Thorez (filar Julia), gdzie eksploatację zakończono w 1997 roku, teren w okresie 2000–2008 podniósł się średnio w granicach do +15,2 cm (rys. 9). Anomalne zmiany zarejestrowano w strefie uskoku XVII, gdzie teren nad skrzydłem zrzuconym podniósł się o +40,8 cm. Świadczy to o niezakończonym procesie stabilizowania się tego rejonu Wałbrzycha. Informacja ta i podobne mają istotne znaczenie dla bezpieczeństwa nowych inwestycji budowlanych na terenach pokopalnianych. Szczególną uwagę należy poświęcić rejonom w otoczeniu stref tektonicznych.

Reakcja eksplozyjnej eksploatacji marmuru na środowiska przyrody nieożywionej Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie

Rezerwat przyrody nieożywionej „Jaskinia Niedźwiedzia” jest obiektem, który uzyskał klauzulę wysokiej rangi ochronnej. Ocena aktywności tektonicznej tego obiektu ma istotne znaczenie również dla bezpieczeństwa ruchu turystycznego w udostępnionej do zwiedzania środkowej partii jaskini. Dla realizacji tego zadania w 1983 roku rozpoczęto cykliczne, precyzyjne pomiary niwelacyjne wykonywane corocznie w sieci badawczej na powierzchni górotworu i we wnętrzu jaskini (Cacoń i in., 1996a). Maksymalne zmiany wysokości reperów na powierzchni i w jaskini, osiągające wartości $-(5-6)$ mm w okresie 1983–2010, nie stanowią o zagrożeniu obiektu. Pomiary te uzupełniają obserwacje względnych przemieszczeń bloków skalnych realizowane dwoma szczelinomierzami TM-71. Dokładność comiesięcznych odczytów tych instrumentów jest o jeden rząd wyższa niż ni-

welacji precyzyjnej (0,05 mm). Lokalizacja TM-71 w Korytarzu Wodnym i Zaułku Kaskad umożliwia śledzenie zmian przestrzennych w lokalnym układzie x, y, z po obu stronach uskoku, wzdłuż którego w środowisku złoza marmuru powstała największa pustka nazwana Salą Pałacową. Rezultaty tych obserwacji pokazano na **Fig. 10**.

Szczególną uwagę zwracają „piki” zmian względnych w kierunku osi y (wzdłuż biegu uskoku) i osi z (pionowej). Zarejestrowane w 1990 roku oscylacyjne zmiany wzdłuż osi y wielkości 0,4 mm mają związek z eksplozywną eksploatacją marmuru w pobliskim kamieniołomie Kletno I. Te, wprawdzie niewielkie, przemieszczenia skał po obu stronach uskoku potwierdziły zagrożenie dla naciekowej szaty jaskini. Obserwowano m.in. pękające misy martwicowe, z których odpływała woda, pył wapienny na styku ścieranych bloków marmuru. Raport w tej sprawie opublikowany w pracy Caconia i in. (1993) był podstawą do cofnięcia koncesji na dalszą eksploatację złoza w kamieniołomie Kletno I.

Godnym uwagi są pozostałe „piki” zmian w kierunkach osi y i osi z zarejestrowane w 1997 i 1999 oraz na przełomie 2004 i 2005 roku. Mają one prawdopodobnie związek z trzęsieniami ziemi w Iranie (1997), Turcji (1999) i w rejonie Sumatry (12.2004). Zarejestrowane skutki przejścia fal deformacji powierzchni skorupy ziemskiej po tych trzęsieniach są pochodzenia endogenicznego.

Zmiany powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Wrocławia

Powierzchnia skorupy ziemskiej na obszarze aglomeracji wrocławskiej po 1945 roku ulegała przemieszczeniom pionowym powodowanym procesami odgruzowania miasta po działaniach wojennych, a następnie nową zabudową. Przemieszczenia terenu w okresie 1968–1998 dochodzące do -62 mm w rejonie dzielnicy Krzyki potwierdzają te zmiany (Grzempowski, Cacoń, 2003). Kolejne analizy zmian wykonano na podstawie porównania rezultatów powtarzanych pomiarów 4 ciągów niwelacji precyzyjnej I i II klasy przechodzących przez Wrocław. Na przykładzie ciągu niwelacyjnego Ząbkowice-Wrocław-Syców zobrazowano przemieszczenia terenu w odniesieniu do budowy geologicznej (**Fig. 11**) rejonu Wrocławia (Grzempowski i in., 2009).

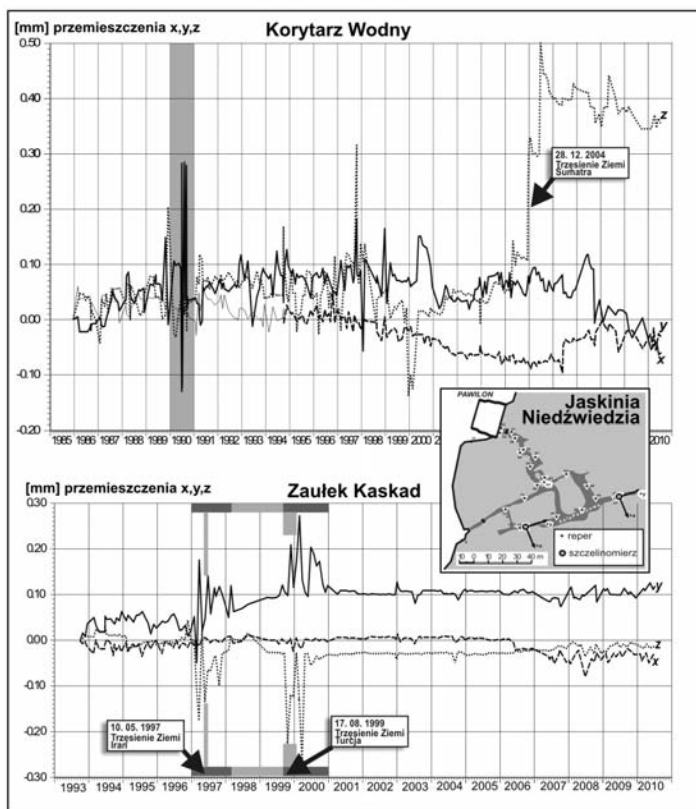


Fig. 10. Względne przemieszczenia bloków skorupowych obserwowane w Korytarzu Wodnym i Zaułku Kaskad Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie

Fig. 10. Relative movements of crustal blocks observed in the Water Corridor (Korytarz Wodny) and Alley of the Cascades (Zaułek Kaskad) in the Bear Cave in Kletno

Analizie poddano rezultaty pomiarów wykonanych w latach 1956, 1975 i 1999. Największe zmiany wysokości w całym okresie 1956–1999 osiągnęły wartość -102 mm. Ze wstępnej interpretacji wynika, że przyczyny tych zmian związane są z nałożonymi wpływami antropogenicznymi i wiekowymi ruchami powierzchni skorupy ziemskiej pochodzenia endogenicznego. Niewątpliwie wpływy technogenne, których charakter wymieniono powyżej oraz eksploatacja lokalnych ujęć wody dla celów przemysłowych są tu przeważające.

PODSUMOWANIE

Przedstawione rezultaty geodynamicznych badań geodezyjnych na obszarze Dolnego Śląska potwierdzają współczesną aktywność tektoniczną w Sudetach i na bloku przedsudeckim.

Ruchy pionowe powierzchni skorupy ziemskiej rejestrowane na podstawie powtarzanych pomiarów w ciągach niwelacji precyzyjnej I klasy osiągały wartości -4 mm/rok w rejonie rowu Paczkowa w okresie 1953–1975 (Wyrzykowski, 1985).

W następnym okresie (1975–2003) największe osiadania powierzchni skorupy ziemskiej, osiągające prędkości ruchów $-3,5$ mm/rok, odnotowano na zachodzie regionu (Kowalczyk, 2006). Badania geodynamiczne prowadzone na kilku poligonach lokalnych od początku lat dziewięćdziesiątych XX wieku, zespolone w 1996 roku w regionalną sieć GEOSUD, potwierdzają współczesną aktywność tektoniczną pochodzenia endogenicznego.

Deformacje antropogeniczne występują w rejonach obiektów inżynierskich oraz aglomeracji miejsko-przemysłowych (kopalnie podziemne i odkrywkowe, duże kamieniołomy, zapory wodne i składowiska odpadów przemysłowych, tereny dużych miast).

Cztery przykłady własnych badań geodezyjnych, przedstawione w niniejszym opracowaniu, potwierdzają istnienie deformacji technogenicznych uaktywniających uskoki tektoniczne. Należy zaznaczyć, że rejestrowane przemieszczenia poziome i pionowe punktów badawczych mogą stanowić sumaryczne wpływy endogeniczne i antropogeniczne, których „rozdzielenie” nie jest możliwe.

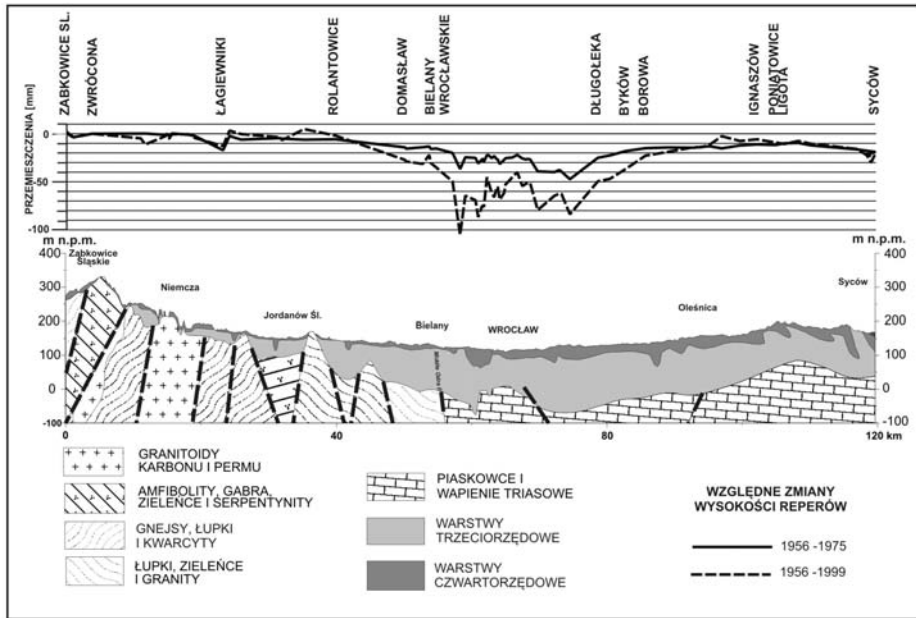


Fig. 11. Zmiany wysokości reperów w ciągu niwelacyjnym Zabkowice-Wrocław-Syców (Grzempowski i in., 2009)

Fig. 11. Changes of benchmark heights along the Zabkowice-Wrocław-Syców levelling line (Grzempowski et al., 2009)

LITERATURA

- Bosy, J., Kontny B., Cacoń, S., 2006. The Earth Crust Surface Movements in SW Poland from GPS and Levelling Data, *Reports on Geodesy*, 76, 1, 301-311.
- Cacoń S., 1980. Wybrane zagadnienia dotyczące sieci geodezyjnych do badania ruchów skorupy ziemskiej, *Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu, Rozprawy*, 74, 25, 1-146.
- Cacoń, S., 1994. Badania geodynamiczne Sudetów i Przedgórze Sudeckiego, *Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu*, 255, Konferencje, VII, 151-160.
- Cacoń, S., 2006. Współczesne zmiany powierzchni górotworu w rejonie zapory i zbiornika Nyskiego, referat na Posiedzeniu Komisji Urbanistyczno-Architektonicznej nt.: „Aktywność tektoniczna na obszarze miasta i gminy Nysa”, Nysa, 10.03.2006.
- Cacoń, S., Bosy, J., Kontny, B., 1999. The GPS levelling network in the conurbation of Wrocław, *Artificial Satellites, Journal of Planetary Geodesy*, 34, 3, 163-170.
- Cacoń, S., Ciężkowski, W., Don J., Hutnik R., Rippel J., 1993. Ocena wpływu działalności kamieniołomu marmuru w Kletnie na Jaskinię Niedźwiedzią, *Przegląd Geologiczny*, 5, 706-712.
- Cacoń, S., Deeb, F., 1996. Deformations of engineering objects and their effect on upper lithosphere layer in their vicinity – feedback, *Proceedings of the 8th International Symposium FIG on Deformation Measurements*, Hong Kong, pp. 345-350.
- Cacoń, S., Dyjor, S., 2000. Project of geodynamic investigations development in the Sudeten and adjacent areas, *Reports on Geodesy*, 53, 7, 132-140.
- Cacoń, S., Kaplon, J., Kontny, B., Weigel, J., Švábenský, O., Kopecký, J., 2010. Recent local geodynamics in the central part of the Stołowe Mts., *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 7, 3 (159), 335-342.
- Cacoń, S., Košťák, B., Mąkowski, K., 1996a. Deformacje górotworu Jaskini Niedźwiedziej wskutek antropopresji, [w:] Jahn A., Kozłowski S., Pulina M. (red.), *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*, Wyd. PAE S.A., Warszawa, 73-83.
- Cacoń S., Vyskočil P., Talich M., Bosy J., Kontny B., (2005). Deformation analysis of Polish Sudetes and Fore-Sudetic Block, *Reports on Geodesy*, 2 (73), 211-219.
- Cacoń S., Weigel, J., Švábenský O., Kontny B., Jarmroz O., (1996b). Geodynamika masywu Śnieżnika i obszarów przyległych, [w:] Jahn A., Kozłowski S.,

- Pulina M. (red.), *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*, Wyd. PAE S.A., Warszawa, s. 57-70.
- Drewes, H., Angermann, D., 2001.** The actual plate kinematic and crustal deformation model 2000 (APKIM 2000) as a geodetic reference system, *IAG 2001 Scientific Assembly*, Budapest, Hungary, 5-6.09.2001.
- Dyjur, S., 1993.** Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie, *Folia Quaternaria*, 64, 25-44.
- Dyjur, S., 1997.** Neotektonika – mapa 1:100000, w: Pawlak W. (red.), *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*, Uniwersytet Wrocławski, Pracownia Atlasu Dolnego Śląska.
- Grzempowski, P., Badura, J., Cacoń, S., Przybylski, B., 2009.** Recent vertical movements in the Wrocław section of the middle Odra fault zone, *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 6, 3, 339-349.
- Grzempowski, P., Cacoń, S., 2003.** Analysis and interpretation of vertical ground movements in Wrocław, *Acta Montana, Ser. A, Geodynamics*, 24, 131, 143-151.
- Cacoń, S., Švábenský, O., Kontny, B., Weigel, J., Jamroz, O., Ćmielewski, K., Bosy, J., Kapłon, J., Machotka, R. 2004.** Deformation analysis of the upper part of the Earth crust in the Sněžnik Massif (Polish and Czech sides between 1993 and 2003), *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1, 3, 59-67.
- Hugentobler, U., Sacher, S., Fridez, P., 2001.** Bernese GPS Software Version 4.2, Astronomical Institute, University of Bern, Switzerland.
- Jarosiński, M., Beckman, F., Bada, G., Cloetingh, S., 2006.** Redistribution of recent collision push and ridge push in Central Europe: insights from FEM modeling, *Geophys. J. Int.* (2006) 167, pp. 860–880
- Kapłon, J., 2008.** Analiza współczesnych ruchów tektonicznych sudeckiego uskoku brzeżnego, *Rozprawa doktorska*, maszynopis, Instytut Geodezji i Geoinformatyki, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, 1-112 pp.
- Kontny, B., 2003.** Geodezyjne badania współczesnej kinematyki głównych struktur tektonicznych polskich Sudetów i bloku przedsudeckiego na podstawie pomiarów GPS, *Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu*, Nr 468, Wydział Inżynierii, Kształtowania Środowiska i Geodezji, Rozprawy, CCII, 1-146 pp.
- Kontny, B., 2004.** Is the Sudetic Marginal Fault still active? Results of the GPS monitoring 1996-2002, *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1, 3, 35-39.
- Kontny, B., Bosy, J., Mąkowski, K., 2004.** Local Geodynamic Network KARKONOSZE – the results of three years of measurements and first interpretations, *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1, 3, 83–89.
- Kowalczyk, K., 2006.** Modeling the vertical movements of the earth's crust with the help of the collocation method, *8 Bilateral Poland-Italy Geodetic Meeting*, Wrocław, 22-24.06.2006.
- Milczarek, W., 2011.** Analiza zmian powierzchni górotworu po zakończonej eksploatacji górniczej w wybranym rejonie dawnego Wałbrzyskiego Zagłębia, *Rozprawa doktorska*, maszynopis, Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, Politechnika Wrocławska, 1-162 pp.
- Oberc, J., Woźniak, J., 1978.** Ocena pionowych ruchów skorupy ziemskiej w Polsce południowo-zachodniej w świetle polewanych materiałów niwelacyjnych, *Kwartalnik Geologiczny*, 22, 3, 215-226.
- Teza, G., Pesci, A., Galgaro, A., 2008.** Grid_strain and grid_strain3: software packages for strain field computation in 2D and 3D environment, *Computers & Geosciences*, 34, 9, 1142-1153.
- Vyskočil, P., 2002.** Maps of annual velocities of vertical movements at the territory of the Czech Republic, *Reports on Geodesy*, 61, 1, 125-132.
- Wyrzykowski, T., 1971.** Mapa współczesnych bezwzględnych prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski w skali 1: 2500000, Instytut Geodezji i Kartografii, Warszawa.
- Wyrzykowski, T., 1985.** Mapa współczesnych bezwzględnych prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski w skali 1: 2500000, Instytut Geodezji i Kartografii, Warszawa.
- Zajac, M., 2009.** Modelowanie kinematyki punktów pomiarowych na podstawie ciągów czasowych współrzędnych stacji permanentnych i okresowych GPS na przykładzie sieci GEOSUD, *Praca doktorska*, maszynopis, Instytut Geodezji i Geoinformatyki, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu.
- Zuchiewicz, W., 1995.** Neotectonics of Poland: state-of-the-art review, *Folia Quaternaria*, 66, 7-37.
- Zuchiewicz, W., Badura, J., Jarosiński, M., 2007.** Uwagi o neotektonice Polski: wybrane przykłady, *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 425, 105-128.

WODY PODZIEMNE PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ CZEŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA

Groundwater of north-western part of Lower Silesia

Mirosław Wąsik, Henryk Marszałek, Stanisław Staško, Robert Tarka

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski
pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław*

*miroslaw.wasik@ing.uni.wroc.pl; henryk.marszalek@ing.uni.wroc.pl;
stanislaw.stasko@ing.uni.wroc.pl; robert.tarka@ing.uni.wroc.pl*

Słowa kluczowe: wody podziemne, wodonośność, skład chemiczny, NW Dolny Śląsk

Keywords: *groundwater, water bearing capacity, chemical composition, NW Lower Silesia*

Streszczenie W artykule omówiono na tle budowy geologicznej występowanie wód podziemnych w formacji kenozoicznej oraz w osadowych utworach kredy i triasu w NW części Dolnego Śląska. Wskazano na zróżnicowany stopień hydrogeologicznego rozpoznania obszaru. Szczegółowo opracowano charakterystykę wód w piętrach czwartorzędu, neogenu-paleogenu oraz pięter przedkenozoicznych. Przytoczono dane o monitoringu oraz o wysokich zasobach wód podziemnych, wskazując na niski stopień ich wykorzystania. Omówiono wielkość zasilania i podatność na zanieczyszczenia wód podziemnych.

Abstract Geological background and occurrence of groundwater in the Cainozoic formation and in Cretaceous and Triassic aquifer in NW part of the Lower Silesia has been presented. The varied level of diagnosis identification and description of hydrogeological conditions to the significant depth in the area of Legnica-Głogów Copper Mine region is illustrated. In details the characteristics of the groundwater occurrence in Quaternary and Neogene-Paleogene aquifers have been described. Data for the monitoring and high groundwater resources are provided and indicated a low rate of exploitation. Discussion on groundwater recharge and vulnerability to contamination is also discussed.

WSTĘP

Fragment Dolnego Śląska na styku Ziemi Lubuskiej i Wielkopolski rzadko był przedmiotem regionalnych opracowań hydrogeologicznych, aż do czasu realizacji Map hydrogeologicznych Polski w różnych skalach. W wielu opracowaniach kartograficznych, takich jak Atlasy Nizy Polskiego pod redakcją Bojarskiego (1996), czy też w nowszym Atlasie zasobów geotermalnych (Górecki red., 2006), obszar ten jest pomijany. Stąd też autorzy zdecydowali się poświęcić nieco więcej uwagi tej części Dolnego Śląska. W artykule opisano warunki występowania wód podziemnych w północno-zachodniej części Dolnego Śląska

między Odrą i Nysą Łużycką na zachód od linii Legnica – Głogów (**Fig. 1**).

Zróżnicowanie morfologiczne omawianego terenu wynika z obecności dominujących w krajobrazie obszarów równinnych Niziny Śląskiej związanych z działalnością wodno-lodowcową i rzeczną, oraz podrzędnie wysoczyzn lodowcowych, reprezentowanych przez Wzniesienia Żarskie i Wzgórza Dalkowskie, stanowiące część Wału Trzebnickiego. Całość rozcięta jest współczesnymi i kopalnymi dolinami rzecznyymi, z których główną rolę w drenażu obszaru odgrywa rzeka Odra wraz z jej głównymi dopływami: Nysą Łużycką, Bobrem i Kaczawą (**Fig. 1**).

W omawianym obszarze wielkość zasilania opadowego zmienia się od 700 mm, w jego południowej części przy granicy z Sudetami, do 550 mm na granicy Dolnego Śląska i Wielkopolski (Sadowski, 1994).

W budowie geologicznej dominuje miększy kompleks pokrywy kenozoicznej, silnie zaburzony

glacitektonicznie, zalegający w części południowej na staropaleozoicznych utworach krystalicznych bloku przedsudeckiego, oraz w części północnej na permo-mezozoicznych osadach monokliny przedsudeckiej (Fig. 2). Obie te jednostki podłoża podkenozoicznego rozdziela strefa uskoków środkowej Odry.

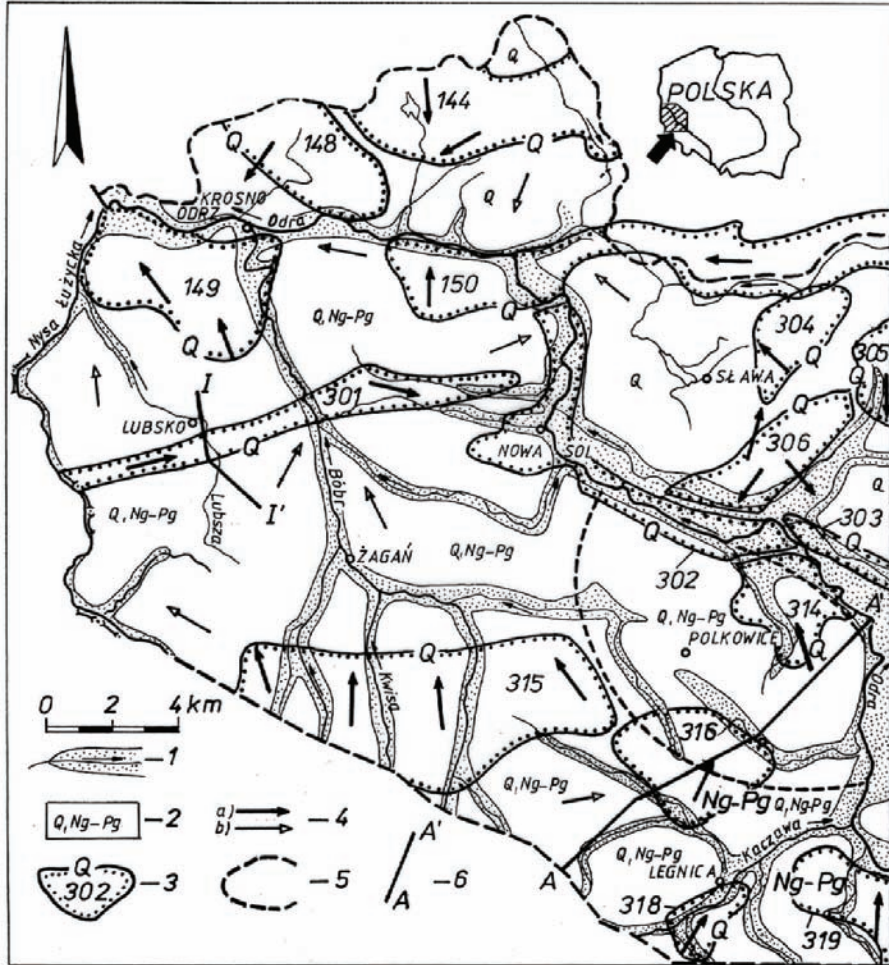


Fig. 1. Mapa występowanie głównych użytkowych poziomów wodonośnych w osadach kenozoicznych (Bocheńska, Kowalski, 1997; Kleczkowski, red., 1990 – zmienione).

1 – doliny rzecze; 2 – wiek użytkowych pieter wodonośnych; 3 – zasięg występowania GZWP; 4 – główne kierunki przepływu wód podziemnych: a – w granicach GZWP, b – poza GZWP; 5 – zasięg leja depresji wywołanego odwadnianiem kopalni KGHM; 6 – linie przekrojów.

Fig. 1. Map of the major usable aquifers in Cenozoic formation (after Bocheńska, Kowalski 1997; Kleczkowski ed. 1990 - modified).

1 – river valleys; 2 – age of usable aquifers; 3 – boundary of Major Groundwater Basins (MGWB); 4 – major groundwater direction flow: a – with MGWB, b – outside MGWB; 5 – mine depression cone; 6 – cross sections.

STAN ROZPOZNANIA HYDROGEOLOGICZNEGO NW CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA

Dokumentacje ujęć wód podziemnych stanowiły pierwsze prace hydrogeologiczne w okresie powojennym. Pierwsze próby regionalizacji i wskazania obszarów perspektywicznych dla zaopatrzenia ludności w wody opisuje Różycki (1955, 1976). Nowych informacji o warunkach hydrogeologicznych dostarczyły Przeglądowe Mapy hydrogeologiczne w skali 1:200 000, obejmujące m.in. arkusze Jelenia Góra (Michniewicz i in., 1980) i Zielona Góra (Jaworski i in., 1984). W ich objaśnieniach opisano warunki występowania wód podziemnych, a w tabelach zestawiono skład chemiczny w wybranych punktach formacji paleogenu i neogenu oraz czwartorzędu, rzadziej w skałach krystalicznych. Mapy pod redakcją C. Kolagi (1970) podają, poza ogólnym opisem, charakter utworów przypowierzchniowych, głębokość do pierwszego zwierciadła wód podziemnych, miąższość utworów wodonośnych w czwartorzędzie i wodoprzewodność użytkowych poziomów wodonośnych. Opis warunków hydrogeologicznych dotyczył płytko występujących formacji wodonośnych i nie przekraczał głębokości 50-100 m. W latach 1980-86 prowadzone były w południowej części bloku przedsudeckiego, pod kierunkiem Bocheńskiej (Bocheńska i in. 1989, 1994), badania nad modelem hydrogeologicznym. Efektem tych prac są pomiary i skrócone analizy chemiczne

wód oraz wyniki badań izotopowych, jak również opublikowane mapy (Bocheńska, Kowalski, 1997).

W tomie VII serii „Budowa geologiczna Polski – Hydrogeologia” analizowany obszar został zaliczony do subregionu północno-zachodniego (Michniewicz *et al.*, 1991, w: Malinowski red., 1991). Wskazano w nim na duże znaczenie wód piętra neogenu i paleogenu. W roku 1990 ukazała się Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych Polski (GZWP) w skali 1:500 000 (Kleczkowski, red., 1990), w której opisano największe i najbardziej zasobne struktury wodonośne zawierające najlepsze jakościowo wody podziemne. Pięć lat później podczas zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego zdjęto próbę podsumowania postępu i stopnia rozpoznania zarówno geologii, jak i wód podziemnych bloku przedsudeckiego. Prace opublikowane w tomie zjazdowym opisują wykształcenie głębszych formacji kenozoiku (Dyjur, 1995), wody podziemne i ich zagrożenie (Kryza, 1995) oraz liczbowe dane o wydajności formacji krystalicznych bloku, wskazując na niską (ok. 5,2 m³/h) wydajność studni (Staško, Tarka, 1995).

Najbardziej szczegółowe i nowoczesne opracowanie warunków hydrogeologicznych zawierają Mapy hydrogeologiczne Polski w skali 1:50 000, w tym kilkanaście arkuszy obejmujących analizowany obszar (Bielecka, 2003 a, b, c, Kielczawa, 2002, 2003, Kieńć, 2003, Wojtkowiak, 2004, Żuk, 2002, 2003). Jest to komputerowa nowoczesna wersja map z pełną charakterystyką głównego

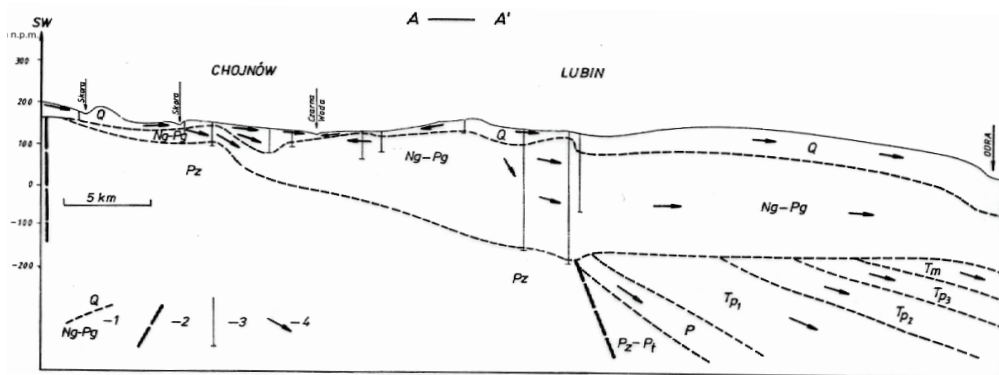


Fig. 2. Schematyczny przekrój (A-A') warunków hydrogeologicznych.

1 – granice stratygraficzne; 2 – uskoki; 3 – otwory wiertnicze; 4 – główne kierunki przepływu wód podziemnych.

Fig. 2. Schematic hydrogeological cross-section A-A'.

1 - stratigraphic boundaries; 2 - faults; 3 - drilled well; 4 - major groundwater direction flow.

użytkowego poziomu wodonośnego (o wydajności pojedynczej studni powyżej 5 m³/h), wraz z aktualnymi danymi o jakości wód podziemnych i ich zagrożeniu. Niestety, jak większość opracowań, zawierają raczej skromne informacje o wodach głębszego podłoża. Wydana w 2007 roku praca zbiorowa pod redakcją Paczyńskiego i Sadurskiego – Hydrogeologia regionalna Polski, podaje najnowszy przegląd wiedzy na temat warunków występowania wód podziemnych, w tym omawianego obszaru zawartego w subregionie środkowej Odry (Staśko i in., 2007). Badania głębszych formacji wodonośnych związane są głównie z rozpoznaniem złóż miedzi w legnicko-głogowskim okręgu miedzianym (l-g-o-m) (Piestrzyński i in., red., 2007).

WODY PODZIEMNE NW CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA

Zgodnie z aktualną regionalizacją zwykłych wód podziemnych Polski (Paczyński, Sadurski, red., 2007) analizowana część Dolnego Śląska położona jest w SW części prowincji niżej obejmującej fragmenty dwóch regionów: wielkopolskiego (IV) i dolnośląskiego (V). Biorąc natomiast pod uwagę regionalizację wód podziemnych w układzie zlewniowym obszar ten leży w północnym i południowym subregionie środkowej Odry.

Występowanie użytkowych poziomów wodonośnych w omawianym obszarze związane jest z utworami kenozoicznymi. Ich wodonośność zależy od rozprzestrzenienia i miąższości osadów przepuszczalnych oraz rozdzielających je serii słabo- i nieprzepuszczalnych. Całkowita miąższość kenozoiku zmienia się od około 230 m w rejonie Chojnowa do ponad 400 m w okolicach Chocianowa, gdzie osady czwartorzędu stwierdza się do głębokości 170 m (Malinowska-Pisz, 1998). Niżej leżące starsze piętra wodonośne nie mają znaczenia użytkowego, głównie ze względu na wysoką mineralizację wód.

Wody podziemne w utworach czwartorzędowych

Wodonośne piętro czwartorzędowe występuje na całym obszarze NW części Dolnego Śląska. Piętro to stanowi najczęściej wykorzystywany i stosunkowo najlepiej rozpoznany zbiornik wód podziemnych. W jego obrębie wyróżnić można trzy rodzaje struktur, w których występują zawodnione osady. Są to doliny rzeczne, doliny kopalne i pradoliny, oraz obszary wysoczyznowe, gdzie wodo-

nośne są osady fluwioglacjalne mające charakter pokrywowy lub międzymorenowy. W obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego wydziela się od jednego do trzech poziomów wodonośnych (Fig. 3).

Miąższość zawodnionych utworów czwartorzędowych wykazuje znaczne zróżnicowanie. Przeważnie mieści się w przedziale 15-40 m. Największe miąższości stwierdza się w obrębie dolin kopalnych (w strukturze kopalnej Chocianów-Gozdnica (GZWP 315) do 90 m, a w rejonie Dunina do głębokości 100 m p.p.t.) oraz rynnach subglacjalnych, gdzie osiagają ponad 60 m.

Zwierciadło wód czwartorzędowych w osadach dolin rzecznych oraz w utworach pokrywowych obszarów wysoczyznowych ma zazwyczaj charakter swobodny. Natomiast w dolinach kopalnych występuje zwierciadło naporowe, o ciśnieniach dochodzących maksymalnie do 30 m słupa wody. Przepływ wód podziemnych piętra czwartorzędowego odbywa się generalnie w kierunku północnym, północno-zachodnim i zachodnim, jednak w obrębie niektórych GZWP także w kierunku południowym (Fig. 1).

Znaczne zróżnicowanie litofacjalne osadów czwartorzędowych wpływa na dużą zmienność ich parametrów filtracyjnych. Struktury typu dolin kopalnych i współczesnych dolin rzecznych (m.in. dolina Nysy Łużyckiej i jej większych dopływów koło Przewozu i Gubina, kopalna dolina Nysy Łużyckiej od Przewozu do Nowogrodu oraz koło Sieniawy Żarskiej, pradolina barycko-głogowska koło Forstu, Lubska, Jasienia) zbudowane są głównie z osadów piaszczysto-zwirowych charakteryzujących się wartościami współczynnika filtracji od 0,3 do kilkuset m/d, przeważają jednak osady, dla których wyznaczone wartości k wynoszą od kilku do 20 m/d. W dobrze przepuszczalnych i miąższych osadach wartości przewodności hydraulicznej T osiagają bardzo wysokie wartości, powyżej 1000 m²/d, a w rejonie Lubska nawet ponad 10 000 m²/d.

Wydajności z pojedynczych otworów studziennych ujmujących wody czwartorzędowe kształtują się przeważnie na poziomie 10-50 m³/h. Lokalnie wyższe wydajności z pojedynczych studni, w przedziale od 50 do ponad 130 m³/h, rejestrowane są m.in. w rejonie miejscowości Pogorzelska, w dolinie kopalnej Potoczek-Jabłonna, a także w rejonie Lubska.

Decydującym czynnikiem w zasilaniu piętra czwartorzędowego jest infiltracja opadów atmosferycznych. Podrzedne znaczenie ma przeciekanie

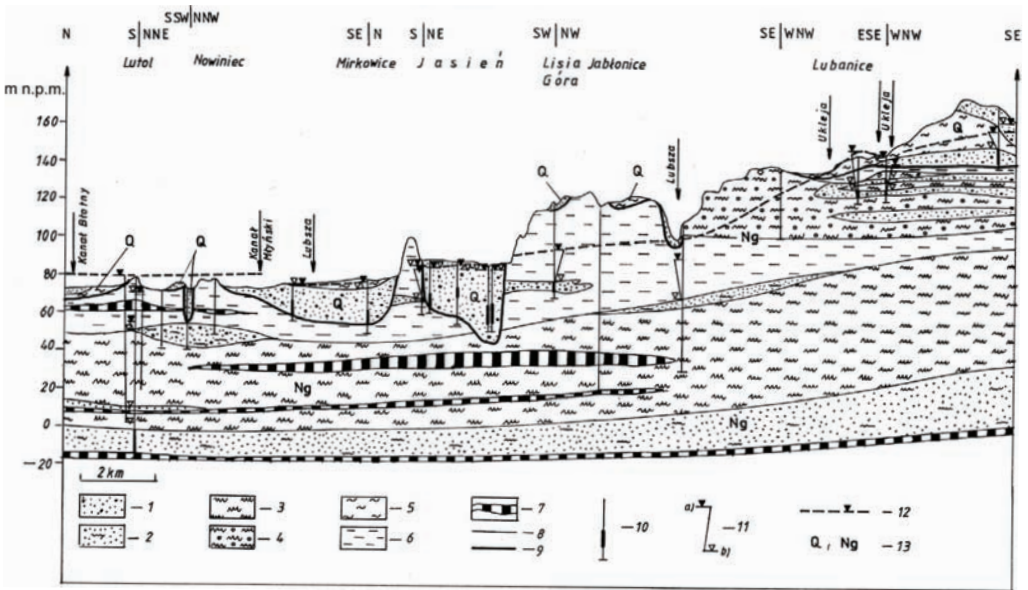


Fig. 3. Przekrój I-I': Schemat warunków hydrogeologicznych w obrębie utworów kenozoicznych.

1 – piaski i żwiry; 2 – piaski pylaste; 3 – mulki; 4 – mulki ze żwirem; 5 – gliny; 6 – ility; 7 – węgiel brunatny; 8 – granica między wydzieleniami litologicznymi; 9 – granica między osadami czwartorzędz i neogenu; 10 – otwór wiertniczy; 11 – zwierciadło wody: a – nawiercone, b – ustalone; 12 – zwierciadło wody w użytkowych poziomach wodonośnych; 13 – okresy stratygraficzne: Q – czwartorzędz, Ng – neogen.

Fig. 3. Geological cross-section I-I': Schematic hydrogeological condition in Cenozoic formation.

1 - sand and gravel; 2 - sand and silt; 3 - mud; 4 - mud and gravel; 5 - loam; 6 - clay; 7 - brown coal; 8 - boudary between formations; 9 - boundary between Quaternary and Neogen formations; 10 - drilled well; 11 - water table: a - water table met during drilling, b - stable; 12 - water table of main aquifer; 13 - stratigrafic formation age: Q - Quaternary, Ng - Neogene.

z głębszych poziomów wodonośnych neogeńskich i starszych, głównie w obrębie głęboko wciętych dolin kopalnych, oraz lokalnie infiltracja z rzek.

Wody podziemne czwartorzędowego piętra wodonośnego, jako najbardziej podatne na oddziaływanie czynników zewnętrznych, w tym również zanieczyszczeń docierających z powierzchni, charakteryzują się pewnym zróżnicowaniem składu jonowego. Kilkadziesiąt analiz chemicznych wód tego piętra daje podstawę do wyróżnienia ponad 10 typów wód (biorąc pod uwagę jony w ilościach przekraczających 20% mval ogólnej ich zawartości). Najczęściej występują wody typu HCO_3 - SO_4 -Ca-Mg i SO_4 - HCO_3 -Ca-Mg.

Sucha pozostałość wód podziemnych omawianego piętra wynosi przeciętnie 306,0 mg/dm³. Są to wody zwykle i akratopegi, chociaż miejscami występują wody o podwyższonej mineralizacji, przekraczającej normy dla wód pitnych. Anomalne wartości suchej pozostałości notowano w wielu rejonach analizowanego obszaru, m.in.

w rejonie Lubaska. Orientacyjny zakres tła dla suchej pozostałości określono na 150-350 mg/dm³ (Poprawski i in., 1997). Tło siarczanowe kształtuje się w przybliżeniu w przedziale 20-150 mg/dm³.

Twardość ogólna i odczyn pH wód piętra czwartorzędowego charakteryzują się dość dużą zmiennością. Pierwszy z tych wskaźników waha się od 0,4 do 21,3 mval/dm³, drugi natomiast od 3,8 do ponad 8. Przekroczenie dopuszczalnych wartości pH dotyczy zakresu 3,8-6,5, co obrazuje proces zakwaszenia wód, wywołany przypuszczalnie przez kwasy humusowe powstające w procesach rozkładu substancji organicznej. Orientacyjny zakres tła twardości ogólnej ustalono na 1,5-5,5 mval/dm³, w zakresie którego mieści się ok. 70% analiz. Na omawianym obszarze przeważają zatem wody miękkie i średnio twarde. Zgodnie z klasyfikacją Pazdry (Pazdro, Kozerski, 1990) wody twarde i bardzo twarde występują lokalnie w rejonie Lubaska.

Podwyższone wartości związków azotu (NH_4 , NO_2 , NO_3) stwierdza się na obszarach zagospodarowanych rolniczo, gdzie źródłem azotu są zanieczyszczenia hodowlane i rolnicze.

Pod względem zawartości jonów żelaza i manganu wody podziemne czwartorzędowego piętra wodonośnego znacznie przekraczają dopuszczalne stężenia, co zmusza do ich uzdatniania. Zawartość żelaza wynosi średnio $3,75 \text{ mg/dm}^3$, a manganu $0,35 \text{ mg/dm}^3$.

Wody podziemne w utworach neogenu-paleogenu

Osady neogenu-paleogenu występują w formie zwartej pokrywy, o miąższości wzrastającej w kierunku północnym do ponad 300 m, zalegającej na starszych utworach wieku od kredy do starszego paleozoiku. Reprezentowane są przez osady od eocenu do pliocenu. Ich rozpoznanie jest znacznie gorsze od osadów piętra czwartorzędowego. Wynika to z mniejszej liczby hydrogeologicznych otworów wiertniczych przewiercających osady tego piętra.

W profilu wyróżnia się maksymalnie do sześciu naporowych warstw wodonośnych wydzielonych w obrębie osadów miocenu oraz oligocenu. Utwory zawodnione stanowią przeważnie 30-45% ogólnej miąższości osadów neogenu-paleogenu. Znaczenie podstawowe ma poziom mioceniński, natomiast podrzędnie oligoceniński, który praktycznie nie jest eksploatowany. W obrębie poziomu miocenińskiego wydziela się zwykle 3 warstwy wodonośne. Górna związana jest z piaskami miocenu środkowego i górnego, środkowa z piaskami drobnymi i pylastymi miocenu środkowego, a dolna z piaskami o różnej gradacji oraz żwirami miocenu dolnego. W obrębie osadów oligocenu wodonośne są piaski średnie i drobne oraz mulkowate tworzące 2-3 warstwy wodonośne rozdzielone mulkami. W nadkładzie wodonośnych osadów miocenu i oligocenu występuje słabo przepuszczalny kompleks górnomiocenińskich i pliocenińskich ilów poznańskich o miąższości średnio 60-80 m, lokalnie nawet powyżej 100 m. W ich obrębie występują zawodnione soczewy i przewarstwienia piaszczyste. Ponad serią poznańską występuje seria piaszczysto-żwirowa Gozdniczy, w obrębie której wydziela się nieciągłe warstwy wodonośne, charakteryzujące się niewielkim zawodnieniem.

Zawodnione osady piaszczysto-żwirowe charakteryzują się wartościami współczynnika filtracji k w wysokości przeważnie 1-10 m/d. Większe war-

tości k (50-75 m/d) uzyskano w trakcie próbnych pompowań w rejonie Łęknicy, Bogumiłowa, Lipinek Łużyckich i Stargardu Gubińskiego. Naporowe poziomy wodonośne charakteryzują się ciśnieniami dochodzącymi do 160 m słupa wody w rejonie Lubska, przeważnie jednak 30-50 m słupa wody. Sporadycznie spotykane są wody artezyjskie: np. w rejonie Lubska (zwierciadło stabilizuje na poziomie +0,6 m n.p.t.), Czarnowic (+2,5 m n.p.t.), Koła (+1,0 m n.p.t.). Miąższość poszczególnych poziomów zmienia się od poniżej 1 m do 116 m. Przeciętnie wynosi ona 5 m. Występują one na głębokości od poniżej 2 do ponad 160 m p.p.t. Głębokość ustalonego zwierciadła wody również zmienia się w szerokim zakresie od 7,4 m n.p.t. do ponad 75 m p.p.t.

Odływ wód podziemnych odbywa się generalnie w kierunku NNE. Wartości przewodności hydraulicznej T wodonośnych poziomów neogenu-paleogenu przeważnie kształtują się w przedziale $10\text{-}50 \text{ m}^2/\text{d}$, lokalnie mogą być znacznie wyższe i osiągać kilkaset a nawet powyżej $1000 \text{ m}^2/\text{d}$. Piaszczyste osady wodonośne charakteryzują się wartościami współczynnika odśączalności gravitacyjnej w wysokości 0,12, a sprężystej $4 \cdot 10^{-4}$. Wydajności uzyskiwane przez otwory ujmujące wody neogenu oscylują przeważnie w granicach od kilku do $60 \text{ m}^3/\text{h}$, przy depresjach kilku-kilkunastu metrów. Tylko lokalnie uzyskuje się wyższe wydajności dochodzące do $80\text{-}100 \text{ m}^3/\text{h}$ (np. koło Łęknicy).

Zasilanie wód piętra neogenu-paleogenu odbywa się na drodze przeciekania z piętra czwartorzędowego. Jest to wynikiem układu ciśnienia wody w obu piętrach. Generalnie zwierciadło wód podziemnych w utworach czwartorzędowych występuje powyżej powierzchni piezometrycznej omawianego piętra. Ocenia się, że jego zasilanie na drodze przeciekania z utworów czwartorzędowych kształtuje się w wysokości około $0,04\text{-}0,05 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$. Piętro neogenu-paleogenu zasilane jest również poprzez dopływy z pięter wodonośnych leżących niżej, infiltrację opadów w rejonie wschodni utworów neogenińskich oraz dopływy boczne. Izolacja od góry poziomów wodonośnych zmienia się od 0 do ponad 130 m. Przeciętny czas migracji z powierzchni wynosi 140 lat. Wiek wód omawianego piętra został oszacowany metodą ^{14}C na kilka do kilkudziesięciu tysięcy lat.

Wody piętra neogenu-paleogenu są drenowane w skali regionalnej przez kopalnie KGHM. Największe wytworzone depresje osiągające ponad

200 m notuje się dla poziomu mioceńskiego i oligoceńskiego.

Wody podziemne piętra neogenu-paleogenu chemicznie należą do typu $\text{HCO}_3\text{-(SO}_4\text{)-Ca-(Na)}$ (wody pliocenu i miocenu) oraz typu $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ (wody oligocenu). Są to wody zwykle o suchej pozostałości w granicach od 50 do 350 mg/dm^3 . Lokalnie wartości suchej pozostałości (np. w okolicy Gubina) mogą osiągać wartości przekraczające 1000 mg/dm^3 . Anomaliom tym towarzyszą wyraźne anomalie chlorkowe oraz siarczanowe. Stężenia chlorków i siarczanów zwykle nie przekraczają odpowiednio 5-30 mg/dm^3 i 10-120 mg/dm^3 . W strefach anomalnych osiągają stężenia 400 mg/dm^3 i 300 mg/dm^3 . Wody tego piętra można określić jako miękkie i średnio twarde, ich twardość ogólna waha się w granicach 0,7-11 mval/dm^3 (średnio 3,34 mval/dm^3). Wody bardzo twarde (o twardości og. > 10 mval/dm^3) występują tylko lokalnie (np. w rejonie Gubina). Odczyn wód zmienia się od 3,7 do 7,8, a dopuszczalne dla wód pitnych wartości przekroczone są w około 25 % analiz. Przekroczenia te świadczą o lokalnym zakwaszeniu tych wód. W wodach większości ujęć powszechnie występuje podwyższona koncentracja jonów żelaza (średnio 5,04 mg/dm^3). Lokalnie stwierdza się jego wysokie stężenia przekraczające 20 mg/dm^3 (okolice Łęknicy). Regułą dla wód omawianego piętra wydaje się być także zbyt wysoka koncentracja manganu (>0,1 mg/dm^3).

Biorąc pod uwagę ocenę przydatności wód podziemnych do celów komunalnych w omawianych piętrach występują prawie wyłącznie wody wymagające prostego uzdatniania. Zgodnie z klasyfikacją jakości wód Błaszyka i Macioszczyk (1993), wody piętra neogenu-paleogenu można przeważnie zaliczyć do drugiej klasy jakości, czyli klasy wód o średniej jakości, wymagających prostego uzdatniania (odżelaziania i odmanganiania). Wody wymagające skomplikowanego uzdatniania występują jedynie lokalnie.

Wody podziemne w utworach przedkenozoicznych

Wody podziemne głębszych formacji rozpoznano w rejonie Czerwonej Wody i Żar oraz depresji północnosudeckiej, gdzie podwyższone zawodnienie stwierdzono w utworach kredy (Michniewicz i in., 1991), ponadto w rejonie Bolesławca (w utworach triasu) oraz w obszarze l-g-o-m, w którym rozpoznanie sięga ponad 1000 m (w utworach permo-triasowych) (Piestrzyński, red. 2007).

Najlepsze własności hydrauliczne w utworach kredy stwierdzone zostały w pasie Złotoryja-Bolesławiec-Gozdnica-Pieńsk (Tarka, 2006), gdzie zawodnione utwory kredy leżą pod osadami czwartorzędu i neogenu-paleogenu na głębokościach kilkudziesięciu metrów. W rejonie Żar dobre własności kolektorskie wykazują piaskowce kredy górnej (cenomanu, koniak i santonu). Wysokie są wartości porowatości otwartej tych skał wynoszące średnio ponad 22% (Tarka, 2006). Wody w nich występujące mają charakter naporowy. Wydajności pojedynczych studni ujmujących wody tego piętra wodonośnego są zmienne, od kilku do 150 m^3/h , średnio wynoszą około 20 m^3/h .

Wyjątkowo korzystne parametry hydrogeologiczne oraz wysokie zasoby wód podziemnych stwierdzono w węglanowych formacjach triasu w rejonie położonym na północ od Bolesławca (Daszkiewicz, 1986). Najbardziej zawodnione są obszary występowania stref uskokowych i skrasowiałych. Na głębokości poniżej 66 m występują naporowe poziomy wodonośne, z których używano dopływy do pojedynczych studni w wysokości 336 m^3/h przy depresji 9,9 m. Zasilanie wód piętra triasowego w tym rejonie odbywa się poprzez dopływ lateralny oraz przeciekanie z formacji czwartorzędowych, o czym świadczą badania składu chemicznego wód podziemnych. Wody charakteryzuje dobra jakość, za wyjątkiem podwyższonej zawartości żelaza.

Najgłębiej (do ponad 1000 m) zawodnione utwory podkenozoiczne zostały rozpoznane w obszarze l-g-o-m. Pod nadkładem kenozoicznym występują utwory monokliny przedsudeckiej, w obrębie których wydzielone zostały piętra wodonośne triasowe (poziomy wapienia muszlowego, retu, środkowego i dolnego pstrego piaskowca) oraz permu (poziomy cechsztynu: dolomitu „lubińskiego”, dolomitu głównego (Ca_2), wapienia podstawowego (Ca_1) oraz czerwonego spągowca) (Bocheńska, 2003, Staško 2009). Warunki hydrogeologiczne są wyraźnie dwudzielne. Wyższym zawodnieniem i korzystniejszymi parametrami hydrogeologicznymi charakteryzuje się strefa o szerokości 3-5 km, obejmująca pas podkenozoicznych wychodni utworów cechsztynu. W strefie tej stwierdza się kontakty hydrauliczne między wymienionymi piętrami wodonośnymi oraz wysokie dopływy do kopalń (m.in. Downorowicz 2007, Markiewicz, 2007). Występujące w tej strefie wody charakteryzują się mineralizacją 2-3 g/dm^3 . Są to wody młode, współczesne geologicznie,

odpowiadające warunkom aktywnej wymiany. W obszarze leżącym na północ od wychodni cechsztynu wydzielone piętra wodonośne zalegają coraz głębiej, charakteryzując się niższymi parametrami górotworu oraz niższym zawodnieniem. Stwierdza się tu wody o wysokiej mineralizacji, do 300 g/dm³. Wartości wskaźników sodowo-chlorkowego, sodowo-chlorkowo-potasowego, siarczanowego i siarczanowo-wodorowęglanowego pozwalają zaliczyć te wody do wód słonych, reliktowych, najczęściej zmetamorfizowanych w silnym stopniu (Becker i in., 2007, Waśniowski i Markiewicz, 2007).

Poniżej przedstawiono warunki hydrogeologiczne w poszczególnych piętrach i poziomach wodonośnych występujące na N od wychodni cechsztynu.

Wody podziemne triasowego piętra wodonośnego związane są z piaskowcami kwarcowymi (pstry piaskowiec dolny i środkowy) oraz skałami węglanowymi (ret i wapień muszlowy). Strop utworów wodonośnych występuje na głębokości do 415 m. Zwierciadło wód jest pod naporem do 300 m słupa wody. Wody tego piętra charakteryzuje przepływ szczelinowo-porowy. Zasilane są na drodze przeciekania pionowego poprzez warstwy rozdzielające oraz w miejscach sedimentacyjnych i tektonicznych kontaktów hydraulicznych z wodonośnym neogenem i paleogenem. Miąższość zawodnionych utworów piętra triasowego wynosi maksymalnie 400-450 m. Można w jego obrębie wydzielić cztery poziomy wodonośne: wapienia muszlowego, retu, środkowego i dolnego pstrego piaskowca.

Poziomy wodonośne wapienia muszlowego i retu pojawiają się około 15 i 20 km na N od Lubina. Ich miąższość wzrasta ku N, jednakże ich hydrogeologiczne rozpoznanie jest znikome.

Poziom wodonośny środkowego pstrego piaskowca reprezentowany jest przez piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami iłolupków i iłowców. W osadach tych obserwuje się liczne spękania. W całym profilu środkowego pstrego piaskowca o miąższości do 215-220 m występuje kilka (około 10) stref zawodnionych związanych ze strefami bardziej spękanych piaskowców. Miąższość tych stref zawodnionych nie przekracza 10 m. Poszczególne strefy charakteryzują się różnymi wartościami współczynnika filtracji od 0,002 do 0,09 m/d, przewodności hydraulicznej 0,5-54 m²/d, wartościami współczynnika odsączalności grawitacyjnej 0,01 i sprężystej 4-10⁻⁴. Wydajności

pojedynczych studni mogą osiągać nawet do 3,5 m³/h, przeważnie jednak poniżej 1 m³/h. Piaskowce występujące pomiędzy strefami zawodnionymi są słabo przepuszczalne, charakteryzują się większą ilością przewarstwień iłolupka i mniejszą szczelinowatością. Powodują one różnice ciśnień w poszczególnych strefach zawodnionych dochodzące do 20 m słupa wody.

Wody środkowego pstrego piaskowca charakteryzują się mineralizacją 28-101,5 g/dm³. Są to wody typu Cl-Na-(Ca), słabo kwaśne do słabo zasadowych (pH=6,2-7,9), bardzo twarde ($T_{w_{og.}}=46-160$ °n). Zawierają żelazo w ilościach od śladowych do 6 mg/dm³, manganu od 0 do 0,4 mg/dm³, niewielkie ilości związków azotu, CO₂ wolny w ilościach od 5,5 do 22 mg/dm³, CO₂ agresywny w ilościach od 0 do 18 mg/dm³.

Poziom wodonośny dolnego pstrego piaskowca charakteryzuje się mniejszym zawodnieniem w stosunku do poziomu środkowego pstrego piaskowca. Piaskowce reprezentujące ten poziom wodonośny występujące w jego spągowej części są słabiej zawodnione. W części spągowej profilu mogą również występować bezwodne (izolujące) iłolupki brunatno-czerwone. Ponadto piaskowce stropowej części dolnego pstrego piaskowca o miąższości kilkudziesięciu metrów są praktycznie nieprzepuszczalne. Zawodnione piaskowce dolnego pstrego piaskowca charakteryzują znacznie niższe (od piaskowców środkowego pstrego piaskowca) wartości współczynnika filtracji od 4,3·10⁻⁶ do 9,4·10⁻⁴ m/d. Niższe są również możliwe dopływy do otworów studziennych, nie przekraczające 0,25 m³/h.

Wody dolnego pstrego piaskowca, typu Cl-Na (sporadycznie również mogą zawierać większe ilości Ca), charakteryzują się zdecydowanie wyższą mineralizacją od wód środkowego pstrego piaskowca, wynoszącą od 57 do 67 g/dm³. Są to wody słabo kwaśne (pH=6-6,9), bardzo twarde ($T_{w_{og.}}=1130-1350$ °n). Zawierają jony żelaza w ilości od 0 do ponad 3 mg/dm³, niewielkie stężenia związków azotu, nie zawierają manganu. CO₂ wolny występuje w ilościach od 19 do 31 mg/dm³, CO₂ agresywny w ilościach od 1,5 do 13 mg/dm³.

Wody triasowego piętra wodonośnego zawierają kationy miedzi w ilościach (0,08-0,1 mg/dm³). Zawartości Zn nie przekraczają normy dla wód pitnych i wynoszą 1,5-2 mg/dm³. Spośród innych mikroskładników może występować rtęć w ilościach do 0,003 mg/dm³, a także ołów w ilościach 0,2-0,4 mg/dm³.

Wody piętra permskiego są oddzielone od wód piętra triasowego nieprzepuszczalnymi anhydrytami, solami kamiennymi i łupkami ilastymi cechsztynu, jak też bardzo słabo zawodnionymi lub niewodonośnymi piaskowcami dolnego pstręgo piaskowca. Zasilanie wód tego piętra, podobnie jak triasowego, odbywa się w wyniku przeciekania pionowego wód z wyższych pięter wodonośnych poprzez warstwy rozdzielające oraz w miejscach kontaktów hydraulicznych. Wody piętra permskiego mogą być zasilane również na drodze przeciekania wgłębnego skierowanego ku górze od strony krystalicznego podłoża. Ta hipoteza nie została jednak potwierdzona badaniami.

Cechsztyński poziom wodonośny jest dobrze izolowany od wód piętra triasowego warstwami iłolupka i łupka ilastego. Wyodrębniony w nim poziom wodonośny dolomitu głównego budują dolomity szare o miąższości około 20 m. Charakteryzują się one wartościami współczynnika filtracji rzędu 0,02-0,04 m/d, porowatością około 1%, odsączalnością grawitacyjną 0,005. Wody tego poziomu występują pod dużym naporem, nawet 800-900 m słupa wody. Poziom dolomitu głównego może tworzyć dopływy do otworu studziennego o wydajnościach 0,3-0,7 m³/h, sporadycznie rzędu 1 m³/h i większe). Wapienie i dolomity poziomu wapienia podstawowego o miąższości około 10 m charakteryzują się zmiennym zawodnieniem. Na N od cechsztyńskich wychodni w wielu obszarach są one bezwodne.

Wody poziomu cechsztyńskiego, typu Cl-Na, mają mineralizację około 80 g/dm³. Są to wody słabo zasadowe (pH=7-7,5), bardzo twarde ($T_{w_{og}}=600-650$ °n). Zawierają jony żelaza w ilości do 3,5 mg/dm³, nie zawierają manganu.

Poziom wodonośny czerwonego spągowca występuje do głębokości 1230 m (na S od Głogowa). Związany jest z drobnziarnistymi piaskowcami kwarcowymi o spoiwie ilastym o miąższości ponad 200 m. Piaskowce te są słabo zwężłe, częściowo spękane. Charakteryzują się one wartościami współczynnika filtracji rzędu od $1 \cdot 10^{-4}$ do $5 \cdot 10^{-4}$ m/d. Wody występują pod naporem ponad 1100 m słupa wody. Mogą tworzyć dopływy do otworu studziennego o wydajnościach 0,5 m³/h.

Wody poziomu czerwonego spągowca również są typu Cl-Na (niekiedy z większą ilością SO₄ i Ca), mają dużo wyższą mineralizację od wód wyżej leżących pięter wodonośnych, dochodzącą do 228 g/dm³. Wody te są słabo kwaśne (pH=5,9), oraz bardzo twarde ($T_{w_{og}} = 2\ 944$ °n). Zawierają

jony żelaza do 4 mg/dm³, a manganu do 2 mg/dm³, CO₂ wolny występuje w ilościach 52 mg/dm³, a CO₂ agresywny w ilościach 25 mg/dm³. Spośród mikroskładników wody poziomu czerwonego spągowca zawierają Cu w ilościach 0,4-1,4 mg/dm³. Stężenia Zn osiągają wartości w szerokim przedziale od 30 do ponad 200 mg/dm³, arsenu w wysokości 3,2 mg/dm³, ołowiu do ponad 5 mg/dm³.

Analizując skład chemiczny wód podziemnych poszczególnych pięter i poziomów wodonośnych triasowych i permskich można stwierdzić, że zaznacza się wyraźna pionowa strefowość hydrogeochemiczna. Charakteryzuje się ona zwiększaniem się wraz z głębokością mineralizacji wód i wartości w nich poszczególnych makro- i mikroskładników. Wody triasowego i permskiego piętra wodonośnego znacznie przekraczają normy dla wód pitnych i mogą stanowić zagrożenie dla wód powierzchniowych i płytszych wód podziemnych.

Prowadzona przez KGHM eksploatacja górnicza i odwodnienie górotworu oddziałują na wody podziemne w nadkładzie i otoczeniu. Efektem tego są wytworzone leje depresji w poszczególnych piętrach wodonośnych, szczególnie w obrębie poziomów drenowanych bezpośrednio wyrobiskami. Wpływ ten przenosi się również na wyższe piętra wodonośne poprzez istniejące kontakty hydrauliczne. W wodonośnym poziomie pstręgo piaskowca wytworzone depresje zwierciadła wody przyjmują wartości od 70 do 150 m, uzależnione od jakości izolacji zawodnionej strefy. Głębsze poziomy cechsztynu wykazują obniżenie pierwotnego zwierciadła o ponad 500 m. Wieloletni drenaż górniczy górotworu wywołał depresję zwierciadła wód podziemnych w skali regionalnej w wyżej wymienionych horyzontach. Jego rozwój był śledzony w całym okresie odwadniania kopalń LGOM (Bocheńska, 1988; Bocheńska, Kalisz, 2003; Fiszer, 2005; Becker i in., 2007). Zasięg leja depresji w rejonie l-g-o-m wykracza poza granice obszarów kopalń i ma wymiary około 50 km w kierunku równoległym do wychodni podczwartorzędowych i 16 km w kierunku prostopadłym (Becker i in., 2007, Staško, 2009). Obserwacje tempa zmian depresji w otworach wiertniczych odwadniających złożę wykonanych w wyrobiskach górniczych wykazują przyspieszenie zmian w ostatnich latach.

WRAŻLIWOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH NA ZANIECZYSZCZENIE

Wielkość zasilania wód podziemnych na omawianym obszarze określono metodą wskaźnika infiltracji. Do wydzielenia klas infiltracji wykorzystano numeryczną mapę glebową w skali 1:500 000 wykonaną przez Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa w Puławach. Wskaźniki infiltracji dla poszczególnych wydzieleni glebowych zostały przyjęte zgodnie z zasadami opracowanymi przy tworzeniu mapy „Zdolność ochronna profilu glebowego”, która stanowiła warstwę pomocniczą „Mapy wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie” wykonanej w skali 1:500 000 (Witczak i in., 2003, Duda i in., 2004 a, b). Do opracowanych tam zasad wprowadzono jednak pewne modyfikacje. Uzyskano wysoką zgodność tak wyznaczonego zasilania z odpływem podziemnych dla kilkudziesięciu zlewni z obszaru całej Polski. Opady atmosferyczne przyjęto na podstawie Atlasu klimatu Polski (Lorenc red., 2005). Wartości zasilania wód podziemnych przedstawia Fig.4.

Praktycznie cały obszar na zachód od Nowej Soli charakteryzuje się zasilaniem w przedziale 150-175 mm. Jedynie w okolicach Głogowa i Legnicy zasilanie wynosi od 100 do 150 mm. Najniższą wartość zasilania stwierdza się w dolinie Odry i wynosi ona od 50 do 100 mm.

Wartość zasilania warunkuje w znacznym stopniu podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie. W latach 2003-2004 zespół pod kierownictwem Witczaka (Witczak i in., 2003, Duda i in., 2004 a, b) opracował koncepcję realizacji „Mapy podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie” w skali 1:500 000. Mapa ta została realizowana dla całej Polski w roku 2006 (Kudłak red., 2006). Fragment obejmujący północno-zachodnią część Dolnego Śląska przedstawia Fig.5. Na przeważającym obszarze pierwszy poziom wodonośny wykazuje klasę wód bardzo podatnych, dla której czas wymiany wód w strefie aeracji jest krótszy od 5 lat. Tylko w rejonie Wzgórz Dalkowskich, pomiędzy Głogowem a Legnicą obserwuje się podatność słabą i małą, gdzie czas wymiany wód w profilu strefy aeracji jest większy od 25 lat.

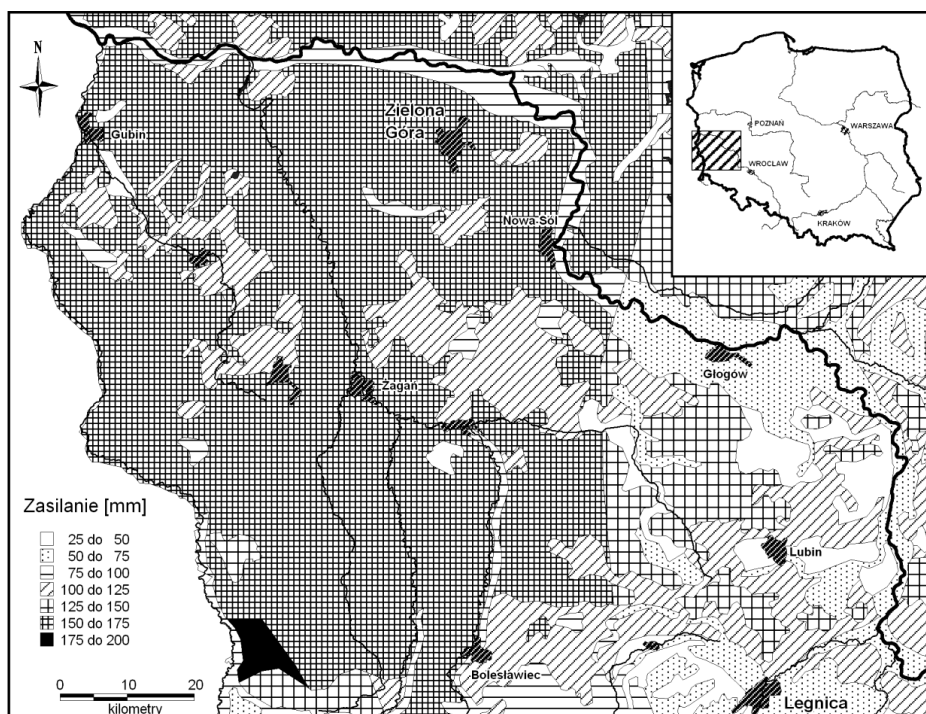


Fig.4. Zasilanie wód podziemnych w obszarze północno-zachodniej części Dolnego Śląska.

Fig.4. Groundwater recharge in southern –western part of Lower Silesia.

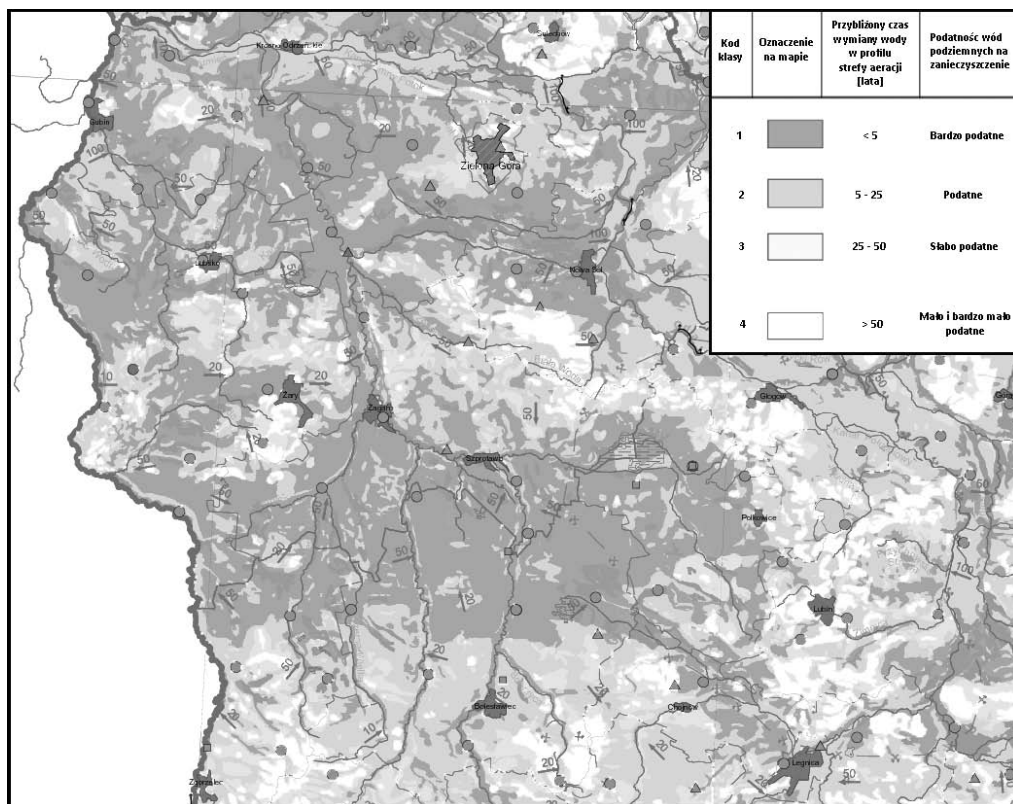


Fig. 5. Mapa podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie w obszarze północno-zachodniej części Dolnego Śląsk (wg Kudłacik, 2006).

Fig. 5. Map of groundwater vulnerability to pollution in southern – western part of Lower Silesia (after Kudłacik 2006).

MONITORING I EKSPLOATACJA WÓD PODZIEMNYCH

Monitoring stanów i jakości wód podziemnych prowadzony jest na tym obszarze w 9 punktach stacjonarnych obserwacji hydrogeologicznych (Baza danych SOH). Obserwowane są wody piętła czwartorzędowego w punktach położonych w miejscowościach: Warta Bolesławiecka (nr punktu 459), Nowe Żabno (736), Jasiień (737), Bobrowice (738), Kiełpin (741) i Lasów (1164). Wody w osadach neogenu-paleogenu śledzą dwa punkty w miejscowości Słup (692) i Gieraltów –Wykroty (646) oraz w kredowym piętrze w Nowych Jaroszowicach (721). Wyniki obserwacji zawierają m.in. Roczniki i Raporty Państwowej Służby Hydrogeologicznej. W ostatnich latach nie stwierdza się istotnych zmian stanów wód podziemnych.

W rejonie Gubina istnieje sieć 27 punktów obserwacyjnych rejestrujących zmiany w formacji neogenu-paleogenu, gdzie uwidacznia się wpływ eksploatacji kopalni węgla brunatnego Janschwalde. Osobną grupę stanowią punkty obserwacji stanów i jakości wód podziemnych w rejonie LGOM, gdzie łącznie w ponad 470 punktach obserwuje się stany i jakość wód podziemnych wokół Żelaznego Mostu i w poszczególnych oddziałach górniczych. Ponad 64 punkty rejestrują zmiany w głębszych piętrach neogenu-paleogenu, triasu i permu.

W omawianym obszarze udokumentowano 7 Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) podlegających szczególnej ochronie (Tab.1), w których łącznie zasoby oszacowano na ponad 636 tys. m³/d wód podziemnych, z czego w największym zbiorniku Chocianów-Gozdnica 292 tys. m³/d. Większość z nich wydzielona została

w obrębie utworów czwartorzędowych, a tylko nieliczne, jak np. zbiornik nr 316 „Lubin” czy też nr 319 „Subzbiornik Prochowice-Środa Śląska”, w utworach neogenu i paleogenu (Fig. 1).

Opisywany obszar Dolnego Śląska zaopatrywany jest w wody podziemne z 9 ujęć o wydajności powyżej 2 tys. m³/d oraz dodatkowo 12 działających na terenie LGOM. Ujęcia dla miast Zgorzelec, Żary, Żagań, Gubin, Szprotawa, Lubsko, Lubań i Bolesławiec posiadają pozwolenia wodnoprawne na łączną eksploatację ponad 132 tys. m³/d, podczas gdy rzeczywisty pobór wynosi jedynie 1/3 tej ilości, tj. niewiele ponad 44 tys. m³/d. Wodonośne poziomy czwartorzędu i neogenu-paleogenu eksploatowane są w zlewni Nysy Łużyckiej w Gubinie, Lubsku i Żarach, pozostałe ujęcia pompują wody z formacji czwartorzędowej za wyjątkiem Bolesławca, gdzie eksploatowana jest również węglanowa formacja triasu. Największe ujęcia w Bolesławcu i Zgorzelcu eksploatują od 6 tys. do 8 tys. m³/d, z nieco mniejszą wydajnością, ponad 5 tys. m³/d, ujęcia dla Żar i Żagania. Pozostałe ujęcia pobierają od 2,6 tys. do 3,6 tys. m³/d. W obszarze

tym istnieją duże rezerwy wód podziemnych dobrej jakości lub wymagających prostego uzdatniania.

PODSUMOWANIE

Północno-zachodnia część Dolnego Śląska stanowi zasobny w wody podziemne obszar kraju. Kenozoiczne formacje o znacznej miąższości tworzą korzystne warunki do gromadzenia i przepływu dobrych jakościowo wód podziemnych. Wody wykazują naturalny skład chemiczny, a tylko lokalnie podwyższone zawartości żelaza i manganu lub związków azotu. Zasilanie wód podziemnych obliczono w zakresie wartości 50-175 mm /rok. Obszary te, szczególnie na pograniczu z Ziemią Lubuską, wykazują wysoki stopień podatności na wpływy z powierzchni terenu. W pozostałych rejonach nie wykazują niekorzystnych zmian, co wynika z ograniczonej ilości ognisk zanieczyszczeń. W części południowej zasobne w wody podziemne są osadowe serie kredy i triasu. Stopień wykorzystania wód podziemnych jest niski.

Tab. 1. Charakterystyka wybranych GZWP w NW części Dolnego Śląska (wg Kleczkowski red. 1990, zmodyfikowana)
Tab. 1. Selected Major Groundwater Bodies (GZWP) characteristic in NW part of Lower Silesia (after Kleczkowski edit. 1990 modified).

Lp	Numer i nazwa zbiornika	Powierzchnia [km ²]	Typ	Przeciętna głębokość [m]	Zasoby tys. [m ³ /d]	Moduł zasobów [l/s/km ²]	Klasa jakości wód
1	149 Sandr Krosno-Gubin	340	Qsk	15-82	67,7	2,30	Ib
2	150 Pradolina Warszawa- Berlin (Koło-Odra)	250	Qp	25-35	59,8	2,77	Ib, Ic, Id
3	301 Pradolina Zasieki-Nowa Sól	213	Qpk	30-80	53,2	2,89	Ib
4	302 Pradolina Barycz-Głogów (W)	435	Qp	30	59	1,57	Ic
5	315 Zbiornik Chocianów-Gozdnica	1052	Qsk	60	292	3,5	Ic
6	319 Subzbiornik Prochowice-Środa Śląska	326	Tr	65	25	0,9	Ib
7	317 Niecka zewnętrzna sudecka- Bolesławiec	1000	Cr ₃	100-200	80	0,93	Ic

Objaśnienia typów zbiorników wód podziemnych: Qsk – czwartorzędowy, sandrowy i doliny kopalnej; Qp – czwartorzędowy, pradolina; Qpk – czwartorzędowy, pradolina i doliny kopalnej; Tr – trzeciorzędowy; Cr₃ – górnej kredy.

LITERATURA

- Baza danych SOH** – Dane Państwowego Instytutu Geologicznego (Państwowej Służby Hydrogeologicznej) dotyczące obserwacji stacjonarnych Systemu Obserwacji Hydrogeologicznych, PIG, Warszawa.
- Becker, R., Fiszer, J., Kalisz, M., 2007.** Hydrogeologia. W: Monografia KGHM Polska Miedź S.A. Wyd. KGHM Cuprum, pp. 82-90, Wrocław.
- Bielecka, H., 2003a.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Gubin (571). PIG Warszawa.
- Bielecka, H., 2003b.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Kaniów (572). PIG Warszawa.
- Bielecka, H., 2003c.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubsko (609). PIG Warszawa.
- Błaszyk, T., Macioszczyk, A., 1993.** Klasyfikacja jakości zwykłych wód podziemnych dla potrzeb monitoringu środowiska. PIOŚ Warszawa, Biblioteka Monitoringu środowiska.
- Bocheńska, T., 1988.** Kształtowanie się warunków hydrodynamicznych w lubińsko - glogowskim obszarze miedzionośnym pod wpływem odwadniania kopalń. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne XIV, Wyd. Uniw. Wrocławskiego, Wrocław, 148 pp.
- Bocheńska, T., 2003.** Hydrogeologia złóż i problemy wodne górnictwa rud miedzi. Monoklina przed-sudecka. W: Hydrogeologia polskich złóż kopalni i problemy wodne górnictwa, t.2. Wyd. AHG, Kraków, pp. 20-56.
- Bocheńska, T., Kalisz, M., 2003.** Wpływ eksploatacji górniczej na środowisko wodne. W: Hydrogeologia polskich złóż kopalni i problemy wodne górnictwa, t.2. Wyd. AHG, Kraków, pp.118-131.
- Bocheńska, T., Kowalski, S., 1997.** Hydrogeologia i wody mineralne - seria czterech map w: Pawlak (red.). „Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego” Wyd. Uniw. Wroc., Wrocław.
- Bocheńska, T., Kowalski, S., Malinowski, J., Lubczyński, M., Marszałek, H., Szczepiński, J., Biniak, G., Kijowska, B., Kalisz, M., 1989.** Model warunków hydrogeologicznych Sudetów i ich przedpola. I etap. Arch. ING U.Wr. Wrocław.
- Bocheńska, T., Kowalski, S., Kryza, H., Lubczyński, M., Marszałek, H., Poprawski, L., Staško, S. 1994.** Model warunków hydrogeologicznych Sudetów i ich przedpola. II etap. Arch. ING U.Wr. Wrocław.
- Bojarski, L. (red.), 1996.** Atlas hydrogeochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascensyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim. PIG Warszawa.
- Daszkiewicz, W., 1986.** Wyniki badań hydrogeologicznych uskoku w północnej części miasta Bolesławca. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej Nr 49 Konferencje, Wrocław, pp. 35-40.
- Downorowicz, S., 2007.** Udostępnianie złoża rud miedzi Lubin-Sierosowice w trudnych warunkach hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich. Biuletyn PIG, 423, pp.11-22.
- Duda, R., Karlikowska, J., Witczak, S., Żurek, A., 2004a.** Metodyka realizacji „Mapy wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie” w skali 1:500 000 na wybranym obszarze testowym. Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód, AGH Kraków (mat. archiwalne).
- Duda, R., Karlikowska, J., Witczak, S., Żurek, A., 2004b.** Modyfikacja sposobu opracowania warstw informacyjnych do „Mapy wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie”. Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód, AGH Kraków (mat. archiwalne).
- Dyjor, S., 1995.** Rozwój kenozoiku na bloku przedsudeckim. Przewodnik LXVI Zjazdu PTG, pp. 29-40. Wrocław.
- Fiszer, J., 2005.** Badania modelowe regionalnego krążenia wód w obszarze oddziaływania kopalń LGOM. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej. Konferencje, Zagadnienia interdyscyplinarne w górnictwie i geologii. Oficyna Wydaw. Pol. Wrocł., pp. 111-121.
- Górecki, W. (red.), 2006.** Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim. Ministerstwo Środowiska. Kraków.
- Jaworski, M., Kuzynków, H., Morasiewicz, J., 1984.** Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Zielona Góra. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Kielczawa, J., 2002.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Krzystkowie (610). PIG, Warszawa.
- Kielczawa, J., 2003.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Leszno Górne (685). PIG, Warszawa.
- Kieńć, D., 2003.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Żary (647). PIG, Warszawa.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1990.** Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. Inst. Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH. Kraków.
- Kolago, C., 1970.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:1 000 000. Wyd. Geologiczne. Warszawa.
- Kryza, J., 1995.** Wody podziemne i problemy ochrony środowiska bloku przedsudeckiego. Rocznik PTG . Wrocław, pp. 41-57.
- Kudłacik, J. (red.), 2006.** Mapa wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie (skala 1:500000): Plansa I - Podatność wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego na zanieczyszczenie z powierzchni terenu. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Lorenc, H. (red.), 2005.** Atlas klimatu Polski. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Warszawa.
- Malinowska-Pisz, A., 1998.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Chocianów (686). PIG, Warszawa.

- Malinowski, J. (red.), 1991.** Budowa geologiczna Polski, t. VII, Hydrogeologia, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Markiewicz, A., 2007.** Rozpoznanie tektoniki złoża Lubin-Sieroszowice w trakcie jego zagospodarowania. Biuletyn PIG, 423, pp. 151-172.
- Michniewicz, M., Mroczkowska, B., Wojtkowiak, A., 1980.** Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Jelenia Góra. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Michniewicz, M., Mroczkowska, B., Paczyński, B., 1991.** Region sudecki. W: Malinowski J. (red.): Budowa Geologiczna Polski, t. VII, Hydrogeologia, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Paczyński, B., Sadurski, A. (red.), 2007.** Hydrogeologia regionalna Polski, t. I. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 542 pp.
- Pawlak, W., 1997.** Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego. Wyd. Uniw. Wroc., Wrocław.
- Pazdro, Z., Kozerski B., 1990.** Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Piestrzyński, A., Banaszak, A., Zaleska-Kuczmierczyk, M. (red.), 2007.** Monografia KGHM Polska Miedź S.A. Wyd. KGHM Cuprum Sp. z o.o. CBP, Wrocław, 1079 pp.
- Poprawski, L., Limisiewicz, P., Marszałek, H., Wąsik, M. i in., 1997.** Bilans wodno-gospodarczy wód podziemnych zlewni Nysy Łużyckiej wraz z wytycznymi dla warunków korzystania z wód dorzecza. MOŚZNiL. Mat. arch. Hydrogeo Ltd. Wrocław.
- Różycki, M., 1955.** Warunki hydrogeologiczne Śląska. Przegląd Geologiczny, Nr 9, Warszawa, pp. 405-415.
- Różycki, M., 1976.** O wodach szczelinowych w krystaliku Sudeckim. Biuletyn Geologiczny Uniw. Warszawskiego, t. 21, Warszawa, pp.193-201.
- Sadowski, M., 1994.** Klimatyczny bilans wodny. W: Kozłowski S. (red.): Atlas zasobów, walorów i zagrożeń środowiska geograficznego Polski. PAN, ARW A. Grzegorzcyk, Warszawa.
- Staško, S., 2009.** Wybrane problemy hydrogeologiczne w warunkach oddziaływania górnictwa podziemnego na Dolnym Śląsku. Prace Naukowe GIG. Górnictwo i Środowisko. 4/1/2009, pp. 35-41.
- Staško, S., Tarka, R., 1995.** Przewodność hydrauliczna skał krystalicznych bloku przedsudeckiego. Przegląd Geologiczny, 43, 9, pp. 767-771.
- Staško, S., Kowalczyk, A., Rubin, H., Rubin, K., 2007.** Subregion środkowej Odry – południowy W: Hydrogeologia regionalna Polski. Wyd. PIG, pp. 327-361.
- Tarka, R., 2006.** Hydrogeologiczna charakterystyka utworów kredy w polskiej części Sudetów. Wyd. Uniw. Wrocławskiego. Acta Universitatis Wratislaviensis, No 2884, Wrocław.
- Waśniowski, B., Markiewicz, A., 2007.** Skład chemiczny wód podziemnych kopalń rud miedzi na monoklinie przesudeckiej. W: Geologiczne gospodarze i społeczne znaczenie odkrycia złóż rud miedzi. Konf. 50-lecie odkrycia złóż rud miedzi, pp. 220-250.
- Witczak, S., Duda, R., Żurek, A., Zieliński, W., 2003.** Koncepcja opracowania „Mapy wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie. ARCADIS EKO-KONREM, Kraków-Wrocław (mat. archiwalne).
- Wojtkowiak, A., 2004.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Żagań (648). PIG, Warszawa.
- Żuk, U., 2002.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Ruszów (683) PIG Warszawa.
- Żuk, U., 2003.** Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Świątoszów (684). PIG, Warszawa.

WODY TERMALNE NA DOLNYM ŚLĄSKU

Thermal waters of Lower Silesia (SW Poland)

Cieźkowski W.¹, Michniewicz M.², Przylibski T.A.¹

¹ Politechnika Wroclawska, Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, Instytut Górnictwa,
Zakład Geologii i Wód Mineralnych

Wrocław University of Technology, Faculty of Geoengineering, Mining and Geology,
Institute of Mining Engineering, Division of Geology and Mineral Waters;

Wybrzeże S. Wyspiańskiego 27; 50-370 Wrocław

² 50-311 Wrocław, ul. Elizy Orzeszkowej 78/4

wojciech.ciezkowski@pwr.wroc.pl, marek.michniewicz@sancio.com, tadeusz.przylibski@pwr.wroc.pl

Słowa kluczowe: wody termalne, wody podziemne, wody lecznicze, Dolny Śląsk, Sudety

Keywords: thermal waters, groundwaters, medicinal waters, Lower Silesia, Sudetes

Streszczenie Na obszarze Dolnego Śląska wydzielić można tzw. sudecki region geotermiczny. W siedmiu miejscach stwierdzono występowanie wód termalnych, które wszędzie wypływają ze skał krystalicznego podłoża (granity, gnejsy). Temperatury wód wynoszą do 86,7°C, ale wykorzystywane są tylko w dwóch uzdrowiskach – Cieplicach Śląskich-Zdroju oraz Łądku-Zdroju. Wody regionu sudeckiego należą do wód o niskiej entalpii i optymalnym ich wykorzystaniem jest zastosowanie w ogrzewnictwie, balneoterapii i rekreacji. Dalsze poszukiwanie wód termalnych powinno dać najlepsze efekty w strefach głębokich rozłamów w krystalicznym podłożu. Wartą podjęcia studiów jest metoda „gorących suchych skał” (Hot Dry Rock) uzyskiwania energii geotermalnej.

Abstract On the territory of Lower Silesia, the Sudetic geothermal region can be distinguished. At seven places thermal groundwaters were discovered. These thermal groundwaters flow out from crystalline bedrock (granites, gneisses). Water temperature reaches up to 86.7°C, but thermal groundwaters are used only in two health-resorts – in Cieplice-Śląskie Spa and Łądek Spa. Thermal groundwaters of the Sudetic geothermal region belong to low-enthalpy water-type, which makes them particularly useful in heat production, balneotherapy and recreation. Further searching for thermal groundwaters should be focused on deep fault zones that penetrate the crystalline bedrock and best results may be connected with such structures. The Hot Dry Rock method of geothermal energy production is also worth to be explored.

WPROWADZENIE

Informacje ogólne

Warunki geotermiczne południowo-zachodniej Polski są przedmiotem zainteresowania dopiero od przełomu lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych XX w., przy czym ich rozpoznanie nadal ma charakter punktowy. Pierwsze prace geologiczne i naukowe dotyczyły znanych już od średniowiecza wystąpień wód termalnych w Cieplicach Śląskich-Zdroju i Łądku-Zdroju. Wykonanie w tych miejscowościach nowych odwiertów, ujmujących wody o wysokich temperaturach na początku lat

siedemdziesiątych XX w., a także opublikowanie w 1976 r. podstawowej w tym zakresie pracy J. Dowgiałły pt. „Wody termalne Sudetów” (Dowgiałło, 1976), przez prawie dwadzieścia lat nie spowodowało specjalnego wzrostu zainteresowania w regionie takimi wodami. Stanu tego nie zmieniło przypadkowe natrafienie w międzyczasie na wody o podwyższonych temperaturach w kopalni Turów oraz w Grabinie koło Niemodlina. Dopiero zmiana ustroju i wprowadzenie wolności gospodarczej wywołało pewne ożywienie w tym zakresie. W drugiej połowie lat dziewięćdziesiątych ujęto nowe zasoby wód termalnych w Dusznikach-Zdroju

i w Cieplicach-Śląskich-Zdroju, przy czym do połowy 2011 r. nie były one jeszcze wykorzystywane. Szereg nowych publikacji wskazujących na możliwość ujęcia takich wód spowodowało, że od przełomu wieków powstało kilka nowych projektów prac geologicznych mających na celu ujęcie wód termalnych w krystaliniku sudeckim; udzielone koncesje na poszukiwanie i rozpoznanie tych wód czekają na realizację.

W ogólnej świadomości region sudecki uchodził w przeszłości za nieperspektywiczny pod względem występowania wód termalnych. Starsze prace dotyczące warunków geotermalnych na obszarze Polski pozostawiały region sudecki generalnie jako białą plamę. Jeszcze w 1987 r. R. Ney & J. Sokołowski w przeglądowej pracy pt. „Wody geotermalne Polski i możliwości ich wykorzystania” (Ney & Sokołowski, 1987) region sudecki prawie pomijają. Miejmy nadzieję, że w najbliższych latach sytuacja ta zmieni się zasadniczo.

Od strony geologicznej obszar południowo-zachodniej Polski budują skały krystaliczne, które schodowo obniżają się ku północnemu-wschodowi. Najwyższym stopniem krystaliniku jest wypiętrzony masyw górski Sudetów, niższym jest blok przedsudecki, a najniższym jest monoklina przed-sudecka. Kolejne stopnie pokryte są coraz bardziej miększą warstwą osadów kenozoiku, a monoklina przed-sudecka także górnego paleozoiku i mezozoiku. Obszar Sudetów oraz bloku przedsudeckiego charakteryzuje podobna budowa geologiczna oraz podobne warunki hydrogeologiczne i geotermiczne.

Opracowanie obejmuje pod względem geograficznym Sudety, Przedgórze Sudeckie oraz Nizinę Śląską na południe od Odry. Obszar ten pod względem warunków geotermalnych określony został przez Dowgiałłę (2001) jako „sudecki region geotermiczny”.

Podstawowe prace dotyczące wód geotermalnych regionu sudeckiego

Za energię geotermalną przyjmuje się energię wnętrza Ziemi skumulowaną w skałach i w wodach podziemnych, przy czym w regionie sudeckim naturalnym nośnikiem energii są wody.

Najstarsze informacje dotyczące wód termalnych regionu sudeckiego dotyczą wód Cieplic Śląskich-Zdroju i Łądko-Zdroju. W pierwszej z tych miejscowości w 1175 r., jak głosi legenda, książę Bolesław Wysoki podczas polowania odkrył źródło z gorącą wodą, w drugiej zaś w 1241 r.

Mongołowie cofając się po przegranej bitwie pod Legnicą zniszczyli pierwsze urządzenia kąpielowe. Z Łądko-Zdroju pochodzą pierwsze badania składu wód z 1498 r. – jedne z najstarszych w Europie. Pierwsze wyniki badania wód cieplickich pochodzą z 1572 r. (Ciężkowski, 1994, 1998).

Dla obecnych rozważań znaczenie mają prace powstałe dopiero po ostatniej wojnie światowej. Pierwsze prace z lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych XX w. miały charakter prac kartograficznych i inwentaryzacyjnych w obu uzdrowiskach (J. Fistek, J. Gierwielanec, Z. Szarszewska, H. Tejsiorowska, i in.). Pierwsze większe prace zaczęto realizować pod koniec lat sześćdziesiątych. Po wykonaniu w wielu obszarach prac poszukiwawczych na podstawie ich rezultatów ujęto wody o podwyższonych temperaturach w Łądko-Zdroju (1973 r., odwiert L-2, temp. wody 45°C) oraz w Cieplicach (lata 1972-73, odwierty C-1 i C-2, temperatury wody 41,5°C oraz 63,3°C). Podsumowanie przeprowadzonych badań i interpretację ich wyników wraz z zestawieniem odpowiedniej literatury znaleźć można w opublikowanych pracach Fistka et al. (1975), Fistka & Szarszewskiej (1975), Fistka (1995), Fistka & Dowgiałły (2003), a także Ciężkowskiego 1980, Ciężkowskiego & Mroczkowskiej (1985) oraz innych.

Na początku lat osiemdziesiątych XX w. przypadkowo natrafiono na wypływy wód termalnych w chodniku odwadniającym kopalni węgla brunatnego Turów (1981 r., 26°C; Ciężkowski & Sztuk, 1985; i in.) oraz w Grabinie na bloku przed-sudeckim (1983 r., odwiert Odra-5/I, 31,4°C; Morawski & Sawicki, 1984; i in.). Z tego też okresu pochodzą prace studialne J. Fistka nad możliwością ujęcia wód termalnych w rejonie Świeradowa-Zdroju i Kudowy-Zdroju.

W opublikowanej w 1976 r. pracy J. Dowgiałły pt. „Wody termalne Sudetów” autor zebrał całość ówczesnej wiedzy na tytułowy temat, poszerzając rozważania: a) o wyniki badań izotopowych wód (geneza i wiek wód), b) obliczenia hydrogeotermometryczne (wskazujące na możliwość ujęcia wód o jeszcze wyższych temperaturach), c) wskazanie obszarów występowania skał krystalicznych, jako perspektywicznych dla ujmowania wód termalnych oraz d) szacunki znacznych zasobów wód możliwych dodatkowo do ujęcia. Te ostatnie zasoby autor określił na 36,6 dm³/s w przypadku Łądko-Zdroju i 80 dm³/s w przypadku Cieplic, zakładając – na przykładzie danych z Rodopów – moduł głębokiego termalnego odpływu podziemnego równy

0,2 dm³/s/km² i mnożąc go przez powierzchnię odpowiednich zlewni rzek.

Od połowy lat osiemdziesiątych w kolejnych pracach J. Dowgiałło, na podstawie coraz nowszych obliczeń hydrogeotermicznych (np. Dowgiałło, 1985), wskazywał na możliwość uzyskania w różnych rejonach krystaliniku sudeckiego wód o wysokich temperaturach, nawet przekraczających 100°C. Podsumowanie tych rozważań znaleźć można w pracy Dowgiałły (2002), a ostatnio także w pracy Porowskiego & Dowgiałły (2009).

Powyższe sugestie, potwierdzone wynikami wierzeń w Cieplicach Śląskich-Zdroju (1997 r., pogłębienie odwiertu C-1, 86,7°C; Dowgiałło & Fistek, 1998; Fistek & Dowgiałło, 2003), a także w Dusznikach-Zdroju (2002 r., odwiert GT-1, 35°C; Dowgiałło & Fistek, 2003) spowodowały wyraźny wzrost zainteresowania uzyskaniem nowych zasobów wód o wysokich temperaturach w różnych rejonach regionu sudeckiego. W ostatnim dziesięcioleciu powstało szereg projektów głębokich wierzeń w Cieplicach Śląskich-Zdroju (C-3), Wojcieszycach (WT-1), Karpnikach (KT-1) i Podgórzynie (Podgórzyn GT-1) w Kotlinie Jeleniogórskiej, a także w Polanicy-Zdroju (GT-1 i GT-2), Bolesławowie (BT-1) i na Przełęczu Puchaczówka (CG-1) na Ziemi Kłodzkiej oraz w Lipowej na bloku przedsudeckim. Autorami tych opracowań są w różnych zespołach W. Ciężkowski, J. Dowgiałło, J. Fistek, K. Grzegorzczak, H. Marszałek i M. Wąsik, wszyscy przy współudziale J. Fabisza. Prawie wszystkie wymienione projekty czekają na realizację.

Ciekawych informacji na temat wód termalnych dostarczyły wyniki badań izotopowych różnych składników wód, rozpoczęte przez Dowgiałłę *et al.* (1974). Prowadzone przez W. Ciężkowskiego od początku lat osiemdziesiątych takie badania przyniosły wiele informacji na temat genezy wód, ich wieku, warunków krążenia i położenia obszarów zasilania. Rezultaty tych badań zawarte zostały w podsumowujących pracach Ciężkowskiego (1990), Ciężkowskiego *et al.* (1992, 1996), i Zuberę *et al.* (1995). W ostatniej z prac autorzy określili moduł głębokiego odpływu termalnego w metamorfiku sudeckim na 0,3 dm³/s/km².

Wyniki prowadzonych od wielu dziesięcioleci badań stacjonarnych ujęć wód termalnych w uzdrowiskach sudeckich stanowią wdzięczny materiał badawczy. Statystyczne opracowanie poszczególnych parametrów wód oraz ilościowy opis wpływu nowych wierconych ujęć na ujęcia

istniejące przedstawiają prace Dowgiałły & Leśnika (1976) oraz Ciężkowskiego (1980), a zwłaszcza Liber-Madziarz (2001), której autorka ostatnio stosuje w tym celu bardzo zaawansowane metody statystyczne (np. Liber & Liber-Madziarz, 2003; Liber, 2008).

Także interesujące są wyniki badań hydrogeochemicznych, wskazujących na warunki tworzenia się składu chemicznego wód termalnych (np. Leśniak & Nowak, 1993; Wiktorowicz, 2009; i inne).

Przegląd miejsc występowania wód termalnych w regionie sudeckim wraz z ich charakterystyką i potencjalnymi możliwościami ujęcia przedstawione są w pracach Fistka *et al.* (1996), Fistka & Fistka (2002), Dowgiałły & Fistka (2007), Dowgiałły (2008), Fistka (2008), i innych.

Ostatnio wykonane zostało studium możliwości rozpoznania nowych wystąpień m.in. wód termalnych na bloku przedsudeckim, przy czym swym zasięgiem studium to objęło także Sudety (Przylibski *et al.*, 2007).

Podstawowe informacje o zasobach geotermalnych Niżu Polskiego wraz z wiadomościami ogólnymi o energii geotermalnej znaleźć można w pracach zbiorowych pod red. W. Góreckiego (2006a, 2006b), a także w poradniku Kapuścińskiego *et al.* (1997). Wiele interesujących wiadomości o zasobach geotermalnych w kraju znaleźć można w materiałach I (Radziejów, 17-19.10.2007 r.) i II (Bukowina Tatrzańska, 23-25.09.2009 r.) Ogólnopolskiego Kongresu Geotermalnego.

NATURALNE UWARUNKOWANIA GEOTERMII

Szkieł budowy geologicznej regionu sudeckiego

Jak już wspomniano obszar południowo-zachodniej Polski budują skały krystaliczne, które schodowo obniżają się ku północnemu-wschodowi tworząc charakterystyczne stopnie (**Fig. 1**). Najwyższym z nich jest wypiętrzony masyw górski Sudetów, miejscami pokryty skałami osadowymi o miąższości do kilkuset metrów. Wzdłuż tzw. brzeźnego uskoku sudeckiego obniżony względem Sudetów jest niższy stopień krystaliniku, blok przedsudecki. Ciągnie się on pasem o przebiegu NW-SE aż do strefy uskoku Odry, gdzie podłoże tworzy kolejny trzeci stopień, nachylony ku północnemu-wschodowi, pokryty miąższą pokrywą osadów monokliny przedsudeckiej. Blok przedsudecki w większej części pokrywany skały

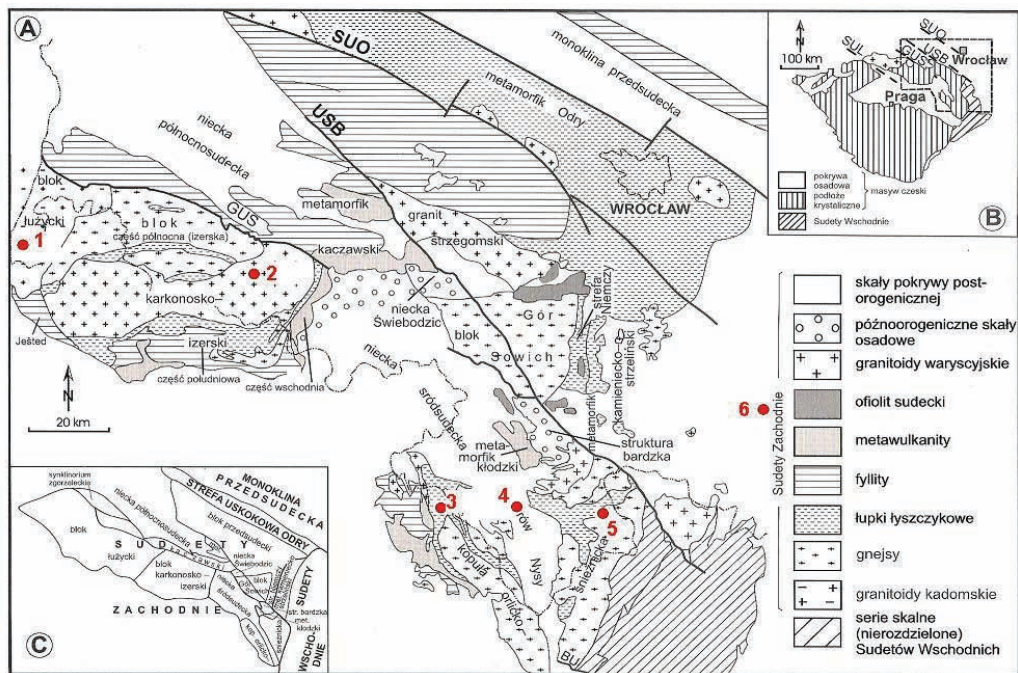


Fig. 1. Szkic geologiczny (wg Żelaźniewicza, 2005) odkryty Dolnego Śląska (A).

W prostokątach zaznaczono położenie Dolnego Śląska w obrębie masywu czeskiego (B) oraz schemat podziału na jednostki stratygraficzno-tektoniczne (C). GUS – główny uskók sudecki, SUL – strefa uskokuwa Łąby, SUO – strefa uskokuwa Odry, USB – uskók brzeżny sudecki

Fig. 1. Geological sketch map (after Żelaźniewicz, 2005) of Lower Silesia bedrock (A).

In rectangles localization of Lower Silesia within the Bohemian Massif (B) and the scheme of Lower Silesia division into tectono-stratigraphic units (C) are marked. GUS – Main Intra-Sudetic Fault, SUL – Elbe Fault Zone, SUL – Odra Fault Zone, USB – Sudetic Marginal Fault

osadowe kenozoiku o miąższości do kilkuset metrów. Natomiast monoklina przedsudecka stanowi serię warstw permu i triasu zapadających pod małym kątem ku NE.

Sudety wraz z blokiem przedsudeckim stanowią północno-wschodni fragment masywu czeskiego (Fig. 1B), największego masywu krystalicznego Europy środkowej. Decydującą rolę dla obecnej tektoniki tego obszaru miały intensywne i wielofazowe ruchy waryscyjskie zakończone intruzjami granitoidowymi. Tektonika waryscyjska spowodowała powstanie i odmłodzenie licznych dyslokacji, wzdłuż których powstałe bloki zostały przemieszczone pionowo na wysokość setek metrów (Misař *et al.*, 1983; Oberc, 1972; Przewodnik..., 1995; Żelaźniewicz, 2005). Na rys. 1A i C zaznaczone są Sudety, blok przedsudecki i monoklina przedsudecka oraz inne, podrzędne jednostki tektono-stratygraficzne Dolnego Śląska.

Należy zaznaczyć, że wody termalne występują na Dolnym Śląsku wyłącznie w skałach krystalicznych, a ich obecność stwierdza się albo w bezpośrednich wypływach na powierzchnię, albo ujmuje się je pod pokrywą skał osadowych.

Warunki geotermiczne

W formowaniu się pola ciepłnego Ziemi na obszarze Dolnego Śląska biorą udział źródła ciepła: – przenieszonego z głębi Ziemi drogą przewodzenia skał (kondukcji), bądź drogą unoszenia (konwekcji) przez wody podziemne, – radiogenicznego, wydzielającego się z rozpadających się naturalnych izotopów promieniotwórczych znajdujących się w skałach.

Czynnikiem decydującym o występowaniu wód termalnych jest strumień ciepły Ziemi, jego gęstość zaś jest miarą ilości ciepła przenieszonego z głębi na drodze kondukcji przez jednostkę

powierzchni w jednostce czasu. Najczęściej używaną jednostką gęstości strumienia ciepłego jest mW/m^2 .

Powszechnie spotykane wartości gęstości strumienia ciepłego w Europie wynoszą $55\text{--}65 \text{ mW/m}^2$, na obszarze Polski natomiast zmieniają się w przedziale $21\text{--}91 \text{ mW/m}^2$ (Plewa, 1994), przy czym ich rozkład na terenie kraju nie jest równomierny (Fig. 2). Na obszarze Dolnego Śląska wartości gęstości strumienia ciepłego mieszczą się głównie w przedziale $50\text{--}60 \text{ mW/m}^2$ (Bruszevska, 2000), a więc nie odbiegają od wartości przeciętnych dla Polski i Europy. Widoczne są tu dwie strefy o obniżonej wartości tego parametru – rejon Strzegomia i Środy Śląskiej oraz obszar pomiędzy Ząbkowicami Śląskimi i Prudnikiem. Natomiast wartości gęstości strumienia ciepłego wzrastają ku północnemu-wschodowi, już na obszarze monokliny przedsudeckiej.

Zróźnicowanie pola ciepłego wynika ze zróźnicowanych wartości kolejnego parametru – przewodności cieplnej właściwej skał podłoża, wyrażanej w $\text{W/m}^\circ\text{C}$. Na obszarze Dolnego Śląska przewodność ta według Bruszevskiej (2000) zmienia się w skałach osadowych od ok. $3 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ na północnym-zachodzie po ok. $1,5 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ w części południowo-wschodniej obszaru. W obrębie skał krystalicznych przewodność jest bardziej zmienna i waha się od ok. 1 do ok. $4 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ (Plewa, 1994).

Zaznaczyć należy, że podwyższone ($2,0\text{--}5,1 \mu\text{W/m}^3$) w stosunku do innych obszarów kraju (do $2 \mu\text{W/m}^3$) wartości ciepła radiogenicznego skał na Dolnym Śląsku nie wpływają jednak znacząco na wartości gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego (Plewa, 1996).

Znajomość powyższych parametrów pozwala na określenie temperatur na różnych głębokościach pod powierzchnią Ziemi. Bruszevska (2000)

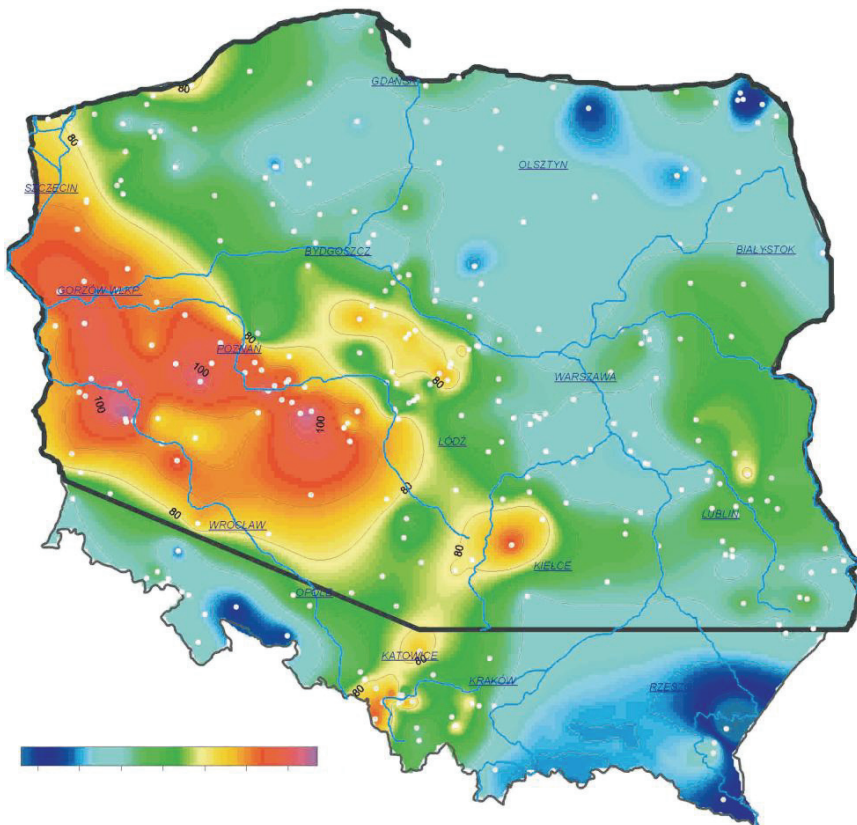


Fig. 2. Mapa strumienia ciepłego na obszarze Polski (wg Szewczyka i in., Karwasieckiej i Bruszevskiej; za Szewczykiem, 2007)

Fig. 2. Map of the heat flow on the area of Poland (after Szewczyk et al., Karwasiecka and Bruszevska; in Szewczyk, 2007)

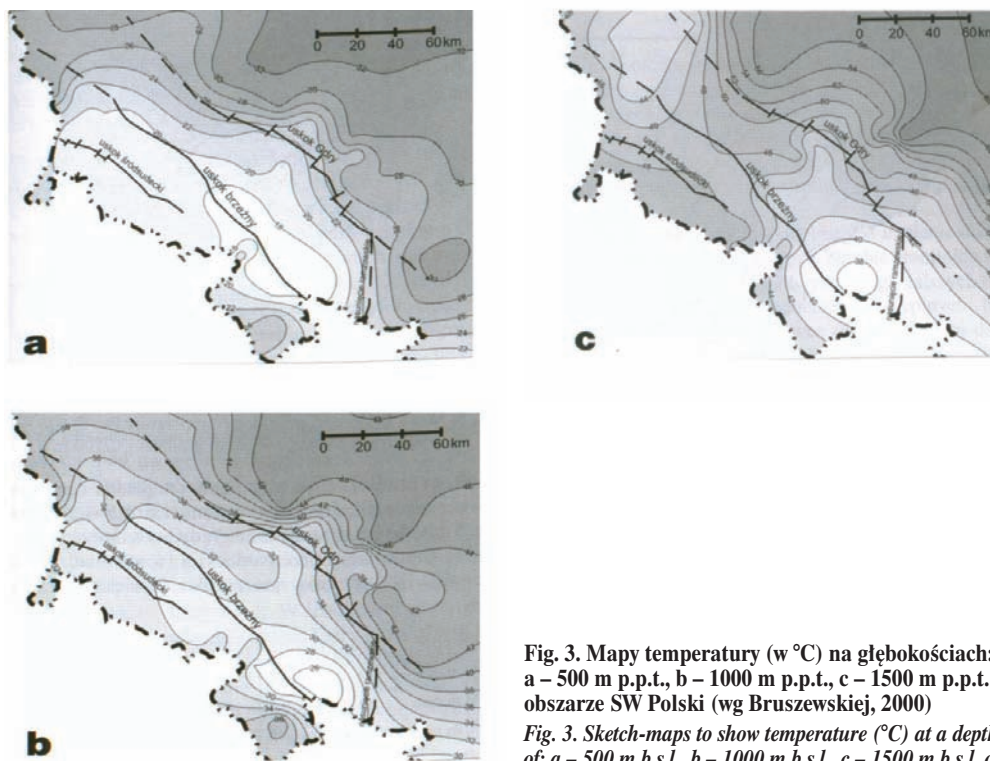


Fig. 3. Mapy temperatury (w °C) na głębokościach: a – 500 m p.p.t., b – 1000 m p.p.t., c – 1500 m p.p.t. na obszarze SW Polski (wg Bruszewskiej, 2000)

Fig. 3. Sketch-maps to show temperature (°C) at a depth of: a – 500 m b.s.l., b – 1000 m b.s.l., c – 1500 m b.s.l. on the SW Poland area (after Bruszewska, 2000)

przedstawiła temperatury na głębokościach 500, 1000 i 1500 m na obszarze Dolnego Śląska (Fig. 3).

Występowanie wód termalnych

Powstałe na obszarze Dolnego Śląska wyniesione obszary oraz linie głębokich nieciągłości w krystalicznym podłożu mają zasadnicze znaczenie w tworzeniu się wód mineralnych i termalnych. Obszary podniesione stanowią strefy infiltracji opadów i wód powierzchniowych, linie uskokuwe są zaś drogami przepływu podziemnego, często głębokiego. Dzięki niemu wody uzyskują podwyższoną temperaturę, wzbogacają się w różne składniki i nieraz nasycają się juwenilnym dwutlenkiem węgla. Wskutek bardzo głębokiego przepływu wody infiltrujące w Sudetach i spływające w kierunku północno-wschodnim pojawiają się także w obrębie bloku przedsudeckiego.

Według regionalizacji wód leczniczych Polski Sudety i blok przedsudecki zaliczane są do prowincji sudeckiej (Paczyński & Płochniewski, 1996). W jej obrębie Dowgiałło (2001) wyróżnia tzw. sudecki region geotermiczny (Fig. 4).

Poszczególne miejsca występowania wód termalnych zaprezentowane zostaną w kierunku od zachodu ku wschodowi.

a) Kopalnia Turoszów

W jednym z chodników odwadniających kopalni węgla brunatnego Turów w rejonie tzw. uskoku głównego w styczniu 1981 r. nastąpił nagły dopływ wód termalnych (25-26 °C) z granitowego podłoża niecki żytawskiej. Typ wody ($\text{HCO}_3\text{-Na}$) generalnie podobny jest do innych wód termalnych krystaliniku masywu czeskiego. Zwraca ona jednak uwagę wysoką – jak na warunki sudeckie – mineralizacją (3,6-4,2 g/dm³), najwyższą w kraju zawartością fluoru (14,5 mg/dm³), obecnością dwutlenku węgla (160-200 mg/dm³) oraz znaczną wydajnością (15 dm³/s). Skład izotopowy wskazuje na infiltracyjne pochodzenie wód, a brak radiowęglu pozwala szacować ich wiek na kilkadziesiąt tysięcy lat (Ciężkowski & Sztuk, 1985; i inne). Do tej chwili szereg odwiertów w obrębie wyrobiska kopalni ujmuje wody o podwyższonej temperaturze.

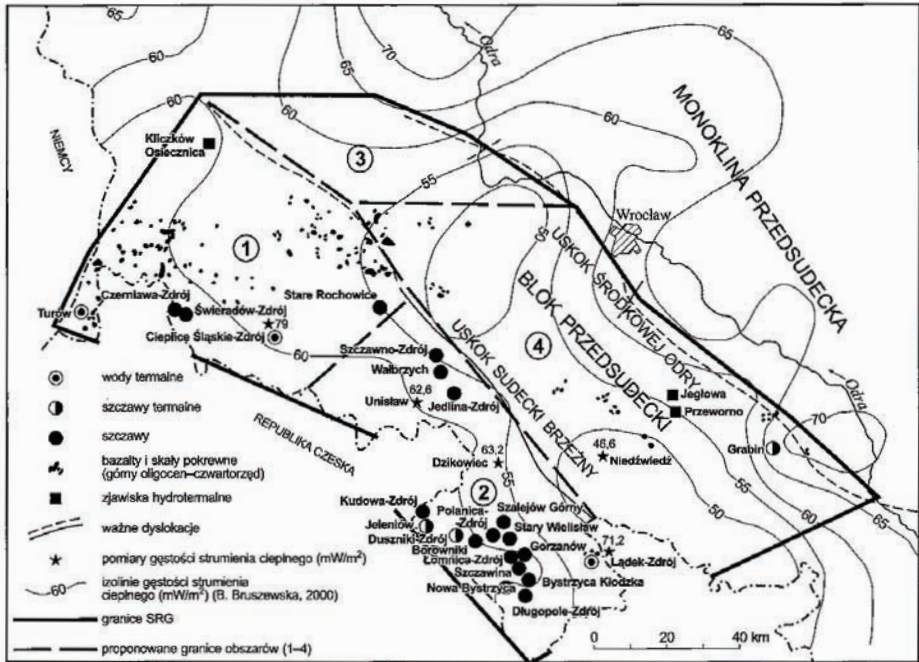


Fig. 4. Sudecki region geotermiczny (wg Dowgiałło, 2001). Subregiony: 1 – jeleniogórski, 2 – wałbrzysko-kłodzki, 3 – legnicki, 4 – świdnicko-niemodliński

Fig. 4. The Sudetic geothermal region (after Dowgiałło, 2001). Subregions: 1 – Jelenia Góra, 2 – Wałbrzych-Kłodzko, 3 – Legnica, 4 – Świdnica-Niemodlin.

b) Cieplice Śląskie-Zdrój

Początek wykorzystania tych wód udokumentowany jest już pod koniec XIII w. (Ciężkowski, 1994). Wyływy wód znajdują się na wysokości ok. 340 m n.p.m., w centralnej części Kotliny Jeleniogórskiej, dużego śródgórskiego obniżenia w Sudetach Zachodnich. Wody ujęte są obecnie sześcioma ujęciami płytkimi (źródła, szyby oraz odwierty o głębokości do 52 m) oraz dwoma odwiertami o głębokościach 750 (odwiert C-2) i 2002,5 m (C-1).

W Cieplicach ujmuje się dwa odrębne typy wód. Wody pierwszego z nich, wypływające z siedmiu ujęć, charakteryzują się prawie jednakową mineralizacją ok. 0,65 g/dm³ i typem chemicznym SO₄-HCO₃-Na, F, Si. Zawartość jonu fluorkowego sięga 13 mg/dm³. Wody typu HCO₃-SO₄-Cl-Na-Ca o mineralizacji ok. 0,9 g/dm³ wypływają tylko z jednego źródła. Ich temperatura wynosi ok. 23°C. Temperatura wód pierwszego z typów wód o głębokim krążeniu, wynosi od 18 do 42°C w płytkich ujęciach, do 63°C w odwiercie C-2 i aż 86,7°C w odwiercie C-1 (Fistek & Dowgiałło, 2003).

Jednostką, w której następuje formowanie się wód jest rozległy późnokarboński masyw granitowy Karkonoszy, zbudowany z trzech odmian granitu poprzecinanego żyłami apłitów oraz lamprofirów (Borkowska, 1966; Mierzejewski, 1985; i inne). Dno Kotliny Jeleniogórskiej, w tym rejon wypływów wód termalnych, pokrywają najczęściej słabo przepuszczalne osady czwartorzędowe o miąższości kilku-kilkunastu metrów.

Strefa naturalnych wypływów wód termalnych na powierzchnię związana jest z krzyżowaniem się większych stref uskokowych oraz ich rozcięciem mniejszymi uskokami (Fistek & Dowgiałło, 2003). Wypływające wody tworzą interesującą anomalie hydrogeochemiczną na obszarze uzdrowiska (Ciężkowski & Mroczkowska, 1985).

Po przeprowadzeniu szerokich prac geologiczno-poszukiwawczych (Fistek *et al.*, 1975), w latach 1971-73 na terenie Cieplic wykonano dwa głębokie odwierty (Iwanowski, 1973). Odwiertem C-1 o głębokości 661 m ujęto wody o temperaturze 41,2°C i wydajności 1,1 m³/h, zaś odwiertem C-2 o głębokości 750 m wody o temperaturze 63,3°C

i o wydajności 27 m³/h. Odwiert C-2 zaczął zasilać bazę zabiegową uzdrowska w wodę leczniczą, natomiast odwiert C-1 pozostał niewykorzystywany. W 1997 r. otwór C-1 został pogłębiony do 2002,5 m i ujął wodę o temperaturze aż 86,7°C i o wydajności 45 m³/h (Fistek & Dowgiałło, 2003; i inni). Obecnie trwają prace nad wykorzystaniem ujętych wód.

Wykonanie odwiertów i późniejsze pogłębienie jednego z nich wyraźnie wpłynęło na wydajności wszystkich pozostałych ujęć. Przykładowo na **Fig. 5** przedstawiono spadek wydajności źródła Basenowe Damskie, które żywo reagowało już spadkiem wydajności przy wykonywaniu odwiertów C-1 i C-2 na początku lat osiemdziesiątych XX w., a całkowicie zanikał w nim wpływ wód w trakcie pogłębienia odwiertu C-1 w latach 1997-98. Wskazuje to na ograniczoną zasobność wód w złożu.

c) Jeleniów

W Jeleniowie koło Kudowy-Zdroju w 1982 r. otworem P-5 o głębokości 133 m nawiercono wody o mineralizacji 2,3 g/dm³, typie HCO₃-Ca-Na, Fe, H₂S oraz o temperaturze 20,2 °C. Wydajność otworu określono na 7,5 m³/h (Fistek *et al.*, 1987). Wody ujęte zostały w spękanych mułowcach dolnego turonu, w rejonie krzyżowania się dyslokacji w osiowej części synkliny Kudowy. Uzyskane rezultaty wraz z wynikami badań w pobliskich Dusznikach-Zdroju pozwoliły na wysunięcie su-

gestii o istnieniu anomalii geotermicznej na tym obszarze (Dowgiałło, 1987).

d) Duszniki-Zdrój

Źródła szczaw wypływających w tym uzdrowisku znane były już od średniowiecza. Pojawiają się one w obrębie łupków łyszczykowych i gnejsów metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich. Metamorfik ten ograniczony jest od północy, tuż poza uzdrowiskiem, prawie równoleżnikowo przebiegającą dużą strefą tektoniczną Pstrążna-Gorzanów. Strefa ta przecięta jest prostopadłym uskokiem Dusznik, szdłuż którego pojawiają się właśnie wypływy szczaw. W jednym z odwiertów wykonanych na początku XX w. stwierdzano temperaturę wypływających wód sięgającą 18,5°C (Fistek, 1977). Badania temperatur w kilkudziesięciu płytkich otworach wykonane pod koniec XX w. wykazały istnienie na obszarze uzdrowska anomalii hydrogeotermicznej, w obrębie której stopień geotermiczny sięgał tylko 6,5 m/°C (Fistek *et al.*, 1996). Uzyskane wyniki pozwoliły na lokalizację głębokiego otworu GT-1, który wykonany w latach 2000-2002 osiągnął głębokość 1695 m. Ujęto w nim szczawę o mineralizacji 3,5 g/dm³, typie HCO₃-Ca-Mg, Fe, Si oraz temperaturze 34,7°C; Wydajność otworu określono na 30 m³/h (Dowgiałło & Fistek, 2003). Wody termalne Dusznik-Zdroju dotąd nie są wykorzystywane.

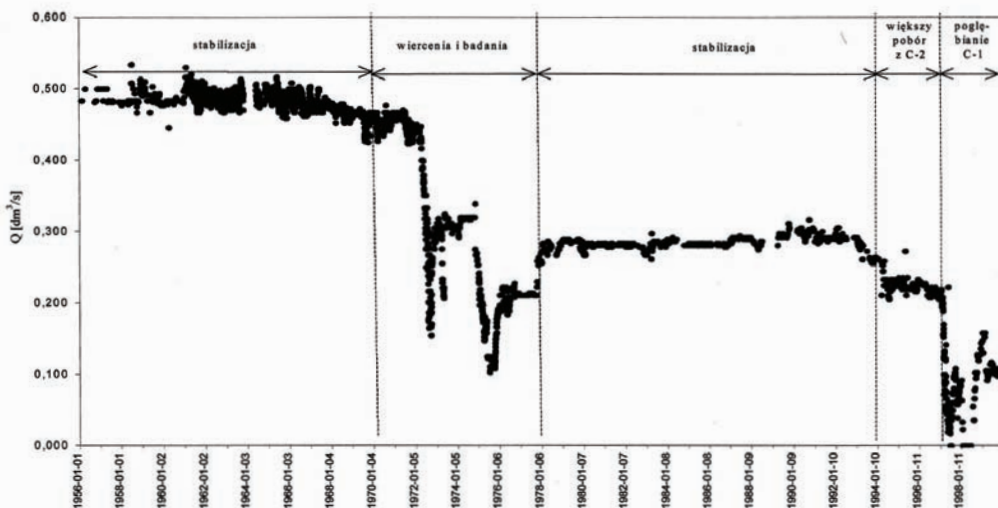


Fig. 5. Wydajności źródła Basenowe Damskie w Cieplicach Śląskich-Zdroju (wg Liber-Madziarz, 2001; na podstawie danych Uzdrowskiego Zakładu Górniczego)

Fig. 5. Discharge of the Basenowe Damskie Spring in the Cieplice Śląskie health resort (after Liber-Madziarz, 2001)

e) Krosnowice

W pobliżu Kłodzka, na południe od tego miasta, natrafiono przypadkowo na wody termalne w Krosnowicach. Otwór badawczy o głębokości 525 m, po przewierceniu osadów kredowych wypełniających rów Nysy Kłodzkiej, natrafił na ich kontakcie z podścielającymi je skałami metamorficznymi na wody o temperaturze 22°C. Są to wody kwasowęglowe o mineralizacji 1,6 g/dm³, typie chemicznym HCO₃-Na-Ca-Mg i wydajności 3,6 m³/h (Fistek & Fistek, 2002).

f) Łądek-Zdrój

Łądek-Zdrój jest uzdrowiskiem o tradycjach leczniczych sięgających pierwszej połowy XIII w., kiedy to Mongołowie po bitwie pod Legnicą zniszczyli istniejące tu urządzenia kąpielowe (Ciężkowski, 1998). Wyływające na wysokości ok. 450 m n.p.m. wody ujęte są w sześciu źródłach i jednym odwiertem o głębokości 700 m (Ciężkowski & Ciężkowski, 1982/1983). Są to wody o bardzo niskiej mineralizacji wynoszącej ok. 0,2 g/dm³ oraz charakteryzują się wyjątkowym typem chemicznym – są to wody HCO₃-F-Na, H₂S, Rn. Mało zmienna temperatura wynosi średnio w poszczególnych źródłach od 20,3 do 28,3°C, w odwiercie zaś 44°C (Ciężkowski, 1980).

Tworzenie się wód następuje w jednostce geologicznej nazywanej metamorfikiem Łądko-Śnieżnika obejmującej wschodnią część Ziemi Kłodzkiej w Sudetach Wschodnich. W obrębie metamorfiku wyróżnia się trzy główne zespoły skalne wieku proterozoicznego-paleozoicznego (Gierwielaniec, 1970; Żelaźniewicz, 2005) – jeden łupkowy i dwa gnejsowe. W karbonie w obrębie tego kompleksu skał miały miejsce intruzje granitoidowe, z którymi w rejonie Łądko-Zdroju związane są skały żyłowe (lamprofiry, żyły kwarcowe).

Według Dona (1964) skały metamorficzne budują wachlarzowato ułożone elementy fałdowe wyższego rzędu, które zanurzają się i zbiegają w kierunku zachodnim. Fałdy tworzą cztery antyklinoria i przedzielone są trzema synklinoriami. Elementy fałdowe w okolicach Łądko-Zdroju pocięte są kilkunastoma uskokami poprzecznymi (o kierunku sudeckim NW-SE) oraz kilkoma podłużnymi. Z uskokami tymi związane są cztery niewielkie wystąpienia neogeńskich bazaltów.

Naturalne wypływy wód termalnych związane są z krzyżowaniem się uskoków na terenie uzdrowiska, dopływy zaś wód należy wiązać z dużymi strefami uskokowymi o kierunku sudeckim. Wyniki

badan trwałych izotopów tlenu i wodoru wód wskazują na ich zasilenie powyżej 700 m n.p.m., co potwierdzają wyniki badań gazów szlachetnych, wiek wód zaś określić można na ok. 5 tys. lat. Objętość wody w systemie można oszacować na 1,3 · 10⁹ m³ (Zuber *et al.*, 1995). Za obszar zasilenia wód łądeckich można przyjąć położone na SE Góry Bialskie i południową część Gór Żółtych, skąd wody przepływają na znacznej głębokości 2000-2500 m. Wyływające na powierzchnię wody tworzą niewielkie anomalie - hydrogeochemiczna i geotermiczna (Ciężkowski, 1980).

Licząc się z rozwojem uzdrowiska na przełomie lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych XX w. przeprowadzono na terenie Łądko-Zdroju szeroko zakrojone prace poszukiwawcze uwieńczono m.in. ujęciem w 1973 r. odwiertem L-2 o głębokości 700 m wód o identycznym, jak w źródłach składzie chemicznym, i o temperaturze 45°C (Fistek & Szarszewska, 1975). Na wodę termalną natrafiono na głębokości 580 m, po przewierceniu żyły lamprofiru otoczonej żyłami bazaltu. W trakcie wiercenia wydajność wypływu z odwiertu sięgała 50 dm³/s, przy czym dał się zauważyć spadek wydajności źródeł. Wykonanie odwiertu zaburzyło istniejący układ hydrodynamiczny.

Średnia sumaryczna wydajność wszystkich źródeł sprzed okresu wykonania odwiertu L-2 (lata 1955-72) wynosiła 8,7 dm³/s, co było zgodne z sumaryczną wydajnością zanotowaną w 1938 r. (8,6 dm³/s). Od 1976 r. rozpoczęto eksploatację odwiertu L-2 z początkową wydajnością 8,3 dm³/s, co spowodowało dwukrotny wzrost sumarycznej wydajności wydobywanych wód. Jednak od tego czasu obserwuje się spadek wydajności wszystkich źródeł, jak i odwiertu. Na podstawie danych z pomiarów przeprowadzonych w okresie 28 lat stwierdzono, że sumaryczna wydajność ujęć ustabilizuje się na poziomie 11 dm³/s (Liber, 2009). Obecnie (połowa 2011 r.) sumaryczna wydajność wszystkich ujęć wynosi ok. 11,5 dm³/s, a więc zbliża się do wartości wydajności długotrwałej. Tak więc wykonanie nowego ujęcia wiercenego spowoduje wzrost pierwotnej wydajności złoża tylko o ok. 2,3 dm³/s, tj. o 26,4%, przy aż dwukrotnym wzroście początkowym.

g) Grabin

W 1983 r. otworem badawczym o głębokości 545 m natrafiono w Grabinie koło Niemodlina na jedyny dotąd przejaw występowania wód termalnych w obrębie bloku przedsudeckiego. Wodę ujęto

tu w strefie głębokości 416-545 m, obejmującej spękane piaskowce górnej kredy i podścielające je również spękane skały metamorficzne – gnejsy (Morawski & Sawicki, 1984). Są to szczywy o mineralizacji 10 g/dm³, typie HCO₃-Na i temperaturze 31,5°C. Wydajność odwiertu określono aż na 200 m³/h (Czerski & Wojtkowiak, 1992). Wody te nie są dotąd wykorzystywane, głównie z powodu ich dużej mineralizacji.

Ujmowanie wód

Ujmowanie wód termalnych na obszarze Dolnego Śląska w większości przypadków nie stanowi problemu. Wykonanie otworów o głębokości – jak dotąd – od kilkuset do ok. 2000 m, pozwoliło na ujęcie wód termalnych w Cieplicach Śląskich-Zdroju i Łądku-Zdroju, które będąc wykorzystywane wpływają wyraźnie na spadek ciśnienia w złożach wód. Stąd też wydaje się koniecznym wykonywanie tzw. dubletów, czyli zespołu dwóch otworów - otworu eksploatacyjnego i otworu chłonnego (zrzutowego), do którego będzie zrzucana zużyta woda. Fakt ten bardzo podraża koszt inwestycji, lecz pozwala odbudowywać ciśnienie w złożu.

Należy zaznaczyć, że projektowane otwory mogą być otworami pionowymi, ale i też otworami kierunkowymi.

Prezentacja podziemnego i napowierzchniowego wyposażenia odwiertów wykracza poza ramy niniejszego opracowania. Można wspomnieć tylko, że projektowane wyposażenie powinno uwzględniać możliwości:

- ujmowania wód pod dużym ciśnieniem,
- ujmowania wód bardzo nagazowanych (o dużym wykładniku gazowym), przy czym może to być tylko dwutlenek węgla,
- obecności w wodzie składników agresywnych względem materiałów konstrukcji odwiertu (zarusowanie, głowica, i in), takich jak dwutlenek węgla lub siarkowodor.

PERSPEKTYWICZNE OBSZARY POSZUKIWANIA WÓD TERMALNYCH

Biorąc pod uwagę obszar Dolnego Śląska główne znaczenie dla głębokiej cyrkulacji wód podziemnych mają głębokie rozłamy w skałach podłoża, będące zazwyczaj złożonymi zespołami stref dyslokacyjnych. W masywie czeskim rozłamy takie wykrywane są bezpośrednio metodami

geofizycznymi (głęboka sejsmika, grawimetria), pośrednio także na ich obecność wskazują (Michniewicz, 1981):

- pasowy układ występowania złóż mineralizacji kruszczowej,
- obecność skał zasadowych, a szczególnie ultrazasadowych,
- przebieg fotolineamentów.

Na **Fig. 6** przedstawiony został syntetyczny obraz przebiegu sieci głębokich rozłamów, które są wyraźnie skorelowane ze znanymi punktowymi wystąpieniami wód termalnych. Rozłamy te należą na obszarze Polski do trzech systemów orientacji: NW-SE i WNW-ESE (rozłamy - karkonoski, śródsudecki i sudecki brzeżny) oraz NNE-SSW (rozłamy - blanicki, cieplicki, zachodniomorawski, orlicki, morawsko-śląski oraz jesenicki) i w dominującym stopniu stanowią kontynuację obiektów stwierdzonych przez badaczy czeskich na terenie ich kraju.

Chociaż przedstawione na **Fig. 6** strefy związane z rozłamami wgłębnyymi uznaczyć należy za szczególnie predysponowane dla poszukiwania wód termalnych, to przy sprzyjających okolicznościach na wody takie natrafić można niekiedy i w innych rejonach regionu sudeckiego. W każdym przypadku wymaga to jednakże przeprowadzenia szczegółowych badań geologicznych i geofizycznych.

Ponieważ natrafienie na odpowiednie strefy spękań z wodami termalnymi obarczone jest znacznym ryzykiem powstała alternatywna forma wykorzystania energii geotermalnej, jaką przedstawia metoda Hot Dry Rock (HDR, metoda suchych gorących skał). Polega ona na tłoczeniu na duże głębokości chłodnego płynu (woda lub odpowiednie roztwory chemiczne) i odbieraniu go, po ogrzaniu, w tym samym lub w sąsiednim otworze. Na głębokościach powyżej 2000 m w granicie karkonoskim można najprawdopodobniej oczekiwać temperatur skał przekraczających 100 °C.

KIERUNKI ROZWOJU I MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA ENERGII ORAZ WÓD TERMALNYCH

Wody termalne sudeckiego regionu geotermicznego odpowiadają tylko tzw. "bezpośredniemu wykorzystaniu" energii geotermalnej, głównie jako płyny niskotemperaturowe i rzadziej jako płyny średnotemperaturowe, a więc o niskiej entalpii. Wykorzystanie temperatury zakumulowanej

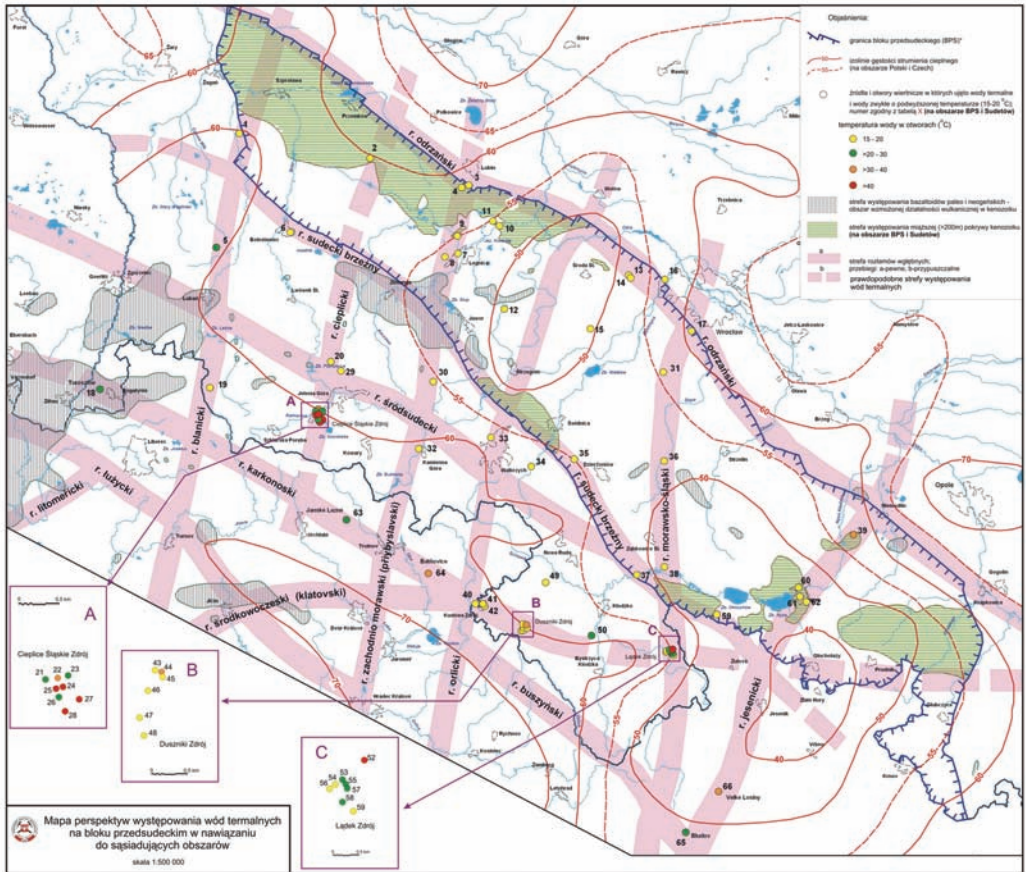


Fig. 6. Mapa perspektyw występowania wód termalnych w regionie sudeckim (wg Michniewicza, w Przylibski et al., 2007)

Fig. 6. Map of perspective occurrences of thermal waters in the Sudetic geothermal region (after Michniewicz, in Przylibski et al., 2007)

w wodach może obejmować cele ciepłownicze, balneoterapię i cele rekreacyjne.

Budowa geologiczna regionu sudeckiego – krystaliczne masywne podłoże odsłaniające się na powierzchni lub przykryte niezbyt miększą warstwą skał osadowych – powoduje, że tutejsze wody termalne, a więc wody głębokiego krążenia związane są ze strefami pęknięć w skałach krystalicznych. Największym problemem w ujęciu tych wód jest sprecyzowanie przebiegu takich stref. Dlatego też wody takie nie mogą być porównywane z wodami geotermalnymi na Niziu Polskim. Tam wody występują w obrębie skał osadowych tworzących warstwy o dużym rozprzestrzenieniu, najczęściej zalegające poziomo lub nachylone pod nieznacznym kątem. Znając parametry fizyczne

i hydrogeologiczne takich warstw możemy z dużym prawdopodobieństwem określić ilość wody i ich temperaturę w danym miejscu.

W przypadku regionu sudeckiego nie określono dotąd tzw. zasobów dyspozycyjnych wód i energii geotermalnej, przez którą rozumie się ilość wolnej (grawitacyjnej) wody geotermalnej poziomu hydrogeotermalnego lub innej jednostki bilansowej możliwej do zagospodarowania w danych warunkach środowiskowych, ale bez wskazania szczegółowej lokalizacji i warunków techniczno-ekonomicznych ujęcia wody. Zasoby dyspozycyjne wyraża się w m^3/h , m^3/d , m^3/rok lub J/rok (Górecki & Hajto, 2006).

Dowgiało (1976) zaproponował, jak już wspomniano, wprowadzenie na podstawie doświadczeń

bułgarskich dla krystaliniku sudeckiego modułu głębokiego odpływu termalnego w wysokości $0,2 \text{ dm}^3/\text{s}/\text{km}^2$, co pozwoliło mu na oszacowanie zasobów dyspozycyjnych wód termalnych Łądko-Zdroju i Cieplic Śląskich-Zdroju. Na podstawie wyników badań izotopowych oszacowano później (Zuber *et al.*, 1995) taki moduł dla skał metamorfiku Łądko-Snieżnika w wysokości nieco wyższej – $0,3 \text{ dm}^3/\text{s}/\text{km}^2$. Wartości takich modułów nie wskazują na możliwość uzyskania znacznych zasobów wód termalnych w regionie sudeckim.

Dodatkowym utrudnieniem w wykorzystywaniu wód termalnych regionu dolnośląskiego jest zwiększona zawartość izotopów promieniotwórczych, zwłaszcza ^{226}Ra , a także ^{228}Ra . Z reguły wody termalne o mineralizacji przekraczającej $1-2 \text{ g}/\text{dm}^3$ oraz termalne szczawy i wody kwasowęglowe zawierają izotopy promieniotwórcze w stężeniach wielokrotnie lub o rzędy wielkości przekraczających normy dla wód przeznaczonych do spożycia przez ludzi i jednocześnie znacznie ograniczające inne możliwości wykorzystania tych wód (Przylibski, 2005; Przylibski *et al.*, 2002). Zagadnienie to jest przedmiotem dalszych, szczegółowych badań zespołu z Politechniki Wrocławskiej, Uniwersytetu Śląskiego i Akademii Górniczo-Hutniczej pod kierownictwem T. A. Przylibskiego w ramach projektu finansowanego przez Ministerstwo Nauki.

Do tej pory nie były prowadzone prace studialne nad energetycznym wykorzystaniem sudeckich wód termalnych. Jedynie w Cieplicach Śląskich-Zdroju w połowie lat dziewięćdziesiątych XX w. sporządzono stadium środowiskowo-ekonomiczne wykorzystania miejscowych wód termalnych (Sokołowski *et al.*, 1996; Zwoździak *et al.*, 1996). Stąd też nie ma doświadczeń w zakresie instalacji odzyskujących ciepło z sudeckich wód. Przez analogie z ciepłowniami geotermalnymi na Niziu Polskim można stwierdzić, że moc cieplna pojedynczego otworu osiągnąć może tylko około 1 MW.

WNIOSKI

Reasumując, można stwierdzić, że:

1. Rozpoznanie wód termalnych w regionie sudeckim ma charakter punktowy, nie pozwalający na dokładniejsze oszacowanie ich zasobów.
2. Temperatury wód wynikają z głębokości ich krążenia podziemnego. Temperatury, jakie osiągnęły te wody w trakcie przepływu, na podstawie hydrogeotermometrów, oszacować można na kilkadziesiąt, a nawet ponad 100°C .

3. Wydajności pojedynczych ujęć nie przekraczają maksymalnie kilkudziesięciu m^3/h .
4. Niektóre wody mogą zawierać zwiększone koncentracje izotopów promieniotwórczych (zwłaszcza ^{226}Ra), utrudniające ich wykorzystanie.
5. Moc cieplna pojedynczego ujęcia może osiągnąć jedynie około 1 MW.
6. Wody regionu sudeckiego należą do wód o niskiej entalpii i optymalnym ich wykorzystaniem jest zastosowanie w ogrzewnictwie, balneoterapii i rekreacji.
7. Poszukiwanie wód termalnych powinno dać najlepsze efekty w strefach głębokich rozłamów w krystalicznym podłożu. Przebieg takich stref przedstawiono na Fig. 6.
8. Rozpoznanie nowych wystąpień wód termalnych wymaga znacznych nakładów finansowych na badania geofizyczne i prace wiertnicze.
9. Wartą podjęcia studiów jest metoda „gorących suchych skał” (Hot Dry Rock) uzyskiwania energii geotermalnej.

Tekst opracowano w ramach:

- a. projektu *Strategia rozwoju energetyki na Dolnym Śląsku metodami foresightowymi*, realizowanego przez Politechnikę Wrocławską w ramach Programu Operacyjnego Innowacyjna Gospodarka – „Inwestujemy w Waszą przyszłość” Priorytet 1; Poddziałanie 1.1.1; Zadanie 4: „Opracowanie strategii rozwoju energetyki na Dolnym Śląsku – metody statystyczne i stochastyczne”;
- a. badań statutowych PWR nr 343 189, pt. *Współczesna i historyczna eksploatacja surowców mineralnych na Dolnym Śląsku*,
- a. uwzględniono także wyniki będącego w trakcie realizacji projektu MNiSzW nr N N525 393139, pt. *Izotopy promieniotwórcze w wodach podziemnych Polski*.

LITERATURA

- Borkowska, M., 1966.** Petrografia granitu Karkonoszy. *Geologia Sudetica*, 2, pp. 7-119.
- Bruszevska, B., 2000.** *Warunki geotermiczne Dolnego Śląska*. Przegląd Geologiczny, Vol. 48, pp. 639-643.
- Ciężkowski, M. & Ciężkowski W., 1982/1983.** Źródła Łądko Zdroju. Historia i badania. *Balneol. Pol.*, t. XXVII, z. 1-4, pp. 5-19.
- Ciężkowski, W., 1980.** Hydrogeologia i hydrochemia wód termalnych Łądko Zdroju. *Probl. Uzdrow.*, z. 4 (150), pp. 125-193.

- Ciężkowski, W., 1990. Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. Pr. Nauk. Inst. Geotechn. Pol. Wrocław. 60. Wrocław, 133 pp.
- Ciężkowski, W., 1994. Cieplickie wody termalne. Kar-konosz, nr 3-4 (10-11)/93, pp. 20-29.
- Ciężkowski, W., 1998. Łądek Zdrój. Dolnośląskie Wy-dawnictwo Edukacyjne, Wrocław, 235 pp.
- Ciężkowski, W., Mroczkowska, B., 1985. Anomalia hydrogeochemiczna Cieplic Śląskich Zdroju. Roczn. Pol. Tow. Geol., vol. 55, nr 3-4, pp. 473-484.
- Ciężkowski, W., Sztuk, T., 1985. Wody termalne kopalni „Turów”. Symp. Nauk.-Techn.: *Stan rozpoznania i perspektywy wykorzystania wód termalnych*. Kraków, 24-25.10.1985, pp. 10-17.
- Ciężkowski, W., Gröning, M., Leśniak, P.M., Weise, S.M., Zuber, A., 1992. Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland, inferred from isotope, chemical and noble gas data. *Journal of Hydrology*, 140, pp. 89-117.
- Ciężkowski, et al., 1996. Próba określenia obszarów zasilańia wód leczniczych pochodzenia infiltracyjnego w Polsce na podstawie badań izotopowych. ZBU Zdroje, Wrocław (niepublikowane).
- Czerski, M., Wojtkowiak, A., 1992. Szczawny termalne w Grabinie. Materiały III Konferencji: *Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*, Pokrzywna 10-12.09.1992. Sudety, Wrocław, pp. 21-28.
- Don, J., 1964. Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. *Geologia Sude-tica*, vol. I.
- Dowgiallo, J., 1976. Wody termalne Sudetów. *Acta Geol. Pol.*, 26, 4, pp. 617-643.
- Dowgiallo, J., 1985. Geochemiczne wskaźniki tempera-tury i ich zastosowanie do sudeckich wód termal-nych. Symp. Nauk.-Techn.: *Stan rozpoznania i per-spektywy wykorzystania wód termalnych*. Kraków, 24-25.10.1985, pp. 68-81.
- Dowgiallo, J., 1987. A supposed geothermal anomaly in the Duszniki-Kudowa area (Polish Western Sudetes). *Bull. Pol. Acad. Sci.*, Vol. 35, No. 4, pp. 323-333.
- Dowgiallo, J., 2001. Sudecki region geotermiczny (SRG) – określenie, podział, perspektywy poszu-kiawcze. W: Bocheńska T., Staśko S. (red.) – *Współczesne problemy hydrogeologii*. T. X, cz. 1. SUDETY, Wrocław, pp. 301-308.
- Dowgiallo, J., 2002. The Sudetic geothermal region of Poland. *Geothermics*, 31 (3), 343-359.
- Dowgiallo, J., 2008. Stan rozpoznania zasobów wód termalnych regionu sudeckiego i perspektywy ich wykorzystania. *Mat. Ogólnopolskiego Kongresu Geotermalnego, Radziejowice 17-19.10.2007 r.* Kraków, pp. 32-34.
- Dowgiallo, J., Fistek, J., 1998. Wstępne wyniki hydro-geologiczne wiercenia C-1 w Jeleniej Górze – Cieplicach. *Prz. Geol.*, vol. 46, nr 2, pp. 178.
- Dowgiallo, J., Fistek, J., 2003. New findings in the Wałbrzych-Kłodzko geothermal sub-region (Sudetes, Poland). *Geothermics*, vol. 32, pp. 689-699.
- Dowgiallo, J., Fistek, J., 2007. Prowincja sudecka. W: Paczyński B., Sadurski A. (red) – *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. II, pp. 57-78.
- Dowgiallo, J., Leśniak, P.M., 1976. Niektóre wyniki hydrogeologicznych obserwacji stacjonarnych ujęć wód termalnych w Cieplicach Śląskich Zdroju. *Biul. Geol. UW*, T. 21, pp. 267-277.
- Dowgiallo, J., Florkowski T., Grabczak, J., 1974. Tritium and ¹⁴C dating of sudetic thermal waters. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Terre*, 1974, vol. 22, no 2, s. 101-109.
- Fistek, J., 1977. Szczawny Kotliny Kłodzkiej i Gór By-strzyckich. *Biul. Geol. UW*, t. 22, pp. 61-115.
- Fistek, J., 1995. Wody termalne uzdrowisk dolnoślą-skich szansą poprawy ochrony środowiska i roz-woju lecznictwa uzdrowiskowego. *Balneol. Pol.*, t. XXXVII, z. 1, pp. 84-89.
- Fistek, J., 2008. Wykorzystanie wód termalnych w uzdrowiskach sudeckich. *Mat. Ogólnopolskiego Kongresu Geotermalnego, Radziejowice 17-19.10.2007 r.* Kraków, pp. 65-67.
- Fistek, J., Dowgiallo, J., 2003. Wody termalne Cieplic Śląskich w świetle badań geologiczno-poszukiwaw-czych wykonanych w latach 1969-73 i 1997-98. W: Ciężkowski W., Wojewoda J. & Żelazniewicz A. (red.) – *Sudety Zachodnie – od wendu do czwarto-rzędu*. WIND, Wrocław, pp. 207-224.
- Fistek, J., Fistek, A., 2002. Geotermia Dolnego Śląska – zasoby, wykorzystanie, koszty inwestycyjne. W: *Wykorzystanie odnawialnych źródeł energii na przy-kładzie Dolnego Śląska*. Polski Klub Ekologiczny, Wrocław, pp. 41-49.
- Fistek, J., Szarszewska, Z., 1975. Nowe ujęcie wody termalnej w Łądku Zdroju. *Przew. XLVII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. Geol.*, Warszawa, pp. 259-262.
- Fistek, J., Iwanowski, S., Iciek, A., Jagodziński, A., 1975. Badania geologiczne, geofizyczne i hydroge-ologiczne jako przykład kompleksowego rozwiązania problemu poszukiwań wód leczniczych w uzdrowi-skach sudeckich. *Biul. Inf. Geofizyka*, nr 1, p. 5-30.
- Fistek, J., Dowgiallo J., Borowiec, A., 1987. Kudowa-Zdrój. Nowy punkt występowania wód termalnych w Sudetach. *Przew. XLVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. Geol.*, Warszawa, pp. 251-254.
- Fistek, J., Fistek, A., Rippel, J., 1996. Problematyka poszukiwań nowych wystąpień wód termalnych na obszarze województwa wałbrzyskiego. *Górnictwo Odkrywkowe*, XXXVIII, 6, pp. 85-102.
- Gierwielaniec, J., 1970. Z geologii Łądku Zdroju. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr.* nr 5, *Studia i Materiały* 5, 44 pp.
- Górecki, W. (red.), 2006a. Atlas zasobów geotermal-nych formacji mezozoicznej na Niżu Polskim. Kraków, 484 pp.
- Górecki, W. (red.), 2006b. Atlas zasobów geoter-malnych formacji paleozoicznej na Niżu Polskim. Kraków, 240 pp.
- Górecki, W., Hajto, M., 2006. Klasyfikacje i metodyka oceny zasobów energii geotermalnej. W: Górecki

- W. (red.) – *Atlas zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na Niżu Polskim*. Kraków, pp. 152-162.
- Iwanowski, S., 1973.** Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych z otworów Cieplice-1 i Cieplice-2 w Cieplicach Śląskich Zdroju. Obsługa Techniczna Uzdrawisk, (niepublikowane).
- Kapuściński, J., Nagy, S., Długosz, P., Biernat, H., Bentkowski, A., Zawisza, L., Macuda, J., Bujakowska, K., 1997.** Zasady i metodyka dokumentowania zasobów wód termalnych i energii geotermalnej oraz sposoby odprowadzania wód zużytych. Poradnik metodyczny. BORGIS, Warszawa, 148 pp.
- Leśniak, P.M., Nowak, D., 1993.** Water-rock interaction in some mineral waters in the Sudetes, Poland; implications for chemical geothermometry. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, vol. 63, pp. 101-118.
- Liber, A., Liber-Madziarz, E., 2003.** Analiza falkowa wydajności ujęć wód leczniczych w Łądku Zdroju. W: Piekarek-Jankowska H., Jaworska-Szulc B. (red.) – *Współczesne problemy hydrogeologii*. T. XI, cz. 1. Wydz. Bud. Wodnego i Inż. Środ. PG, Gdańsk, pp. 370-380.
- Liber, E., 2008.** Zmiany w dynamice wód termalnych Cieplic Śląskich Zdroju wpływające na zasoby eksploatacyjne ujęć. *Mat. Ogólnopolskiego Kongresu Geotermalnego, Radziejowice 17-19.10.2007 r.* Kraków, pp. 103-108.
- Liber, E., 2009.** Charakterystyka opróżniania zbiornika wód szczelinowych głębokiego krążenia na przykładzie złoża wód termalnych Łądko-Zdroju. *Biuletyn PIG*, 436, pp. 317-322.
- Liber-Madziarz, E., 2001.** Zmienność wydajności ujęć wód leczniczych eksploatowanych samoczynnie ze złóż sudeckich. Praca doktorska, Wydział Górniczy Politechniki Wrocławskiej (niepublikowane).
- Mierzejewski, M., 1985.** Geologia granitowej części Karkonoszy. W: Jahn A. (red.) – *Karkonosze*. Ossolineum, Wrocław, pp. 17-41.
- Michniewicz, M., 1981.** Próba interpretacji wczesnych etapów tektonogenezy Sudetów w nawiązaniu do teorii diapiryzmu wgłębnego oraz koncepcji głębokich rozłamów. *Geologia Sudetica*, Vol. 16, No 2, pp. 75-141.
- Mísař, Z. et al., 1983.** *Geologie ČSSR I, Český Masiv*. SPN, Praha,
- Morawski, T., Sawicki L., 1984.** Wystąpienie szczaw termalnych w Grabinie koło Niemodlina. *Materiały i Studia Opolskie*, R. XXVI, z. 52/53, pp. 235-240.
- Ney, R., Sokolowski J., 1987.** Wody geotermalne Polski i możliwości ich wykorzystania. *Nauka Polska*, 6.
- Oberc, J., 1972.** Budowa geologiczna Polski. T. IV, Tektonika, cz. 2: Sudety i obszary przyległe. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Paczyński, B., Płochniewski, Z., 1996.** Wody mineralne i lecznicze Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 108 pp.
- Plewa, M. (red), 1996.** Badania ciepła radiogenicznego skał krystalicznych i osadowych obszaru sudeckiego. Wyd. CPPGMiE PAN, Kraków, 73 pp.
- Plewa, S., 1994.** Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wyd. CPPGMiE PAN, Kraków, 138 pp.
- Porowski, A., Dowgiałło, J., 2009.** Application of selected geothermometers to exploration of low-enthalpy thermal water: the Sudetic Geothermal Region in Poland. *Environ. Geol.*, 58, pp. 1629-1638.
- Przewodnik..., 1995.** Przewodnik LXVI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego. Wrocław, 362 pp.
- Przylibski, T. A., 2005.** Radon. Składnik swoisty wód leczniczych Sudetów. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, 329 pp.
- Przylibski, T. A. et al., 2002.** The occurrence of ²²⁶Ra and ²²⁸Ra in groundwaters of the Polish Sudety Mountains. *Nukleonika*, vol. 47, no. 2, pp. 59-64.
- Przylibski, T. A. (red.) et al., 2007.** Studium możliwości rozpoznania, nowych wystąpień wód zmineralizowanych, swoistych i termalnych na obszarze bloku przedsudeckiego. Politechnika Wrocławska, Instytut Górniczego, Raport Ser. SPR. I-11/S-5, (niepublikowane).
- Sokolowski, J. et al., 1996.** Propozycja wykorzystania ewentualnych nadwyżek ciepła geotermicznego w Jeleniej Górze-Cieplicach dla celów rekreacyjnych i produkcyjnych wraz z analizą ekonomiczną. W: Dowgiałło J. (red.) – *Geologiczne i ekonomiczne aspekty wykorzystania wód termalnych w miejscowości Jelenia Góra-Cieplice*. ING PAN, Warszawa (niepublikowane).
- Szewczyk, J., 2007.** Strumień ciepły a temperatura i mineralizacja wód podziemnych. W: Paczyński B., Sadurski A. (red) – *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. II, pp. 14-24.
- Wiktorowicz, B., 2009.** Hydrogeochemia szczaw termalnych dusznickiego systemu hydrogeotermicznego. *Prz. Geol.*, vol. 57, nr 8, pp. 660.
- Zuber, A., Weise, S., Osenbrück, K., Grabczak, J., Ciężkowski, W., 1995.** Age and recharge area of thermal waters in Łądek Spa (Sudeten, Poland) deduced from environmental isotope and noble gas data. *Journal of Hydrology*, 167, pp. 327-349.
- Zwoździak, J., Kabsch P. et al., 1996.** Ekologiczne i ekonomiczne aspekty zaopatrzenia dzielnicy uzdrowskiej miasta Jelenia Góra w energię ciepłą pochodzenia geotermicznego. W: Dowgiałło J. (red.) – *Geologiczne i ekonomiczne aspekty wykorzystania wód termalnych w miejscowości Jelenia Góra-Cieplice*. ING PAN, Warszawa (niepublikowane).
- Żelaźniewicz, A., 2005.** Przeszłość geologiczna. W: Fabiszewski J. (red.) – *Przyroda Dolnego Śląska*. Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, pp. 61-134.

ZŁOŻA WĘGLA BRUNATNEGO W REJONIE LEGNICY-ŚCINAWY I TECHNOLOGIE ICH ZAGOSPODAROWANIA

The lignite deposits in the Legnica-Ścinawa area the methods of their exploitation

Stachowiak A.¹, Nowak J.², Sztromwasser E.¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy w Warszawie,

² KGHM CUPRUM sp. z o.o. – Centrum Badawczo-Rozwojowe

Słowa kluczowe: budowa geologiczna, zasoby złoża, eksploatacja odkrywkowa, gazyfikacja
Keywords: *geological structure, resources, deposits, pit operation, gasification*

Streszczenie Artykuł jest syntezą stanu wiedzy na temat budowy geologicznej kompleksu złóż węgla brunatnego w rejonie Legnicy-Ścinawy, obejmującego złoża: Legnica-Pole Zachodnie, Legnica-Pole Wschodnie, Legnica- Pole Północne, Ścinawa i Ruja (**fig. 1**). Przedstawiono w nim aktualny stan zasobów bilansowych wymienionych złóż oraz podstawowe parametry geologiczno-górnictwa i jakościowe. Ze względu na wielkość zasobów bilansowych złoża te stanowią ważne zaplecze surowcowe polskiej energetyki. Obecnie trwają w Polsce dyskusje i przygotowania zmierzające do wypracowania optymalnego sposobu zagospodarowania zasobów. Brane są pod uwagę zarówno metody tradycyjne, tzn. eksploatacja odkrywkowa i eksploatacja podziemna, jak również nowe metody dotychczas nie stosowane w polskim górnictwie węgla brunatnego, takie jak gazyfikacja i biogazyfikacja w złożu. Wśród omawianych w artykule technologii zagospodarowania zasobów szczególną uwagę poświęcono metodom podziemnej gazyfikacji i biogazyfikacji węgla.

Abstract The paper deals with the current knowledge of the geological structure of the lignite deposits complex in the Legnica-Ścinawa area, which includes 5 deposits: Legnica-Pole Zachodnie, Legnica-Pole Wschodnie, Legnica- Pole Północne, Ścinawa and Ruja (**fig. 1**). It presents the current mineral resources of the lignite and the most important geological, mining and qualitative parameters of the mentioned deposits. These deposits are the important basis for the Polish power industry because of the magnitude of their total mineral resources. The optimal ways of their exploitation are currently discussed and projected in Poland. The traditional methods i.e. open cast mining and underground exploitation as well as new technologies in Polish mining industry like gasification and biogasification are taken into account. The paper presents short information of all these methods but the particular note has been devoted underground methods of gasification and biogasification.

WSTĘP

Znaczne obszary Dolnego Śląska przykrywa kompleks osadów kenozoicznych, na który składają się głównie serie osadowe paleogenu oraz neogenu z występującymi w jego obrębie pokładami węgla brunatnego o znaczeniu przemysłowym. Jednym z najważniejszych złożowo obszarów jest re-

jon Legnicy-Ścinawy, gdzie udokumentowano dotychczas pięć złóż węgla brunatnego: Legnica-Pole Zachodnie, Legnica-Pole Wschodnie, Legnica-Pole Północne, Ścinawa i Ruja, o łącznych zasobach bilansowych ponad 5,5 mld Mg. Wielkość zasobów plasuje ten obszar wśród największych europejskich zagłębi węgla brunatnego. Wykrywanie tych niezwykle cennych złóż, stano-

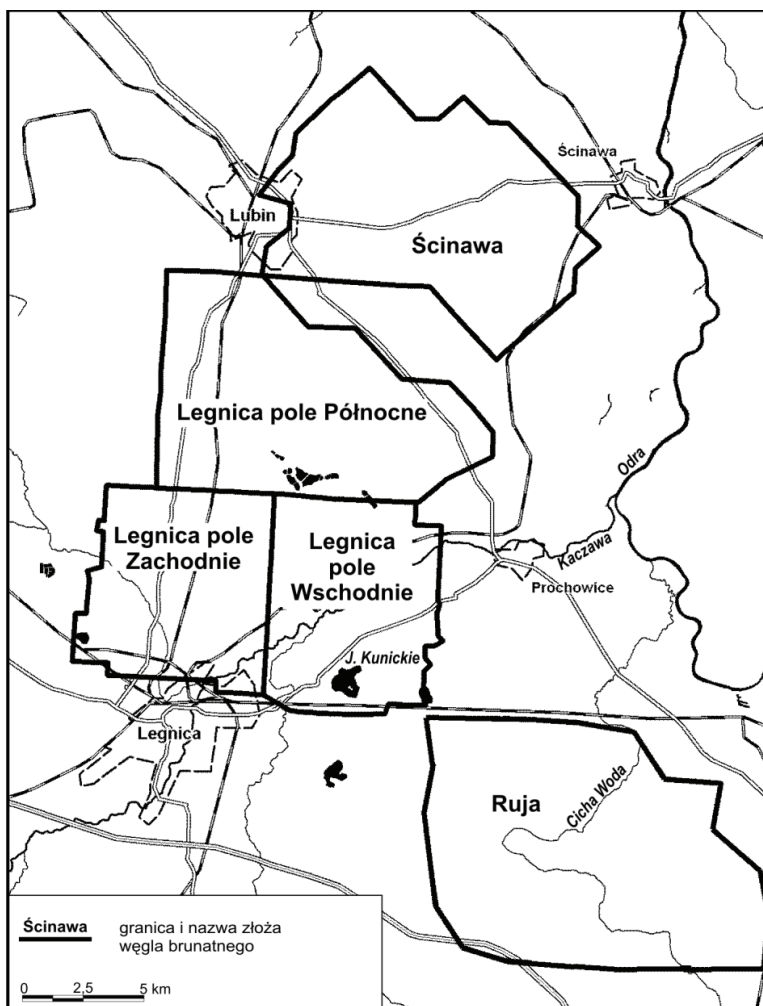


Fig. 1. Lokalizacja złóż węgla brunatnego rejonu legnicy-Ścinawy

Fig. 1. Location of the lignite deposits in the Legnica-Ścinawa area

wiących istotną bazę rozwoju polskiej energetyki (Kasiński, 2009) w perspektywie najbliższych dziesięcioleci, wydaje się oczywiste. Od wielu jednak lat toczą się dyskusje w środowiskach naukowych na temat możliwości i technologii ich wykorzystania. Brane są pod uwagę różne metody, głównie metoda eksploatacji odkrywkowej, najlepiej rozpracowana i mająca zdecydowanie najwięcej zwolenników. Rozważane są jednak także metoda eksploatacji podziemnej oraz technologie perspektywiczne - zgazowania i biozgazowania węgla w złożu. Zagospodarowanie omawianych złóż wydaje się nieuchronne w świetle przewidywanej

w najbliższych 20-30 latach wielkości wydobycia i wyczerpywania się zasobów aktualnie eksploatowanych złóż węgla brunatnego (Libicki, Tarasiewicz, 2005). Znaczący i stały od wielu lat udział węgla brunatnego w bilansie źródeł energii elektrycznej w Polsce, na poziomie 33-35%, będzie trudno zastąpić innymi nośnikami.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Złoże węgla brunatnego w rejonie Legnicy-Ścinawy występują na terenie dwóch dużych jednostek strukturalnych: bloku przedsudeckiego

(Legnica-Pola: Zachodnie, Wschodnie i Północne) i monokliny przedsudeckiej (Ścinawa i częściowo Legnica-Pole Północne). Obie jednostki rozdziela strefa dyslokacyjna środkowej Odry, która na tym odcinku przebiega od okolic Krzeczyna Wielkiego na północnym-zachodzie po okolice Pieszkowa i Miłoradziec na południowym-wschodzie.

Najstarsze utwory bloku przedsudeckiego na tym obszarze rozpoznane w wyniku wykonanych wierceń za miedzią i węglem brunatnym to głównie staropaleozoiczne fyllity, łupki serycytowe, talkowe, chlorytowe, łyszczykowe i krzemionkowe oraz szarogłazy. W północnej i północno-wschodniej części obszaru złożowego, na monoklinie przedsudeckiej, na utworach starszego paleozoiku zalegają piaskowce i zlepieńce czerwonego spągowca, łupki cechsztyńskie, piaskowce dolnego i środkowego pstrego piaskowca oraz osady marglisto-wapniste retu. Wymienione serie utworów paleozoicznych przykrywa na całym omawianym obszarze kompleks osadów paleogeńsko-neogeńskich od oligocenu do pliocenu. Stanowią go utwory klastyczne: piaszczyste, zwirowe, ilaste i mułkowe oraz organiczne o miąższości dochodzącej do około 400 m. Z paleogenem są związane zwietrzeliny skał paleozoicznych (regolity), często o miąższości do kilkudziesięciu metrów. W paleogenie górnym i miocenie miały miejsce liczne wylewy bazaltów. Tworzą one płaskie pokrywy lub kopuły. Bazalty i ich zwietrzeliny oraz tufy wulkaniczne stwierdzono w szeregu otworów wiertniczych, głównie w części zachodniej i południowej złoża Legnica. Kompleks osadów neogeńskich reprezentują głównie osady facji rzecznych, jeziornych i bagiennych. Te ostatnie, powstające w czasie etapów wzmoczonej subsydencji przy sprzyjających, bardziej wilgotnych warunkach klimatycznych, zaznaczyły się występowaniem pokładów węgla brunatnych. Podobnie jak na obszarze całej zachodniej części Nizy Polskiego stanowią one poziomy reperowe, które wykorzystywano przy podziale osadów paleogeńsko-neogeńskich (m.in. Ciuk, 1970; Dyjor, 1974; Piwocki, Olszewska, 1966; Piwocki *et al.*, 2004; Piwocki, Badura, Przybylski, 2004). W omawianym rejonie występują cztery grupy pokładów węgla wieku neogeńskiego.

Najniższą część kompleksu węglonośnego w rejonie Legnicy-Ścinawy stanowi ogniwo dąbrowskie (z najstarszą, czwartą grupą pokładów węgla), reprezentujące dolną część formacji rawickiej, wydzielanej w Polsce środkowej i zachodniej (Piwocki, Ziemiańska-Tworzydło, 1995,

1997). Zostało ono wydzielone na podstawie wierceń w okolicy Ścinawy. Pierwotnie (m.in. w pierwszej dokumentacji geologicznej złoża Ścinawa: Ciuk, 1961) korelowane było z najwyższym górnym oligocenem Łuzyc i Brandenburgii, w którym występuje czwarty lużycki pokład węgla brunatnego, zwany też pokładem biterfeldzkim. W wyniku późniejszych badań stratygraficznych i porównań korelacyjnych pokład ten został w niemieckim schemacie litostratygraficznym przesunięty do miocenu dolnego (Piwocki *et al.*, 2004). Na tej podstawie w schemacie polskim umieszczono go również w dolnym miocenie (Piwocki, Ziemiańska-Tworzydło, 1995, 1997; Piwocki, 1998). Ogniwo dąbrowskie jest wykształcone w postaci szarobrzązowych i brunatnych piasków kwarcowych, mułków i mułowców oraz węgla brunatnych. Związana z tym ogniwem czwarta grupa pokładów na omawianym terenie ma ograniczony zasięg, występuje jedynie w północnej części złoża Ścinawa, przypuszczalnie w tektonicznych obniżeniach podłoża podkenozoicznego. Wykształcona jest w postaci jednego pokładu (Fig. 2), czasem z cienkim przerostem ilastym, występującego na głębokości od około 270 m do około 390 m, kilkadziesiąt (do 100) metrów poniżej pokładów III. grupy. Miąższość tego pokładu dochodzi do ok. 12 m. Ze względu na znaczną głębokość zalegania, jak również ze względu na wyższe niż w pokładach wyżejległych zawartości siarki, nie jest on uwzględniany w obliczeniach zasobów bilansowych. Wartość opałowa węgla IV. pokładu, mieszcząca się w granicach 7-10 MJ/kg, jest zbliżona do stwierdzonej w pozostałych pokładach.

Powyżej utworów grupy dąbrowskiej lub bezpośrednio na podłożu podkenozoicznym zalega seria osadów dolnomiocenowych, reprezentowana na omawianym terenie przez utwory ilaste (w spągu serii są to często ility kaolinowe), ilasto-piaszczyste i mułki z wkładkami węgla oraz ilów i łupków węglistych. Tworzą one tzw. serię żarską ze ścinawską, III. grupą pokładów węgla brunatnego (Dyjor, 1978). Seria ta wykazuje dużą zmienność w wykształceniu litologicznym a węgle brunatne tego poziomu często przechodzą w ility i mułki węglone lub zawierające detrytus roślinny. Węgla brunatne tego poziomu zwykle nie tworzą ciągłego horyzontu. Warstwy węglowe na ogół są niewielkiej miąższości, poniżej 3 m. W niektórych partiach, np. w zachodniej i południowo-zachodniej części złoża Ścinawa osiągają większą miąższość, do 8,8 m.

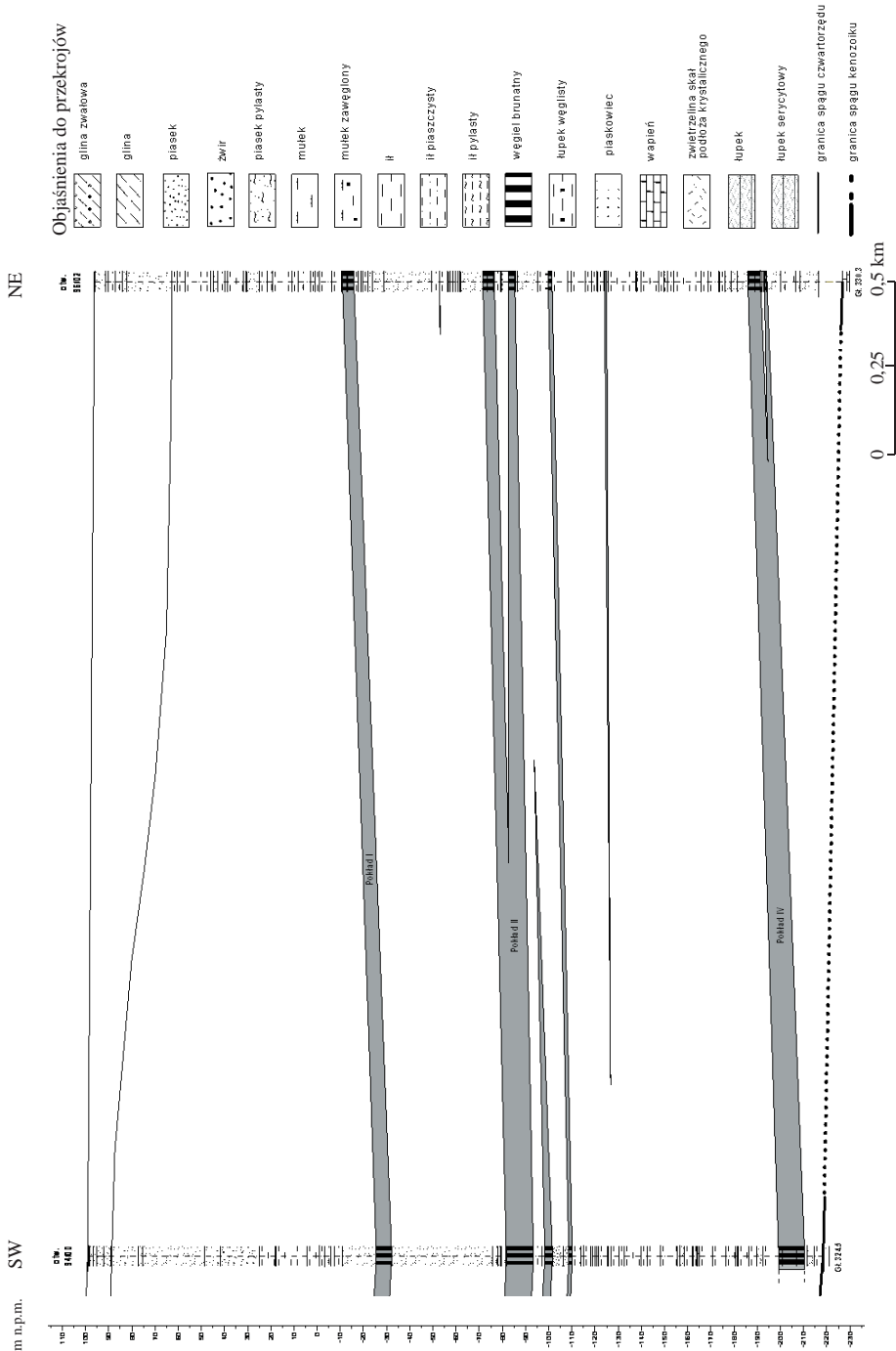


Fig. 2. Schematyczny przekrój geologiczny przez N część złoże węgla brunatnego Ścinawa (wg Stachowiak, 2010)
 Fig. 2. Schematic geological cross-section through the N part of the Ścinawa lignite deposits (by Stachowiak, 2010)

Podstawowe znaczenie złożowe posiadają węgle drugiej grupy pokładów (II. pokład węgla) (Fig. 3). Występują one w obrębie dolno/środkowo-miocenkich osadów serii śląsko-łużyckiej, od-

powiadających formacji ścinawskiej w ujęciu Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1997). Pokład ten jest znany na obszarze wszystkich złóż kompleksu Legnica-Ścinawa, a jego miąższość jest

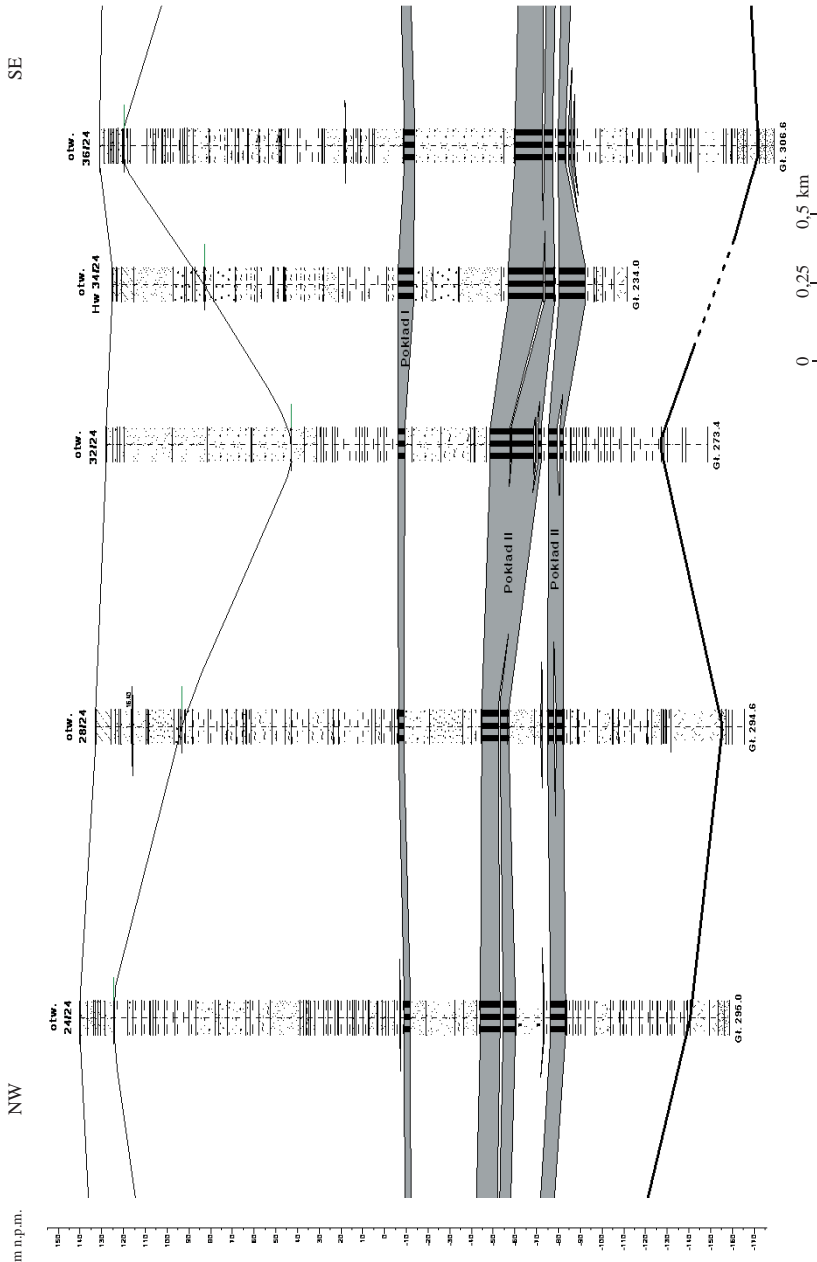


Fig. 3. Schematyczny przekrój geologiczny przez złożę węgla brunatnego Legnica-Pole N (wg Sztromwasser 2010a)
 Fig. 3. Schematic geological cross-section through the Legnica - Pole N lignite deposits (by Sztromwasser 2010a)

znaczna, choć zmienna, w złożu Legnica-Wschód sięga nawet 40 m. W północnej części omawianego obszaru (np. w złożu Ścinawa) miąższość II. pokładu jest wprawdzie bardziej stała (do około 20

m), ale pokład ten dzieli się tam na dwie ławy, górną i dolną, rozdzielone przerostem płonnym, zwykle o miąższości 6-8 m, który tworzą łupki i iłolupki węgliste, cienko przewarstwione smugami py-

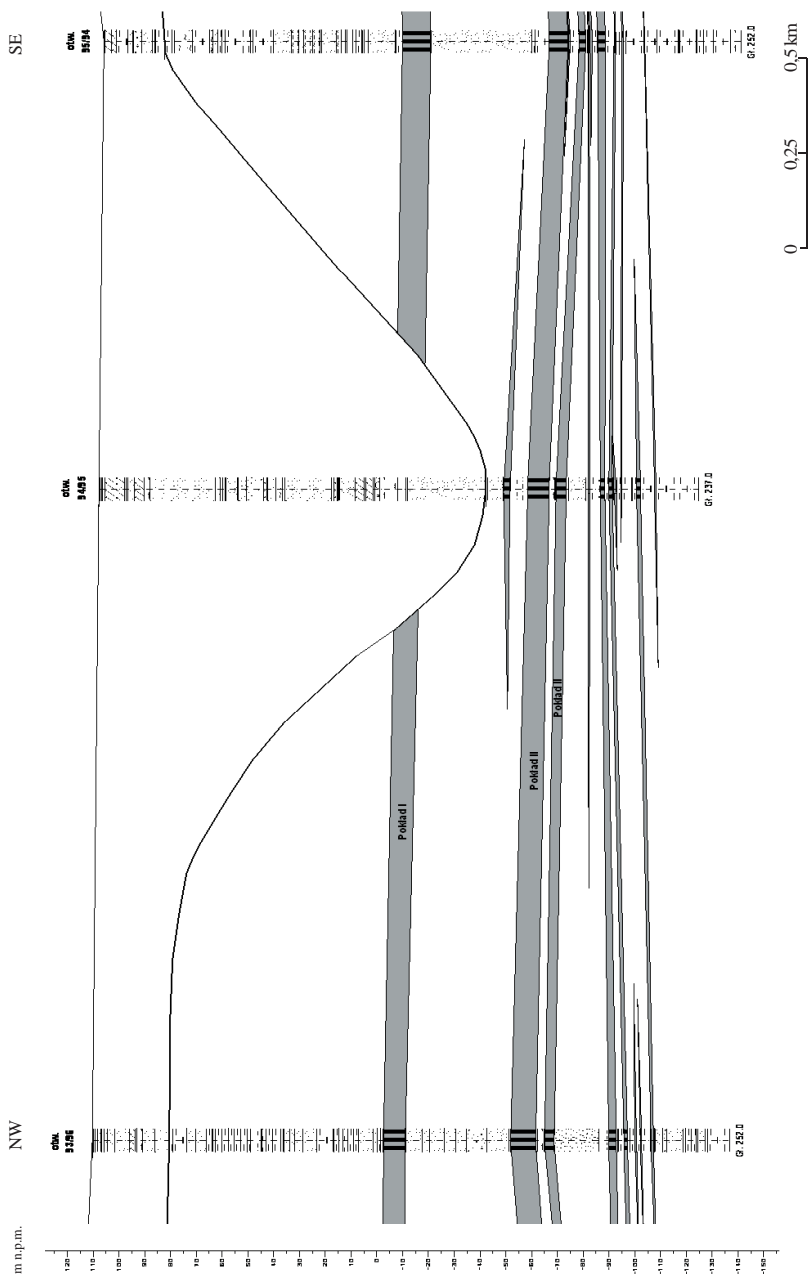


Fig. 4. Schematyczny przekrój geologiczny przez E część złoże węgla brunatnego Ścinawa (wg Stachowiak, 2010)

Fig. 4. Schematic geological cross-section through the E part of the Ścinawa lignite deposits (by Stachowiak, 2010)

lasto-piaszczystymi z dużą ilością łyszczyków. Na obszarze złoża Ścinawa grubość dolnej ławy węglowej waha się w granicach 1-6 m, a ławy górnej 3-15 m. Ku południowi, w złożu Legnica-Pole Północne, węgiel brunatny II. grupy pokładów tworzy już zazwyczaj jeden pokład, który ku południowi wyklinowuje się lub łączy z III. grupą pokładów.

Powyżej II. pokładu zalega seria utworów piaszczystych, miejscami mułkowatych i ilastych, miąższości kilkudziesięciu metrów, stanowiących główny paleogeńsko-neogeński horyzont wodonośny tego rejonu. Ponad tą serią piaszczysto-mułkową występuje I. pokład (I. grupa pokładów). Jest to I. pokład środkowopolski, należący w ujęciu Piwockiej i Ziemińskiej-Tworzydło (1997), do formacji poznańskiej. Pokład ten występuje we wszystkich złożach na omawianym obszarze, ma jednak nieznaczną miąższość i nieciągły charakter. Miąższość pokładu jest zmienna, np. w granicach złoża Ścinawa od 0 do 12 m (średnio ok. 5,5 m) przy głębokości zalegania od 87,6 do 207,3 m. Badania pyłkowe wykonane w 1961 r. potwierdziły, że nie jest on młodszy niż środkowy miocen (Ciuk, 1961). W południowo-wschodniej części złoża Ścinawa, w obrębie czwartorzędowej rynny erozyjnej o głębokości przekraczającej miejscami 150 m, pokład I. uległ rozmyciu (fig. 4).

Ponad I pokładem węgla brunatnego występuje seria utworów ilastych z wkładkami i soczewkami piasków i mułków, o miąższości przekraczającej 100 m, ze sporadycznymi soczewkowatymi przewarstwieniami węgla o niewielkiej miąższości. Według starszych opracowań (Ciuk, 1961) seria ta reprezentuje górny miocen-pliocen. Aktualnie bardziej uzasadnione wydaje się zaliczenie tej serii do formacji poznańskiej (miocen środkowo-miocen górny).

Na kompleksie utworów paleogeńsko-neogeńskich zalega pokrywa utworów czwartorzędowych zbudowana z piasków, żwirów, mułków i glin zwałowych. Jej miąższość na ogół nie przekracza 20-30 m, za wyjątkiem kilku stref rozcięć erozyjnych o kierunku SW-NE, m.in. w południowo-wschodniej części złoża Ścinawa, gdzie występuje głębokie rozcięcie, identyfikowane w starszych pracach jako rozcięcie pradolinne, stanowiące odnogę dopływu do pradoliny Odry. Według nowszych poglądów (Przybylski, 2009) struktura ta wykazuje cechy typowe raczej dla rynien subglacialnych, związanych w omawianym rejonie ze zlodowaceniem południowopolskim. Najmłodszymi osadami na omawianym obszarze są holocenckie mady, piaski rzeczne oraz torfy, występujące w dolinach rzek.

ZASOBY WĘGLA BRUNATNEGO

W rejonie Legnicy-Ścinawy udokumentowano pięć złóż węgla brunatnego: Legnica-Pole Wschodnie, Legnica-Pole Zachodnie, Legnica-Pole Północne, Ścinawa i Ruja. Stan rozpoznania poszczególnych złóż jest zróżnicowany. Złoża Legnica-Pole Wschodnie i Legnica-Pole Zachodnie zostały udokumentowane w kat. B+C₁ (Różycki, 1978; Wałachowska, 1990) Legnica-Pole Północne w kat. C₂ (Sztromwasser, 2010a) Ścinawa w kat. C₂ i D (Stachowiak, 2010), Ruja w kat. D (Sztromwasser 2010b). W polach rozpoznanych w kat. B otwory wiertnicze były wykonane w siatce 250 x 250 m, w kat. C₁ - 500 x 500 m, w kat. C₂ - 1 x 1 km i w kat. D ≥ 1 x 1 km. Aktualne kryteria bilansowości dla złóż węgla brunatnego a także stan zasobów, oraz główne parametry geologiczno-górnictwa i jakościowe złóż w rejonie Legnicy-Ścinawy prezentują **tabele 1 i 2**.

Tab. 1.
Kryteria bilansowości dla złóż węgla brunatnego wg Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 20.06. 2005 r.

Lp.	Parametr	Jednostka	Wartość brzeżna
1.	Maksymalna głębokość spągu złoża	m	350
2.	Minimalna miąższość węgla brunatnego w pokładzie	m	3
3.	Maksymalny stosunek grubości nadkładu do miąższości złoża	-	12
4.	Minimalna średnia ważona wartość opałowa węgla brunatnego w pokładzie wraz z przerostami, przy wilgotności węgla 50%	MJ/kg	6,5
5.	Maksymalna średnia ważona zawartość siarki całkowitej pokładu węgla brunatnego wraz z przerostami, przy wilgotności węgla 50%	%	2(>2)*

* Wartości brzeżne ujęte w nawiasy dotyczą zasobów pozabilansowych.

Tab. 2.
Zasoby bilansowe oraz główne parametry geologiczno-górniczne i jakościowe złóż węgla brunatnego w rejonie Legnicy-Ścinawy.

Parametr	Legnica-Pole W*	Legnica-Pole E*	Legnica-Pole N**	Ścinawa***	Ruja****
Kategoria rozpoznania	B+C ₁ +C ₂	B+C ₁ +C ₂	C ₁	C ₂ +D	D
Powierzchnia bilansowej części złoża w km ²	37,33	38,14	68,38	81,4	17,68
Zasoby bilansowe w mln Mg	864	839	1 723	1 767	345
Mięższość węgla w m	21,0	18,1	21,9	20,2	16,8
Grubość nadkładu w m	138	137	185	186	124
Współczynnik N/W	6,6:1	7,6:1	8,7:1	8,9:1	8,0:1
Zawartość siarki całkowitej S _t w %	0,98	0,99	1,42	0,33	0,71
Wartość opałowa w MJ/kg	9 936	9 168	9 186	9 527	9 363
Popielność A ^d w %	14,87	18,58	18,72	12,88	18,57
Zawartość bituminów B ^d w %	5,03	4,27	4,22	4,33	nb

Wartości wg: *Piwocki, Kasiński (2006); **Sztromwasser (2010a), ***Sztromwasser (2010b), ****Stachowiak (2010), nb - nie badano

Kryteria bilansowości spełniają pokład pierwszy, drugi i trzeci, przy czym większość zasobów bilansowych koncentruje się w pokładzie II. Pokład IV. (dąbrowski) nie był uwzględniany w obliczeniach zasobów bilansowych, głównie ze względu na znaczną głębokość zalegania.

TECHNOLOGIE ZAGOSPODAROWANIA ZASOBÓW

Obecnie ośrodki naukowe i badawcze na świecie rozważają różne technologie zagospodarowania zasobów węgla brunatnego. Wśród nich, jako potencjalnie możliwe do zastosowania w odniesieniu do złóż rejonu Legnica-Ścinawy, wymienić należy tradycyjne techniki górnicze, takie jak:

- wydobycie metodą odkrywkową,
- wydobycie metodą podziemną, a także nowe, intensywnie rozwijające się technologie, takie jak:
 - zgazowanie podziemne i
 - biozgazowanie podziemne.

Te ostatnie technologie wraz z metodą hydro-otworową, także analizowaną w przeszłości w odniesieniu do złóż legnickich, tworzą grupę tzw. metod otworowych. Zostały one przedstawione w wielu pracach (Nowak, 2007a,b; Kudełko, Nowak, 2007, 2009, 2010; Nowak, Kudełko, 2008; Kozłowski, 2008).

Polityka energetyczna Polski do roku 2030 określona Uchwałą Rady Ministrów nr 202/2009 z dnia 10.XI. 2009 r. zakłada dalsze wykorzystanie krajowych zasobów węgla brunatnego, w tym ze złoża Legnica, jednak dotychczas nie zapadły jeszcze żadne decyzje odnośnie jego zagospodarowania.

Eksploatacja odkrywkowa

Najpowszechniej stosowaną metodą zagospodarowania zasobów węgla brunatnego na świecie i w Polsce jest metoda odkrywkowa. Także w przypadku złóż rejonu Legnica-Ścinawy jest ona najbardziej oczywista, a projekty wykorzystania zasobów tą metodą są najbardziej zaawansowane. Od kilkunastu lat wykonywane są przez różne ośrod-

ki naukowo-badawcze analizy techniczno-ekonomiczne i środowiskowe kompleksu złóż legnicko-ścianawskich oraz założenia projektowe przyszłej kopalni odkrywkowej. Wyniki niektórych z tych prac były przedmiotem publikacji i dyskusji naukowych. Wariant kopalni zaproponowany przez Poltegor-projekt Sp. z o.o. (Libicki, Tarasiewicz, 2005) zakładał lokalizację wkopu udostępniającego w północno-wschodniej części złoża Legnica-Pole Północne i lokalizację zwałowiska zewnętrznego w rejonie wsi Redlice i Parszowice, w południowo-wschodniej części złoża Ścinawa. Docelowa zdolność wydobywcza kopalni - 30 mln Mg/rok - zostałaby osiągnięta po 16-letnim cyklu budowy kopalni i elektrowni. Przy obecnym stanie rozwoju energetyki dla uzyskania tej samej ilości energii w przedstawianym wariantcie, projektowane wydobyte mogłoby być niższe. Najnowsze warianty udostępnienia złoża Legnica były analizowane w projekcie Foresight „Scenariusze Rozwoju Technologicznego Przemysłu Wydobywania i Przetwórstwa Węgla Brunatnego”, zrealizowanym w 2008 r. przez konsorcjum kierowanym przez IGO Poltegor-Instytut (Bednarczyk, 2008; IGO Poltegor-Instytut, 2008; Modrzejewski, 2010). Przeanalizowano w nim cztery scenariusze zagospodarowania złóż legnickich:

scenariusz I. - udostępnienie od południowej granicy złoża Legnica-Zachód, przejście przez Legnicę-Północ do miejscowości Miłogostowice na złożu Legnica-Wschód,

scenariusz II. - udostępnienie od złoża Legnica-Pole Zachodnie, od miejscowości Rzeszotary, przejście przez Legnicę-Północ, do miejscowości Miłogostowice na złożu Legnica-Pole Wschodnie,

scenariusz III. - udostępnienie od południowego okonturowania złoża Legnica-Pole Wschodnie, przejście przez Legnicę-Pole Północ do miejscowości Rzeszotary na złożu Legnica-Pole Zachodnie,

scenariusz IV. - udostępnienie od złoża Legnica-Pole Wschodnie, od miejscowości Miłogostowice, przejście przez Legnicę-Pole Północne do miejscowości Rzeszotary na złożu Legnica-Pole Zachodnie.

Wszystkie cztery scenariusze zakładają osiągnięcie docelowego wydobywania węgla na poziomie około 28-30 mln ton rocznie po okresie około 20 lat od jego uruchomienia oraz funkcjonowanie kopalni przez około 70-80 lat. Z czterech powyższych scenariuszy zagospodarowania złóż legnickich, nieco lepsze wskaźniki ekonomiczne i ekologiczne charakteryzują otwarcia od złoża Legnica-Pole Zachodnie. Budowa kopalni odkrywkowej zawsze powo-

duje ingerencję w środowisko naturalne. Zminimalizowanie i zrekomensowanie jej skutków do poziomu akceptowalnego przez społeczeństwo i władze samorządowe zadecyduje, czy i kiedy ta najbardziej oczywista metoda zagospodarowania złóż legnicko-ścianawskich znajdzie zastosowanie.

Eksploatacja podziemna

Eksploatacja podziemna węgla brunatnego była stosowana powszechnie w całej Europie poczynając od początku XIX wieku. Dziś metoda ta stosowana jest na świecie bardzo rzadko (Kasztelewicz et al., 2008). W Polsce przez kilkanaście lat po II wojnie światowej metodą podziemną wydobywano węgiel brunatny w kopalniach: „Henryk” („Przyjaźń Narodów”), „Kaławsk”, „Lubań”, „Sieniawa” i „Zapomniana”, a w okresie przed drugą wojną światową także w wielu małych kopalniach na obszarze przedsuddeckim. Ostatnia podziemna kopalnia „Sieniawa” została ostatecznie zlikwidowana w 2002 r. i obecnie prowadzone w niej jest wydobywanie metodą odkrywkową. W odniesieniu do zagospodarowania złóż legnickich zastosowanie metody podziemnej eksploatacji ścianowej, z jednoczesnym zastosowaniem podsadzki samozestawiającej na bazie odpadów flotacyjnych KGHM, było rozważane (Szymański, 2006; Kudelko, Nowak 2007b; Kurzydło, Kienig, 2010). Mimo, że eksploatacja podziemna prowadzona tą metodą pozwala na pozyskiwanie znacznych ilości węgla (potencjalna zdolność produkcyjna kopalni „Legnica” była szacowana na około 30 mln Mg rocznie), to jednak koszt węgla brunatnego pozyskiwanego w wyniku eksploatacji podziemnej wielokrotnie przewyższa koszt wydobywania tego surowca metodą eksploatacji odkrywkowej (Kozłowski, 2008).

Metoda hydrootworowa

Jej wykorzystanie do zagospodarowania złóż legnickich analizowane było w 1997 roku. Z uwagi na brak postępów w rozwoju tej metody, konieczność wybrania wyłącznie pokładów o znacznej miąższości (15-20 m), problemy z podsadzeniem wyrobisk, znaczne straty złożowe oraz wysokie koszty, prace nad jej wykorzystaniem zostały zaniechane (Kozłowski, 2008). Metoda ta nie znalazła również zastosowania do zagospodarowania innych złóż węgla brunatnego w Polsce.

Metoda eksploatacji hydrootworowej polega na wierceniu otworu wielkośrednicowego (550-650 mm), zarurowanego w warstwie nadkładowej i spągowej. Następnie zapuszcza się do otwo-

ru urządzenie urabiająco-wydobywcze składające się z kolumny rurowej i obrotowej głowicy. Głowica zasilana jest wodą, która pod wysokim ciśnieniem urabia warstwy węglowe. Urabianie prowadzone jest od spągu ku górze. Powstaje tym sposobem cylindryczne wyrobisko z osadzonym w dolnej części urobionym węglem. Następnie urobek wynoszony jest na powierzchnię tzw. airliftem, tj. hydro-podnośnikiem powietrznym. System oparty jest na transmisji mediów (woda pod ciśnieniem, sprężone powietrze) i urobku systemem współruchomych rurociągów.

Do nieopracowanych wcześniej zagadnień należy technika utrzymania stropu nad wybraną kawerną. Takie zabezpieczenie jest konieczne przed podsadzaniem stropu. Opracowania wymaga również technika podsadzania, szczególnie z wykorzystaniem odpadów flotacyjnych.

Metoda biozgazowania

Metoda biozgazowania z punktu widzenia technologicznego jest zaklasyfikowana, jako metoda otworowa. Wymaga ona interwencji w górotwór i złożo poprzez penetrację wiertniczą oraz zabudowę kolumn eksploatacyjnych w postaci odpowiednich konstrukcji rurowych. Zatem należy do grupy metod obejmujących również podziemne zgazowanie termiczne oraz metodę hydrootworową. Charakterystyczną cechą metody jest wykorzystanie mikroorganizmów w procesie eksploatacji złoża.

W wyniku jej zastosowania uzyskuje się biogaz, który jest produktem biologicznego rozkładu substancji organicznych przeprowadzanego przez bakterie, najczęściej beztlenowe (tzw. bakterie anaerobowe). Metoda biozgazowania węgla brunatnego wykorzystuje proces tzw. fermentacji metanowej, bądź fermentacji anaerobowej i jest zbliżona do stosowanej w tradycyjnych biogazowniach, gdzie do wytwarzania biogazu są wykorzystane odpady rolnicze, np. odchody zwierzęce czy gnojownica, jak również odpady komunalne, przemysłowo-spożywcze, a także biomasa. Głównym składnikiem biogazu rolniczego oraz pochodzącego z biokonwersji węgla jest metan, a więc gaz energetyczny, który zaliczany jest jednocześnie do grupy gazów cieplarnianych (podobnie jak dwutlenek węgla). Jego wytwarzanie wiąże się zatem z koniecznością zapewnienia odpowiednich warunków szczelności nadkładu. Dotychczasowe wyniki badań wskazują na to, że węgle mniej dojrzałe, o mniejszym stopniu uwęglenia materii organicznej, są korzystniejszym środowiskiem dla rozwoju mikroorganizmów. Stąd

wynika, że ta grupa węgla będzie bardziej efektywna w konwersji na gaz energetyczny.

Instalacja podziemnego biozgazowania węgla brunatnego jest złożona z kilku elementów modułowych, które mogą być stosowane opcjonalnie w zależności od skali przedsięwzięcia.

Zasadniczymi jej elementami są:

1. moduł hodowli mikroorganizmów i przygotowania pożywki,
2. instalacja przygotowania bioreaktorów (złoża),
3. instalacja podawania mikroorganizmów i pożywki,
4. instalacja monitoringu procesu konwersji,
5. instalacja monitoringu środowiska,
6. instalacja wyprowadzenia syngazu z bioreaktora,
7. instalacja retencji i transportu biogazu.

Niektóre z modułów mogą być wykorzystywane komplementarnie lub opcjonalnie. Zależy to od wielkości instalacji, skali produkcji, stopnia zautomatyzowania obiektu. Instalacja biozgazowania została schematycznie przedstawiona na **fig. 5**.

Metoda ta nie była dotychczas stosowana w skali technicznej w odniesieniu do złóż węgla brunatnego. Obecnie trwają badania (głównie w USA) nad doborem szczepów bakterii zapewniających maksymalną wydajność procesu biokonwersji. Prace nad określeniem parametrów progowych zapewniających opłacalność ekonomiczną stosowania tej metody w warunkach krajowych złóż węgla brunatnych są prowadzone w KGHM CUPRUM – CBR.

Metoda ta może być szczególnie przydatna w przypadku złóż lokalnych, resztkowych, płytko zalegających. Pozytywne wyniki badań nad rozwojem tej metody mogą uzupełnić możliwości zagospodarowania zasobów węgla na Dolnym Śląsku, szczególnie tych, w których nie można będzie stosować metod inwazyjnych dla środowiska.

Podziemne zgazowanie węgla (PZW)

Technologia zgazowania podziemnego jest znana od kilkudziesięciu lat jako UCG (Underground Coal Gasification). Z uwagi na szereg jej niezwyklej zalet zainteresowanie nią wzrosło w ostatnim dziesięcioleciu. Podziemna gazyfikacja jest procesem prowadzonym w pokładach węgla przy użyciu systemu odwiertów zasilających oraz produkcyjnych i polega na przemianie paliwa stałego w palny gaz, tzw. syngaz. Może być on wykorzystany do wytwarzania ciepła, energii elektrycznej, wo-

dorę, lub poprzez procesy syntezy chemicznej do produkcji innych nośników energii, np. paliw płynnych (Nowak J., Kudelko J., 2008). Syngaz składa się z: metanu, dwutlenku węgla, tlenku węgla i wodoru. Jego skład oraz wartość energetyczna zależą od warunków i przebiegu procesu zgazowania. PZW nie jest technologią nową. Próby i badania nad nią trwały od kilkudziesięciu lat, a jej początki miały miejsce już w XIX wieku. Rozwój tej metody nastąpił dzięki postępowi technicznemu w wielu innych dziedzinach nauki, takich jak: karbochemia, nowe materiały, informatyka, automatyzacja, energetyka a także wiertnictwo.

Metodę PZW od konwencjonalnej gazyfikacji odróżnia to że (Kozłowski, 2008):

- węgiel nie jest wydobywany na powierzchnię, wszystkie procesy chemiczne mają miej-

sce w pokładzie węgla, z wyjątkiem jego dalszego oczyszczania i wykorzystania,

- dostawę utleniacza zapewniają odwierty prowadzące od powierzchni do samego pokładu węgla (odwierty zasilające), innymi zaś odwiertami odprowadzane są produkty gazyfikacji na powierzchnię (odwierty produkcyjne),
- woda zużywana w trakcie podziemnego zgazowywania zazwyczaj jest zawarta w pokładach węglowych, bądź w otaczających je skałach, jej dopływ jest stale kontrolowany,
- proces podziemnego zgazowania węgla jest procesem zamkniętym, nie może dojść do wycieku lub ulatniania się produktu, a także skażenia środowiska wód podziemnych; sieć hydrauliczna działająca pod ziemią pełni rolę gazyfikatora i jest kluczowym elementem instalacji.

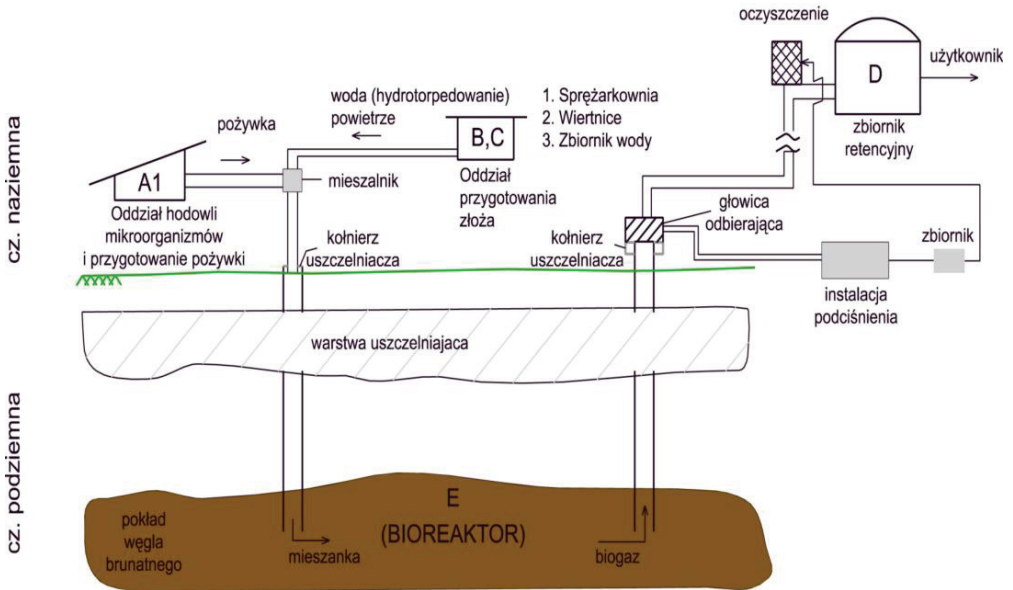


Fig. 5. Uproszczony schemat technologiczny zakładu biozgazowania

A1 – oddział hodowli mikroorganizmów i przygotowania pożywki; B,C – Oddział przygotowania złoza (sprężarkownia, wiertnice, zbiornik na wodę, instalacje sterowania, rurociągi); D – zbiornik retencyjny; E – bioreaktor.

Fig. 5. Simplified technological scheme of biogasification facility

A1 – biomassculture and nutrients preparation module; B,C – site preparation module (compressor room, drillers, water pond, control instalation, pipelines); D – storage tank; E – bioreactor.

Tab. 3.
Wstępne wymagania geologiczno-złożowe oraz kryteria kwalifikacyjne dla podziemnego zgazowania węgla brunatnego.

Lp.	Parametry	Wg zaleceń do możliwości prowadzenia procesu – wymagania minimalne	Z uwzględnieniem opłacalności procesu
1	2	3	4
2.	Miąższość pokładu węgla	> 0,5 m miąszości – najlepsze wyniki powyżej 1,5 m	4 m – preferowana krotność tej wartości
3.	Głębokość pokładu	12 m – preferowane głębiej niż 150 m	150 m
4.	Warunki hydrogeologiczne	pokład węgla musi być poniżej poziomu wód gruntowych, poziom wodonośny nie powinien być źródłem lokalnych zasobów wody pitnej	preferowane pokłady zlokalizowane poniżej użytkowych poziomów wodonośnych (przyjmuje się minimalną odległość 40 m), brak głównych zbiorników wód podziemnych w sąsiedztwie potencjalnej inwestycji
5.	Skład wody	najlepiej jeśli nie jest to woda pitna TDS > 1,000 ppm	bz
6.	Litologia skał nadkładu	-	preferowane utwory słabo przepuszczalne (iły, mułki, gliny) – warstwy szczelne na poziomie o niskich wpływach oddziaływania termicznego reaktora
7.	Właściwości fizykochemiczne węgla istotne dla procesu zgazowania	-	preferowany węgiel o zawartości popiołu poniżej 20%, niskiej zawartości siarki
8.	Tektonika górotworu i najbliższego otoczenia	-	preferowany brak szczelin i znaczących zaburzeń tektonicznych (uskoków)
9.	Wstępne warunki bezpieczeństwa	-	preferowany brak w sąsiedztwie zabudowy powierzchniowej, rzek, jezior, obszarów chronionych

* kolumna 3 wg Kozłowski Z., (2008)

* kolumna 4 wg opracowania KGHM CUPRUM

Do zalet instalacji bazującej na podziemnym zgazowywaniu węgla można zaliczyć:

- praktycznie nieograniczone zasoby węgla, nadające się do komercyjnego wykorzystania, brak konieczności dostaw wody i węgla,
- technologia UCG umożliwia wykorzystanie zasobów węgla, zapewniając jednocześnie regularne dostawy gazu,
- podziemne generowanie gazu w większości przypadków odbywa się systemem kilku osobnych reaktorów, gaz pochodzący z poszczególnych reaktorów jest mieszany, co przekłada się na stabilną jego jakość,
- popioły, żużle i produkty odpadowe pozostają w podziemnych wyrobiskach,
- wody podziemne docierające do generatora gazu tworzą swoisty płaszcz parowy, redukując straty ciepła do akceptowalnego poziomu,

- proces gazyfikacji prowadzony jest w sposób w pełni kontrolowany, zredukowana jest tym samym aktywność chemiczna składowanych odpadów, co wpływa na obniżenie poziomu zanieczyszczeń.

W przypadku zastosowania tej technologii przewiduje się wykorzystanie zasobów z zastosowaniem w maksymalnym stopniu podsadzania pustek poreaekcyjnych mieszaną samozestalającą na bazie odpadów flotacyjnych. Wymagać to może konieczności budowy dodatkowych instalacji, ale pozwoli na pełniejsze wykorzystanie zasobów węgla energetycznego. Wstępne kryteria kwalifikacyjne dla złóż węgla brunatnego pod kątem eksploatacji metodą podziemnego zgazowania prezentuje tabela 3.

Schemat przygotowania georeaktora instalacji podziemnego zgazowania węgla brunatnego pokazano na **fig. 6**.

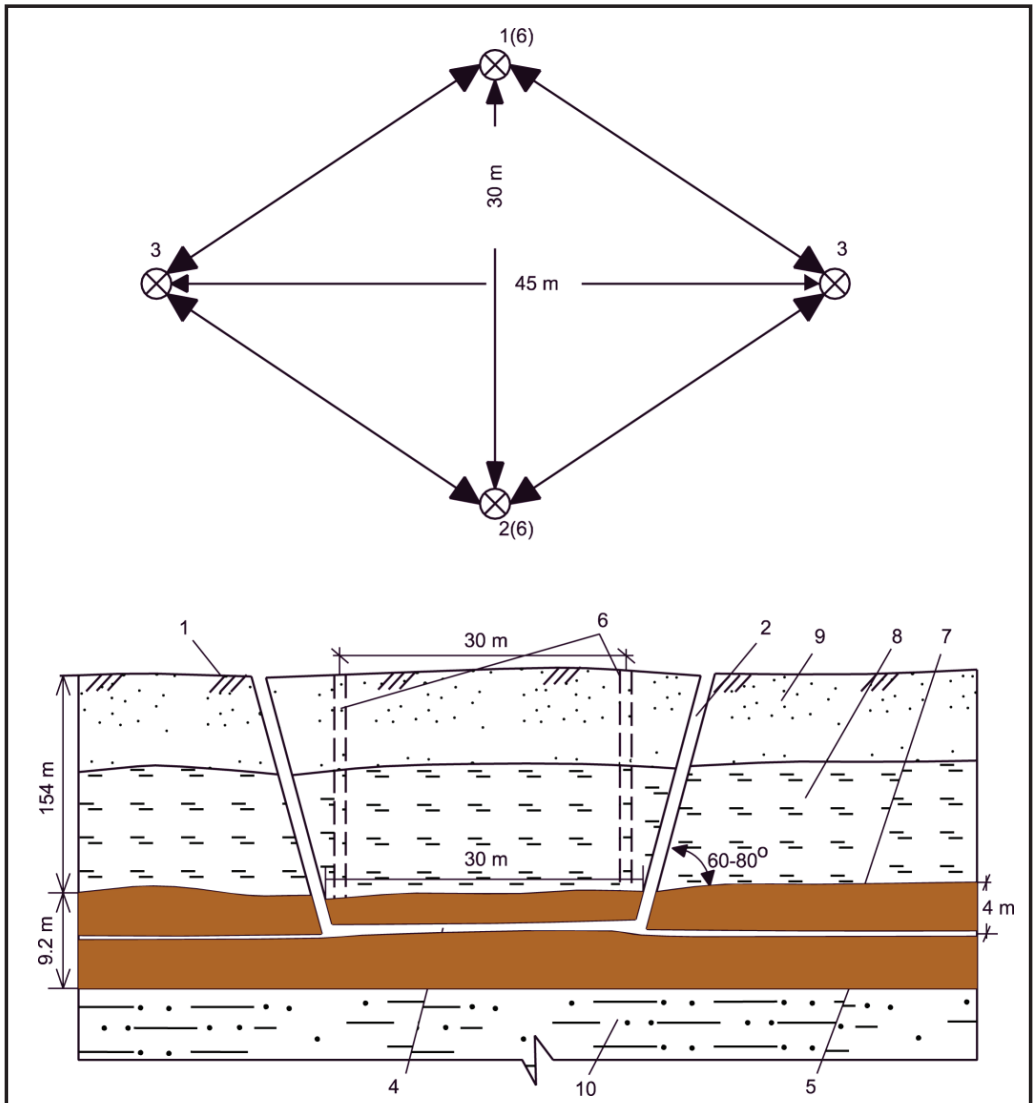


Fig. 6. Schemat otwarcia i przygotowania podziemnego gazogeneratora instalacji pilotowej PZW

1 – nachylony otwór nadmuchowy; 2 – nachylony otwór produkcyjny; 3 – otwory kontrolno-odwadniające; 4 – kanał reakcyjny gazogeneratora; 5 – pokład węgla brunatnego; 6 – sytuacja przy otwarciu gazogeneratora za pomocą otworów pionowych; 7 – gazyfikowana sekcja pokładu węgla; 8 – nadkład; 9 – gleba; 10 – utwory podwęglowe.

Fig. 6. Opening and preparation scheme of the pilot UCG installation

1 – inclined injection well; 2 – inclined production well; 3 – controlling and drainage wells; 4 – gas generators reaction channel; 5 – brown coal layer; 6 – situation when gas generator is opened with vertical wells; 7 – gasified section of brown coal layer; 8 – overburden; 9 – soil; 10 – undercoal layer.

PODSUMOWANIE

1. W rejonie Legnicy-Ścinawy udokumentowano 5 złóż węgla brunatnego (Legnica-Pole Wschodnie, Legnica-Pole Zachodnie, Legnica-pole Północne, Ścinawa i Ruja) o łącznych zasobach bilansowych w kat. C₁, C₂, i D w wysokości 5 538 mln Mg. Wielkość zasobów oraz dobre parametry jakościowe węgla stawiają zagłębienie legnicko-ścinańskie wśród najważniejszych zagłębi węgla brunatnego w Europie.

2. W złożach węgla brunatnego w rejonie Legnicy-Ścinawy występują cztery pokłady (cztery grupy pokładów) węgla wieku od dolnego do środkowego miocenu. Pokład I. najmłodszy, występuje we wszystkich złożach na omawianym obszarze, ma jednak nieznaczną miąższość, np. w granicach złoza Ścinawa od 0 do 12 m (średnio ok. 5,5 m), i nieciągły charakter. Podstawowe znaczenie złożowe ma pokład II. występujący na obszarze wszystkich złóż kompleksu Legnica-Ścinawa. Jego miąższość jest znaczna (do ok. 40 m w złożu Legnica-Pole Wschodnie), ale zmienna. W północnej części omawianego obszaru, np. w złożu Ścinawa, pokład ten dzieli się na dwie ławy, rozdzielone przerostem ilów. Pokład III. występuje w sposób nieciągły, przede wszystkim w północnej części omawianego rejonu i maksymalne miąższości, do około 12 m, osiąga na terenie złoza Ścinawa. Najstarszy pokład IV. występuje jedynie w północnej części złoza Ścinawa, na znacznych głębokościach, często poniżej granicznej, bilansowej głębokości 350 m, przypuszczalnie w tektonicznych obniżeniach podłoża podkenozoicznego.

3. Bogate zasoby węgla brunatnego są nadzieją na poprawę sytuacji energetycznej kraju oraz sytuacji materialnej wielu ludzi, ale również obaw mieszkańców wyrażanych wielokrotnie w licznych protestach, głównie skierowanych przeciwko planowanej od wielu lat koncepcji eksploatacji węgla metodą odkrywkową. W tej sytuacji szczególnego znaczenia nabierają badania rozwijające nowe, dotychczas w Polsce nie stosowane technologie zagospodarowania zasobów węgla brunatnego, w szczególności podziemnej gazyfikacji i biogazyfikacji. Każda z tych technologii jest obecnie w różnych fazach rozwoju, charakteryzuje się innymi parametrami technologicznymi oraz skalą oddziaływania na środowisko.

4. Rozwój nowych technologii zagospodarowania zasobów węgla brunatnego powinien iść w parze z rozpoznaniem skali faktycznych oddziaływań tych technologii na środowisko naturalne oraz pełniejszym rozpoznaniem warunków geologicznych, w szczególności parametrów geologiczno-inżynierskich i hydrogeologicznych utworów międzywęglowych i skał nadkładu. Dotychczasowe rozpoznanie złóż węgla brunatnego opiera się na badaniach wykonanych w latach 50-tych i 60-tych ubiegłego wieku, dostosowanych wyłącznie dla potrzeb górnictwa odkrywkowego.

5. Toczące się dyskusje wokół uruchomienia kopalni odkrywkowej w centralnej części kompleksu złóż legnicko-ścinańskich nie powinny hamować przygotowań do uruchomienia pilotażowych instalacji metodami podziemnej gazyfikacji, ewentualnie biogazyfikacji, w brzeżnych partiach tego kompleksu (złoza Ścinawa i Ruja), które nie są przewidziane w żadnym z dotychczasowych scenariuszy eksploatacji odkrywkowej.

6. Wydaje się, iż dalszy rozwój badań w kierunku uruchomienia pilotażowych instalacji podziemnej gazyfikacji i biogazyfikacji, w połączeniu z opracowaniem kompleksowej strategii zagospodarowania złóż legnicko-ścinańskich, uwzględniającej zarówno metodę odkrywkową jak i nowe metody, stworzy szansę znalezienia rozwiązań akceptowalnych zarówno przez władze jak i mieszkańców.

LITERATURA

- Bednarczyk, J., 2008.** Perspektywiczne scenariusze rozwoju wydobycia i przetworzenia węgla brunatnego na energię elektryczną. *Węgiel brunatny*, 4, 65, 20-27.
- Ciuk, E., 1961.** Dokumentacja geologiczna złoza węgla brunatnego Ścinawa w kat. C₂. Inst. Geol. Warszawa, CAG PIG-PIB Warszawa.
- Ciuk, E., 1970.** Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 14, 4, 754-771, Warszawa.
- Dyjur, S., 1974.** Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 281, 119-132, Warszawa.
- Dyjur, S., 1978.** Wykształcenie i stratygrafia utworów trzeciorzędowych na obszarze legnicko-głogowskiego okręgu miedziowego. *Przewodnik L Zjazdu PTG, Zielona Góra*, Wyd. Geol. Warszawa, pp. 210-214.

- IGO Poltegor- Instytut, 2008.** Scenariusze rozwoju technologicznego przemysłu wydobywania węgla brunatnego. http://www.nauka.gov.pl/fileadmin/user_upload/Finansowanie/fundusze_europejskie/SPO-WKP/20100825_PRZGNOZY_ROZWOJU_WYDOBYCIA_I_PRZETWORSTWA_WEGLA_BRUNATNEGO.pdf.
- Libicki, J., Tarasewicz, Z., 2005.** Projektowanie i budowa kopalni węgla brunatnego „Legnica”. *Węgiel brunatny*, 3, 52.
- Kasiński, J., R., 2009.** Potencjał zasobowy węgla brunatnego w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem kompleksów złóż gubińskich i legnickich http://geoportal.pgi.gov.pl/css/powiaty/publikacje/wegiel_brunatny/Kasinski_potencjal_wegla_brunatnego.pdf
- Kasztelewicz, Z., Polak, K., Zajączkowski M., 2008.** Metody wydobywania i przetwórstwa węgla brunatnego w I połowie XXI wieku. *Węgiel brunatny*, 4, 65, 13-19.
- Kozłowski, Z., 2008, (red.).** Techniczno-ekonomiczny ranking zagospodarowania złóż węgla brunatnego w aspekcie założeń polityki energetycznej Polski, Wyd. Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.
- Kudelko, J., Nowak, J., 2007.** Geosozjologiczne uwarunkowania dla strategii i wyboru technologii zagospodarowania złóż węgla brunatnego rejonu legnickiego. *CUPRUM*, Czasopismo Naukowo-Techniczne Górnictwa Rud, 1, 67–86.
- Kudelko, J., Nowak, J., 2009.** Wielokryterialna ocena możliwości zagospodarowania złóż węgla brunatnego regionu Dolny Śląsk przez ich podziemne zgazowanie. *XIX Konf. Aktualia i perspektywy gospodarki surowcami mineralnymi*, Rytyro, 4-6 listopada 2009, PAN IGSMiE, Kraków.
- Kudelko, J., Nowak, J., 2010.** Conditions for safe underground gasification of lignite In Poland. New Techniques and Technologies In Mining, Taylor&Francis Group, London.
- Kurzydło, H., Kienig, E., 2010.** Projekt wykorzystania szybów kopalń rud miedzi dla dalszej eksploatacji złoża węgla brunatnego. http://www.mg.gov.pl/files/upload/10072/Projekt_wykorzystania_szybow.pdf.
- Modrzejewski, Sz., 2010.** Fakty i mity możliwości eksploatacji złóż węgla brunatnego w rejonie Legnicy. http://www.mg.gov.pl/files/upload/10072/Modrzejewski_Poltegor1.pps
- Nowak, J., 2007a.** Legnica lignite deposit management strategy including underground coal gasification. Wyd. Narodowego Uniwersytetu Górniczego, Dniepropietrowsk, pp. 225–231.
- Nowak, J., 2007b.** Strategiczne kierunki rozwoju technologii górniczych węgla brunatnego. *Górnictwo i Geoinżynieria*, Wyd. AGH Kraków, 2, 489–500.
- Nowak, J., Kudelko, J., 2008.** Zagospodarowanie złóż węgla brunatnego w aspekcie zastosowania technologii wytwarzania innych nośników energii, Wyd. IGSMiE PAN, Kraków 2008, 24, 4/4.
- Piwocki, M., 1998.** Charakterystyka dolnomioceńskiej IV dąbrowskiej grupy pokładów węgla brunatnego w Polsce. *Prz. Geol.*, 46, 1, 55-61.
- Piwocki, M., Badura, J., Przybylski, B., 2004.** Neogen. W: Peryt, T., Piwocki M., (red.) *Budowa Geologiczna Polski T1, Stratygrafia, część 3a Kenozoik, Paleogen, Neogen*. Warszawa, pp. 71-133.
- Piwocki, M., Kasiński, J.R., 2006.** Baza surowcowa węgla brunatnego zabezpieczającego budowę Kopalni „Legnica”. W: Trembecka, J., (red.): *Budowa Legnickiego Zagłębia Górniczo-Energetycznego węgla brunatnego szansą likwidacji strukturalnego bezrobocia*, Wyższa Szkoła Menedżerska, Legnica, pp. 80-99.
- Piwocki, M., Olszewska, B., 1966.** Korelacja litostratigraficzna paleogenu Polski z krajami sąsiednimi. W: Malinowska, L., Piwocki, M., (red.) *Budowa geologiczna Polski. T. III, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, cz. 3a, Kenozoik, Trzecioryząd, Paleogen*, Warszawa, pp. 37-44.
- Piwocki, M., Ziemińska-Tworzydło, M., 1995.** Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 43, 11, 916-927.
- Piwocki, M., Ziemińska-Tworzydło, M., 1997.** Neogene of the Polish Lowlands - lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Kwart. Geol.*, 41, 1, 21-40.
- Przybylski, B., 2009.** Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Lubin (687) Reambulacja, CAG PIG-PIB Warszawa.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 20 czerwca 2005 r. zmieniające rozporządzenie w sprawie kryteriów bilansowości złóż kopalni Dz. U. Nr 116, poz. 978 z dnia 29 czerwca 2005 r.**
- Różycki, Z., 1978** - Kompleksowa dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego „Legnica” w kat. C₁+B Pole Zachodnie (część złożowa), CAG PIG-PIB OD Wrocław.
- Stachowiak, A., 2010.** Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej złoża węgla brunatnego „Ścinawa” w kat. C₂, CAG PIG-PIB, Warszawa.
- Sztromwasser E., 2010a.** Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego „Legnica pole Północne” w kat. C₂, CAG PIG-PIB Warszawa.
- Sztromwasser E., 2010b.** Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego „Ruja” w kat. D, CAG PIG-PIB Warszawa.
- Szymański, J., 2006.** Koncepcja systemu bezpiecznej eksploatacji podziemnej złoża węgla brunatnego Legnica. *Mat. Konf. Naukowo-Szkoleniowej w Legnicy „Lasy nad złożem węgla „Legnica” – stan aktualny-zagrozenia-przyszłość*”, Legnica.
- Wałachowska, K., 1990.** Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego „Legnica” pole Wschodnie w kat. C₁+B, CAG PIG-PIB Warszawa.

MOŻLIWOŚCI ROZWOJU GEOTURYSTYKI W REGIONIE DOLNOŚLĄSKIM NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH PROJEKTÓW DOTYCZĄCYCH INWENTARYZACJI I WALORYZACJI GEOSTANOWISK

Koźma J.¹, Cwojdzinski S.², Ihnatowicz A.³,
Pacula J.⁴, Zagożdżon P.P.⁵, Zagożdżon K.D.⁶

¹ jacek.kozma@pgi.gov.pl, ² stefan.cwojdzinski@pgi.gov.pl, ³ adam.ihnatowicz@pgi.gov.pl
⁴ justyna.pacula@pgi.gov.pl, Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy

Oddział Dolnośląski, Al. Jaworowa 19; PL 53-122 Wrocław

Polish Geological Institute, National Research Institute, Lower Silesian Branch

⁵ pawel.zagozdzon@pwr.wroc.pl, ⁶ katarzyna.zagozdzon@pwr.wroc.pl, Instytut Górnictwa,
Politechnika Wroclawska, pl. Teatralny 2, 50-051 Wrocław

Institute of Mining Engineering at Wrocław University of Technology

Słowa kluczowe: geoturystyka, Dolny Śląsk, georóżnorodność, geopark, waloryzacja geostanowisk
Keywords: geotourism, Lower Silesia, geodiversity, geopark, valorization of geosites

Streszczenie Region Dolnego Śląska należy do najbardziej urozmaiconych pod względem geologicznym obszarów Polski. Wysoki poziom georóżnorodności czyni go obszarem o dużych perspektywach rozwoju geoturystyki. Najwyższą pozycję aktualnie w dziedzinie geoturystyki na omawianym obszarze zajmuje Geopark Łuku Mużakowa, zaawansowane są przygotowania do powołania nowego, potencjalnego geoparku – Regionu Wałbrzyskiego, trwają prace nad inwentaryzacją podziemnych obiektów geoturystycznych oraz nad opracowaniem nowych tras w ramach projektów. Geostrada Sudecka – przewodnik geologiczno-turystyczny oraz Geostrada Sudecka – studium geologiczno-krajobrazowe z inwentaryzacją obiektów dziedzictwa przyrody nieożywionej”.

Abstract Lower Silesian region belongs to the geologically most diversified areas of Poland. High level of geodiversity enables to consider it as an area of wide prospectives for geotourism development. The Muskau Arch Geopark is the most valuable geotourist object in the area, whereas the preparation for establishing the new, potential geopark of Wałbrzych Region are in an advanced stage. Works on underground tourist routes cataloguing are continued as well as studies on new tourist routes in frame of the projects: Sudety Geostrada – geological-tourist guide and Sudety Geostrada – geological-landscape study with cataloguing of inanimate nature heritage objects.

WSTĘP

Geoturystyka to pojęcie powstałe w latach 90-tych ubiegłego wieku, równocześnie ze wzrostem społecznego zainteresowania historią naszej planety, budową geologiczną zwiedzanych okolic, czy po prostu ciekawością, którą budzi widoczna na trasie wędrówki skałka, mijany kamieniołom czy niezwykle kształtu góra na horyzoncie. Z punktu widzenia klasyfikacji form turystyki, geoturystykę

należy traktować jako jeden z rodzajów poznawczej turystyki przyrodniczej nastawionej na przeżycia bazujące na poznawaniu obiektów i procesów geologicznych. Geoturystyka wykorzystuje rezultaty badań geologii podstawowej do celów praktycznych i posiada związek z ochroną przyrody (Słomka i in., 2004). Z tego względu geoturystyka jako dział geologii stosowanej posiada ścisły związek z ochroną przyrody nieożywionej. Wzrost zainteresowania turystów budową geologiczną,

procesami, które kształtowały i nadal kształtują powierzchnię Ziemi wymaga od geologów z jednej strony umiejętności wyselekcjonowania i oceny obiektów geologicznych, a z drugiej - umiejętności przedstawienia wiedzy o nich w sposób przystępny dla powszechnego odbiorcy, umożliwiającą rozwinięcie systemu informacji turystycznej o regionie. (np. Cwojdzński, Kozdrój, 2007). W artykule, w sposób skrótowy, przedstawiono wybrane wyniki prac, prowadzonych w obszarze dolnośląskim dla potrzeb geoturystyki, zrealizowanych bądź będących w realizacji w ramach kilku zróżnicowanych i niezależnych projektów.

Region dolnośląski, (rozumiany tutaj jako obszar województwa dolnośląskiego, południowa część województwa lubuskiego i zachodnia część województwa opolskiego), a w szczególności Sudety należą do najciekawszych i najbardziej urozmaiconych pod względem geologicznym krain Polski. Budowa geologiczna ma tu charakter mozaikowy dobrze widoczny na mapach geologicznych - na powierzchni odsłaniają się skały magmowe, metamorficzne i osadowe, od bardzo starych: neoproterozoicznych przez paleozoiczne, mezozoiczne do kenozoicznych. Ogromnie zróżnicowany inwentarz skalny Sudetów i różnorodność struktur tektonicznych występujących na stosunkowo niewielkim obszarze umożliwiają, przy całkiem dobrym stopniu odsłonięcia zarówno w odkrywkach naturalnych jak i sztucznych, prawdziwy wgląd w przeszłość geologiczną regionu. Wszystkie te cechy składają się na wysoki poziom georóżnorodności obszaru, rozumianej jako naturalne zróżnicowanie powierzchni Ziemi obejmujące aspekty geologiczne, geomorfologiczne, glebowe, wody powierzchniowe oraz systemy ukształtowane w wyniku naturalnych procesów oraz działalności człowieka (Kozłowski i in., 2004). Potwierdzeniem tego jest występowanie w regionie znaczącej ilości geostanowisk, o zróżnicowanym stopniu udokumentowania i zagospodarowania, które zostały zidentyfikowane w ramach programu budowy Centralnego Rejestru Geostanowisk Polski prowadzonego przez Państwowy Instytut Geologiczny. Baza geostanowisk, obejmująca w regionie dolnośląskim ponad 200 obiektów, dostępna jest za pośrednictwem strony internetowej <http://geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/geostanowiska>. Część stanowisk dolnośląskich została także przedstawiona w „Katalogu obiektów geoturystycznych w Polsce” (Słomka i in., 2006; Słomka, Doktor, 2011).

Duży stopień georóżnorodności regionu dolnośląskiego stwarza znaczne możliwości dla rozwoju geoturystyki, co stanowi również ważny czynnik wzrostu ekonomicznego.

GEOPARK ŁUK MUŻAKOWA, OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU

Łuk Mużakowa ze względu na wielkość, kształt i stan zachowania stanowi w skali Europy Środkowej unikalną strukturę glacictektoniczną (Koźma & Kupetz; 2008, Koźma, 2011). Razem z wzniesieniami Łużyckimi (Lausitzer Grenzwall) i Wzgórzami Fläming w Niemczech oraz Waleń Śląskim w Polsce stanowi najwyraźniej zarysowane odzwierciedlenie czoła lądolodu plejstoceniowego (Badura & Przybylski, 2002). Mimo stosunkowo niewielkich rozmiarów ciąg wymienionych wzgórz wyróżnia się szczególnie regularnym kształtem, podkreślonym niespotykaną gdzie indziej rzeźbą terenu. Otwarta ku północy podkova Łuku Mużakowa, o przybliżonej rozpiętości ramion około 20 km, rozciąga się od miejscowości Tuplice, Trzebiel i Łęknica po stronie polskiej oraz Weißwasser, Döbern po stronie niemieckiej (Fig. 1). W środkowej części jest on rozcięty doliną rzeki Nysy Łużyckiej, która stanowi jednocześnie granicę między Niemcami a Polską. Łączy on obszary należące do: niemieckich landów - Saksonii, (powiat Görlitz) i Brandenburgii (powiat Spree-Neiße) oraz województwa lubuskiego w Polsce (powiat żarski). Polska część obszaru Łuku Mużakowa od roku 2001 objęta jest prawną ochroną w formie parku krajobrazowego „Łuk Mużakowa”, którego granice generalnie są zgodne z granicami geoparku.

Inicjatywa budowy geoparku transgranicznego zapoczątkowana została przez stronę niemiecką, w związku z tworzeniem w Niemczech geoparków narodowych. Dla obszaru Łuku Mużakowa wykonano analizy potencjału geoturystycznego obszaru w formie studium wykonalności „Geopark Muskauer Faltenbogen“ (BTE GmbH Berlin/GEO-montan GmbH Freiberg, 2001, 2005), w którym określono zasadnicze warunki ustanowienia transgranicznego geoparku UNESCO. Istotną częścią wymienionych analiz było opracowanie wykonane przez Państwowy Instytut Geologiczny, dotyczące inwentaryzacji i oceny geotopów w polskiej części Łuku Mużakowa (Koźma i in., 2001). Prace te zapoczątkowały polsko-niemiecką współpracę, której praktyczna realizacja kontynuowana jest w ramach działalności stowarzyszeń.

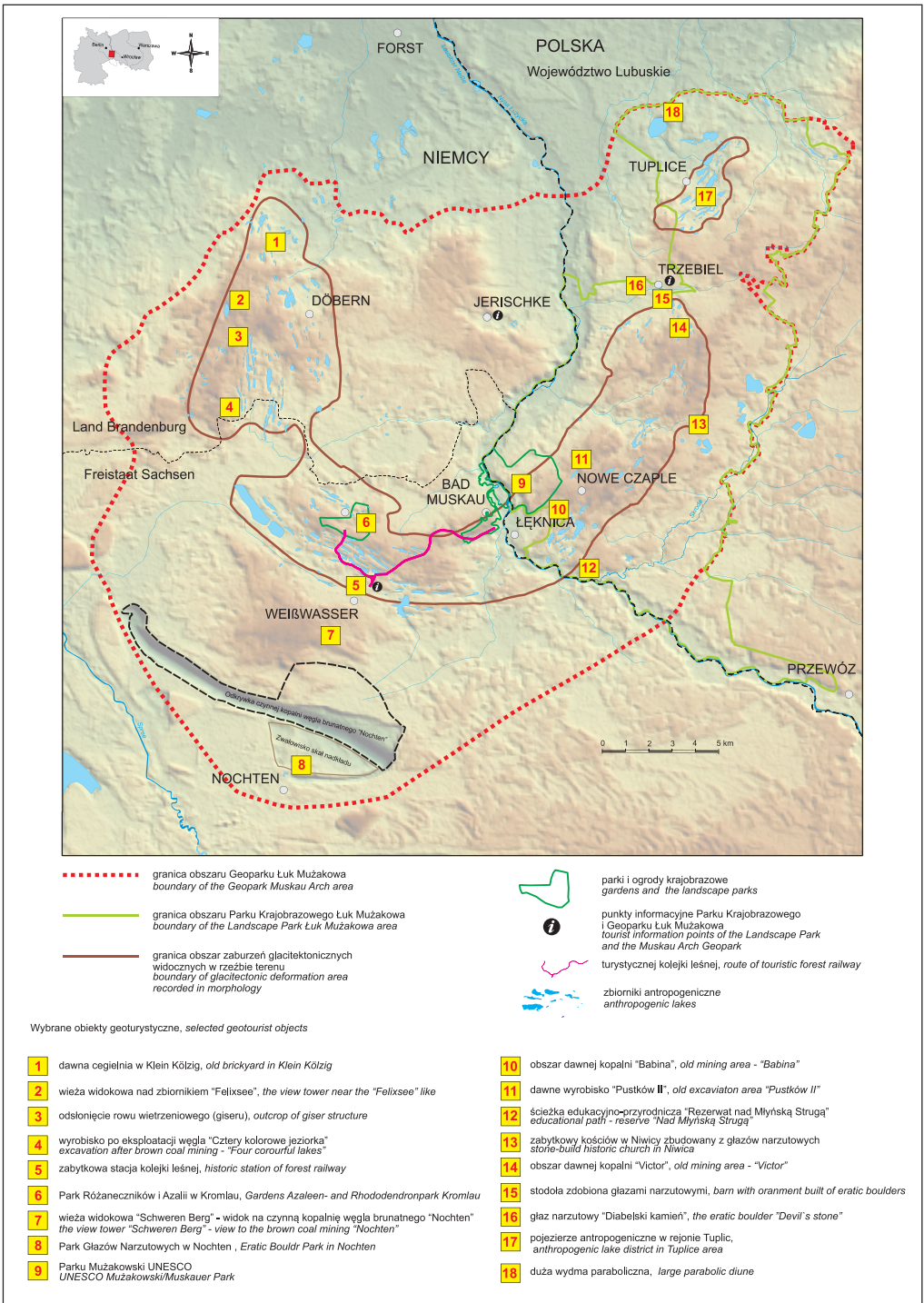


Fig. 1. Granica geoparku i parku krajobrazowego Łuk Mużakowa oraz wybrane obiekty geoturystyczne. Fig. 1 Geopark and Muskau Arch landscape park boundary and selected geotourist objects

Brandenbursko-saksońskie „Stowarzyszenie Łuk Mużakowa” powstało jednocześnie z polskim w roku 2004. Obydwa stowarzyszenia łączy „Umowa o współpracy”, w ramach której do realizacji zadań praktycznych, we wrześniu 2005 r. powołano Grupę Roboczą „Współpraca”, w której skład wchodzi po 3 członków brandenburskiego, saksońskiego i polskiego Geoparku.

Istniejące różnice w systemach prawnych, administracyjnych oraz odmienne warunki polityczne, jakie występują praktycznie w trzech częściach geoparku (brandenburskiej, saksońskiej i polskiej) stanowią cały czas wyzwanie dla dalszego rozwoju jednolitej struktury organizacyjnej. Mimo tych trudności w uznaniu dotychczasowych działań obu stowarzyszeń na rzecz propagowania idei promocji i ochrony dziedzictwa geologicznego, transgraniczny Geopark Łuk Mużakowa w Niemczech w dniu 01.06.2007 r. uzyskał status Narodowego Geoparku Niemiec. Tytuł ten został niejako powtórzony na III Międzynarodowej Konferencji UNESCO poświęconej geoparkom w Osnabrück w 2008 r., gdzie przedstawicielom geoparku wręczony został dyplom opatrzonej sygnaturą Federalnego Ministerstwa Edukacji i Badań oraz logo UNESCO (Kozma, 2008). Polska część geoparku została uhonorowana podobnym wyróżnieniem Głównego Geologa Kraju, podsekretarza stanu w Ministerstwie Środowiska dr Henryka Jacka Jezierskiego, który w dniu 21.10.2009 r., podpisał akt nadania Łukowi Mużakowa statusu Geoparku Krajowego. Uroczystości promocji pierwszego geoparku w Polsce odbyła się podczas międzynarodowych targów turystycznych Toursalon w Poznaniu. W następstwie nominacji oba stowarzyszenia złożyły wniosek do Komitetu Koordynacyjnego Geoparków Europejskich o przystąpienie Geoparku Łuk Mużakowa do sieci – EGN (European Geoparks Network), posiadających wsparcie UNESCO. Wniosek ten został pozytywnie zaopiniowany w maju 2011 r.

Łuk Mużakowa od dawna wzbudzał zainteresowanie, z uwagi na płytko występujące, spiętrzone przez lodowiec, pokłady węgla brunatnego. Początkowe prace dokumentacyjne złóż kopalin, prowadzone od początku XIX w, a następnie liczne roboty górnicze przyczyniły się do rozpoznania charakteru jego budowy geologicznej. Zgodnie z obecnymi poglądami (Dyjur & Chlebowski, 1973; Kupetz, 1997; Urbański; 2007) Łuk Mużakowa jest głęboko zerodowaną spiętrzoną moreną czołową z okresu zlodowaceń południowopolskich, gdzie zaburzeniu

uległy osady miocenu, pliocenu i starszego plejstocenu. Z tego względu pod względem hipsometrii nie jest to forma szczególnie wysoka. Pierwotnie struktura ta osiągała wg Kupetza (1997) wysokość od 300 do 350 m n.p.m. W wyniku niszczącego oddziaływania lądolodu w czasie kolejnej transgresji oraz późniejszych procesów denudacji doszło do znacznej redukcji wysokości. Grzbiety wzgórz morenowych położone są obecnie około 30 metrów ponad powierzchnią akumulacji osadów wodnolodowcowych. Maksymalna bezwzględna wysokość tej formy dochodzi do 184,0 m n.p.m, a średnia wysokość najwyższych partii moreny spiętrzonej waha się od 140 do 160 m n.p.m.

Rozwój zaburzeń glacictektonicznych zachodził etapowo, stąd w budowie wewnętrznej struktury wyróżnić można trzy łuki morenowe (Kupetz, 1997), z których w dwa pierwsze zachowane są jedynie fragmentarycznie na brzegach struktury, w rejonie Döbern po niemieckiej stronie oraz Tuplic i Trzebiela w Polsce (Fig. 2). W okresie zlodowacenia Odry nastąpiło wyrównanie morfologii odziedziczonej po okresie głównych deformacji glacictektonicznych i rozwój dodatkowych zaburzeń. Łądolód warciański pozostawił po sobie ciągi wzgórz moren czołowych, które nakładają się na starszą rzeźbę. Obok ich dowiązania do głównych założeń moreny spiętrzonej, obserwuje się także niezgodne zaleganie utworów morenowych, głównie recesyjnych, na zaburzonych wcześniej osadach kenozoicznych. Wieloetapowość procesów glacictektonicznych wpłynęła na szczególną morfologię obszaru, której najbardziej interesującą i charakterystyczną cechą jest występowanie równoległe do siebie ułożonych ciągów obniżen i wzniesień. Kierunek rozciągnięcia tych form, miejscami silnie maskowany utworami moren recesyjnych, jest zgodny z przebiegiem całej struktury.

Na podstawie wykształcenia form rzeźby terenu w budowie wewnętrznej Łuku Mużakowa wyróżniono strefy o różnym rodzaju i intensywności deformacji glacictektonicznych. Generalnie stwierdzono występowanie zaburzeń plastycznych (diapiry, fałdy iniekcyjne), które rozwijały się pod stopą lądolodu oraz dominujących deformacji nieciągłych (łuski glacictektoniczne) powstałych w obrębie krawędzi lodowca bądź na jego przedpolu. Głębokość strefy zaburzeń glacictektonicznych, które angażują pokłady węgla brunatnego oraz utwory ilaste i piaszczyste, sięga około 230 m poniżej poziomu terenu.

W granicach strefy zaburzeń glacictektonicznych Łuku Mużakowa wypiętrzone węgle brunatne II pokładu lużyckiego, oraz II A pokładu lubińskiego i I pokładu środkowopolskiego były w przeszłości przedmiotem intensywnej eksploatacji w licznych, początkowo niewielkich, kopalniach podziemnych i odkrywkowych (Kasiński & Piwocki, 2003; Schossig & Kulke, 2006).

Najbardziej charakterystyczne i atrakcyjne geoturystycznie formy morfologiczne Łuku Mużakowa widoczne są w postaci wydłużonych obniżeń terenu widocznych w miejscach wychodni wypiętrzonych utworów neogeńskich. Powstały one w wyniku wietrzenia części pokładów węgla brunatnego, które na skutek wahań poziomu wód gruntowych w strefie aeracji ulegały murszeniu. Obniżenia o takiej genezie nazywane są rowami wietrzeniowymi lub gizerami. Nazwa gizer pochodzi od słowa giser lub gieser, związanego ze słowiańskim określeniem obecnych w tych zagłębieniach jeziorok (Kupetz, 1997). Szerokość gizerów dochodzi do 30 metrów, głębokość od 3 do 5 m, maksymalnie 20 m, długość do 2 km, a ich powierzchniowy kształt zależy od tektoniki pokładów węgla. Obniżenia powstałe w obrębie diapirów, mają często kształt nieregularny lub elipsoidalna-

ty, struktury fałdowe miejscami manifestują się w formach o mocno zagiętym przebiegu, natomiast powszechne wieloprzestrzenne struktury łuskowe widoczne są w postaci liniowych ciągnów obniżeń terenu. Wzniesienia stanowiące kulminacje pomiędzy opisanymi formami obniżeń, zbudowane są z piaszczysto-żwirowych osadów lodowcowych, które wchodzi w skład struktur glacictektonicznych, a ich przebieg dopasowany jest do kierunku rozciągnięcia zaburzonych pokładów węgla.

Z Łukiem Mużakowa związany jest również intensywny rozwój górnictwa, które w jego obszarze rozpoczęło się w roku 1843, kiedy na południe od Döbern uruchomiono pierwszą kopalnię węgla brunatnego „Julius” i zakończyło się w roku 1973, kiedy zamknięto kopalnię „Przyjaźń Narodów – Szyb Babina” w Łęknicy. Pozostałością tego okresu, obok śladów budowli górniczych, jest przede wszystkim pojezierze antropogeniczne. Są to sztuczne zbiorniki wodne powstałe w obniżeniach terenu nad dawnymi wyrobiskami podziemnymi oraz w miejscach wyrobisk po eksploatacji odkrywkowej. Ich ułożenie, wzdłuż wychodni pokładów węgla podkreśla przebieg struktur glacictektonicznych współkształtnych do osi łuku Mużakowa

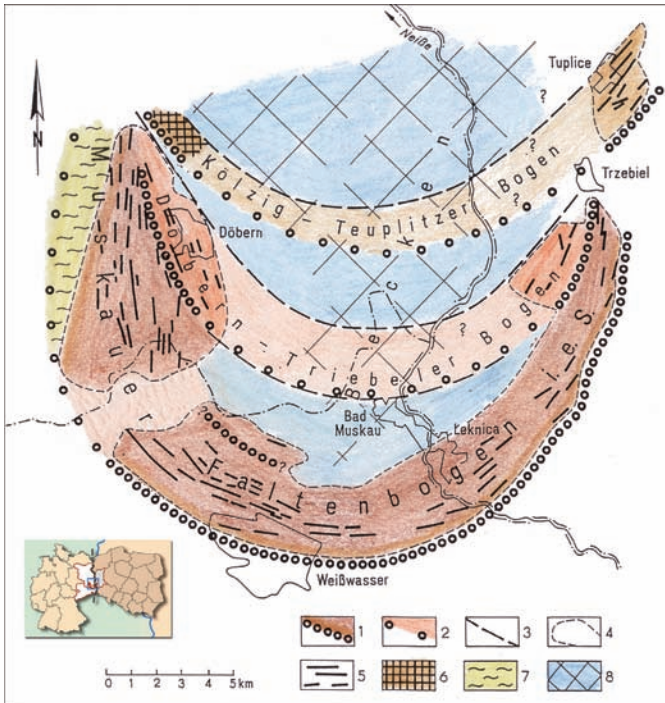


Fig. 2. Szkic strukturalny Łuku Mużakowa (wg. Kupetz 1997)

Fig. 2. Structural sketch map of the Muskau Arch; after Kupetz, 1997

- 1 – granica zewnętrzna Łuku Mużakowa
- 1 – the outer border of the Muskau Arch in general
- 2 – granice zewnętrzne łuków dodatkowych niewidocznych w geomorfologii lub zerodowanych
- 2 – supplemented outer borders of the arcs, non visible in geomorphology or eroded
- 3 – dodatkowe wewnętrzne granice łuków
- 3 – supplemented inner borders of the arcs
- 4 – obszar Łuku Mużakowa widoczny w geomorfologii
- 4 – areas of the Muskau Arch recorded in geomorphology
- 5 – ważne linie struktur glacictektonicznych widoczne na zdjęciach lotniczych
- 5 – important glaciotectionic structure lines in aerial photographs
- 6 – wielkoskalowe deformacje glacictektoniczne occurring only in the subsurface
- 6 – large scale glaciotectionic deformations occurring only in the subsurface
- 7 – fragment Łuku Mużakowa zerodowany przez wody subglacjalne
- 7 – part of the Muskau Arch eroded by a subglacial stream
- 8 – depresja glacictektoniczna
- 8 – glacial depression

W obszarze geoparku i jednocześnie parku krajobrazowego znajdują się również obiekty przyrody ożywionej i nieożywionej, do których między innymi należy rezerwat leśny „Nad Młyńską Strugą”, który obejmuje naturalne siedliska leśne, położone na południe od Łęknicy w rejonie ujścia meandrującej rzeki Skrody do Nysy Łużyckiej. Rezerwat można zwiedzać poruszając się oznakowaną tablicami informacyjnymi ścieżką przyrodniczą, która prowadzi do uroczyska „Kulczyk”, gdzie dawniej znajdował się młyn wodny (Fig. 1). Do szczególnych obiektów przyrody nieożywionej parku, stanowiących atrakcję geoturystyczną, należy granitowy głaz narzutowy „Diabelski Kamień”, znany również pod nazwą „Głaz Krabata”. Został on objęty ochroną pomnikową z uwagi na swoje znaczne rozmiary. Jego długość wynosi około 5,1 m, szerokość 3,5 m, a wysokość od powierzchni gruntu 2,5 m. Na powierzchni głazu można dostrzec układy otworów i żłobin wykonanych przez człowieka, które jednoznacznie wskazują na jego kultowy charakter. Był to wczesnośredniowieczny ołtarz ofiarny (Haracz i in., 2009).

W granicach Łuku Mużakowa znaleźć można również interesujące zabytki związane z kulturą Łużyczan. Należą do nich chaty o zabudowie przysłupowej oraz zabudowania gospodarcze, w których elementami ozdobnymi są łamane głazy narzutowe. Elementy dekoracyjne z głazów narzutowych, dodatkowo wzbogacone są fragmentami szlaki z pieców hutnictwa szkła lub ruda darniowa. Wybrane obiekty tego typu uznawane są w dokumentacji geoparku za geotopy. Ilustrują one przykład wykorzystania typowych dla obszaru glacialnego materiałów miejscowych, jakimi są głazy narzutowe.

Do wyjątkowych atrakcji turystycznych Łuku Mużakowa, związanych z dziedzictwem kulturowym regionu, należy Park Mużakowski – obecnie uznawany za rezerwat kulturowy. Posiada on powierzchnię 728 ha i rozciąga się pomiędzy Bad Muskau i Łęknicą, w sąsiedztwie przejścia granicznego. Park jest jednym z najznakomitszych przykładów angielskiej sztuki ogrodowej XIX w., utworzonym przez Księcia Hermanna von Pückler-Muskau (1785-1871). Z uwagi na wybitne walory krajobrazu ogrodowego, w roku 2004 park został wpisany na listę Światowego Dziedzictwa UNESCO oraz uznany za pomnik historii na mocy Rozporządzenia Prezydenta RP. W krajobrazowej kompozycji ogrodu doskonale wykorzystano naturalne tarasowe ukształtowanie przełomowej

doliny Nysy Łużyckiej oraz sąsiedztwo pól, łąk i śródpolnych zadrzewień. W ten sposób powstała rewolucyjna w swojej formie kompozycja, jednocześnie pionierska w środkowoeuropejskiej sztuce ogrodowej XVIII w. W parku znajduje się zamek Muskau, oranżeria i kilka klasycystycznych budynków, pomnik głaz narzutowy tzw. Kamień Pücklera, Most Królewski, Wiadukt, Taras Mauzoleum, oraz ruiny folwarku.

Inwentaryzacja i ocena geotypów

W ramach prac nad planem ochrony geotypów, prowadzonym na etapie tworzenia geoparku, zbadano i oceniono potencjały regionu krajobrazowego Łuk Mużakowa, najpierw w niemieckiej jego części (Hübner, i in. 1999), a następnie polskiej (Kozma i in. 2001).

Na całym obszarze geoparku zostało zinwentaryzowanych i ocenionych 95 stanowisk, z czego w polskiej części geoparku 34, w brandenburskiej 34 i saksońskiej 27. W ramach zapoczątkowanych w Niemczech prac inwentaryzacyjnych, podzielone one zostały na 10 grup tematycznych, co ilustruje zestawienie **tab. 1**. Grupy te wskazują jednocześnie na rodzaje zagadnień możliwych do prezentacji w polskim i niemieckim obszarze geoparku.

Zweryfikowane geotopy położone w polskiej części Łuku Mużakowa ilustrują zagadnienia takie jak: elementy rzeźby glacialnej i peryglacialnej - 13 geotypów oraz surowce mineralne i wody w wyrobiskach pogórnicych - 11 geotypów, źródła - 5 geotypów, budowle z głazów narzutowych i geologiczne obiekty krajobrazowe - 5 geotypów. Zgrupowane są one w trzech obszarach: Tuplic na północy, Trzebiela w centralnej części łuku i Łęknicy na południu. Część środkowa pomiędzy Żarkami Wielkimi a Niwicą jest trudno dostępna, ze względu na znaczne zalesienie terenu, oraz rzadką sieć dróg. Brak tu jest również reprezentatywnych geologicznych odsłoneń sztucznych lub naturalnych.

Walory geoturystyczne

Każdy z wymienionych obszarów polskiej części Łuku Mużakowa grupuje określone rodzaje obiektów i posiada przez to swój wyróżnik. Na północy, specyfikę okolic Tuplic stanowią zalane wodą zbiorniki po eksploatacji węgla brunatnych i ilów ceramiki budowlanej. Jest to rejon najstarszej eksploatacji węgla. Możliwa jest obserwacja zbiorników powstałych w miejscu XIX-wiecznych wyrobisk podziemnych, związanych z nimi su-

Tab. 1. Zestawienie typów geotopów Geoparku Łuk Mużakowa w podziale na tematy wiodące, wg. Hübner, i in. 1999

Lp.	Termin	Definicja
1.	STRATYGRAFIA I TEKTONIKA	
1.1	struktury glacitektoniczne	strome fałdy i łuski tektoniczne związane z wyciskaniem materiału sprzed czoła nasuwającego się lądolodu
1.2	granice litologiczne widoczne w geomorfologii	granice geologiczne odpreparowane w wyniku przyspieszonego wietrzenia słabiej odpornych ogniw litologicznych
2	ELEMENTY RZEŻBY GLACJALNEJ I PERYGLACJALNEJ	
2.1	morena czołowa	wzgórza morenowe zbudowane z materiału składanego przed czołem lądolodu: glin zwalowych ze znaczną domieszką glazów i rumoszu
2.2	gliny zwalowe	klastyczny, słabo wysortowany materiał moreny dennej, głównie ilasto-wapniste
2.3	zagłębienie wytopiskowe	zagłębienie bezodpływowe w powierzchni moreny dennej, powstałe w wyniku stopienia bryły martwego lodu, często wypełnione wodą
2.4	glaz narzutowy	allochtoniczny glaz (przeważnie pochodzenia skandynawskiego) przyniesiony przez lądolód
2.5	glazowisko	pole glazów narzutowych powstałe w wyniku rozmycia utworów moreny czołowej
2.6	rów wietrzeniowy	wydłużone zapadlisko utworzone na wychodni stromo stojącego pokładu węgla brunatnego, którego część położona powyżej zwierciadła wód gruntowych (w strefie aeracji) uległa zwietrzeniu
3.	FORMY EOLICZNE	
3.1	wydma	pozytywna forma morfologiczna o genezie eolicznej i charakterystycznym kształcie, zbudowana z piasku drobnoziarnistego do średnioziarnistego
3.2	graniak	glaz z kilkoma powierzchniami wygładzonymi przez wiatr, zbiegającymi się w ostrych krawędziach
4	STRUKTURY FLUWIALNE	
4.1	starorzecze	odcięty fragment koryta rzeki meandrującej
4.2	taras rzeczny	płaska powierzchnia w dnie doliny rzecznej powstała w wyniku erozji wód płynących (taras erozyjny) lub akumulacji materiału klastycznego (taras akumulacyjny)
4.3	dolina rzeczna	dolina rzeczna, utworzona przez działalność erozyjną wód płynących
4.4	przełomowa dolina rzeczna	dolina rzeczna przecinająca prostopadle do rozciągłości pasmo górskie lub inną pozytywną formę morfologiczną, np. morenę czołową
5.	BAGNA I TORFOWISKA	
5.1	torfowisko w rowie wietrzeniowym	torfowisko niskie (zasilane wodami przepływowymi) w zabagnionym dnie rowu wietrzeniowego
5.2	torfowisko wysokie	torfowisko wysokie (zasilane wodami opadowymi) zawieszona na stoku doliny i odcięte od sieci drenażu
5.3	torfowisko niskie	torfowisko niskie (zasilane wodami przepływowymi) w rozległym obniżeniu (np. równia aluwialna)
6.	ŹRÓDŁA	
6.1	źródło	miejsce naturalnego lub sztucznego wypływu wód gruntowych na powierzchnię
6.2	dział wodny pomiędzy zatopionymi wyrobiskami górniczymi	linia rozdziału odpływu wód gruntowych do sąsiadujących jezior, zajmujących opuszczone wyrobiska odkrywkowe
7.	SUROWCE MINERALNE	
7.1	rudy darniowe	chemogeniczna żelazista skała osadowa
7.2	kruszywo naturalne	luźne skały klastyczne, głównie kwarcowe, o rozmiarach ziaren od 0,063 do 2 mm (piasek) i od 2 do 63 mm (żwir)
7.3	torf	skała biogeniczna (kaustobiolit), utworzona w wyniku nagromadzenia i częściowego przeobrażenia materii fitogenicznej (szczątków roślinnych) w warunkach beztlenowych
7.4	węgiel brunatny	skała biogeniczna (kaustobiolit), utworzona w wyniku dalszego przeobrażenia (uwęglenia) torfu
7.5	ił alunowy	ciemnoszary ił, którego głównym składnikiem jest siarczan glinowo-potasowy (alun), bogaty w materię organiczną
7.6	ił	drobnoziarnista, spoista skała klastyczna o rozmiarach ziaren poniżej 0,002 mm, obok kwarcu zawiera minerały ilaste
8.	WODY W WYROBISKACH POGÓRNICZYCH	
8.1	kwaśne jeziora w wyrobiskach pogórnicych węgla brunatnego	wypełnione wodą wyrobiska poeksploatacyjne po węglu brunatnym, zakwaszone w wyniku obniżenia pH przez siarczki zawarte w węglu i skale płonnej
8.2	oligotroficzne jeziora w wyrobiskach pogórnicych węgla brunatnego i żwiru	wypełnione wodą wyrobiska poeksploatacyjne po węglu brunatnym i eksploatacji żwiru, gdzie ze względu na chemizm kopaliny nie nastąpiło zakwaszenie wody
8.3	jeziora w wyrobiskach pogórnicych iłu	wypełnione wodą wyrobiska poeksploatacyjne po eksploatacji iłów ceramicznych (glinianki)
9.	BUDOWLE Z GŁAZÓW NARZUTOWYCH	
9.1	Budynki z kamienia polnego	domy mieszkalne (lub ich fragmenty) oraz budynki gospodarcze wzniesione z kamienia polnego; także kamień polny jako materiał brukarski
10.	GEOLOGICZNE OBIEKTY KRAJOBRAZOWE	
10.1	glazy narzutowe w architekturze ogrodowej	elementy wykonane z glazów narzutowych w zagospodarowaniu parków i ogrodów

chych zapadlisk szybów udostępniających oraz występujących na ich przedłużeniu naturalnych giserów. W drugim obszarze, położonym w kierunku południowym, w okolicy Trzebiela, za geotopy uznaje się liczne pozostałości (hałdy, zapadnięte korytarze) po podziemnej eksploatacji węgla brunatnego dawnej kopalni „Viktor”, dwie zabytkowe budowle z głazów narzutowych: basztę z fragmentem murów obronnych i zamek w Trzebielu, oraz pomnikowy gład narzutowy przy drodze prowadzącej z Trzebiela do Siedlec. Za najbardziej atrakcyjny pod względem geoturystycznym należy uznać pokopalniany obszar w okolicy Łęknicy – obszar dawnej kopalni „Babina”, który charakteryzuje się występowaniem wielu zbiorników kwaśnych wód, w miejscach wyrobisk po dawnej podziemnej i odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnych, sztucznych i naturalnych odsłoneń pokładów węgla, źródeł kwaśnych wód z nasakupieniami związków żelaza oraz zbiorników wodnych w wyrobiskach po eksploatacji ilów ceramiki budowlanej.

Znajdujące się w granicach transgranicznego geoparku pojedyncze obiekty, takie jak sztuczne i naturalne odsłoneń pokładów węgla, różnokolorowe zbiorniki wodne, źródła wód o znacznej zawartości związków żelaza, głazy narzutowe, wydmy i inne, połączone zostały tematycznymi ścieżkami przyrodniczo-edukacyjnymi oraz szlakami turystycznymi i rowerowymi (**Fig. 1**). Dla przykładu wymienić tu można znajdujące się w rejonie Döbern (Brandenburgia) szlaki z tablicami edukacyjnymi „Śladami dawnego górnictwa”, „Śladami przemysłu szklarskiego” oraz położony w rejonie centrum edukacyjnego Jerischke „Szlak wokół moreny Jerischke i doliną Nysy Łużyckiej”. W polskiej części obszaru geoparku wytyczone zostały szlaki rowerowe Łęknica – Żary oraz Trzebiel – Jasień, które przebiegają wzdłuż doliny Nysy Łużyckiej oraz w obrębie pojezierza antropogenicznego, umożliwiając one poznanie krajobrazu geoparku. W budowie znajduje się ścieżka geologiczno-turystyczna w rejonie kopalni „Babina”. Tereny pogórcze wyróżniają się, z uwagi na niespotykane formy krajobrazu, które dostarczają bardzo silnych wrażeń estetycznych.

Obok zmian ukształtowania terenu obserwuje się powstawanie nowych sukcesji roślinnych, co doprowadziło do powstania nowego jakościowo krajobrazu. Z tego względu planowane jest objęcie obszaru pogórczego kopalni „Babina” ochroną prawną w formie rezerwatu geologicznego (Weigle red., 2007).

W granicach całego geoparku spotkać można obiekty ilustrujące wpływ georóżnorodności na rozwój wartości kulturowych. Należy do nich Park Różaneczników w Kromław, gdzie w doskonale wykorzystano warunki geomorfologiczne i glebowe do budowy założeń ogrodowych. Jest to park o wysokiej randze kulturowo-historycznej, który położony jest w południowej niemieckiej części Łuku Mużakowa, około 7 km na zachód od przejścia granicznego w Łęknicy. Występujące jedynie w giserach (obniżenie terenu nad wychodnią pokładu węgla brunatnego) gleby bagienne stanowiły tu idealne warunki dla nasadzeń różaneczników i azalii. W połowie XIX wieku Friedrich Hermann Röttschke założył w obrębie zapadlisk park, który zaliczany jest dzisiaj do najładniejszych parków rododendronów na terenie Niemiec.

Do obiektów związanych ściśle z geologiczną i górniczą przeszłością Łuku Mużakowa należy również „Łużycki Park Głazów Narzutowych”, będący atrakcją geoturystyczną, o zasięgu ponadregionalnym (Ulbrich, 2009). Znajduje się on na południe od Weißwasser, w sensie geologicznym na obrzeżeniu struktury mużakowskiej, na skraju wioski Nochten. Jest to ogród z ponad trzema tysiącami głazów narzutowych utworzony w roku 2003 na zwałowisku czynnej kopalni węgla brunatnego „Nochten”

WAŁBRZYSKI OBSZAR GEOTURYSTYCZNY

Państwowy Instytut Geologiczny podjął niedawno prace dotyczące potencjalnego obszaru geoturystycznego w rejonie wałbrzyskim, o proponowanej nazwie Wałbrzyski Obszar Geoturystyczny (WOG). Ich zasadniczym celem było dostarczenie wiedzy o ilości oraz wartości stanowisk geologicznych, wraz z prezentacją ich relacji w układzie przestrzennym, na tle wybranych elementów środowiskowych takich jak: budowa geologiczna, obiekty ochrony przyrody, zagospodarowanie turystyczne (Ihnatowicz i in., 2009). Opracowanie Wałbrzyskiego Obszaru Geoturystycznego zostało wykonane na zamówienie Ministra Środowiska za środki finansowe wypłacone przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Całkowita powierzchnia obszaru badań wynosi 589 km², z czego ok. 80% przypada na powiat wałbrzyski, a 20% znajduje się w granicach powiatu kamiennogórskiego i świdnickiego. W granicach Wałbrzyskiego Obszaru Geoturystycznego znaj-

dują się trzy parki krajobrazowe, które obejmują prawie 1/5 powierzchni analizowanego obszaru. Są to, położony na północy Książański Park Krajobrazowy, na południu Park Krajobrazowy Sudetów Wałbrzyskich oraz znajdujący się w jego przedłużeniu ku wschodowi fragment Parku Krajobrazowego Gór Sowich.

W ramach geograficznego podziału Sudetów Środkowych Wałbrzyski Obszar Geoturystyczny położony jest w obrębie Pogórza Wałbrzyskiego (Bolkowsko-Wałbrzyskiego), Gór Wałbrzyskich, Gór Kamiennych oraz fragmencie Gór Sowich i Kotliny Kamiennogórskiej. Typowym elementem krajobrazu i morfologii jego obszaru jest występowanie rozległych kotlin, otoczonych pasmami górskimi o dużym kontraście między stromymi stokami i łagodnymi grzbietami. Biorąc pod uwagę historię rozwoju geologicznego Wałbrzyski Obszar Geoturystyczny obejmuje północnowschodnią część depresji śródsudeckiej, depresję Świebodzic, blok Gór Sowich oraz niewielki fragment przedgórza sudeckiego. Znajdującą się w granicach obszaru opracowania depresję śródsudecką wypełniają otwory od karbonu dolnego do kredy górnej oraz osady czwartorzędu. Otwory osadowe karbonu i permu tworzą głównie piaskowce, zlepieńce, mułowce. W obrębie górnego karbonu występują liczne pokłady i wkładki węgla kamiennego. Osady triasu reprezentowane są przez piaskowce i zlepieńce, utwory kredy górnej przez piaskowce i margle. Górnokarbońskie i permskie skały wulkaniczne występujące w obrębie omawianego obszaru to ryolity, trachybazalty, latyty i tufy wulkaniczne. Położona na północy obszaru depresja Świebodzic obejmuje kompleks skalny skał osadowych górnego dewonu i najniższego karbonu (piaskowce, mułowce z soczewkami wapieni i zlepieńce) oraz skały metamorficzne. W południowo-wschodnim fragmencie omawianego obszaru blok Gór Sowich zbudowany jest z kompleksu gnejsowo-migmatytowego, z podrzędnie występującymi wkładkami amfibolitów, granulitów i skał ultrazasadowych. Sporadycznie występują serpentynity.

Charakterystyczny jest wyraźny związek budowy geologicznej obszaru i jego georóżnorodności z typami krajobrazów i form terenu. Z tego względu, dla potrzeb analizy i prezentacji przestrzennych relacji wytypowanych geostanowisk, opracowano podział obszaru na jednostki fizjograficzne, biorąc pod uwagę budowę geologiczną i morfologię terenu, który stanowił podstawę delimitacji obszaru i wyróżnienia podobszarów geoturystycznych.

Na wytypowanym obszarze przeprowadzono prace, na które składały się: identyfikacja potencjalnych stanowisk geologicznych w oparciu o dane literaturowe, ich selekcja i wstępna ocena jakościowa; wykonanie inwentaryzacji terenowej; ocena ilościowa oraz ranking stanowisk oraz opracowanie części kartograficznej i opisowej wyników inwentaryzacji. Zgodnie z założeniem projektu prace te nie obejmowały zabytków techniki górniczej związanych z dawną podziemną eksploatacją węgla kamiennego.

W wyniku realizacji projektu wykonano karty stanowisk, zawierające informacje o obiektach geologicznych, mapy lokalizacyjne i dokumentację fotograficzną. Zidentyfikowane w terenie stanowiska zostały poddane waloryzacji po kącie oceny ich atrakcyjności dla zagospodarowania geoturystycznego. W celu obiektywnej oceny, dla potrzeb ogólnej klasyfikacji obiektów, przeprowadzono trójstopniowe wartościowanie stanowisk w drodze nadawania kolejnym cechom stanowisk rangi liczbowej. Za najważniejsze kryteria oceny uznano 1/ dostępność terenową, 2/ stopień zachowania, 3/ wartość dla nauki, 4/ wartość dla edukacji powszechnej (geoturystyki). Zastosowane kryteria klasyfikacji stanowisk odpowiadają ogólnie stosowanym dla ich oceny zasadom, przyjętym przy sporządzaniu podobnych dokumentacji, które wykonywane były na potrzeby budowy geoparków, na przykład Koźma & Gawlikowska, 2003; Knapik i in., 2009. Ogółem w obszarze wałbrzyskim zinventaryzowano w terenie i zgromadzono w bazie danych 149 stanowisk. Reprezentują one odsłonięcia naturalne (66), kamieniołomy (34), odsłonięcia sztuczne/przekopy budowlane (29), dawne obszary eksploatacji kopalni (6), szyby górnicze (1), głazy narzutowe (2), hałdy (1), budowle architektoniczne (4), punkty widokowe (8). Ogólne zagospodarowanie turystyczne na obszarze Wałbrzyskiego Obszaru Geoturystycznego – rozumiane tutaj głównie jako gęstość i rozmieszczenie szlaków i obiektów turystycznych – należy uznać za bardzo dobre.

Można wyróżnić kilka wyraźnych centrów takich jak: Zamek Książ, Góra Trójgarb, Szczawno-Zdrój, Góra Chełmiec, Zagórze Śląskie, Krzeszów, PKP Wałbrzych Główny, Góra Lesista Wielka, Andrzejówka, Rogowiec, Walim, Wielka Sowa i Mieroszów. Dla potrzeb analizy dostępności stanowisk geologicznych, zaprojektowano bufor 500 m po obu stronach szlaku, który w zdecydowanej większości zawiera w sobie wyznaczone stanowiska.

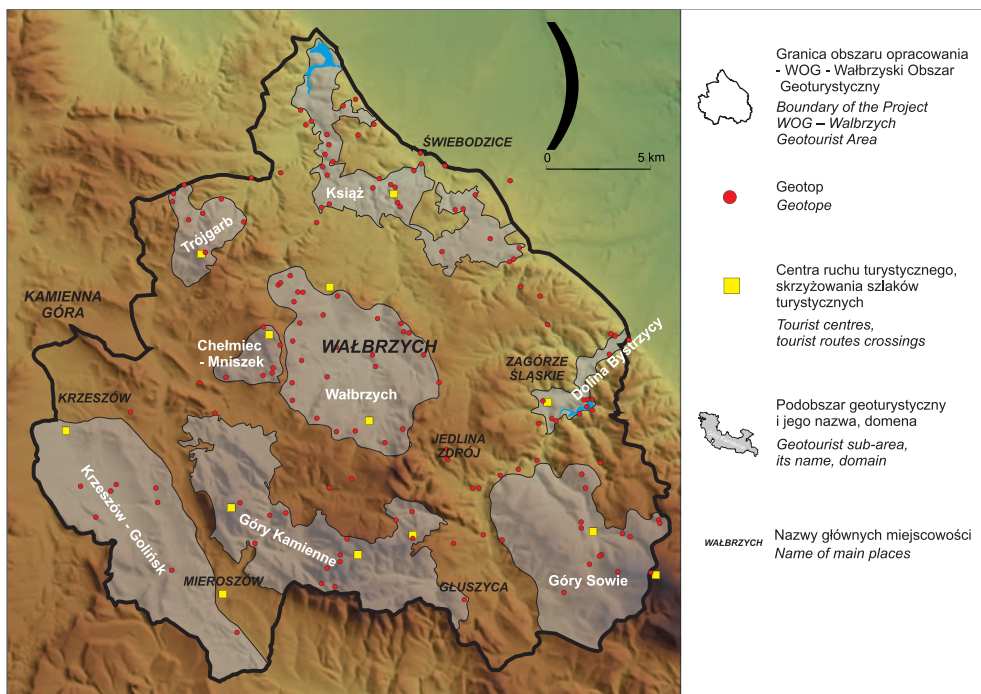


Fig. 3. Podobszary geoturystyczne (domeny) i lokalizacja geotopów w obrębie Wałbrzyskiego Obszaru Geoturystycznego

Fig. 3. Geotourist sub-areas (domains) and location of geotopes within the Wałbrzych Geotourist Area

Wyniki waloryzacji wskazują, że zinventaryzowane stanowiska geologiczne pozwalają na terenową prezentację sześciu zasadniczych grup zagadnień, takich jak: sedimentologia (74), wulkanizm (31), metamorfizm (26), geomorfologia (9), hydrogeologia (1), dawne górnictwo (2). Wymieniony podział tematyczny, zgodnie z przyjętymi zasadami oceny wstępnej, jest znacznie uproszczony, daje jednak podstawę do dalszych, bardziej szczegółowych analiz naukowo-dydaktycznej reprezentatywności stanowisk.

Określona w punktach wartość stanowisk geologicznych, na podstawie przyjętych kryteriów, wskazuje na wyrównaną wartość obiektów. Wynika to z faktu, że w zdecydowanej przewadze są to stanowiska o dobrej i bardzo dobrej dostępności terenowej oraz dobrym a jedynie miejscami słabym lub bardzo słabym stanie zachowania, który najczęściej przejawia się degradacją nie tyle obiektu co jego otoczenia. Wymienione wyżej dwa elementy oceny - dostępność i stan zachowania - zgodnie z przyjętymi kryteriami decydują o 50% wartości ogólnej punktacji. Zatem zasadnicze zróżnicowanie

stanowisk geologicznych związane jest najbardziej z ich wartością naukową i edukacyjną

Przestrzenne rozmieszczenie wytypowanych stanowisk geologicznych pozwoliło na wydzielenie siedmiu, wyraźnie odgraniczonych od siebie podobszarów geoturystycznych (**Fig. 3**). Podobszary te cechują się dużą wewnętrzną jednorodnością budowy geologicznej serii skalnych przy równoczesnej dużej odrębności każdej z nich względem pozostałych. Granice podobszarów zostały wyznaczone w oparciu o przebieg granic obszarów chronionych – parków krajobrazowych, granic wyznaczonych jednostek fizjograficznych oraz cech budowy geologicznej obszaru. Obok cech budowy geologicznej, przy ich konstruowaniu brano pod uwagę także inne wartości środowiskowo – kulturowe regionu. Wydzielone podobszary, wzbogacone o walory przyrodniczo-krajobrazowe, przejęte od parków krajobrazowych, koncentrują też w swoich granicach większość zabytków historii kultury tej części Dolnego Śląska, a szczególnie zabytków kultury technicznej.

Ogólna charakterystyka podobszarów geoturystycznych przedstawia się następująco:

Podobszar geoturystyczny „Książ”: Został wyznaczony w obrębie depresji Świebodzic, która charakteryzuje się lito-tektoniczną i stratygraficzną złożonością budujących ją skał metamorficznych i osadowych. Skały metamorficzne o wieku staro paleozoicznym budują prawdopodobnie podłoże górnodewońsko-turnejskiej sukcesji osadowej. W szczególności obejmuje on Książański Park Krajobrazowy. W części wschodniej podobszaru przeważają wychodnie osadowej formacji z Pogorzala i z Pełcnicy, w części zachodniej formacji z Książa i z Chwaliszowa. W jego obrębie udokumentowano 26 stanowisk.

Podobszar geoturystyczny „Trójarb”: Charakterystyczna jest jego dwudzielność budowy geologicznej. W części południowej głównie tworzy go masyw ryolitowy Trójarbu, natomiast w części północnej skały osadowe karbonu dolnego (wizen górny) reprezentowane przez formację z Lubomina i formację ze Starych Bogaczowic. W jego obrębie znajduje się 8 stanowisk.

Podobszar geoturystyczny „Chełmiec – Mniszek”: Jego budowa geologiczna obejmuje karboński masyw wulkaniczny zbudowany z ryodacytów. Część wschodnia obejmująca Chełmiec to ryodacyty o strukturze masywnej, natomiast Mniszek w części zachodniej zbudowany jest w ryodacytów z charakterystycznymi strukturami fluidalnymi. Niewielki obszar pomiędzy tymi dwoma wzniesieniami wypełniają utwory osadowe górnego karbonu, formacji z Białego Kamienia i formacji z Żaclerza. Wytypowano tutaj 6 stanowisk, którymi są dawne lokalne kamieniołomy ryodacytów

Podobszar geoturystyczny „Wałbrzych”: Obejmuje miasto Wałbrzych i Szczawno Zdrój oraz ich bezpośrednie okolice. W jego granicach występują głównie utwory osadowe karbonu dolnego i karbonu górnego formacji z Szczawna, formacji z Wałbrzycha, formacji z Białego Kamienia, formacji z Żaclerza oraz formacji z Glinika. Niewielka część podobszaru, w jego południowo wschodniej części zbudowana jest z górnokarbońskich skał wulkanicznych – ryolitów, tufów ryolitowych oraz podrzędnie trachyandezytów. W jego obrębie udokumentowano 28 stanowisk, które – poza czterema – wszystkie rozmieszczone są na obrzeżeniu aglomeracji wałbrzyskiej, nawiązując w ten sposób doskonale do istniejących lokalnych tras turystycznych, ścieżek rowerowych i edukacyjnych.

Podobszar geoturystyczny „Dolina Bystrzycy”: Wyznaczony został wzdłuż doliny rzeki Bystrzycy w masywie Gór Sowich. W jego obrębie występują granitognejsy, migmatyty i gnejsy oraz osady czwartorzędowe. Za najważniejsze miejsce podobszaru należy wskazać rejon jeziora Bystrzyckiego i Zamku Grodno, w którym obok obiektów ściśle geologicznych znajdują się obiekty związane z dawnym górnictwem kruszczowym. W granicach tego podobszaru zinwentaryzowano 11 różnicowanych stanowisk.

Podobszar geoturystyczny „Krzyszów – Golińsk”: Stanowi rejon wyznaczony przy południowo zachodniej granicy proponowanego obszaru geoturystycznego. Obejmuje on, jedynie tu występujące, skały osadowe permu, triasu oraz kredy górnej. Utwory kredy górnej i triasu pokrywają zachodnią część wyznaczonego podobszaru, natomiast osady permu występują wzdłuż północnej i północno wschodniej jej granicy. W granicach podobszaru zinwentaryzowano 8 stanowisk.

Podobszar geoturystyczny „Góry Kamienne”: Obejmuje głównie pasmo wulkaniczne Gór Kamiennych zbudowane z trachyandezytów, ryodacytów, tufów ryolitowych, ryolitów i w niewielkich fragmentach ze skał osadowych permu i karbonu górnego. W granicach podobszaru wyznaczono 14 stanowisk.

Podobszar geoturystyczny „Góry Sowie”: Położony jest w południowo wschodniej części obszaru, a w jej granicach występują głównie skały metamorficzne (gnejsy, migmatyty, granitognejsy), w mniejszym stopniu osadowe skały karbonu górnego (w południowo zachodniej części) i karbonu dolnego w części północnej. W granicach podobszaru zinwentaryzowano 15 stanowisk.

Dalsze prace dokumentacyjne powinny zmierzać do uszczegółowienia wyników prac, polegających na kolejnej hierarchizacji stanowisk geologicznych, celem zaprojektowania możliwości ich prezentacji pod względem tematycznym i przestrzennym. Jednym z możliwych kierunków rozwiązań praktycznych, jakie mogą tu zostać zaproponowane są Eko-muzea, oparte o przedstawioną w opracowaniu strukturę „podobszarów geoturystycznych”. Inną możliwością nowych rozwiązań są różnorodne tematycznie trasy udostępniające stanowiska. Przedstawione tu propozycje zmierzają z jednej strony do wykorzystania istniejącej już sieci klasycznych szlaków turystycznych, a z drugiej do tworzenia zupełnie nowych tematycznych szlaków geoturystycznych. W przypadku pierwszym

chodziło by o uzupełnianie objaśnień do tych tras informacją geologiczną, czy to w postaci tablic ulokowanych w ważniejszych stanowiskach, znajdujących się na trasie szlaku lub w jego pobliżu, czy szerszych już omówień w nowo przygotowanych przewodnikach geoturystycznych. Badania zrealizowane w ramach niniejszego projektu dostarczają już w chwili obecnej podstawowych informacji do skonstruowania geoturystycznego szlaku Czyżynki – Chelmea, prowadzącego od Dobromierza po Boguszów. Z geologicznego punktu widzenia jest to szlak bardzo ciekawy, bo stwarzający możliwość prezentacji, w kategoriach geoturystycznych, prawie pełnego przekroju geologicznego Sudetów Środkowych. Innym rozwiązaniem jest utworzenie geoturystycznych szlaków samochodowych. Jedną z kilku propozycji może być międzynarodowy szlak geoturystyczny łączący Świebodzice i Broumov w Czechach, przebiegający przez Wałbrzych i Mieroszów i integrujący ze sobą centra turystyczne po obu stronach granicy.

WYBRANE PODZIEMNE OBIEKTY GEOTURYSTYCZNE

Jednym z elementów geoturystycznej specyfiki Dolnego Śląska – zwłaszcza Sudetów i bloku przedsudeckiego – jest wielość i zróżnicowanie obiektów podziemnych, które z natury rzeczy w wyjątkowo spektakularny i szczegółowy sposób ukazują budowę geologiczną górotworu. Mowa tu zarówno o dawnych sztolniach, czy kopalniach, jak i niektórych pozostałościach wojennej aktywności III Rzeszy – w opracowaniu nie ujęto natomiast jaskiń oraz budowli fortyfikacyjnych. Omawiane obiekty wykazują zróżnicowane rozmiary, stan zachowania i dostępność. Pozwalają one na obserwację fragmentów różnorodnych jednostek geologicznych – budujących je odmian litologicznych, struktur tektonicznych, przejawów mineralizacji itd., choć z geoturystycznego punktu widzenia dawne wyrobiska podziemne mogą stanowić atrakcję nawet w sytuacji, gdy niemożliwa jest ich penetracja. Obiekty te podlegają systematycznym badaniom i dokumentacji przede wszystkim w zakresie geologii podstawowej i metodyki prowadzenia robót górniczych (por. www.historia-gornictwa..., 2011). Znaczny potencjał tych obiektów może i powinien być wykorzystywany również w edukacji geologii i prowadzeniu różnokierunkowych, interdyscyplinarnych badań naukowych. W przypadku niektórych z nich koniecznym wy-

daje się objęcie ochroną w postaci geologicznych stanowisk dokumentacyjnych. Szacunkowa ilość obiektów wartościowych pod tym względem na Dolnym Śląsku znacznie przekracza sto. Podstawową, często decydującą o podjęciu rozważań na temat ich zagospodarowania, przeszkodą są oczywiście wymogi bezpieczeństwa. Stan zachowania wielu dawnych wyrobisk górniczych, ze względu na charakter górotworu (wytrzymałość skał stropowych) i sposób prowadzenia robót górniczych (niewielkie ładunki wybuchowe lub urabianie ręczne, duża dbałość o zachowanie odpowiedniego profilu poprzecznego) jest bardzo dobry (por. Madziarz, 2009). Innym problemem dotyczącym możliwości zagospodarowania tej olbrzymiej spuścizny dawnego trudu górniczego jest ochrona siedlisk nietoperzy, blokująca niekiedy inne kierunki działalności, w tym badania naukowe. Znaczenie tych obiektów jest bowiem bardzo szerokie. Niektóre z nich stanowią unikatowe ekosystemy umożliwiające rozwój organizmów ekstremofilnych (por. Chlebicki i in., 2005), inne są zabytkami techniki o rodowodzie sięgającym nawet XVI w., czy doskonałymi poligonami badawczymi i edukacyjnymi w zakresie szeregu dziedzin nauki.

Aktualnie na Dolnym Śląsku znajduje się kilkanaście turystycznych obiektów podziemnych, większość z nich to dawne sztolnie i fragmenty kopalń lub elementy poniemieckiego kompleksu „Riese” w Górach Sowich (**Fig. 4**). Na przykładzie niektórych z nich ukazać można bogactwo dostępnych tam do obserwacji zjawisk i struktur, decydujących o ich wyjątkowej atrakcyjności geoturystycznej.

UDOSTĘPNIONE PODZIEMNE TRASY TURYSTYCZNE

Trasa turystyczna „Kopalnia Złota w Złotym Stoku” udostępnia dla zwiedzających ponad 1200 m.b. wyrobisk sztolni Czarnej i Gertruda, położonych na kilku poziomach. Dla obiektu tego możliwe było przedstawienie propozycji pierwszej na Dolnym Śląsku podziemnej trasy geoturystycznej z szesnastoma szczegółowo scharakteryzowanymi stanowiskami obserwacyjnymi (Zagożdżon & Zagożdżon, 2010a). Umożliwiają one zapoznanie się z występującymi tu odmianami litologicznymi i charakterem powierzchni ich kontaktów, różnorodnie wykształconymi uskokami i szerokimi strefami dyslokacyjnymi – niekiedy o bardzo złożonej budowie wewnętrznej, a także deformacjami fałdowymi różnej skali i wykształconymi różnie

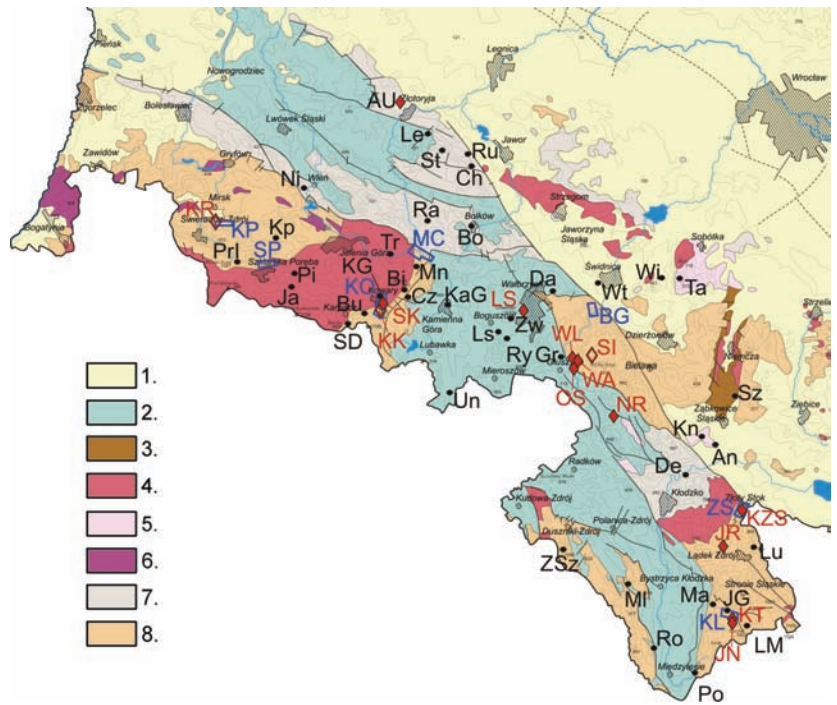


Fig. 4. Mapa rozmieszczenia podziemnych tras turystycznych oraz zespołów i odosobnionych obiektów potencjalnie nadających się do wykorzystania w omawianym zakresie.

Obiekty turystyczne: AU – Kopalnia Złota „Aurelia”, JN – Jaskinia Niedźwiedzia, JR – Jaskinia Radochowska, KK – Podziemna Trasa Turystyczna Kowarskie Kopalnie, KR – podziemna trasa turystyczna w Krobicy (w przygotowaniu), KT – Podziemna Trasa Turystyczno-Edukacyjna w Kletnie, LSz – Lisia Sztolnia, NR – Kopalnia Węgla w Nowej Rudzie; OS – Podziemne Miasto Osówka, SI – Silberloch, SK – Podziemna Trasa Turystyczna Sztolnie Kowary, WA – Muzeum Sztolni Walimskich, WL – Centrum Muzealno-Turystyczne „Olbrzym” (Włodarz), KZS – Kopalnia Złota w Złotym Stoku; większe zespoły obiektów: BG – Bystrzyca Góra, KL – Kletno, KO – Kowary, KP – Krobica-Przeznica, MC – Miedzianka-Ciechanowice, SP – Szklarska Poręba, ZS – Złoty Stok; odosobnione obiekty: An – kop. „Anna”, Bi – szt. na górze Bielec, Bo – Bolków, Bu – Budniki, Ch – Chelmiec, Cz – Czarnów, Da – szt. Daisys, De – Dębownia, Gr – szt. Grafitówka, Ja – Jagniątków, JG – Janowa Góra, KaG – Kamienna Góra, KG – Kowary Górne, Kn – kop. „Konstanty”, Kp – Kopaniec, Le – kop. Lena, LM – szt. w Leju Małym pod Śnieżnikiem, Ls – Lassiger Stolle, Lu – Lutynia, Ma – Marcinków, Ml – Młoty, Mn – Mniszków, Ni – Nielestno, Pi – Piechowice, Po – Potoczek, PrI – Przełęcz Izerska, Ra – Radzimowice, Ro – Różanka, Ru – szt. Rudolf, Ry – szt. Rycerska, SD – Sowa Dolina, St – szyb kop. Stanisławów, Sz – Szklary Żąbkowickie, Ta – Tapadla, Tr – Trzczińsko, Un – Unisław, Wi – Wiry, Wt – Witoszów, ZSż – Złota Sztolnia, Zw – szt. Złoty Wolów; 1 – kenozoik (nierozdzielony), 2 – dewońsko-kredowe skały osadowe z wulkanitami permokarbonskimi (nierozdzielone), 3 – mylonity strefy dyslokacyjnej Niemczy, 4 – granitoidy waryscyjskie, 5 – dewonian-bazyty i metabazyty dewońskie, 6 – granitoidy przedwaryscyjskie, 7 – dolnopaleozoiczne skały niskiego stopnia metamorfizmu, 8 – proterozoiczne i dolnopaleozoiczne skały wysokiego stopnia metamorfizmu, 9 – istniejące podziemne trasy turystyczne, 10 – podziemne trasy turystyczne w przygotowaniu, 11 – większe zespoły obiektów podziemnych, 12 – odosobnione obiekty podziemne.

Fig. 4. Location of underground tourist routes and objects and groups of objects suitable for use in discussed area.

Tourist objects: AU – Gold Mine „Aurelia”, JN – Niedźwiedzia Cave, JR – Radochowska Cave, KK – Underground Tourist Rout Kowary Mines, KR – underground tourist rout in Krobica (in preparation), KT – Tourist and Educational Underground Route in Kletno, LSz – Lisia Adit, NR – Coal Mine in Nowa Ruda; OS – Osówka Underground City, SI – Silberloch, SK – Underground Tourist Rout Kowary Adits, WA – Museum of Walim Adits, WL – Museum and Tourist Center „Olbrzym” (Włodarz), KZS – Gold Mine in Złoty Stok; major groups of objects: BG – Bystrzyca Góra, KL – Kletno, KO – Kowary, KP – Krobica-Przeznica, MC – Miedzianka-Ciechanowice, SP – Szklarska Poręba, ZS – Złoty Stok; individual objects: An – „Anna” mine, Bi – adit in Mt. Bielec, Bo – Bolków, Bu – Budniki, Ch – Chelmiec, Cz – Czarnów, Da – Daisy adit, De – Dębownia, Gr – Grafitówka adit, Ja – Jagniątków, JG – Janowa Góra, KaG – Kamienna Góra, KG – Kowary Górne, Kn – „Konstanty” mine, Kp – Kopaniec, Le – Lena mine, LM – adit in Lej Mały in Śnieżnik Massif, Ls – Lassiger Stolle, Lu – Lutynia, Ma – Marcinków, Ml – Młoty, Mn – Mniszków, Ni – Nielestno, Pi – Piechowice, Po – Potoczek, PrI – Izerska Pass, Ra – Radzimowice, Ro – Różanka, Ru – Rudolf adit, Ry – Rycerska adit, SD – Sowa Dolina, St – shaft of Stanisławów mine, Sz – Szklary Żąbkowickie, Ta – Tapadla, Tr – Trzczińsko, Un – Unisław, Wi – Wiry, Wt – Witoszów, ZSż – Złota Adit, Zw – Złote Wolę adit; 1 – Cenozoic (undivided), 2 – devonian-cretaceous sedimentary rocks with permio-carboniferous effusives (undivided), 3 – mylonites of the Niemcza Dislocation Zone, 4 – variscan granitoids, 5 – devonian basites and metabasites, 6 – pre-variscan granitoids, 7 – Lower Paleozoic low-grade metamorphic rocks, 8 – Proterozoic/Lower Paleozoic high-grade metamorphic rocks, 9 – existing underground tourist route, 10 – underground tourist route in preparation, 11 – larger groups of underground facilities, 12 – isolated underground facilities.

w zależności od kompetentności skały, z mineralizacją rudną itd. (Fig. 5). Poza zagadnieniami geologicznymi trasa ta umożliwia poznanie problematyki dopływu wód kopalnianych, czy elementów techniki górniczej (np. zabezpieczenie wyrobisk).

Na terenie Kowar, miejscowości o wielusetletniej tradycji górnictwa rud żelaza i uranu oraz fluorytu, znajduje się szereg doskonale zachowanych wyrobisk. Jedno z nich (sztolnia nr 9 dawnej kopalni „Liczyrzepa”) jest od wielu lat udostępnione, w maju b.r. oddano do użytku kolejną taką trasę w sztolniach 19 i 19a dawnej kopalni „Podgórze”. Perspektywy wykorzystania w geoturystyce, a zwłaszcza w edukacji geologicznej i w badaniach naukowych daje możliwość zagospodarowania innych wyrobisk – sztolni Górnej i Głównej w Kowarach Górnych. W obiektach tych doskonale dostępne do obserwacji są m.in. różne formy kontaktu granitoidowego masywu Karkonoszy z jego metamorficzną osłoną (formacja rudonośna z Podgórza i formacja gnejsów z Kowar), wraz z przykładem przykontaktowej zmienności facjalnej granitu (Zagożdżon & Zagożdżon, 1997, 1998). Tutejsze sztolnie są też rozpoznawane pod kątem mineralogicznym (Siuda et al., 2008).

W Kletnie, poza szeroko znaną i nie omawianą tu Jaskinią Niedźwiedzią, znajduje się też inny podziemny obiekt turystyczny. Jest to sztolnia nr 18 dawnej kopalni rud uranu i fluorytu „Kopaliny”. W obiekcie tym wspaniale wyeksponowano pozostałości gniazd wielobarwnego fluorytu, dzięki czemu zarejestrowano tu pierwsze na Dolnym Śląsku podziemne geologiczne stanowisko dokumentacyjne. W kletnieńskiej sztolni obserwować można także łupki grafitowe, marmury, gnejs muskowitzowy oraz rozległe strefy występowania kwarcu mlecznego z ametystem. Interesujący jest też nieregularny układ wyrobisk udostępniających złożę o wysokim współczynniku zmienności. Obszar ten jest wyjątkowo wartościowy pod względem geoturystycznym również ze względu na obecność szeregu dalszych wyrobisk przecinających strefę nasunięcia Kletna oraz dużej ilości powierzchniowych reliktyw działalności górniczej (hałd, rowów i pozostałości szybków poszukiwawczych).

Całkiem odmienny, ze względu na specyfikę obiektów, jest charakter trzech tras turystycznych poprowadzonych w podziemnych zespołach poniemieckiego kompleksu „Riese” w Górach Sowich: Włodarz, Walim i Osówka. Ostatnia z wy-

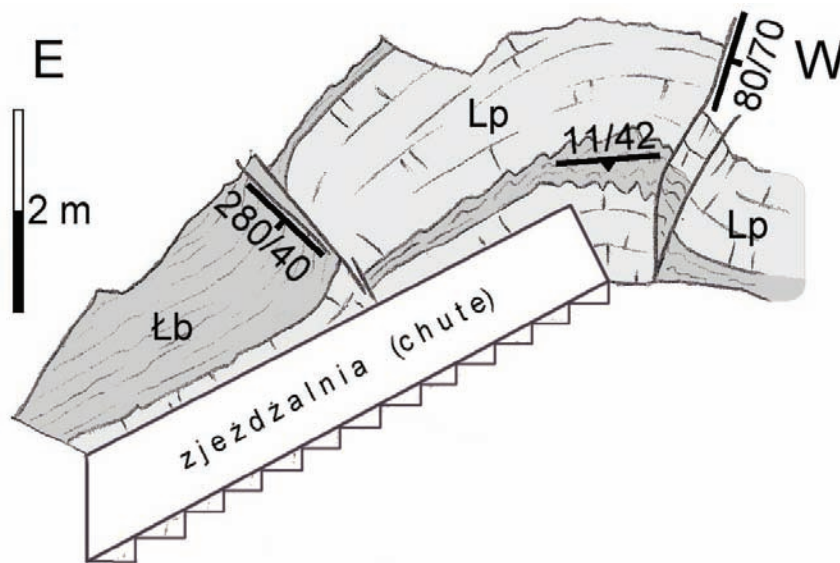


Fig. 5. Szkic geologiczny jednego ze stanowisk obserwacyjnych na trasie turystycznej w Złotym Stoku – uskoki i deformacje fałdowe leptytowo-lupkowego zespołu skalnego (Zagożdżon & Zagożdżon, 2010a); Łb – łupki blastomylonityczne, Lp – leptyty, ukazano orientację foliacji i uskoków.

Fig. 5. Geological sketch of one of the observation sites on tourist rout in Złoty Stok – faults and fold deformations of leptite-schist rock unit (Zagożdżon & Zagożdżon, 2010a); Łb – blastomylonitic schists, Lp – leptites, orientation of foliation and faults is shown.

mienionych tras zasługuje na szczególną uwagę w kontekście uznania odosobnionej dajki granitu reomorficznego przy głównym wejściu podziemnej trasy turystycznej w Walimiu za jeden z najciekawszych obiektów geoturystycznych Dolnego Śląska (Słomka et al., 2006). Osówka udostępnia bowiem do obserwacji roje takich, doskonale odsłoniętych struktur, a ortogonalny układ wyrobisk, pozwala na śledzenie ich zmienności na płaszczyźnie (Fig. 6; Sienicka & Zagożdżon, 2010). Zdaniem autorów wyjątkowo silna koncentracja żył granitoidów reomorficznych dwóch generacji w pobliżu wylotu sztolni nr 1 uprawnia do podjęcia starań o objęcie tej części obiektu ochroną w postaci geologicznego stanowiska dokumentacyjnego.

Dwa kolejne dolnośląskie podziemne obiekty turystyczne posiadają specyficzny charakter – wynikający z całkiem odmiennej budowy górotworu. Są to bowiem pozostałości kopalni węgla kamiennego w Wałbrzychu (fragment Lisiej Sztolni) oraz Nowej Rudzie (część wyrobisk kopalni „Piast”).

Kończąc omawianie udostępnionych górniczych obiektów podziemnych Dolnego Śląska należy wspomnieć o Krobicy, gdzie trwają właśnie roboty mające na celu otworzenie kolejnej trasy tego rodzaju, obejmującej dawne sztolnie Leopold i Rungenschen. Obiekt ten stanie się kluczowym elementem przygotowywanej ścieżki turystycznej „Śladami dawnego górnictwa kruszców w gminie Mirsk”, wiodącej aż do Przecznicy i ukazującej też szereg powierzchniowych pozostałości po poszukiwaniu i eksploatacji rud cyny i kobaltu (por. Zagożdżon & Zagożdżon, 2010b).

Inne, możliwe do wykorzystania obiekty podziemne

Jak wspomniano Dolny Śląsk jest obszarem wyjątkowo obfitującym w podziemne obiekty głównie o proveniencji górniczej. Tylko nikła ich część jest obecnie udostępniona do zwiedzania. Obiekty te kwalifikują się do przekształcenia w obiekty o znaczeniu geoturystycznym, czy edukacyjnym lub do zabezpieczenia jako zaplecze naukowe.

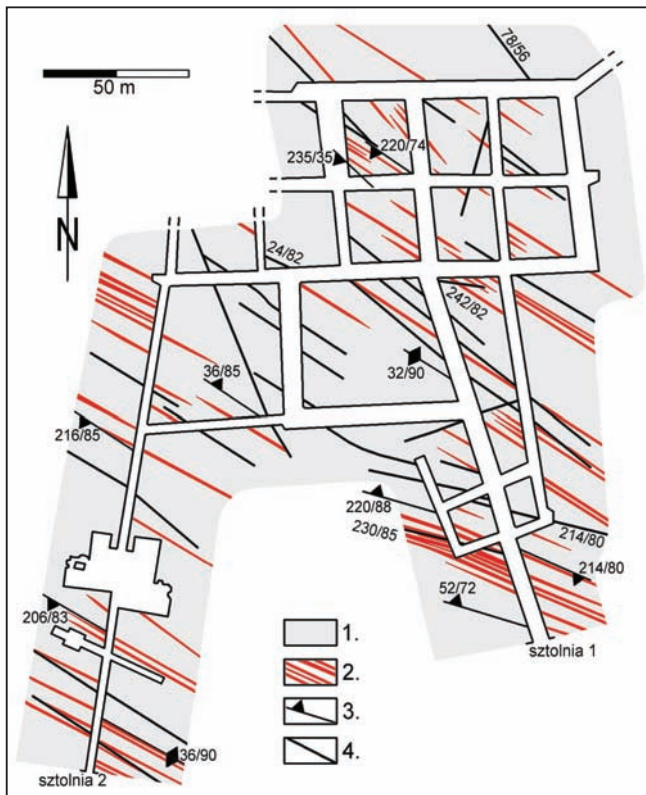


Fig. 6. Uproszczona mapa geologiczna zbadanej części obiektu Osówka (wg Sienickiej i Zagożdżona, 2010 – zmienione); 1 – gnejs średnioblastyczny z wkładkami gnejsu smużystego, 2 – żyły granitów reomorficznych (podrzędnie pegmatytów), 3 – foliacja, 4 – uskoki.

Fig. 6. Simplified geological map of investigated part of Osówka object (after Sienicka & Zagożdżon, 2010 – modified); 1 – biotite medium-blastic gneiss with intercalations of streaky gneiss, 2 – veins of reomorphic granites (occasionally pegmatites), 3 – foliation, 4 – faults.

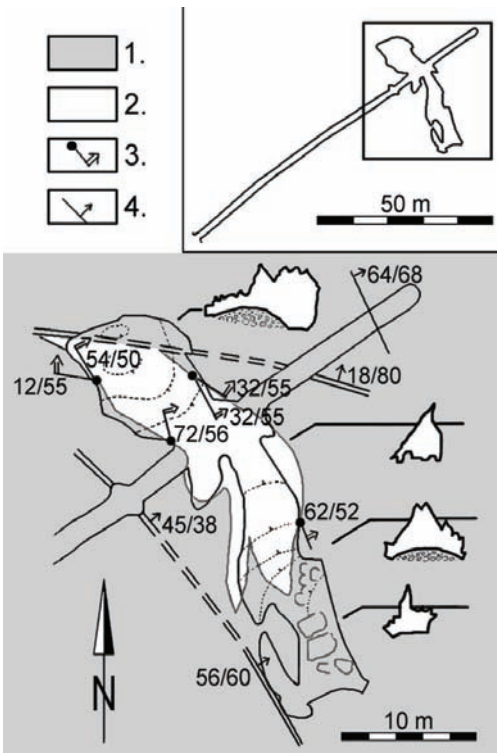


Fig. 7. Plan geologiczny komory eksploatacyjnej sztolni w Janowicach Wielkich (Zagożdżon & Zagożdżon, 2007) 1 – zieleńce, 2 – wapień krystaliczne, 3 – orientacja kontaktów soczewy wapieni krystalicznych, 4 – orientacja powierzchni uskokuwanych.

Fig. 7. Geological plan of exploitation chamber in adit in Janowice Wielkie (Zagożdżon & Zagożdżon, 2007) 1 – greenstones, 2 – crystalline limestones, 3 – orientation of contact-surface of crystalline limestone lens, 4 – orientation of fault surfaces.

Rejon Miedzianki, Ciechanowic i Mniszkowa był intensywnie penetrowany i eksploatowany co najmniej od początku XIV w. do połowy lat 50-tych XX w. (por. Madziarz, 2010). Pozostałością tej długotrwałej działalności górniczej są dziesiątki wyrobisk górniczych (częściowo dostępnych), a także innych obiektów, jak hałdy, czy resztki infrastruktury kopalń, rozrzuconych na powierzchni około 10 km² (na obu brzegach Bobru) (Zagożdżon & Zagożdżon, 2007; Fig. 7).

Bogaty w bardzo różnorodne podziemne relikty różnowiekowej działalności górniczej jest szeroko rozumiany rejon Szklarskiej Poręby. Na obszarze tej miejscowości i w rejonie Zakrętu Śmierci znaj-

dują się powojenne sztolnie po poszukiwaniu rud uranu, komorowe wyrobiska po eksploatacji pirytu, zespół sztolni opisywanych przez Żabę (1979), czy tzw. Czerwona Jama – wyjątkowo dużych rozmiarów pozostałość po komorowej eksploatacji gniazda pegmatytu. Bardzo interesującymi obiektami są też sztolnia badawcza nad Przełęczą Izerską, wydrążona w celu rozpoznania żyły kwarcowej Izerskich Garbów (doskonale wyeksponowane odmiany litologiczne, różnorodne przejawy deformacji kruchych) oraz sztolnia w Jagniątkowie, udostępniająca przede wszystkim zespół szerokich, zmineralizowanych stref dyslokacyjnych.

Dającym duże możliwości wykorzystania geoturystycznego oraz badawczego jest obszar Bystrzycy Górnej w Górach Sowich, gdzie od kilkunastu lat prowadzone są prace poszukiwawcze, eksploracyjne i dokumentacyjne dawnych wyrobisk górniczych głębinowych za galeną srebronośną i barytem, położonych głównie w masywie góry Widnej. W latach 2006–2009 przeprowadzono tu (z zachowaniem wszelkich wymogów prawnych, z udziałem konserwatora archeologicznego) otwarcie kilku wyrobisk górniczych o niewątpliwym XVI-wiecznym pochodzeniu (Madziarz, 2008).

Na obszarze Gór Kaczawskich za najbardziej atrakcyjne pod względem geoturystycznym trzeba uznać podziemne pozostałości prac górniczych w Radzimowicach (dawna Stara Góra), które były badane przez wielu autorów niemieckich, a po II wojnie światowej m.in. przez Maneckiego (Manecki, 1965; Manecki & Młodożeniec, 1960), zaś w ostatnich latach przez Mikulskiego (2007). Uwagę zwraca rozległy obszar pomiędzy Chełmcem a Leszczyną, z kilkoma dostępnymi wyrobiskami po eksploatacji rud polimetalicznych (wyrobiska Chełmca), żelaza i barytu (Stanisławów) i osadowych rud miedzi (dawna kop. Lena). Wymienić trzeba również np. rejon Nielestna, czy Radomic.

Bardzo zróżnicowane pod względem celu wykonania, rozmiarów i dostępnych do obserwacji zjawisk geologicznych są podziemne obiekty Ziemi Kłodzkiej. Poza wspomnianym wyżej obszarem Kletna znajdujemy tu szereg sztolni na innych odcinkach tzw. nasunięcia Kletna: w Leju Małym pod Śnieżnikiem, w Janowej Górze i w Marcinkowie (gdzie występuje niezwykle bogata szata naciekowa związków żelaza, manganu oraz miedzi, dostępne są tu zarówno wyrobiska XX-wieczne, jak i najprawdopodobniej XVI-wieczne). Wspomnieć trzeba tzw. Złotą Sztolnię w Zieleńcu (poszerzona robotami górniczymi jaskinia na kontakcie so-

czewy marmurów i łupków łyszczykowych), czy obecnie niedostępne wyrobiska niemal nieznaną powojennej kopalni uranu w Potoczku. Pod względem geologicznym bardzo wartościowe okazują się (znajdujące się w trakcie badań) krótkie sztolnie na południe od Różanki, doskonale udostępniające ramowy uskoki rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Niezwykle obiektem są wyjątkowo rozległe (około 3 km wyrobisk) i posiadające olbrzymie kubatury, zamknięte i zapomniane od połowy lat 80-tych XX wieku sztolnie i chodniki „Elektrowni szczytowo-pompowej Młoty – w budowie”.

GEOSTRADA SUDECKA

Jedną z inicjatyw w dziedzinie geoturystyki na Dolnym Śląsku jest idea tzw. Geostrady Sudeckiej. Pojęcie to zostało zaproponowane kilka lat temu przez Leszka Sawickiego, ongiś szefa Oddziału Dolnośląskiego PIG we Wrocławiu, w przedłożonym kierownictwu Oddziału dokumencie stanowiącym założenia programowe dla utworzenia na przygranicznych terenach Polski i Czech trasy turystyczno-rekreacyjnej. Zaproponowana trasa miała przebiegać wzdłuż głównych grzbietów górskich Sudetów, od miejscowości Bogatynia na NW do miejscowości Opawa na SE, wykorzystując istniejące szosy oraz polsko-czeskie przejścia graniczne. Geostrada powinna, jego zdaniem, stanowić alternatywę dla dotychczas istniejących renomowanych i niekiedy przepelnionych ośrodków rekreacyjnych w polskich i czeskich Sudetach. W swoim programie L. Sawicki proponował także zbudowanie sieci turystycznych minihoteli o ujednoliconym standardzie tzw. „Geomoteli” - dla użytkowników trasy. Oczywiście budowa sieci Geomoteli uzależniona jest od decyzji i starań władz miejscowych i zainteresowania kapitału prywatnego. Wzdłuż całej trasy preferowane powinny być także inicjatywy lokalnych władz w lokalizacji parkingów wypoczynkowych i kempingów, a także ścieżek rowerowych równoległych do Geostrady, które w warunkach zimowych mogłyby stanowić najdłuższą, sudecką trasę narciarstwa śladowego. Tyle wizja Leszka Sawickiego. Stała się ona jednak ważną podstawą dla sformułowania kolejnych projektów geoturystycznych, z których dwa są obecnie współrealizowane w Oddziale Dolnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego-Państwowego Instytutu Badawczego.

Geostrada Sudecka – Przewodnik Geologiczno-Turystyczny

Projekt: „Geostrada Sudecka – przewodnik geologiczno-turystyczny”, realizowany jest przez Państwowy Instytut Geologiczny – PIB we współpracy z czeską Służbą Geologiczną. Projekt ten, wykonywany w ramach Programu Operacyjnego Współpracy Transgranicznej Republika Czeska- Rzeczpospolita Polska na lata 2007-2013 jest współfinansowany przez Europejski Fundusz Rozwoju Regionalnego w oparciu o umowę nr PL.3.22/2.2.00/09.01631. Kierownikiem projektu jest Andrzej Stachowiak.

Założeniem projektu jest stworzenie wielkiej, bo liczącej ponad 600 km długości, atrakcyjnej trasy geoturystycznej na przygranicznych terenach Polski i Czech, biegnącej przeważnie przez mało znane obszary górskie, niekiedy opuszczone i gospodarczo zacofane. Będzie to pierwsza tego rodzaju trasa aktywnego wypoczynku prowadząca jednocześnie przez polskie i czeskie Sudety i łącząca informacje czysto geologiczne z danymi z innych dziedzin przyrodniczych, infrastruktury turystycznej, historii materialnej itp.

Geostrada Sudecka, w rozumieniu wspomnianego projektu, podzielona jest na trzy odcinki: 1) Geostrada Zachodniosudecka: o długości 161 km, z 2. przejściami granicznymi, biegnąca od Bogatyni przez Frydlant, Hejnice, Czerniawę Zdrój, Krobicę, Kromnów, Siedlęcín, Wleń, Świerzawę, Janowice Wielkie, Kowary do Przełęczy Okraj; 2) Geostrada Środkowosudecka o długości 237 km, z 3. przejściami granicznymi od Przełęczy Okraj przez Pomezń Boudy, Trutnov, Ardšpach, Teplice n. Metuji, Broumov, Tłumaczów, Radków, Kudowę, Zieleniec, Idzików, Łądek Zdrój, Stronie Śląskie do Przełęczy Płaszczyna; 3) Geostrada Wschodnio-sudecka o długości 204 km, z 2. przejściami granicznymi, od Przełęczy Płaszczyna przez Stare Město Branň, Jeseník, Vidnavę, Głuchołazy, Zlaté Hory, Vrbno, Bruntál, Buišov do Opawy.

Tak pomyślana Geostrada Sudecka przebiega przez lub wkracza w obręb kilku jednostek tektono-stratygraficznych Sudetów. Od zachodu są to: fragment antyklinorium krystalicznego (bloku) lużyckiego z rozwiniętą na jego podłożu strefą tektonicznych zapadlisk Turoszowa – Radomierzyc, blok karkonosko – izerski składający się z metamorficznego masywu izerskiego i metamorficznej osłony waryscyjskiego plutonu granitowego Karkonoszy w Rudawach Janowickich, struktura (pasma) kaczawska z fragmentami rozwiniętego

na niej synklinorium północno-sudeckiego, synklinorium śródsudeckie, kopuła orlicko-śnieżnicka, fragment masywu metamorficznego Wysokich Jesioników oraz morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasunięciowego.

Projekt ma na celu zainteresowanie turystów zmotoryzowanych i pieszych najbardziej interesującymi obiektami geologicznymi, jakie można obserwować w naturalnych i sztucznych odsłonięciach skał występujących w pobliżu trasy Geostrady. W ramach projektu dla całej trasy zostaną przygotowane wyczerpujące przewodniki geoturystyczne (z mapami) zawierające opisy walorów przyrodniczych: geologicznych, geograficznych, krajobrazowych, opisy zabytków kultury materialnej oraz udogodnień komunikacyjnych i kwaterunkowych trasy, a także mapki i ścieżki dojścia do obiektów geoturystycznych. Przewodniki będą wydane w trzech językach: polskim, czeskim oraz angielskim.

W wybranych punktach, po obu stronach granicy, zostaną umieszczone trwale tablice in-

formacyjne zawierające ilustrowane fotografiami i mapami informacje na temat budowy geologicznej i najbliższych zabytków przyrody nieożywionej wraz z drogami dojścia. Łącznie będzie to 21 tablic, z czego 11-PL stanie po stronie polskiej i 10-CZ po stronie czeskiej (Fig. 8). Tablice te zostaną ustawione w miejscowościach i przy obiektach często odwiedzanych przez turystów i będą poświęcone wybranym tematom budowy geologicznej, a nie konkretnym obiektom. Dodatkowo dla każdej z tablic zostanie opracowany folder geoturystyczny rozszerzający informacje podane na tablicach. Kolejne, bardziej szczegółowe dane dotyczące całej trasy Geostrady będą dostępne na, stworzonej dla projektu, stronie internetowej.

W ten sposób projekt przewiduje dostarczenie profesjonalnej dawki informacji turystom interesującym się geologią czy mineralogią, a także stworzy możliwość szerzenia ogólnej świadomości geologicznej i zgłębiania wiedzy dotyczącej przyrody nieożywionej oraz procesów kształtujących otaczający nas krajobraz.



Fig. 8. Przebieg trasy Geostrady Sudeckiej z lokalizacją tablic informacyjnych w ramach projektu „Geostrada Sudecka – przewodnik geologiczno-turystyczny”

Fig. 8. Course of the Sudetic Geostrada with location of information boards in frame of the project “Sudetic Geostrada – geological – tourist guide”

Jednocześnie, przekraczając siedmiokrotnie granice polsko-czeską, pozwala nie tylko na poznawanie różnorodności budowy geologicznej Sudetów, zgłębianie ciekawych procesów geologicznych i geomorfologicznych lecz również na bliższą integrację kulturą obu narodowości przez poznawanie zabytków oraz ich obyczajów i kultury.

Geostrada Sudecka – Studium geologiczno-krajobrazowe z inwentaryzacją obiektów dziedzictwa przyrody nieożywionej

Z idei L. Sawickiego wywodzi się również drugi projekt pt. „Geostrada Sudecka - studium geologiczno-krajobrazowe z inwentaryzacją obiektów dziedzictwa przyrody nieożywionej” prowadzony przez Zespół prof. T. Słomki z Akademii Górniczo-Hutniczej na zlecenie Ministerstwa Środowiska i finansowany przez NFOŚiGW na podstawie umowy nr 490/2008/Wn-06/FG-bp-tx/D z dnia 31.12.2008. Projekt ten jest kierowany

i realizowany przez AGH we współpracy z grupą specjalistów z innych instytucji. Oddział Dolnośląski PIG-PIB jest podwykonawcą części zadań.

Celem projektu jest inwentaryzacja i dokumentacja obiektów geoturystycznych, za które są uznawane naturalne i sztuczne odsłonięcia geologiczne, istniejące oraz historyczne obiekty związane z wydobyciem i przeróbką kopalin, a także interesujące formy rzeźby terenu. Waloryzacja wytypowanych geostanowisk ma umożliwić ich ocenę pod kątem przydatności dla edukacji powszechnej, naukowej i geoturystyki. Przedmiotem przedsięwzięcia jest wykonanie studium udostępnienia i zagospodarowania geoturystycznego wytypowanych obiektów w granicach Polski wraz z opracowaniem wstępnej koncepcji ich zagospodarowania, form prezentacji, propozycji ścieżek geoturystycznych itp. z wyłączeniem geostanowisk wytypowanych i udokumentowanych w ramach opracowania Centralnego Rejestru Geostanowisk Polski. Oba projekty „geostradowe” wzajemnie się uzupełniają

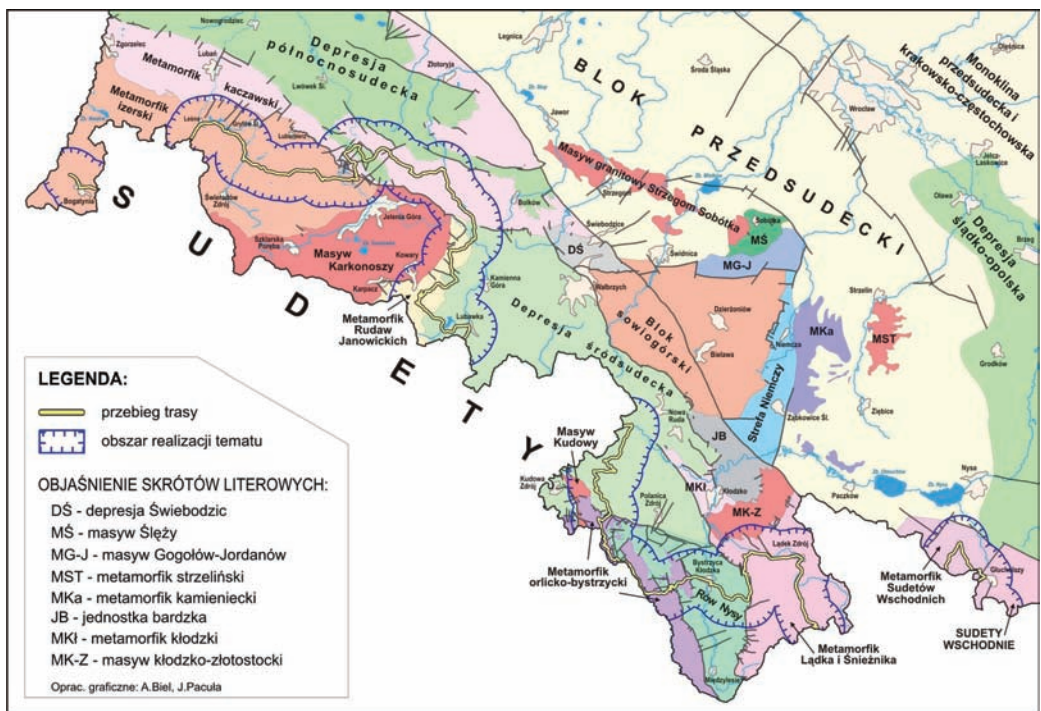


Fig. 9. Przebieg trasy Geostrady Sudeckiej realizowanej przez AGH na tle jednostek geologiczno-strukturalnych Sudetów.

Fig. 9. Course of the Sudetic Geostrada realized by AGH against a background of geological-structural units of the Sudetes Mts.

i mają w przyszłości dostarczyć kompatybilnych informacji, które wykorzystywane będą przy opracowywaniu geoscieżek, folderów geoturystycznych i publikacji przewodników.

Inwentaryzacja obiektów geoturystycznych i innych stanowisk dokumentacyjnych, takich jak kamieniołomy, kopalnie (czynne i nieczynne), hałdy, sztolnie, miejsca wydobywania i przeróbki kopaliny, wapienniki, wychodnie skał, skałki, jaskinie, torfowiska, formy geomorfologiczne, muzea mineralogiczne, geologiczne i górnicze, wodospady, źródła, wywierzyśka i źródła czy punkty widokowe dotyczy nie tylko samej trasy, ale także pasa towarzyszącego Geostradzie o łącznej szerokości 10 km.

Trasa Geostrady, w ramach opisywanego projektu, została również podzielona na trzy odcinki, jednak realizacja zadania dotyczy jedynie obszarów wzdłuż odcinków leżących po polskiej stronie granicy. Łączna długość trasy na terenie Polski opracowywana w ramach projektu wynosi około 241 km, jej przebieg na tle jednostek geologiczno-strukturalnych Sudetów przedstawia **fig. 9**.

PODSUMOWANIE

Łuk Mużakowa ze względu na wielkość, kształt i stan zachowania stanowi w skali Europy Środkowej unikalną strukturę glaciektoniczną, która uzyskała niedawno status Geoparku Krajowego. W niedługim czasie zostanie on włączony do sieci geoparków europejskich. Geopark obejmując obszary należące do niemieckich landów - Saksonii i Brandenburgii oraz województwa lubuskiego w Polsce, posiada charakter transgraniczny. Jego wielonarodowy charakter jest w tym wypadku cechą promującą i wyróżniającą go na tle innych geoparków. W całym jego obszarze zostało zinventaryzowanych i ocenionych 95 geostanowisk, z czego w polskiej części geoparku 34, w brandenburskiej 34 i saksońskiej 27. Geotopy położone w polskiej części Łuku Mużakowa ilustrują zagadnienia dotyczące form rzeźby glacialnej i peryglacialnej, dawnej eksploatacji kopaliny, źródeł, wysięki wód, budowle z głazów narzutowych oraz glazy narzutowe wykorzystane w architekturze ogrodów.

Państwowy Instytut Geologiczny podjął niedawno prace dotyczące potencjalnego obszaru geoturystycznego w rejonie wałbrzyskim. Przeprowadzona inwentaryzacja stanowisk geologicznych potwierdza, spodziewaną z uwagi na zróżnicowanie budowy geologicznej i górniczą przeszłość obszaru, możliwość utworzenia obszaru

turystycznego o proponowanej nazwę „Wałbrzyski Obszar Geoturystyczny”.

Przedstawiony w rozdziale o podziemnych geostanowiskach Sudetów krótki przegląd interesujących pod tym względem obiektów jest z konieczności jedynie zarysowaniem problemu. Podobnie sztolnie znajdują się bowiem w dziesiątkach innych miejscowości Sudetów i bloku przedsudeckiego, a regułą jest, że umożliwiają one poznawanie wyjątkowo ciekawych fragmentów górotworu. Działalność górnicza koncentrowała się przecież przede wszystkim tam gdzie skomplikowane procesy geologiczne silnie modyfikowały budowę geologiczną. Niemal każde z dawnych górniczych wyrobisk podziemnych posiada własną specyfikę kształtowaną przez rozmiary i stopień złożoności obiektu, stopień zawodnienia i intensywność krążenia powietrza, charakter górotworu, metody prowadzenia prac górniczych, a niekiedy też np. szatę naciekową, czy wyjątkową mineralizację. Wiele z nich to niezwykle, odrębne światy zarówno z geologicznego, jak i biologicznego, technicznego, czy humanistycznego punktu widzenia. W sumie posiadają one wielki potencjał geoturystyczny i edukacyjny, ale też naukowy, który powinien być sukcesywnie badany, wykorzystywany i chroniony.

Także inicjatywy związane z ideą Geostrady Sudeckiej stanowią nową jakość w rozwoju geoturystyki w Sudetach. Po raz pierwszy obejmują one większość najważniejszych jednostek tektono-stratygraficznych tego regionu dając szansę połączenia ciekawych tras turystycznych z profesjonalną, choć podaną w sposób przystępny, informacją geologiczną.

Oba wspomniane projekty „geostradowe” wzajemnie się uzupełniają tworząc logiczną całość dającą geoturystyce informacje ogólne o problematyce geologicznej trasy geostrady, ale także informacje szczegółowe dotyczące poszczególnych obiektów geoturystycznych i stanowisk dokumentacyjnych.

Omówione w sposób skrótowy wybrane wyniki powyższych projektów dotyczących inwentaryzacji i waloryzacji obiektów geologicznych, wskazują, że region dolnośląski posiada znaczny potencjał dla rozwoju geoturystyki. Wzrastające zainteresowanie, jakiego geoturystyce udzielają władze samorządowe także dobrze rokuje na przyszłość.

LITERATURA

- Badura, J., Przybylski, B., 2002.** Stadiał Warty w świetle stuletniej historii badań Wału Śląskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 402, 5-26.
- Brodzikowski, K., 1987.** Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacytonizmu Europy Środkowej. *Acta Univ. Wratisl.*, 340, 31-50
- BTE mbH Berlin / GEOmontan GmbH Freiberg, 2001.** Machbarkeitsstudie zum Geopark Muskauer Faltenbogen – Meilenstein zur Entwicklung eines UNESCO-Geoparks. - Studie im Auftrag: Gemeinsame Landesplanungsabteilung der Länder Berlin und Brandenburg. Berlin/ Freiberg.
- BTE mbH Berlin / GEOmontan GmbH Freiberg, 2005.** Potenzialanalyse und Ziele des „Geoparks Muskauer Faltenbogen“ als integrativer Bestandteil der regionalen Entwicklung des Niederschlesischen Oberlausitzkreises. – Studie im Auftrag der Großen Kreisstadt Weißwasser, Berlin/Freiberg.
- Chlebicki, A., Godzik, B., Lorenc, M.W., Skłodowska, A., 2005.** Fungi and arsenic-tolerant bacteria in the hypogean environment of an ancient gold mine in Lower Silesia, SW Poland. *Polish Botanical Studies* 19, 81–95.
- Cwojdzinski, S., Kozdrój, W., 2007.** Geoturystyczne mapy drogowe Polski w skali 1:25000. SUDETY. *Przewodnik geoturystyczny wzdłuż trasy drogowej Nysa-Złoty Stok-Kłodzko-Walbrzych-Jelenia Góra.* Państw. Inst. Geol.
- Dybor, S., Chlebowski, Z., 1973.** Budowa geologiczna polskiej części Łuku Mużakowa. *Acta Universitatis Wratislaviensis Pr. Geolog. Mineral.* III No 192. Warszawa-Wrocław, pp. 3-37.
- Dziekoński, T., 1972.** Wydobywanie i metalurgia kruszców na Dolnym Śląsku od XIII do XX w. Ossolineum, PAN, Inst. Hist. Kul. Mater., 4 pp.
- Eder, W., Patzak, M., 2004.** Geoparks – geological attraction: a tool for public education, recreation and sustainable economic development. *Episodes*, 27, 3, 162-164.
- Göllnitz, D., Goth, K., Granitzki, K., Junker, B., Loyally U., Look, E. R., Mattig, U., Pustal, I., Röhlings, H. G., Thomae, M., & Wrede, V., 2003.** Bund-Länder-Ausschuss Bodenforschung. Richtlinien Nationaler GeoPark in Deutschland. *Schr.-R. d. Deutschen Geol. Ges.*, 30, 5-21.
- Greinert, H., Drab, M., Greinert, A., 2009.** Studia nad efektywnością leśnej rekultywacji zwałowisk fitotoksycznie kwaśnych piasków miocenicznych po byłej kopalni węgla brunatnego w Łęknicy. Uniwersytet Zielonogórski, Zielona Góra
- Haracz, P., Kozma, J., Kupetz, M., Vinx, R., 2009.** Der Diabelski Kamień bei Trzebiel. [W:] Kupetz A. & Kupetz M., (red.) Der Muskauer Faltenbogen. Dr. Fridrich Pfeil, Munchen, pp. 111-115.
- Hübner, J., Meier, F., Rascher, J., 1999.** Geotopschutzgutachten für den Muskauer Faltenbogen im Rahmen des gleichnamigen IBA-Projektes zur Entwicklung eines länder- und staatsübergreifenden Geoparkes. – Studie im Auftrag der Gemeinsamen Landesplanungsabteilung der Länder Berlin und Brandenburg. Bearbeitung GEO montan GmbH Freiberg. Freiberg.
- Ihnatowicz, A., Kozma, J., Wajsprych, B., 2009.** Wstępna inwentaryzacja i waloryzacja stanowisk geologicznych dla potrzeb oceny możliwości utworzenia obszaru geoturystycznego w rejonie Walbrzycha. CAG Państwowy Instytut Geologiczny. Projekt wykonano na zamówienie Ministra Środowiska za środki finansowe wypłacone przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.
- Kasiński, J.R., Piwocki, M., 2003.** Dawne górnictwo węgla brunatnego na obszarze polskiej części łuku Mużakowa. [W:] J. Kozma, M. Gawlikowska (red.): *Konf. Polsko-Niemiecka „Geopark Łuk Mużakowa – transgraniczny obszar ochrony georóżnorodności”*, pp. 13-18.
- Knapik, R., Jala, Z., Sobczyk, A., Migoń, P., Aleksandrowski, P., Szuszkiewicz, A., Krapiec M., Madej, S., 2009.** Inwentaryzacja i waloryzacja geostanowisk Karkonoskiego Parku Narodowego i jego otuliny oraz wykonanie mapy geologicznej tego obszaru. CAG Państwowy Instytut Geologiczny.
- Kozłowski, S., Migaszewski, M., Galuszka, A., 2004.** Znaczenie georóżnorodności w holistycznej wizji przyrody. *Prz. Geol.*, 52, 4, 291-294.
- Kozma, J., 2008.** III Międzynarodowa Konferencja nt. Geoparków UNESCO Osnabrück, Niemcy, 22–26.06.2008. *Prz. Geol.*, 56, 9, 809-813.
- Kozma, J., Gawlikowska, E., Kasiński, J.R. & Badura, J., 2001.** Ocena geotopów w polskiej części obszaru Łuku Mużakowa (Geotopschutzgutachten zum Muskauer Faltenbogen; polnischer Teil). CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa
- Kozma, J., Gawlikowska, E., Kasiński, J.R., Badura, J., 2001.** Geotopschutzgutachten für den Muskauer Faltenbogen Polnische Teil. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa
- Kozma, J., Gawlikowska, E., 2003.** Geotopy polskiej części obszaru projektowanego Geoparku „Łuk Mużakowa”. [W:] Kozma J. (red.) Materiały polsko-niemieckiej konferencji „Geopark Łuku Mużakowa – transgraniczny obszar ochrony georóżnorodności, Łęknica
- Kozma, J., Kupetz, M., 2008.** The transboundary geopark Muskau Arch. *Prz. Geol.*, 52, 8/1, 692-698
- Kozma J., 2011.** *Transgraniczny Geopark Łuk Mużakowa.* *Prz. Geol.*, 59, 4, 276-290
- Kupetz, M., 1997.** Geologischer Bau und Genese der Stauchendermoräne Muskauer Faltenbogen. *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, 4, 2, 1-19.
- Kupetz, M., Rascher, J., Hübner, F., Meier, J., 2000.** Der Muskauer Faltenbogen – Konzept und Potential

- für einen Geopark. Exkurs. f. u. Veröfftl. Berlin, pp. 73-75.
- Kupetz, A., Kupetz, M., Rascher, J., 2004.** Der Muskauer Faltenbogen – ein geologisches Phänomen, Grundlage einer 130jährigen standortgebundenen Wirtschaftsentwicklung und Geopark in Brandenburg, Sachsen und der Wojewodschaft Lebus Land. - Gesellschaft für Geowissenschaften e. V. Berlin.
- Madziarz, M., 2008.** Tereny dawnych robót górniczych w Bystrzycy Górnjej, Modliszowie i Dziećmorołowicach w świetle danych archiwalnych i badań współczesnych. [W:] Zagożdżon, P.P., Madziarz, M., (red.), *Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*. Wyd. Polit. Wr., pp. 157-180.
- Madziarz, M., 2009.** Historyczna technika eksploatacji rud żelaza na przykładzie kopalni „Carl Friedrich Gustav” w Stanisławowie. [W:] Zagożdżon, P.P., Madziarz, M., (red.), *Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, t. 2. Wyd. Polit. Wr., pp. 145-165.
- Madziarz, M., 2010.** „Cuprifondina in Montibus” o historii i pozostałościach dawnych robót górniczych w rejonie Miedzianki – miasta zrodzonego i unicestwionego przez górnictwo.
- Maneck A., 1655.** Studium mineralogiczno-petrograficzne polimetalicznych żył okolic Wojcieszowa (Dolny Śląsk). Pr. Min. Komisji Nauk Min. PAN oddz. w Krakowie. 2.
- Madziarz A., Młodożeniec W., 1960.** Wyniki dotychczasowych badań polimetalicznego złoża Stara Góra. *Rudy i Met. Nieżel.* 9, 380–383.
- Mikulski, S.Z., 2007.** The late Variscan gold mineralization in the Kaczawa Mountains, Western Sudetes. *Polish Geol. Inst. Spec. Papers*, 22.
- Pietzsch, K., 1925.** Die Braunkohlen Deutschlands. [w:] *Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands*. Abt. III, Band 1.) Gebruder Borntraeger, Berlin
- Schossig, W., Kulke, M., 2006.** Braunkohlenbergbau auf dem Muskauer Faltenbogen. *Förderverein Kulturlandschaft Niederlausitz e. V. Beiträge zur Geschichte des Bergbaus in der Niederlausitz*, 6, Cottbus
- Sienicka, K., Zagożdżon, P.P., 2010.** Szczegółowe zdjęcie geologiczne obiektu „Osówka” (kompleks „Riese”). [W:] Zagożdżon, P.P., Madziarz M., (red.), *Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 3, 415-430.
- Siuda, R., Kruszewski, L., Borzęcki, R., 2008.** Uranospinite from the abandoned Podgórze uranium mine in Kowary (The Karkonosze Mts, Poland). *Min. Soc. of Poland, Specials Papers*, 32, 143 p.
- Słomka, T., Kicińska-Świdarska, A., 2004.** Geoturystyka – podstawowe pojęcia. *Geoturystyka*, 1, 1, 5-7.
- Słomka, T., Kicińska-Świdarska, A., Doktor, M., Joniec, A., 2006.** Katalog obiektów geoturystycznych w Polsce. Wyd. AGH. Kraków.
- Słomka T., Doktor M., 2011.** Katalog obiektów geoturystycznych w obrębie pomników przyrody i rezerwatów przyrody nieożywionej. *Prz. Geol.*, 59, 4, 335-339
- Teisseyre, J., 1973.** Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. *Geol. Sudetica*, 8, 7-111.
- Ulbrich, H., 2009.** Der Lausitzer Findlingspark Nochten – eine Perle in der Bergbaufolgelandschaft. [W:] Kupetz, A. & Kupetz, M. (red.) *Der Muskauer Faltenbogen*. Dr. Fridrich Pfeil, Munchen, 169-175.
- Urbański, K., 2007.** Łuk Mużakowa jako złożona struktura glacictoniczna. *Zeszyty Naukowe. Inżynieria Środowiska, Uniwersytet Zielonogórski*, 134, 14, 179-190.
- Weigle, (red.), 2007.** Plan ochrony Parku krajobrazowego Łuk Mużakowa. Narodowa Fundacja Ochrony Środowiska, Warszawa
- www.historia-gornictwa.pwr.wroc.pl** – witryna internetowa konferencji „Dziedzictwo i historia górnictwa oraz wykorzystanie pozostałości danych robót górniczych” i wydawnictwa monograficznego „Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury”, Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej.
- Zagożdżon, P.P. & Madziarz, M., (red.), *Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 3, 258-287.
- Zagożdżon, K., Zagożdżon, P., 1997.** Kontakt masywu Karkonoszy z osłoną metamorficzną w sztolni w Kowarach Górnych. *Przegł. Geol.*, 45, 4, 414-418.
- Zagożdżon, K., Zagożdżon, P., 1998.** Wybrane sztolnie Sudetów w aspekcie możliwości ich udostępnienia. *Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr.* 85. Seria: *Studia i Materiały* 27, 139-147.
- Zagożdżon, P., Zagożdżon, K., 2007.** Sztolnia po eksploatacji wapieni krystalicznych koło Janowic Wielkich. *Miesięcznik WUG*, 4, 71-72.
- Zagożdżon, P.P. & Zagożdżon, K.D., 2010a.** Podziemna trasa geoturystyczna w „Kopalni Złota w Złotym Stoku” – propozycja. [W:] Zagożdżon, P.P., Madziarz, M., (red.), *Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury* t. 3, 519-538.
- Zagożdżon, P.P., Zagożdżon, K.D., 2010b.** Opracowanie geologicznej i hydrogeologicznej charakterystyki objętej projektem „Rekultywacja obszarów zdegradowanych działalnością górnictw na terenie Gminy Mińsk oraz utworzenie ścieżki turystycznej – Śladami dawnego górnictwa kruszców”. Arch. KGHM CUPRUM sp. z o.o. CBR. Niepublikowane.
- Żaba, J., 1979.** Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie). *Geol. Sud.*, 14, 2, 47-71.

„ODKRYĆ NIEWIDOCZNE”. Wybrane zagadnienia z geoarcheologii Śląska „UNCOVER HIDDEN”. *Selected aspects of Silesia geoarcheologii*

Furmanek M.¹, Wiśniewski A.¹, Gediga K.², Jary Z.³, Lisa L.⁴,
Piszc U.², Skrzypek G.⁵

¹ Instytut Archeologii, Zakład Archeologii Kamienia, Uniwersytet Wrocławski,
ul. Szewska 48, 50-139 Wrocław

² Katedra Żywnienia Roślin, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, ul. Grunwaldzka 53, 50-357 Wrocław

³ Zakład Geografii Fizycznej, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski,
pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław

⁴ Institute of Geology AS CR, v. v. i. Rozvojova 269, Prague 6, 165 00, Česká Republika

⁵ West Australian Biogeochemistry Centre, John de Laeter Centre of Mass Spectrometry School of Plant
Biology, The University of Western Australia, M090, 35 Stirling Highway, Crawley WA 6009, Australia

Słowa kluczowe: Śląsk, geoarcheologia, paleolit, neolit, środowisko przyrodnicze
Keywords: Silesia, geoarchaeology, Palaeolithic, Neolithic, environment

Streszczenie Artykuł przedstawia wyniki badań geoarcheologicznych stanowisk paleolitycznych i neolitycznych, przeprowadzonych w ostatnich latach w Polsce południowo-zachodniej. W poszczególnych częściach zaprezentowano metody i uzyskane wyniki. Niezwykle wartościowe okazały się być badania mikrostratygraficzne, które rzuciły światło zarówno na zagadnienie formowania się stanowisk górnopaleolitycznych, jak dostarczyły zespołu danych dotyczących mikrofosyliów, znajdujących się w glebach kopalnych i na powierzchni użytkowanej przez człowieka. Z kolei analizy izotopowe szczątków plejstocenijskiej fauny pozwoliły uzyskać istotne dane na temat paleo-temperatur podczas okupacji obszaru przez człowieka związanego z późną fazą paleolitu środkowego. Wreszcie prospekcja geofizyczna, wykorzystująca magnetometr oraz analizy geochemiczne zawartości fosforu w glebie pozwoliły określić różnicowanie funkcjonalne przestrzeni osiedli neolitycznych.

Abstract This paper summarizes the results of geoarchaeological studies undertaken in the last few years at Palaeolithic and Neolithic sites in south-western Poland. In the following paragraphs applied methods are reviewed. Very valuable were microstratigraphic investigation which shed light on site formation processes of the Upper Palaeolithic sites as well as provide a set of data on microfossils contained in palaeosoils and the settlement floor. The isotopic studies of Pleistocene faunal remains yielded important data on palaeotemperatures at the time of human occupation connected with the late stage of the Middle Palaeolithic. Finally the geophysical prospection, with the use of magnetometer, combined with geochemical analysis of phosphate content in soil enabled to characterize and identify functional variability of Neolithic settlements.

WSTĘP

Archeologia od dawna jest związana z naukami przyrodniczymi. Szczególną rolę w kształtowaniu się tego podejścia odegrały badania nad najstar-

szymi dziejami człowieka w Europie a następnie w Afryce i Azji (Trigger 2006, i inni). Jednak przełom nastąpił dopiero w drugiej połowie minionego stulecia, między innymi za sprawą rozwoju tzw. nowej archeologii (obecnie nazywanej archeologią

procesualną) oraz ekologii behawioralnej. Oprócz pogłębienia refleksji metodologicznej zintensyfikowano współpracę z naukami przyrodniczymi dając początek wielu specjalnościom naukowym, w tym geoa archeologii (patrz: Pollard 1999; Rapp, Hill 2006). Geoa archeologię początkowo traktowano jako rodzaj podejścia skupiającego wysiłki badaczy kilku dyscyplin (Butzer 1982; Renfrew 1976). Obecnie można stwierdzić, że jest to niemalże odrębna dziedzina nauki osadzona na styku tradycyjnych gałęzi nauk o człowieku i nauk przyrodniczych. Wyróżnia ją nie tylko integrujące podejście, ale także dynamiczny rozwój metodologii związanej z badaniami antropopresji w różnej skali (np. Rapp, Hill 2006; Goldberg, Macphail 2006). Badania zróżnicowanych w czasie i przestrzeni społeczności i ich kultur zmuszają do stawiania różnych pytań i stosowania odmiennych metod, które wynikają z dualistycznego charakteru źródła archeologicznego, będącego efektem procesów kulturowych i naturalnych (Schiffer 1987). Właściwa ich ocena jakościowa i ilościowa możliwa jest wyłącznie dzięki perspektywie geoa archeologicznej.

Badania o tak sprecyzowanych założeniach na Śląsku są prowadzone dopiero od niedawna. Ich stosowanie jest najlepiej widoczne w próbach poznania najdawniejszych społeczności, gdzie rola czynników przyrodniczych w kształtowaniu się i przekształcaniu danych archeologicznych jest znacząca. Naszym celem jest prezentacja uzyskanych w ostatnich latach rezultatów dotyczących różnych aspektów funkcjonowania paleolitycznych społeczności łowiecko-zbierackich oraz pierwszych rolników i pasterzy z neolitu. W tym krótkim przeglądzie pragniemy pokazać, że badania tego rodzaju nie tylko precyzują dotychczasowe bardzo ogólne ustalenia, ale także prowadzą do stawiania nowych pytań.

SPECYFIKA BADAŃ GEOARCHEOLOGICZNYCH

Przedmiotem naszych badań są pozostałości z epoki kamienia, tradycyjnie dzielonej na: paleolit, mezolit oraz neolit. Paleolit i mezolit to epoki, w których funkcjonowały ugrupowania łowców i zbieraczy opierające swe istnienie na gospodarce przyswajalnej. Pojawienie się gospodarki wytwórczej (obok zmian w innych dziedzinach życia, być może nawet wyprzedzających zmiany ekonomiczne) jest jednym z wyznaczników neolitu, kiedy pojawiają się pierwsi rolnicy i pasterze.

Aktywność łowców i zbieraczy paleolitu oraz mezolitu, a także działalność pasterska w neolicie pozostawiła ślady w postaci nietrwających struktur, podatnych na naruszenie lub zniszczenie zwłaszcza w takich warunkach, jak środowisko peryglacjalne, eoliczne lub rzeczne. Z reguły pozostałości te są reprezentowane przez mniej lub bardziej liczne zbiory wyrobów kamiennych, szczątki kostne pochodzące z konsumpcji lub ślady niecenienia ognia. Dzięki wieloletnim badaniam archeologicznym sprzężonym z obserwacjami etnologicznymi wiadomo (patrz Yellen 1977; Binford 1982), że pozostałości te pierwotnie występowały w układzie nieprzypadkowym wyznaczając mniej lub bardziej złożony podział przestrzeni w zależności od rodzaju aktywności człowieka. Często struktury te to efekt „15 minutowych kultur” (Stringer, Gamble 1993), czyli bardzo krótkich pobytów nastawionych na wykonanie kilku lub jednej czynności bez trwałego przekształcania otoczenia. Nierzadko są to również pozostałości wielokrotnych powrotów do danego miejsca: wówczas liczba i rozprzestrzenienie znalezisk bywa większe, ale też trudniejsze do interpretacji wskutek nałożenia się różnych epizodów (efekt palimpsestu). Badania geoa archeologiczne zmierzające do odtworzenia rodzaju i przestrzennego zasięgu stref aktywności, a także obrazu pierwotnej powierzchni zagospodarowanej przez człowieka polegają na zbadaniu czynników destabilizujących pierwotny układ (np. Schick 1986).

Odmienne charakter mają pozostałości materialne społeczeństw ukierunkowanych na gospodarkę wytwórczą. Wynika to przede wszystkim z innego sposobu zagospodarowania przestrzeni oraz zdolności wytwórczych danej kultury, wyrażonego osiadłym trybem życia. Wraz z pierwszymi rolnikami zwiększa się antropopresja i rozpoczyna się proces, często dramatycznych przemian środowiska. Pojawia się ogromna różnorodność śladów działalności człowieka od miejsc pozyskiwania surowców, poprzez strefy zamieszkiwania aż po stanowiska o charakterze symboliczno-obrzędkowym. Ich ilustracją są pozostałości budynków naziemnych i zagłębionych w ziemię, fos i rowów, systemu różnorodnych jam (np. magazynowych, odpadkowych etc.), stanowiących efekt codziennych, na ogół wielokrotnie powtarzanych czynności. Także i w ich przypadku niezwykle ważna jest świadomość, że „świadełstwo archeologiczne” nie jest „kopalnym systemem społeczno-kulturowym”, ale źródłem informacji, które poddane było serii sukcesywnych kulturowych i przyrodniczych

transformacji. Ich pomijanie jest niejednokrotnie przyczyną wielu błędów metodycznych na różnych etapach od ich rejestracji, poprzez opis i analizę aż po interpretację znalezisk. Przykładem wręcz podręcznikowym jest dowodzenie współczesności różnych pod względem stylistycznym fragmentów naczyń wyłącznie w oparciu o ich lokalizację w jednym obiekcie ziemnym bez rozpoznania sposobów formowania się jego wypełnienia.

DANE REGIONALNE

Wspomniane w części wstępnej aspekty badań geoarcheologicznych, ukierunkowanych na rekonstrukcję warunków klimatycznych, wykrycie stref aktywności lub zatartych struktur osadniczych dotyczyły kilku stanowisk zlokalizowanych na terenie Śląska (Fig. 1). Trzy spośród tych stanowisk to pozostałości łowców i zbieraczy paleolitu. Najstarsze relikty pochodzą ze stanowiska zlokalizowanego we Wrocławiu przy al. Hallera, które jest przedmiotem wieloletnich prac wykopaliskowych (patrz Wiśniewski 2006). Jest ono datowane w oparciu o serię dat OSL na góry plejstocen: dolny horyzont znalezisk - 85 do 74 ka, górny horyzont (5aOIS) – 59-50 ka (początek 3OIS) (Skrzypek et al. 2011) i łączy się z procesem kolonizacji Niziny Śląskiej przez grupy neandertalczyków. Oba horyzonty są reprezentowane przez liczne artefakty kamienne (ok. 3 tys.) i szczątki kostne zwierząt plejstocen- skich (ok. 2 tys.) (Wiśniewski et al. 2009). Drugie

ze stanowisk jest zlokalizowane w Henrykowie (stanowisko 15) i podobnie, jak poprzednie zostało rozpoznane dzięki wieloletnim pracom wykopaliskowym (Płonka, Wiśniewski 2004). Jest ono datowane za pomocą metody OSL na okres od 29 do 19 ka wyznaczając ślad eksploatacji Przedgó- rza Sudeckiego przez człowieka współczesnego anatomicznie w dobie rozwoju tzw. kompleksu graweckiego. W skład znalezisk wchodzi przede wszystkim wyroby kamienne oraz pojedyncze, słabo zachowane szczątki kostne fauny plejstocen- skiej. Trzecie ze stanowisk, zlokalizowane na grun- tach wsi Sowin (stan. 7, k. Niemodlina, pow. Nysa), w oparciu o taksonomię archeologiczną może być datowane na okres schyłkowego glaciału (H1- Bølling-Allerød) (Furmanek, Rapiński, Wiśniewski inf. ustna). Jest ono związane z pozostałościami eksploatacji Wału Niemodlińskiego przez łowców kompleksu magdaleńskiego i być może innych, nieco starszych ugrupowań. Na tle wspomnianych wyżej stanowisk Sowin 7 wyróżnia się niespotyka- ną liczbą znalezisk wyrobów kamiennych (ponad 40 tys. jednostek), w tym narzędzi retuszowanych oraz odpadów produkcyjnych.

Spśród wielu badanych dotąd stanowisk spo- łeczności rolniczych i pasterskich wieloaspekto- wymi badaniami geoarcheologicznymi objęto dwie osady: w Kostomłotach (stan. 27), pow. średzki oraz w Dzielnicy (stan.17), pow. kędzierzyńsko-ko- zielski. Osada w Kostomłotach w młodszej epoce kamienia zamieszkiwana była przez społeczności

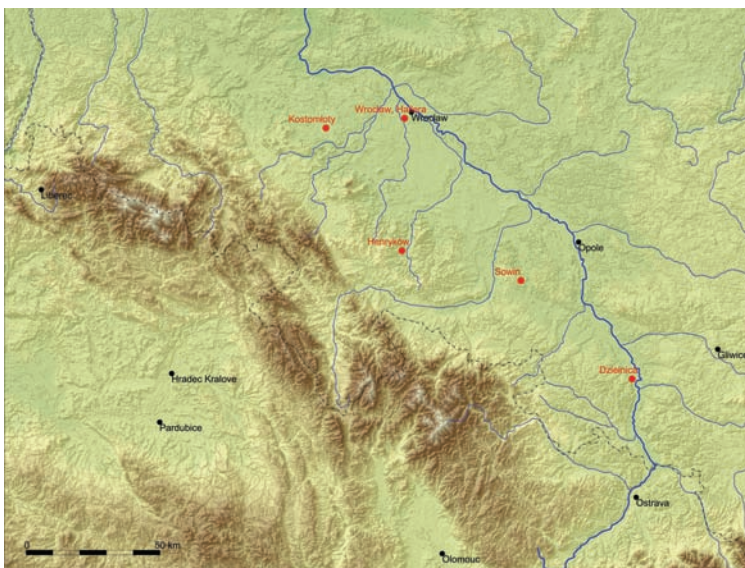


Fig. 1. Lokalizacja stanowisk prezentowanych w opracowaniu (czerwone kropki). Przygotował M. Furmanek

tw. kultury ceramiki wstęgowej rytej w końcu 6 tys. przed Chrystusem (pomiędzy 5200 a 5000 BC). W jej obrębie odkryto również pozostałości osad z wczesnej epoki brązu, późnej epoki brązu i wczesnej epoki żelaza oraz wczesnego średniowiecza (Furmanek, Masojć 2011). Stanowisko w Dzielnicy zasiedlone było kilkakrotnie, przede wszystkim w neolicie (także w epoce brązu oraz wczesnym średniowieczu) przez społeczności kultury ceramiki wstęgowej rytej, kultury ceramiki wstęgowej klutej oraz kultury lendzielskiej w okresie pomiędzy 5200 a 3800 BC. W ciągu V tysiąclecia BC zostało ono otoczone systemem rowów, których funkcji nie można definitywnie określić (być może była to ochrona przed zagrożeniem zewnętrznym). Osada ta spełniała zapewne funkcję „miejsca centralnego” w ramach istniejącej tu sieci osadniczej.

METODY I WSTĘPNE REZULTATY

Badania mikromorfologiczne

Od dwóch sezonów (2009-2010) realizowane są badania o charakterze mikromorfologicznym w kontekście archeologicznym (Goldberg, Macphail, 2006), mające na celu uchwycenie dyskretnych cech osadów i w efekcie określenia, w jakiej

części były one efektem działalności gospodarczej i kulturowej człowieka, a w jakiej procesów glebotwórczych.

Pierwsza seria prób została pobrana ze stropu pylastego horyzontu stanowiska 15 w Henrykowie (Fig. 2). Horyzont ten zawierał liczne artefakty kamienne a także kości związane z aktywnością łowców górnego paleolitu. Na podstawie analiz mikromorfologicznych wykazano obecność warstewek oraz mikro i makroszczałków węgla drzewnych wskazujących na możliwość występowania miejsc niecenia ognia (Fig. 3a). Jednocześnie w poziomie tym stwierdzono liczne pozostałości bioturbacji (Fig. 3b) i śladów materii organicznej (Fig. 3c), co dodatkowo potwierdziło związek tej warstwy z powierzchnią użytkowaną intensywnie przez człowieka.

Druga seria prób została pobrana ze stanowiska Sowin 7. Uwagę skoncentrowano na utworach zawierających artefakty kamienne lub osadach, które mogły stanowić podłoże aktywności grup łowców i zbieraczy. Próby do wykonania analiz mikromorfologicznych pobrano m.in. z warstwy piasków eolicznych znajdujących poniżej współczesnej gleby wytworzonej na tych osadach (Fig. 4a). W obrębie tej warstwy odkryto nagromadzenie fitolitów (Fig. 4b, c). Ponieważ w rejonie akumulacji fitolitów znajdowały się mikroszczałki węgla drzewnych

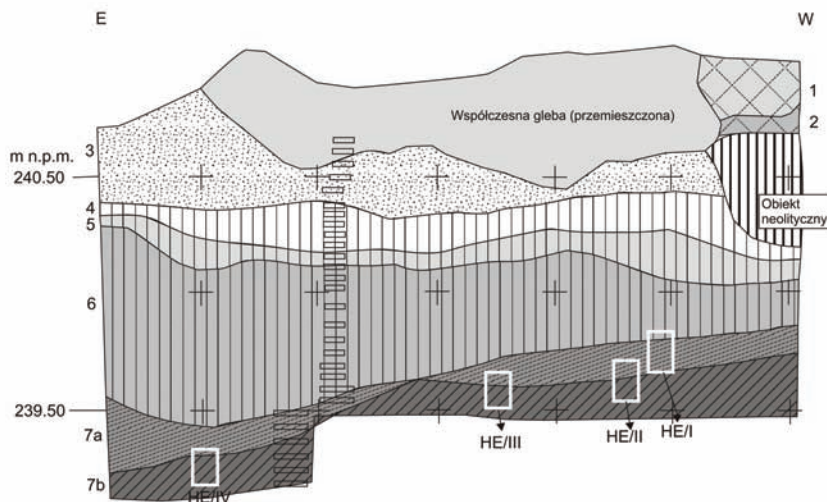


Fig. 2. Henryków, pow. Ząbkowice Śl., stanowisko 15. Profil południowy wykopu XXI/07-11 z oznaczeniem miejsc pobrania próbek do badań mikromorfologicznych. Objasnienia: 1-2 – gleba współczesna, 3 – utwór lessowy z oznakami procesów stokowych, 4 – laminowany, odwapniony less, 5 – utwór pylasty z oznakami pedogenezy, 6 – maszynny węglanowy less z artefaktami w spągu, 7a – warstwa pylasta z licznymi artefaktami i soczewkami zawierającymi węgle drzewne, 7b – warstwa złożona z materiału pylastego z udziałem żwirów, w której notowane były artefakty kamienne oraz węgle drzewne. Białymi prostokątami oznaczono miejsca pobrania próbek do badań mikromorfologicznych, natomiast ciemnymi prostokątami – miejsca pobrania próbek do analiz paleomagnetycznych i gruntoznawczych

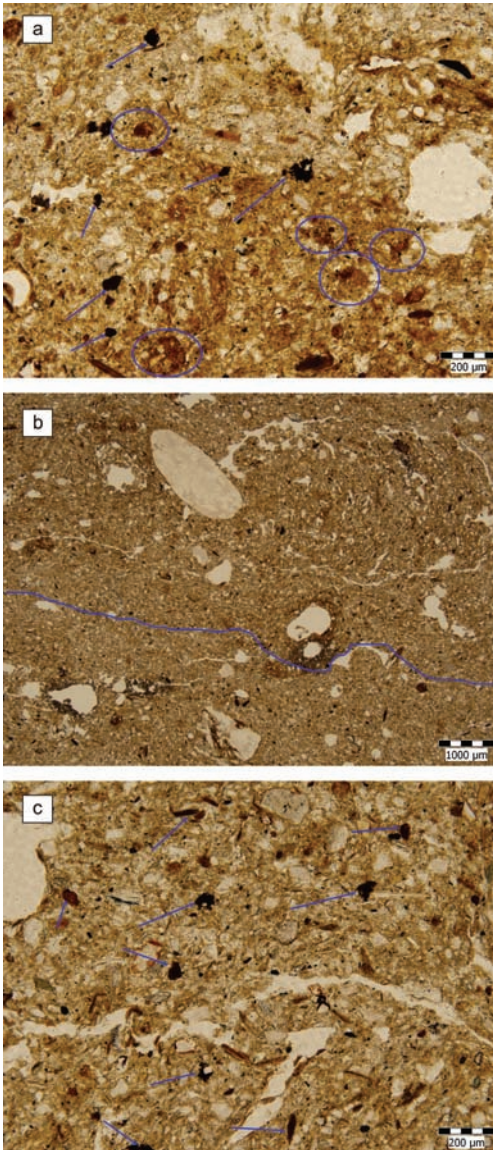


Fig. 3. Henryków, Zabkowice Śl., stanowisko 15. Wybór szlifów mikromorfologicznych z warstwy 7:

a – fragmenty węgla drzewnych z rejonu pozostałości zniszczonego ogniska (?); b – ślady bioturbacji; c – pozostałości materii organicznej. Fot. L. Lisá

wstępnie można przyjąć, że pochodzą one ze ognisk lub naturalnych pożarów. W warstwie tej zachowały się również ślady agregatów glebowych, interpretowanych jako relikty procesów namakania i osuszania gruntu. Na podstawie dalszych analiz wstępnie ustalono, iż w warstwie tej znajdują się

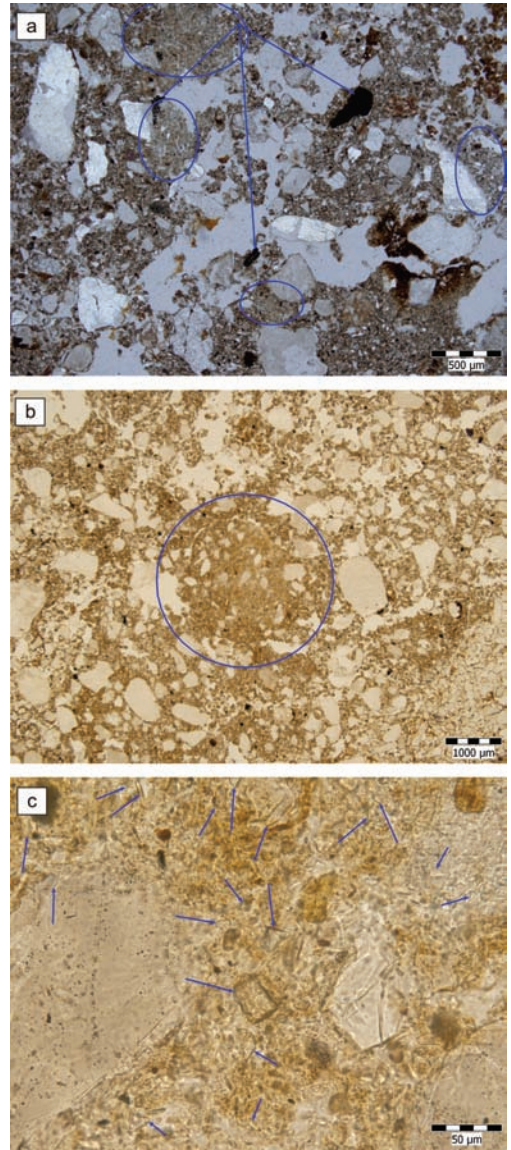


Fig. 4. Sowin, pow. Nysa, stanowisko 7, sondaż 1.

Wybór szlifów mikromorfologicznych: a – pozostałości węgla drzewnych i relikty gleby; b – ekstremanty bogate w fitolity; c – powiększenie fragmentu zaznaczonego na rycinie b. Fot. L. Lisá

relikty procesów iluwalnych, związanych najprawdopodobniej z tajaniem i zamarzaniem gruntu. W innej części stanowiska (sondaż IV) w warstwie lessu znaleziono oprócz węgla drzewnych ślady procesów glebowych.

Badania izotopowe szczątków kostnych

W ostatnim okresie kilka stanowisk dostarczyło licznych szczątków kostnych fauny plejstocenijskiej, które umożliwiły podjęcie głębszych geochemicznych studiów nad warunkami klimatycznymi okresów zasiedlenia Śląska przez człowieka archaicznego. Tradycyjne metody, takie jak palinologia, z uwagi na niewielką ilość, a także zwykle nieznaną kontekst źródła (inf. ustna T. Kuszell), nie mogły zostać efektywnie wykorzystane. Ponadto na obszarach subpolarnych gdzie sukcesja pierwotna jest stosunkowo powolna zmiany szaty roślinnej są zwykle znacznie opóźnione w stosunku do zmian klimatu i dlatego często w pełni nie odzwierciedlają warunków klimatycznych (np. Skrzypek *et al.* 2009). Jedną z najbardziej istotnych cech klimatu, mającą bezpośredni wpływ na poszerzenie zasięgu występowania człowieka jest temperatura powietrza, dlatego stała się ona jednym z najważniejszych przedmiotów analiz (Skrzypek *et al.* 2011; Krzemińska *et al.* 2010). Do określenia zakresu średnich rocznych temperatur w okresie

pobytu neandertalczyka na Dolnym Śląsku posłużyły wyselekcjonowane, najlepiej zachowane zęby różnych gatunków dużych ssaków, m.in. żubrów, a także koni, nosorogów i mamutów (Fig. 5). Przeanalizowano skład izotopowy tlenu ($\delta^{18}\text{O}$), związanego w postaci fosforanu, który stanowi najbardziej odporną chemicznie mineralną część zębów i kości. Wartość $\delta^{18}\text{O}$ w kości odzwierciedla skład izotopowy tlenu w wodzie wypijanej przez zwierzęta. Z kolei skład izotopowy wody pozwala odtworzyć średnią roczną temperaturę powietrza w danym okresie. Skutkiem tych unikalnych badań jest wniosek, iż człowiek archaiczny, najprawdopodobniej klasyczny neandertalczyk zamieszkiwał przedpole Masywu Czeskiego oraz Karpat w okresach, gdy panowały stosunkowo korzystne warunki klimatyczne ($6,8 \pm 1,5^\circ\text{C}$ dla ciepłego okresu w przedziale 115-74,000 BP oraz $6,3 \pm 1,6^\circ\text{C}$ dla 59-41,000 BP), które umożliwiły jego populacji, przy dość skromnym jeszcze zapleczu zabezpieczenia kulturowego przed niekorzystnym wpływem środowiska, na egzystencję (Skrzypek *et al.* 2011). Podobny zakres temperatur ($6,6 \pm 0,8^\circ\text{C}$) wyliczono również dla późniejszego okresu ostatniego zlodowacenia w oparciu o szczątki mamuta datowane na ~24,000 BP (Krzemińska *et al.* 2010).



Fig. 5. Wrocław, al. Hallera, stanowisko 1. Szczątki kostne mamuta (*Mammuthus primigenius*) w osadach starszego kompleksu znalezisk odkryte w jednym z wykopów w 2006 roku. Fot. A. Wiśniewski

Prospekcja geofizyczna i lotnicza

Od wielu lat archeologia korzysta z różnorodnych metod pozwalających „dostrzec niewidzialne” (Campana, Piro 2009). Na etapie prospekcji pozwalają one określić przede wszystkim formę i zasięg stanowisk dając czasami podstawy do określenia ich funkcji czy chronologii. Prospekcję taką można wykonywać z powietrza wykorzystując do akwizycji danych różnego rodzaju obiekty latające (np. latawce, modele, balony, samoloty) lub z przestrzeni kosmicznej. Dane gromadzone są w efekcie wykonywania różnego rodzaju fotografii lub skanowania powierzchni ziemi (por. np. Rączkowski 2002; Parack 2009). Na ziemi prospekcja obejmuje metody geofizyczne, badania powierzchniowe, zróżnicowane metody próbkowania czy metody geochemiczne (tab. 1; np. Gaffney, Gater 2003; Misiewicz 2006).

Wieloaspektowy program wykorzystania metod prospekcji archeologicznej prowadzony jest w Dzielnicy, woj. opolskie. Kilkakrotnie wykonywane zdjęcia lotnicze pozwoliły na poszerzenie informacji dotyczących kontekstu przyrodniczego i osadniczego stanowiska. Dzięki nim możliwa stała się m.in. rekonstrukcja przemian sieci

Tabela 1. Ocena metod nieinwazyjnych

Rodzaj metody	Pasywna/Aktywna	Częstotliwość wykorzystania w archeologii
Elektrooporowa	Aktywna	***
Magnetyczna	Pasywna	***
Elektromagnetyczna	Aktywna	** / *
Podatności magnetycznej gruntu	Aktywna	** / *
Wykrywacz metali	Aktywna	*
Georadar	Aktywna	***
Sejsmiczna	Aktywna	*
Mikrograwitacyjna	Pasywna	*
Polaryzacji indukcyjnej	Aktywna	*
Potencjału samoistnego	Pasywna	*
Termiczna	Pasywna	*

* - rzadko; ** - średnio; *** - często

Wg Chris Gaffney, John Gater 2003. *Revealing the Buried Past. Geophysics for Archaeologists*, Tempus: Stroud.

rzecznej i uwarunkowań geomorfologicznych. Odkryto również nieznane wcześniej stanowiska archeologiczne.

Sukcesywnie wykonywana prospekcja geofizyczna, wykorzystująca gradiometr (Bartington Grad 601-2), objęła powierzchnię ponad 6 ha. W jej efekcie uzyskano rozkład anomalii magnetycznych, które mogą być interpretowane jako pozostałości różnorodnych obiektów archeologicznych. Wśród nich na szczególną uwagę zasługuje odkrycie i zarejestrowanie systemu rowów otaczających osadę oraz charakterystycznego układu jam gospodarczych i postupowych, które mogą być interpretowane jako pozostałości tzw. długich domów pierwszych rolników.

Analizy geochemiczne osadów

Badania geochemiczne od dawna mają swoje zastosowanie w archeologii. Metody te rozwinęły się przede wszystkim w gleboznawstwie. Zastosowanie do badań nad dawnymi społecznościami wzięło się z obserwacji, że działalność człowieka wpływa na zmiany w glebie i osadach poprzez dostarczanie do nich substancji organicznych i nieorganicznych. Analizy takie wykorzystują obecność wielu pierwiastków (np. miedzi, cynku, rtęci, aluminium, żelaza), ale najczęstszym z nich jest fosfor, który dostarczany jest do podłoża wraz z ludzkimi i zwierzęcymi odchodami, wyrzucanymi i deponowanymi kośćmi i innymi odpadami organicznymi, a jego cechą jest mała mobilność powodująca, że pozostaje w miejscu deponowania. Z tego powodu jest on dobrym wskaźnikiem nie tyl-

ko potwierdzenia śladów osadnictwa, ale również oceny jego zróżnicowania funkcjonalnego w danej przestrzeni. Badania dotyczące zawartości fosforu w glebie i jego przydatności dla badań archeologicznych wraz z praktycznym wykorzystaniem metody mają długą tradycję jednak na Śląsku nie były prowadzone (patrz dane dotyczące innych regionów: Marcinek, Wiślański 1959; Moldenawer 1963; Brzeziński, Dulnicz, Kobyliński 1983; Andrzejewski, Socha 1998).

W ostatnim okresie podjęto również szeroko zakrojone badania geochemiczne dotyczące analizy zawartości fosforu w glebie w Dzielnicy, woj. opolskie¹ (Fig. 6). Badania wykonywane są na kilku poziomach szczegółowości:

- makro, w ramach którego próbki pobierane są z odwiertów rozmieszczonych w ramach zgodnie z siatką 10 m x 10 m,
- medium, w ramach którego próbki pobierane są z siatki odwiertów rozmieszczonych co 2 m,
- mikro, gdzie próbki pobierane są z eksplorowanych wykopów i obiektów archeologicznych, w ramach siatki 1m.

Analiza zawartości na poziomie makro pozwoliła określić wielkość i zasięg stanowiska oraz wyznaczyć specyficzne strefy w jego obrębie. Znacznie bardziej precyzyjne wyniki otrzymano z próbek

¹ Badania finansowane ze środków na naukę w latach 2009-2010 jako projekt badawczy Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr N N109 221336, pt. Geochemia w archeologii. Analiza zawartości fosforu w glebie jako wskaźnik dawnego osadnictwa.

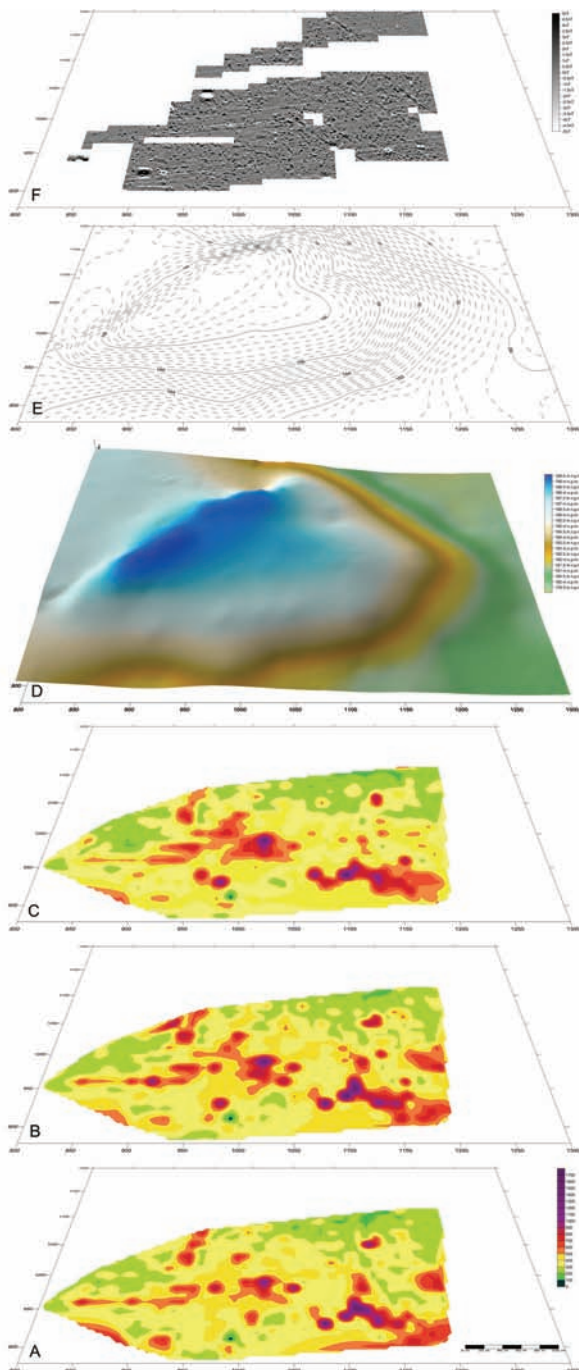


Fig. 6. Dzielnica, woj. opolskie, schemat dystrybucji fosforu, ukształtowania terenu oraz anomalii geomagnetycznych w rejonie stanowiska archeologicznego: A – dystrybucja fosforu w warstwie 1,0-0,8 m od powierzchni gruntu, B – dystrybucja fosforu w warstwie 0,8-0,6 m od powierzchni gruntu, C – dystrybucja fosforu w warstwie 0,6-0,4 m od powierzchni gruntu, D – model ukształtowania terenu, E – plan warstwicowy, F – rozkład anomalii magnetycznych. Opracowane przez M. Furmanka

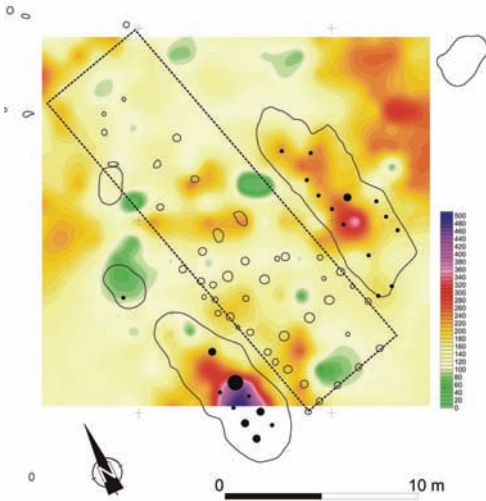


Fig 7. Kostomłoty, woj. dolnośląskie. Dystrybucja fosforu oraz zabytków w obrębie domu i jego otoczenia (linia ciągła - granice obiektów archeologicznych, linia przerywana - zasięg domu kultury ceramiki wstęgowej rytej, czarne kółka - dystrybucja zabytków). Opracowane przez M. Furmanka

rozmieszczonych co 2 m. Wyniki z uzyskane na tym poziomie są więc przydatne do oceny ogólnej zasięgu stanowiska i stref. Należy podkreślić, że rezultaty te wykazują dużą zbieżność z wynikami badań geofizycznych i wykopaliskowych. Z kolei poziom mikro pozwala przygotować szczegółową mapę geochemiczną badanej wykopaliskowo przestrzeni zawierającą dane dotyczące sposobów wykorzystania przestrzeni. Metoda ta nabiera dużego znaczenia w kontekście stanowisk śląskich, gdzie nie zachowują się szczątki kostne i inne materiały organiczne. Stosując wspomnianą metodę podobne strefy aktywności udało się odkryć w innym stanowisku - Kostomłoty. Zlokalizowane były zarówno we wnętrzu pozostałości budowli naziemnych, jak i w ich sąsiedztwie (Fig. 7).

ZAKOŃCZENIE

Badania geoarcheologiczne z natury mają wielowątkowy charakter. To, co je łączy, niezależnie od kierunku, to poszukiwanie dowodów aktywności ludzkiej w szeroko rozumianym kontekście ekosystemowym. W naszym przekonaniu badania tego rodzaju powinny uzyskać status podobny do

tego typu analiz, jak np. ocena wieku za pomocą datowań absolutnych. Tylko wówczas wykorzystywanie trudnego zresztą do przecenienia potencjału poznawczego, jakim się odznacza geoarcheologia, zostanie pozbawione charakteru przypadkowych działań, słabo lub w ogóle nie skoordynowanych z ogólnymi celami projektów badawczych.

Niewątpliwą korzyścią, jaka kryje się za podjęciem wysiłku prowadzenia multidyscyplinarnych studiów jest głębsze niż dotychczas poznanie różnorodnych interakcji zachodzących pomiędzy człowiekiem i środowiskiem. Analizy mikromorfologiczne stanowisk górno- i schyłkowopaleolitycznych dostarczyły dowodów na użytkowanie ognia, co obecnie pozwala na rewizję wniosków dotyczących zakresu aktywności łowców i zbieraczy. Badania te umożliwiły powiązanie artefaktów z pierwotnym poziomem ich depozycji pomimo późniejszych transformacji geomorfologicznych i geochemicznych. Analizy izotopowe wprowadziły nas w zupełnie nowy obszar rozważań, dotyczących dokładniejszej oceny warunków klimatycznych, w których bytował człowiek w górnym plejstocenie. Dzięki studiom geoarcheologicznym potwierdzono nie tylko dużą zmienność geograficzną warunków klimatycznych, której nie rejestrują takie źródła, jak np. szczątki faunistyczne, ale także wykazano, że regiony położone w dużym oddaleniu od klasycznych refugium mogły skłaniać do ich okresowego zasiedlania.

Metody geoarcheologiczne na etapie prospekcji (geofizycznej, lotniczej, geochemicznej itp.) dostarczają ogromnej ilości nowych informacji, pozwalając odkrywać nieznane stanowiska i poszerzając wiedzę o już znanych. Coraz szersze wykorzystywanie metod prospekcji archeologicznej w ostatnich latach jest powodem wielu, czasami zaskakujących odkryć, niejednokrotnie przewracających nasz obraz przeszłości. Większość z tych metod ma charakter nieinwazyjny, co jest niezwykle istotne w ochronie dziedzictwa archeologicznego narażonego na nieodwracalne zniszczenie oraz ze względu na panującą obecnie doktrynę konserwatorską ograniczającą zakres ingerencji w substancję zabytkową. W ich stosowaniu istotne jest zintegrowane podejście, łączące zastosowanie wielu komplementarnych metod podczas badań stanowisk archeologicznych (podejście takie jest wprowadzane i w kolejnych latach rozwijane w Dzielnicy, woj. opolskie).

LITERATURA

- Andrzejewski, M., Socha, T., 1998.** Fosfor i jego przydatność w badaniach archeologicznych, (w:) Śmigiełski W. (red.), Nauki przyrodnicze i fotografia lotnicza w archeologii, Poznań, 57-64.
- Binford, L.R., 1982.** The archaeology of place, *Journal of Anthropological Archaeology* 1, 5-31
- Brzeziński, W., Dulnicz, M., Kobylński, Z., 1983.** Zawartość fosforu w glebie jako wskaźnik dawnej działalności ludzkiej, *Kwartalnik Historii Kultury Materialnej* 31/3, 277-297.
- Butzer, K.W., 1982.** Archaeology as human ecology, Cambridge: Cambridge University Press.
- Campana, S., Piro, S., 2009.** Seeing the Unseen. Geophysics and Landscape Archeology, London: Taylor & Francis Group.
- Gaffney, C., Gater, J., 2003.** Revealing the buried past. Geophysics for archaeologists, Tempus: Stroud.
- Goldberg, P., Macphail, R.I., 2006.** Practical and theoretical geoarcheology, Oxford: Blackwell Publishing.
- Krzemińska, A., Stefaniak, K., Zych, J., Wojtal, P., Skrzypek, G., Mikołajczyk, A., Wiśniewski, A., 2010.** A Late Pleistocene woolly mammoth from Lower Silesia, SW Poland. *Acta Zoologica Cracoviensia*, 53A, 43-56.
- Marcinek, J., Wiślański, T., 1959.** Sprawozdanie z wstępnych badań gleboznawczych na obiektach archeologicznych w Strzelcach i Głogowcu w pow. Mogilno w 1956 r., *Sprawozdania Archeologiczne*, 7, 77-93.
- Misiewicz, K., 2006.** Geofizyka archeologiczna, Warszawa: Instytut Archeologii i Etnologii PAN.
- Moldenhawer, K., 1963.** Przydatność w archeologii metody fosforanowej i fluorowej oraz innych metod, *Wiadomości Archeologiczne* 29/4, 323-327.
- Parack, S.H., 2009.** Satellite Remote Sensing for Archaeology, London: Routledge.
- Płonka, T., Wiśniewski, A., 2004.** A New Gravettian Site in Lower Silesia. In: *The Gravettian along the Danube, The Dolni Věstonice Studies* 10. Brno: Archeologický ústav Akademie věd ČR, 164-179.
- Pollard, A.M., 1999** (red.). *Geoarchaeology: exploration, environments, resources*, London: The Geological Society.
- Rapp, G.R., Hill, C.L., 2006.** *Geoarchaeology: the earth science approach to archaeological interpretation*, Yale: Yale University Press.
- Rączkowski, W., 2002.** *Archeologia lotnicza. Metoda wobec teorii*. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM.
- Renfrew, A.C., 1976.** Introduction (w:) Davidson, D. A., Shackley, M. L. (red.) *Geoarchaeology: Earth Science and the Past*. London: Duckworth.
- Schick, K.D., 1986.** *Stone age sites in the making*, Oxford: BAR, British Archaeological Reports, International Series 319.
- Schiffer, M.B., 1987.** *Formation processes of the archaeological record*. Albuquerque: University of New Mexico Press.
- Skrzypek, G., Baranowska-Kącka, A., Keller-Sikora, A., Jędrysek, M.O., 2009.** Analogous trends in pollen percentages and carbon stable isotope composition of Holocene peat – possible interpretation for palaeoclimate studies. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 156, 507–518.
- Skrzypek, G., Wiśniewski, A., Grierson, P.F., 2011.** How cold was it for Neanderthals moving to Central Europe during warm phases of the last glaciation? *Quaternary Science Reviews*, 30, 481- 487.
- Stringer, C., Gamble, C., 1993.** *In search of the Neanderthals: solving the puzzle of human origins*, London - New York: Thames and Hudson.
- Trigger, B., 2006.** *A History of Archaeological Thought*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Wiśniewski, A., 2006.** *Paleolit środkowy w dolinie Odry*, Wrocław: Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego.
- Wiśniewski, A., Stefaniak, K., Wojtal, P., Zych, J., Nadachowski, A., Musil, R., Badura, J., Przybylski, B., 2009.** Archaeofauna or palaeontological record? Remarks on Pleistocene fauna from Silesia, *Sprawozdania Archeologiczne*, 61, 34-64.
- Yellen, J.E., 1977.** *Archaeological approaches to the present: Models for reconstructing the past*, New York: Academic Press.

BADANIA MAGNETOTELLURYCZNE NA DOLNYM ŚLĄSKU – NOWE MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA METODY MAGNETOTELLURYCZNEJ W GEOLOGII STRUKTURALNEJ, ZŁOŻOWEJ, POSZUKIWANIACH WÓD MINERALNYCH I TERMALNYCH

Magnetotelluric studies in the Lower Silesia - new possibilities of using magnetotelluric method in structural geology, reservoir, search for mineral and thermal waters

Stefaniuk, M.^{1,2}, Farbisz, J.², Wojdyła, M.², Sito, Ł.²

¹ AGH Akademia Górniczo – Hutnicza; al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; stefan@geolog.geol.agh.edu.pl

² Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych sp. z o.o.; 03-301 Warszawa, ul. Jagiellońska 76;
j.farbisz@pbg.com.pl, m.stefaniuk@pbg.com.pl, m.wojdyła@pbg.com.pl, l.sito@pbg.com.pl

Słowa kluczowe: brak słów kluczowych

Keywords: No keywords

Streszczenie W pracy przedstawione zostały przykłady wykorzystania badań geofizycznych metodą magnetotelluryczną w rozległej problematyce geologicznej pojawiającej się w obszarze Dolnego Śląska. W omawianych badaniach metoda magnetotelluryczna stosowana była w trzech wariantach metodycznych: ciągów sondowań magnetotellurycznych i audiomagnetotellurycznych (MT/AMT), magnetotellurycznych profilowań ciągłych, i profilowań audiomagnetotellurycznych z kontrolowanym źródłem (CSAMT). Sondowania magnetotelluryczne, dla których źródłem pola pierwotnego są naturalne wariacje ziemskiego pola elektromagnetycznego, wykorzystywane są głównie w głębokich badaniach strukturalnych. Magnetotelluryczne profilowania ciągle stosowane są natomiast w badaniach szczegółowych o względnie małym zasięgu głębokościowym. Metoda profilowań audiomagnetotellurycznych z kontrolowanym źródłem (CSAMT) opracowana została jako alternatywa dla wysokoczęstotliwościowych sondowań magnetotellurycznych pola naturalnego w warunkach silnych zakłóceń elektromagnetycznych. Przykładem głębokich badań strukturalnych jest południowo-zachodni odcinek regionalnego profilu magnetotellurycznego Zgorzelec - Wiżajny przecinający struktury niecki północno-sudeckiej, bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej. Magnetotelluryczne badania o charakterze złożowym wykonane zostały w Górach Kaczawskich oraz w obrębie wschodniej osłony granitoidowego masywu Karkonoszy. Liczne przykłady zastosowania badań MT dotyczą problematyki poszukiwania wód termalnych, związanych z głębokimi strefami uskokowymi. Badania tego typu wykonano już w wielu rejonach Dolnego Śląska, m.in. w okolicach Cieplic Śląskich-Zdroju, Polanicy-Zdroju, Łądko-Zdroju i Nysy

Abstract Some examples of application of geophysical survey with use of magnetotelluric (MT) method in wide geological problems appearing in the area of Lower Silesia are presented in the paper. Magnetotelluric method was used in described surveys in its three methodological options i.e. to series of isolated magnetotelluric and audiomagnetotelluric soundings (MT/AMT), magnetotelluric continuous profiling and controlled source audiomagnetotelluric continuous profiling (CSAMT). Magnetotelluric soundings based on natural electromagnetic fields are mainly used in deep structural investigations. Magnetotelluric continuous profiling is applied

in detailed recognizing of geological objects in relatively small depth range. Controlled source audiomagnetotelluric method (CSAMT) was elaborated as alternative to high-frequency magnetotelluric sounding of natural field in conditions of powerful electromagnetic noise. The south-western part of regional magnetotelluric profile "Zgorzelec – Wizajny" cutting structures of Northern Sudetic Depression Fore Sudetic Block and Fore Sudetic Monocline is presented as example of deep structural survey. Magnetotelluric investigations of ore deposits were made in the area of Kaczawa Mountains and eastern shelter of Karkonosze granitic massif. Numerous examples of magnetotelluric survey application are related to geothermal water exploration, connected with deep tectonic zones. Such surveys were made in many sites in Lower Silesia region among others in the areas of Cieplice Śląskie-Zdrój, Polanica-Zdrój and Nysa

WSTĘP

Obszar sudecki obejmujący Sudety oraz ich północno-wschodnie przedpole tj. blok przedsudecki i monoklinę przedsudecką charakteryzując się różnorodną i często wysoce skomplikowaną budową geologiczną. Jednocześnie jest to obszar bardzo interesujący z punktu widzenia surowcowego. Najbardziej istotne z gospodarczego punktu widzenia są tutaj z pewnością złoża rud metali, głównie miedzi, zasoby energii geotermalnej i wód mineralnych oraz złoża węglowodorów eksploatowane w obrębie monokliny przedsudeckiej. Wysoki stopień komplikacji budowy geologicznej przekłada się na utrudnienia w pracach poszukiwawczych, lub też bardziej ogólnie w geologicznych i geofizycznych wglębnych badaniach rozpoznawczych. W szczególności magmowy i metamorficzny orogen sudecki oraz krystaliczne podłoże jego przedpola są wyjątkowo niewdzięcznym rejonem dla metody sejsmicznej, będącej dotychczas głównym narzędziem w głębokich, strukturalnych badaniach kompleksów osadowych. W tej sytuacji w pracach poszukiwawczych oraz w badaniach strukturalnych otwiera się pole do wykorzystania innych metod geofizycznych, w szczególności metod elektromagnetycznych, których najbardziej wszechstronnym wariantem jest metoda magnetotelluryczna (MT). Badania magnetotelluryczne, z zastosowaniem nowej generacji aparatur i systemów pomiarowych, są prowadzone w Polsce od połowy lat 90. ubiegłego wieku. Na dużą skalę wykonywano i wykonuje się je w Karpatach oraz w centralnej i północno-zachodniej Polsce dla celów strukturalnych i w poszukiwaniach naftowych. W znacznie mniejszym zakresie, aczkolwiek z wysoce obiecującymi efektami, badania MT przeprowadzono również na Dolnym Śląsku. Prezentacji wybranych przykładów badań magnetotellurycznych, ilustrujących możliwości tej metody w zakresie rozwiązywania

zagadnień geologii strukturalnej, poszukiwania złóż rud oraz problematyce geotermalnej Dolnego Śląska poświęcona jest niniejsza praca.

W dotychczasowych badaniach magnetotellurycznych na Dolnym Śląsku wykorzystano trzy podstawowe warianty metodyczne: głębokie sondowania magnetotelluryczne w pełnym zakresie częstotliwości (SMT), sondowania w wysokoczęstotliwościowym paśmie audiomagnetotellurycznym (SAMT), ciągle profilowania magnetotelluryczne CPMT i audiomagnetotelluryczne CPAMT a także pomiary (sondowania/profilowania) ze sztucznym źródłem pola pierwotnego (CSAMT). Mając na uwadze brak podstawowych informacji na temat metody magnetotellurycznej w literaturze polskojęzycznej, przykłady zastosowania badań MT na Dolnym Śląsku poprzedzono krótkim zarysem podstaw teoretycznych metody i zasad interpretacji danych pomiarowych.

Jako przykład ilustrujący zastosowanie metody MT w regionalnych badaniach geologiczno-strukturalnych przedstawiono południowo-zachodni odcinek profilu Zgorzelec - Wizajny, przecinający strukturę niecki północno-sudeckiej, bloku przedsudeckiego oraz monokliny przedsudeckiej (**Fig. 1, 2**). Interesujące wyniki, stwarzające podstawę do rekomendacji metody MT w obszarze monokliny przedsudeckiej, uzyskano również z niedawno przeprowadzonych badań w rejonie gazonośnej struktury Wilkowa.

Badania magnetotelluryczne, wykonane przed 10. laty w rejonie Cieplic i Polanicy Zdroju (**Fig. 1, 2**) oraz ostatnio (2010 r.) w rejonie Nysy są bardzo dobrą ilustracją zastosowania metody dla potrzeb poszukiwania wód termalnych. Wybrano te przykłady ze względu na stosunkowo duży zakres pomiarów MT dających szerszy obraz budowy geologicznej badanych struktur. Powyższe oraz liczne inne przykłady badań zrealizowanych na zlecenie indywidualnych inwestorów, podejmują-



Fig. 1. Lokalizacja badań magnetotellurycznych w obszarze sudeckim na mapie fizycznej Polski.

Fig. 1. Location of magnetotelluric survey on the physical map of Poland.

cych działania dla pozyskania energii odnawialnej ciepła Ziemi, potwierdzają efektywność metody MT w zakresie głębokiego (do 2-3 km) rozpoznania uskoku jako perspektywicznych stref występowania wód termalnych a także wód mineralnych pozyskiwanych z nieco mniejszych głębokości.

Prezentując wybrane przykłady metodyczności doświadczalnych badań MT w Górach Kaczawskich i w obrębie wschodniej osłony granitu Karkonoszy (Fig. 1, 2) zasygnalizowano nowe możliwości metody jako skutecznego narzędzia głębokiego rozpoznania stref mineralizacji rudnej w Sudetach.

PODSTAWY METODY MAGNETOTELLURYCZNEJ

Metoda magnetotelluryczna (właściwie metody magnetotelluryczne) jest to zespół metod geoelektrycznych wykorzystujących harmonicznie zmienne pole elektromagnetyczne do rozpoznawa-

nia rozkładu oporności w ośrodku geologicznym (Stefaniuk *et al.* 2008). U podstaw tej metody leży założenie pola źródłowego w postaci płaskiej fali elektromagnetycznej równoległej do powierzchni Ziemi (Berdichevsky 1968). Pole źródłowe generowane jest poprzez naturalne procesy będące skutkiem oddziaływania wiatru słonecznego na jonosferę lub też propagację w atmosferze fali elektromagnetycznej wywołanej przez odległe wyładowania atmosferyczne (Wait 1962; Strangway *et al.* 1973). W płytkich, wysokoczęstotliwościowych aplikacjach wykorzystywane jest także odpowiednio oddalone źródło sztuczne o specyficznej konfiguracji geometrycznej (Goldstein, Strangway 1975).

Badania magnetotelluryczne wykonywane są w różnych wariantach metodycznych. Teoretyczne podstawy głównego wariantu, tzw. sondowań magnetotellurycznych (MT) dla ośrodka jednowymiarowego, opracowane zostały niezależnie przez Tichonowa (1950) i Cagniarda (1953). Podstawo-

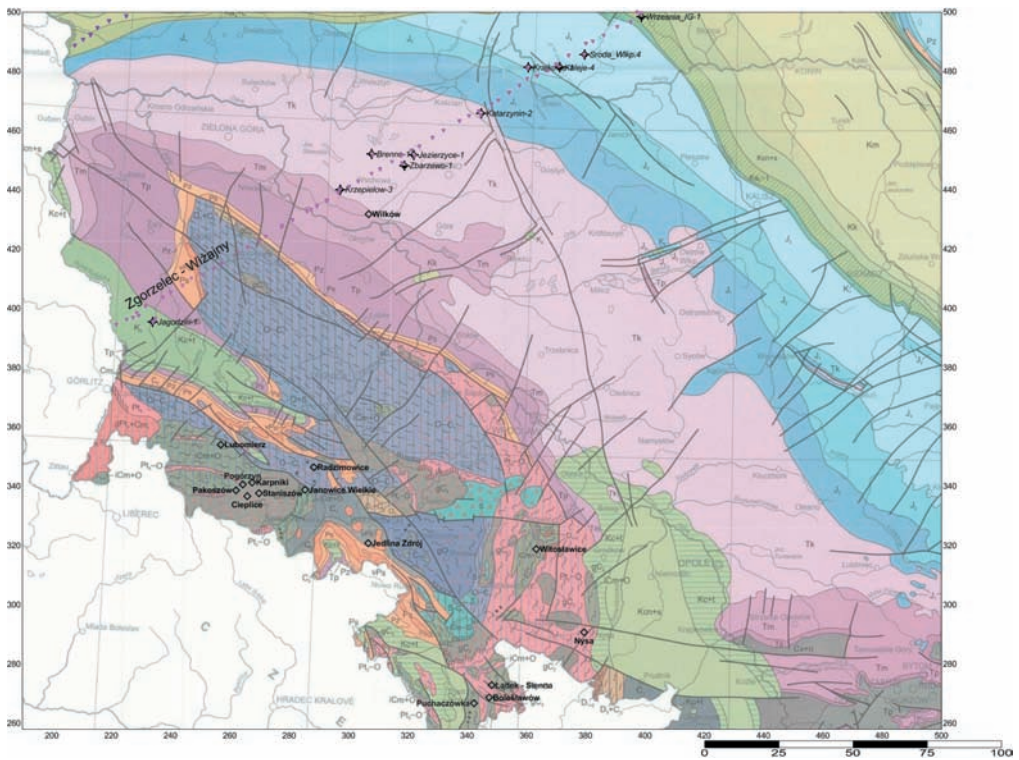


Fig. 2. Lokalizacja profili magnetotellurycznych na tle mapy geologicznej Polski (mapa wg Marks et al. 2006).

Fig. 2. Location of magnetotelluric profiles at the background of geological map of Poland (the map after Marks et al. 2006).

wym parametrem liczonym w metodzie magnetotellurycznej jest zespolony tensor impedancji (Z). W ogólnym przypadku impedancja wiąże składowe pola elektromagnetycznego na powierzchni Ziemi:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_x & Z_y \\ Z_x & Z_y \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (1)$$

Własności składowych tensora impedancji odzwierciedlają parametry modelu geoelektrycznego ośrodka geologicznego i zależą od stopnia jego skomplikowania:

w przypadku ośrodka 1D (zmienność oporności tylko w jednym kierunku np. pionowym)

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \text{ oraz } Z_{xy} = -Z_{yx} \quad (2)$$

w przypadku ośrodka 2D (oś „x” układu pomiarowego skierowana prostopadle do osi jednorod-

ności, zmienność rozkładu oporności nie występuje wzdłuż osi „y” - zmiana oporności w płaszczyźnie)

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \text{ oraz } Z_{xy} \neq -Z_{yx} \quad (3)$$

Dla ośrodka 2D można zatem rozważać dwie polaryzacje pola magnetotellurycznego:

YX (polaryzacja elektryczna), gdy rozpatrujemy składową

$$Z_{yx} = E_y / H_x \quad (4)$$

XY (polaryzacja magnetyczna), gdy rozpatrujemy składową

$$Z_{xy} = E_x / H_y \quad (5)$$

W ośrodku trójwymiarowym (3D), w którym zmienność oporności występuje we wszystkich kierunkach w trójwymiarowej przestrzeni modelu, wszystkie składowe tensora impedancji są różne.

Dla tak zdefiniowanej impedancji oblicza się krzywe oporności pozornej na podstawie wyrażen:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}|^2 \rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}|^2 \quad (6)$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{yx}|^2 \rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{yx}|^2 \quad (7)$$

oraz krzywe fazowe:

$$\varphi_{xy} = \text{Arg} Z_{xy} \varphi_{xy} = \text{Arg} Z_{xy} \quad (8)$$

$$\varphi_{yx} = \text{Arg} Z_{yx} \varphi_{yx} = \text{Arg} Z_{yx} \quad (9)$$

W powyższych wyrażeniach ω – oznacza częstość kołową, μ – przenikalność magnetyczną w próżni.

Szczególnym przypadkiem jest model 1-D opisywany jest jako ośrodek płasko-warstwowy, gdzie każdej z warstw przypisuje się liczbę falową:

$$k_j = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\rho_j}} k_j = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\rho_j}} \quad (10)$$

i miąższość h_j (gdzie $j=1, \dots, n$, ρ_j – elektryczna oporność właściwa j -tej warstwy, $h_n \rightarrow \alpha$).

Dla jednowymiarowej impedancji $[Z_n]$ można zapisać następujący związek (Kaufman, Keller 1981):

$$Z_n(\omega) = \frac{-\omega\mu}{k_1} \frac{th}{cth} \left[k_1 h_1 - ar \frac{th}{cth} \frac{k_1}{i\omega\mu} Z_{n-1} \right] \quad (11)$$

gdzie $[Z_{n-1}]$ to impedancja ośrodka, w którym wyeliminowano pierwszą warstwę. Na podstawie impedancji wylicza się amplitudową i fazową krzywą sondowania:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} |Z_n|^2 \quad (12)$$

$$\varphi_T = \text{Arg} Z_n \quad (13)$$

przy czym $\rho_a \rightarrow \rho_1$ dla $\omega \rightarrow \alpha$ i $\rho_a \rightarrow \rho_n$ dla $\omega \rightarrow 0$.

Przebiegi czasowe zarejestrowane dla wzajemnie prostopadłych składowych horyzontalnego pola elektrycznego i magnetycznego pozwalają na określenie składowych tensora impedancji. Są one funkcjami częstości pola elektromagnetycznego oraz położenia układu pomiarowego x, y względem rozciągłości struktur geologicznych, które określają

geometrię rozkładu przewodności ośrodka. Tensor impedancji zawiera m.in. informacje o wymiarze i charakterystyce rozkładu parametrów geoelektrycznych ośrodka geologicznego (Swift 1967; Simpson, Bahr 2005; Wojdyła, Stefaniuk 2011). Z punktu widzenia metody magnetotellurycznej ośrodek geologiczny ma zwykle złożony trójwymiarowy charakter. Kierunki jednorodności zmieniają się często wzdłuż profilu, a także w pionie (dla różnych częstości rejestracji). Modele 1D i 2D są uproszczeniem akceptowalnym w pewnych warunkach. Charakter ośrodka (1D, 2D lub 3D) ma wpływ na wybór metodyki interpretacji danych MT. Jedną z metod określenia stopnia złożoności ośrodka geoelektrycznego jest analiza tzw. diagramów biegunowych impedancji. Często wykorzystywanym parametrem do analizy ośrodka geologicznego pod kątem jego złożoności jest skośność tensora impedancji (*skew*). Jest to wielkość skalarna, która w przeciwieństwie do diagramów biegunowych impedancji nie oddaje złożoności przestrzennej badanego ośrodka, pozwala jednak na syntetyczną prezentację jego zmienności wzdłuż profilu pomiarowego (Simpson, Bahr 2005).

W modelowaniu 2-D przyjmuje się, że przewodnictwo zmienia się wzdłuż osi x i z , natomiast oś y traktuje się jako oś jednorodności ośrodka. Dla takich założeń, jak już wspomniano powyżej, rozpatruje się dwie polaryzacje: elektryczną oraz magnetyczną. Modelowania dwuwymiarowe wykonuje się wykorzystując głównie numeryczne metody rozwiązywania równań różniczkowych. Najczęściej spotykanym sposobem rozwiązania numerycznego jest metoda różnic skończonych (Jones, Pascoe 1971), jakkolwiek Wannamaker et al. (1987) zaproponowali kod o nazwie PW2D oparty na metodzie elementów skończonych, charakteryzujący się lepszą stabilnością rozwiązania. W metodzie różnic skończonych dokonuje się zamiany równań falowych:

$$\frac{\partial}{\partial x} (k^{-2} \frac{\partial H_y}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial z} (k^{-2} \frac{\partial H_y}{\partial z}) + H_y = 0 \quad (14)$$

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} + k^2 E_y = 0 \quad (15)$$

na równania różnicowe. W wyniku, w każdym wewnętrznym węzle siatki (i, j) badanego obszaru otrzymujemy równanie liniowe. Znalezienie wektorów pola H_y i E_y sprowadza się do rozwiązania układu równań liniowych.

MAGNETOTELLURYCZNE PROFILOWANIA CIĄGŁE

Najczęściej stosowanym wariantem metodycznym, wykorzystywanym zwykle w badaniach regionalnych i półszczegółowych są ciągi sondowań rozmieszczone w miarę regularnie wzdłuż linii profili. Przykładem takiego ciągu profilowego, prezentowanym w niniejszej pracy, jest SW część profilu Zgorzelec – Wiżajny. Wykonuje się także sondowania w wersji 3D tzn. w węzłach regularnych siatek powierzchniowych. W badaniach szczegółowych stosuje się odpowiednio większe zagęszczenie siatki sondowań lub tzw. profilowanie ciągłe.

Magnetotelluryczne profilowanie ciągłe jest specyficzną modyfikacją metody magnetotellurycznej, której cechą charakterystyczną jest odpowiednio gęste, przestrzenne próbkowanie składowej pola elektrycznego równoległej do profilu pomiarowego, takie że przerwy w odległości pomiędzy środkami dipoli pomiarowych są równe lub mniejsze od długości tych dipoli (Stefaniuk *et al.* 2003, 2008). W rezultacie uzyskuje się ciągłe pokrycie profilu pomiarowego przez elektryczne dipole pomiarowe zorientowane do niego równoległe (**Fig. 3**). Próbkowanie pola magnetycznego i składowej pola elektrycznego prostopadłej do profilu pomiarowego jest w takiej metodzie zwykle znacznie rzadsze. Wykorzystano tu fakt, że

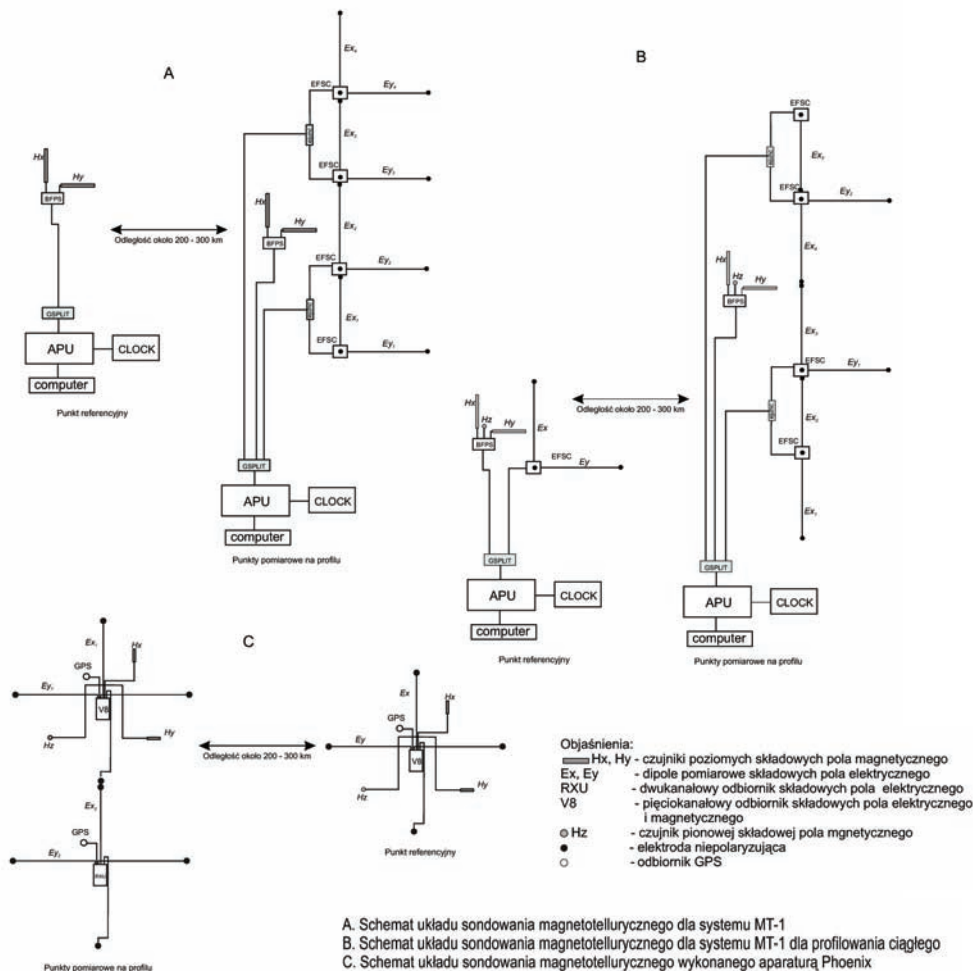


Fig. 3. Układy pomiarowe stosowane w badaniach magnetotellurycznych.

Fig. 3. Measurement array applied in magnetotelluric survey.

czułość pola magnetycznego na zróżnicowanie ośrodka geologicznego jest wyraźnie mniejsza niż pola elektrycznego, stąd też opróbowanie pola magnetycznego jest nieracjonalnie gęste w stosunku do opróbowania pola elektrycznego, jeśli obydwa te pola są mierzone z jednakową gęstością (Torres-Verdin 1991). W obliczeniach parametrów magnetotellurycznych pole elektryczne rejestrowane przez szereg dipoli elektrycznych może być odniesione do jednej, centralnie zlokalizowanej pary czujników magnetycznych. Ponieważ profile pomiarowe orientowane są zwykle prostopadłe do rozciągłości struktur geologicznych, przestrzenna zmienność składowej elektrycznej prostopadłej do profilu pomiarowego jest znacznie mniejsza niż składowej do niego równoległej, co uzasadnia możliwość rzadszego jej opróbowania.

Podstawy metody magnetotellurycznego profilowania ciągłego opracowane zostały, jako tzw. metoda EMAP (*ang. Electro Magnetic Array Profiling*). Metodyka ta, w swoich teoretycznych założeniach, ma zapewnić zwiększenie wiarygodności interpretacji poprzez eliminację wpływu zjawiska przesunięcia statycznego. Efekt ten wywołany jest przez niewielkie niejednorodności przypowierzchniowe o rozmiarach porównywalnych do rozmiaru układu pomiarowego. Rozmieszczenie dipoli elektrycznych „na styk” wzdłuż profilu umożliwiło zastosowanie przestrzennej filtracji dolnoprzepustowej impedancji (Torres-Verdin, Bostick 1992a, b). Ponieważ opracowane zostały inne sposoby eliminacji przesunięcia statycznego (np. przy zastosowaniu metody procesów przejściowych i metody elektrooporowej, dekompozycji tensora impedancji, inwersji 2D), profilowanie ciągle stosowane jest głównie w badaniach płytkich, jako wysokorozdzielcza modyfikacja metody MT. Zalety tej metody nie ograniczają się jednak do eliminacji przesunięcia statycznego. Względna nadreprezentacja danych pomiarowych dla niskich częstotliwości pozwala na ich statystyczne uśrednienie, co jest szczególnie istotne dla danych zakłóconych. Powyższe względy uzasadniają zastosowanie metody magnetotellurycznych profilowań ciągłych do względnie głębokich badań strukturalnych (Stefaniuk, Czerwiński, 2005; Stefaniuk *et al.* 2008).

METODA AUDIOMAGNETOTELLURYCZNA Z KONTROLOWANYM ŹRÓDŁEM CSAMT

Jak wspomniano powyżej wspólną cechą wyróżniającą grupę metod magnetotellurycznych jest charakterystyczna konfiguracja pola źródłowego (Stefaniuk, Wojdyła 2007). W założeniu jest to płaska fala elektromagnetyczna padająca z góry prostopadłe do powierzchni Ziemi. Takie założenie znakomicie upraszcza rozwiązania matematyczne, opisujące rozkład pola indukowanego w złożonym przewodniku, jaki stanowi skorupa ziemska. Jest ono stosunkowo dobrze spełnione dla klasycznej metody magnetotellurycznej (MT) i metody audiomagnetotellurycznej (AMT, *ang. Audio-Frequency Magnetotellurics*). Obydwa powyższe warianty metody magnetotellurycznej wykorzystują źródła naturalne. W przypadku metody klasycznej (MT) źródłem są prądy elektryczne w jonosferze wzbudzone przez zmienne natężenie wiatru słonecznego. Dolna granica obszaru źródłowego jest mniej więcej równoległa do powierzchni Ziemi, czoło wyemitowanej fali elektromagnetycznej jest więc również równoległe do tej powierzchni, a kierunek propagacji jest do niej prostopadły. Zakres częstotliwościowy docierającego do powierzchni Ziemi promieniowania źródła jonosferycznego, zaczyna się od około 1 Hz i w praktyce nie jest ograniczony od strony niskich częstotliwości. Umownie za granicę pasma MT uważa się 0,0001 Hz (10 000 sek.).

Przedłużenie zakresu częstotliwości w stronę wysokich ich wartości zapewniają odległe wyładowania atmosferyczne, trwające permanentnie w strefie równikowej. Są one źródłem naturalnego pola elektromagnetycznego w tzw. paśmie audiomagnetotellurycznym (AMT). Impulsowe sygnały elektromagnetyczne odbijają się wielokrotnie od przewodzących granic naturalnego falowodu, jaki tworzy strefa dielektryczna pomiędzy powierzchnią Ziemi i spągami jonosfery (Strangway *et al.* 1973). W znaczącej odległości od miejsca wzbudzenia tworzą one pole zinterferowane, równoległe do granic falowodu, a więc spełniające główne kryterium pola magnetotellurycznego. Masowość wyładowań atmosferycznych występujących ciągle w tej części strefy okołorównikowej, w której słońce znajduje się w zenicie, zapewnia w praktyce ciągłość występowania wysokoczęstotliwościowego pola naturalnego. Zakres częstotliwości pola generowanego przez wyładowania atmosferyczne zmienia się od około 0,1 Hz do wielkości rzędu

100 kHz. Granica wysokoczęstotliwościowa jest tutaj nieokreślona wiadomo natomiast, że natężenie (energia) pola powyżej częstotliwości 10 kHz obniża się i pojawiają się problemy z jego konfiguracją (wysokoczęstotliwościowe sygnały są szybciej tłumione i łatwiej rozpraszane).

W paśmie audiomagnetotellurycznym, podobnie jak w klasycznym paśmie magnetotellurycznym, pojawiają się zakresy częstotliwości, w których energia pola naturalnego jest niska. W rezultacie stosunek sygnału użytecznego do zakłóceń pogarsza się, generując duży rozrzut statystyczny danych pomiarowych. Takie zakresy częstotliwości nazwane zostały w magnetotellurice „martwymi pasmami” (*ang. dead band*). Często utrudniają one uzyskanie wysokiej jakości wyników i zwiększają koszty akwizycji danych. Takie „martwe pasma” zaznaczają się dla częstotliwości rzędu kilku kiloherców w paśmie audio-magnetotellurycznym oraz dla częstotliwości w granicach $1 \div 0,1$ Hz na granicy pasma audio-magnetotellurycznego i magnetotellurycznego (Stefaniuk, Wojdyła 2007). Próbę rozwiązania problemu „martwych pasm” podjęto wprowadzając sztuczne źródło pola magnetotellurycznego, którego parametry mogą być łatwo kontrolowane. W tym wariantcie metody, określonym jako metoda CSAMT (*ang. Controlled Source Audiofrequency Magnetotellurics*) problemem pozostaje zachowanie odpowiedniej geometrii pola elektromagnetycznego, spełniającej kryteria pola magnetotellurycznego (Fig. 4). Jest to warunek konieczny dla wykorzystania stosunkowo prostych

rozwiązań matematycznych, przyjętych w metodzie magnetotellurycznej. Należy podkreślić, że funkcje opisujące propagację pola generowanego przez bardziej złożone geometrycznie źródła, są bardzo skomplikowane i powodują znaczne problemy obliczeniowe.

Jak wspomniano powyżej, pola zbliżone do płaskiej poziomej fali elektromagnetycznej pojawiają się w dalekiej strefie (*ang. far field*), w odpowiednio dużej odległości od źródła (Fig. 4). Jednak sygnał elektromagnetyczny jest silnie tłumiony w ośrodku geologicznym, a odległość dalekiej strefy zależy od częstotliwości pola. Te uwarunkowania powodują konieczność stosowania nadajnika o dużej mocy i ograniczają zakres częstotliwościowy metody do częstotliwości względnie wysokich, a więc ograniczają tym samym jej zasięg głębokościowy.

ELEMENTY METODYKI I TECHNIKI BADAŃ MAGNETOTELLURYCZNYCH

Prace pomiarowe

Prezentowane w artykule badania magnetotelluryczne wykonane zostały z wykorzystaniem systemów pomiarowych MT-1 produkcji amerykańskiej firmy EMI oraz system2000.net produkcji kanadyjskiego przedsiębiorstwa Phoenix Geophysics Ltd. Podstawowy układ pomiarowy sondowania magnetotellurycznego składa się z dwóch wzajemnie prostopadłych dipoli elektrycznych oraz trzech czujników magnetycznych (Fig. 3c). Zwy-

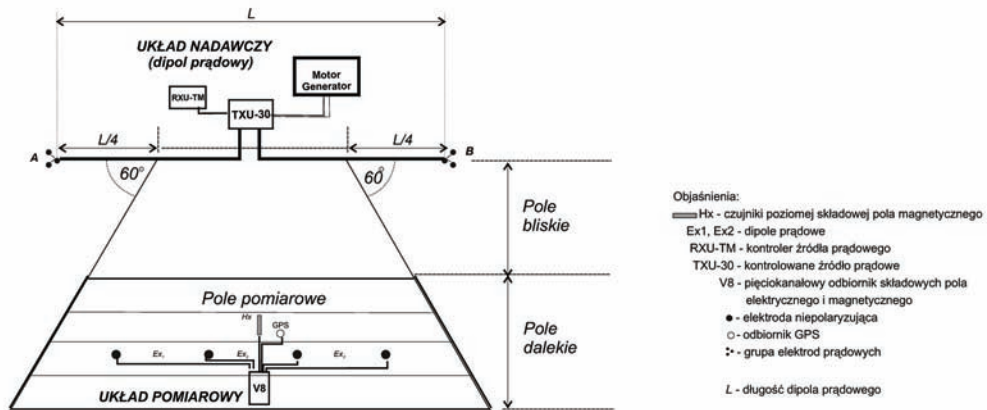


Fig. 4. Strefy pola dalekiego i bliskiego dla uziemionego dipola prądowego.

Fig. 4. Far field and near field zones for grounded current dipole.

kle stosowane są jednak bardziej skomplikowane modyfikacje tego układu (Stefaniuk 2003, MT-1 *Operation Manual*). W badaniach wykonanych wzdłuż profilu Zgorzelec – Wiązajny układ pomiarowy na stanowisku połowym składał się z sześciu dipoli elektrycznych E_x ułożonych w linii profilu, dwóch dipoli elektrycznych E_y prostopadłych do linii profilu oraz pary czujników magnetycznych lokalizowanych w pobliżu środka linii dipoli elektrycznych (Fig. 3a). W magnetotellurycznych profilowaniach ciągłych realizowanych za pomocą systemu MT-1 wykorzystywany był układ pomiarowy przedstawiony na rysunku 3B (MT-1 *Operation Manual*). Rejestracje składowych naturalnego pola elektromagnetycznego realizowane były w zakresie częstotliwości 575 – 0.001 Hz. Dane dla niższych częstotliwości uzyskuje się stosując technikę tzw. decymacji czyli wyboru co 2, 4, 8 próbki z przebiegu czasowego. W celu eliminacji wpływu zakłóceń elektromagnetycznych pomiary wykonywane były dwupunktowo z tzw. oddalonym magnetycznym punktem referencyjnym (ang. *magnetic remote reference site*) (Goubau et al. 1978, Gamble et al. 1979).

Prace z wykorzystaniem metody CSAMT, opisywane w artykule, wykonywane były metodą skalarną (Yamashita 2006, Zonge, Hughes 1991). Schemat układu pomiarowego (nadawczego i odbiorczego) przedstawiono na rysunku 5. Główne podzespoły układu nadawczego (prądowego) to transmitter TXU-30 zasilany prądnicą trójfazową o mocy 30 kW i podłączony do kontrolera RXU

-TM. Do transmitera podłączone były też grupy elektrod prądowych A i B, tworzące dipol nadawczy o długości od 600 metrów do 4 km. Układ nadawczy zlokalizowany był zwykle w odległości 3-8 km od układu pomiarowego.

Transmisja i rejestracja poszczególnych częstotliwości odbywała się w sposób zsynchronizowany, za pomocą urządzeń GPS według wcześniej ustalonego cyklu pomiarowego. Pojedynczy układ pomiarowy składał się z trzech kanałów E_{x1-3} (czterech elektrod niepolaryzujących) i jednej cewki magnetycznej (w przypadku odbiornika V8-6R) lub trzech kanałów elektrycznych w przypadku odbiornika RXU-3E. Zestaw na przemian ułożonych odbiorników V8 i RXU tworzył profil pomiarowy, w którym sześć dipoli elektrycznych E_x odniesionych było do jednego czujnika magnetycznego H_y . Czas pomiaru dla pojedynczego cyklu trwał 60 minut, co pozwoliło na uzyskanie wysokiej jakości krzywych CSAMT w przedziale częstotliwości 10 kHz do 0.6 Hz. Ten zakres częstotliwości nie był jednak w całości przedmiotem interpretacji geofizycznej.

Ograniczenia interpretacyjne wynikają z zależności konfiguracji (geometrii) pola źródłowego od odległości pomiędzy punktem pomiarowym, a dipolem prądowym (środkiem dipola prądowego). W pobliżu dipola prądowego, w tzw. strefie bliskiej (ang. *near field*), geometria pola jest skomplikowana i odzwierciedla wzajemne położenie elektrod prądowych. W pewnej odległości od dipola, w obszarze otaczającym oś dipola prądowego, pole elek-

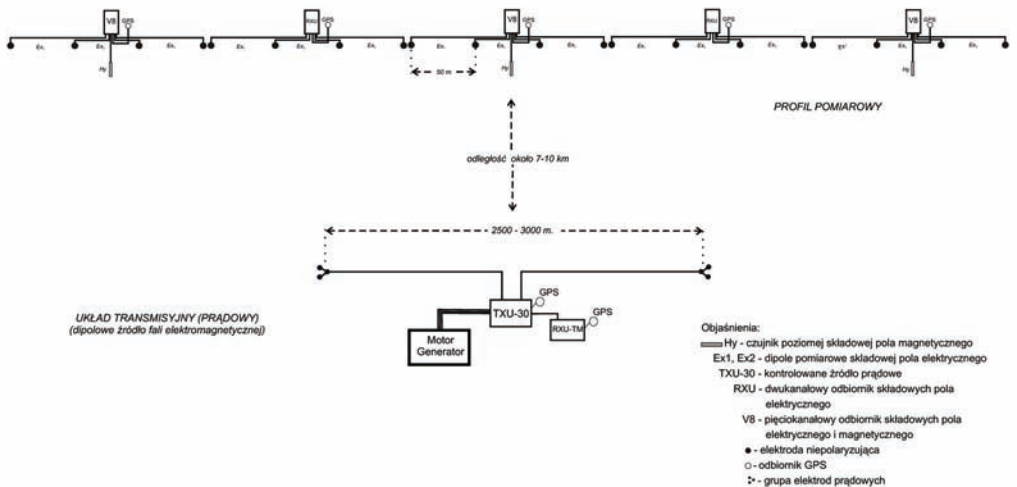


Fig. 5. Układ pomiarowy stosowany w metodzie CSAMT.

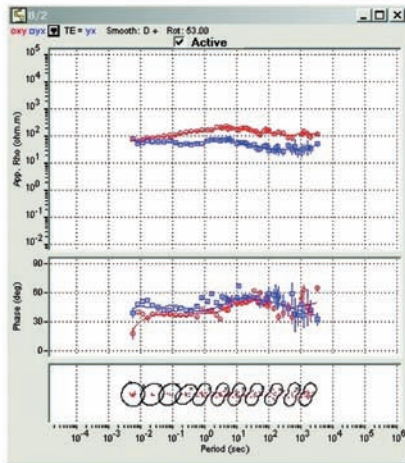
Fig. 5. Measurement array used in CSAMT method.

tromagnetyczne osiąga geometrię bliską płaskiej fali elektromagnetycznej padającej prostopadłe do powierzchni ziemi. Obszar ten nazwany jest strefą daleką lub polem dalekim (*ang. far field*) (Fig. 4).

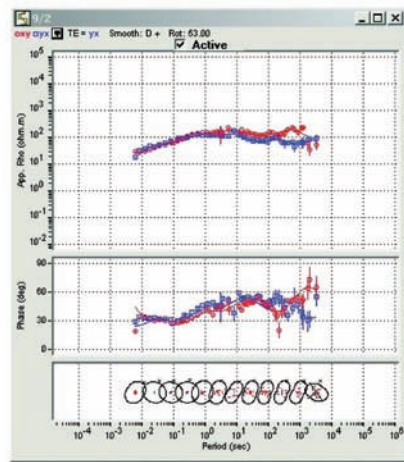
Przetwarzanie danych pomiarowych

Zarejestrowane przebiegi czasowe były przedmiotem wielostopniowego przetwarzania numerycznego, którego pierwszym stopniem była selekcja danych i eliminacja segmentów silnie zakłóconych. Wyselekcjonowane dane poddawane były procesingowi referencyjnemu w celu eliminacji zakłóceń

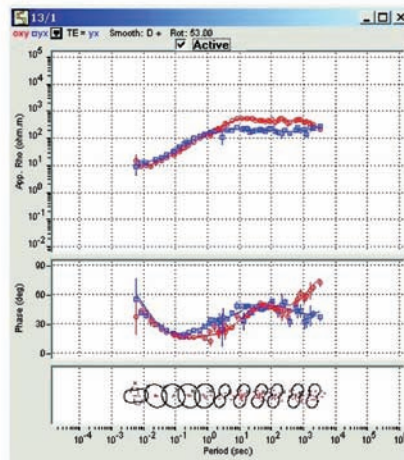
o zmiennej charakterystyce przestrzennej (Goubau *et al.* 1978). Dla każdego zbioru zawierającego przebiegi czasowe składowych polowych i referencyjnych o określonym paśmie częstotliwości obliczono współczynniki transformacji Fouriera oraz odpowiednie wartości widm mocy i krzyżowych widm mocy i zapisano w tzw. zbiorach uśrednionych danych spektralnych. Zbiory uśrednionych współczynników spektralnych służą do obliczenia składowych tensora impedancji Z_{xx} , Z_{yy} , Z_{xy} , Z_{yx} wiążących zmienne pole elektryczne i magnetyczne na powierzchni ziemi (Sims *et al.* 1971). Znając



Sondowanie magnetotelluryczne nr 8/2



Sondowanie magnetotelluryczne nr 9/2



Sondowanie magnetotelluryczne nr 13/1

Fig. 6. Przykłady krzywych sondowań magnetotellurycznych.

Fig. 6. Examples of magnetotelluric sounding curves.

składowe tensora impedancji wyznacza się tzw. diagramy kierunkowe impedancji dla wybranych okresów, obrazujące zależność modułu tensora impedancji od orientacji składowej elektrycznej. Składowe Z_{xy} i Z_{yx} tensora impedancji wykorzystywane są do obliczenia krzywych amplitudowych i fazowych sondowań magnetotellurycznych, przy czym dla wariantu profilowania ciągłego wykorzystuje się składową Z_{xy} (Fig. 6). W trakcie przetwarzania danych pomiarowych obliczana jest ponadto tzw. skośność tensora impedancji (*skew*).

W metodzie CSAMT przetwarzanie danych odbywa się w zasadzie w trakcie pomiarów, co pozwala operatorowi na bieżącą kontrolę jakości zarejestrowanych danych. W ramach processingu popomiarowego wykonuje się natomiast edycję krzywych połowych. Przykład krzywej pomiarowej CSAMT zestawionej z krzywą AMT dla sondowań wykonanych w tym samym punkcie i dla identycznego zakresu częstotliwości przedstawia rysunek nr 7. Zwraca uwagę poprawa jakości danych CSAMT w stosunku do danych AMT, zwłaszcza w zakresach wspomnianych powyżej „martwych pasm” pola naturalnego.

Interpretacja danych magnetotellurycznych

Amplitudowe i fazowe krzywe sondowań oraz pozostałe parametry magnetotelluryczne są przedmiotem interpretacji geofizycznej i geologicznej. W interpretacji danych magnetotellurycznych zastosowane zostały komputerowe procedury inwersyjne z wykorzystaniem modeli interpretacyjnych 1D i 2D. Inwersja danych magnetotellurycznych

polega na ogół na wielokrotnej realizacji modelowania prostego (patrz str. 4-6), gdzie w kolejnych cyklach obliczeń (iteracjach) wprowadzane są nowe zestawy parametrów modeli interpretacyjnych. Zmianami ww. parametrów sterują procedury optymalizacyjne, dążące do minimalizacji tzw. funkcji błędu, opisującej rozbieżności zestawów parametrów pomierzonych i obliczonych. Nazwy algorytmów inwersyjnych zwykle nawiązują do zastosowanych procedur optymalizacyjnych. W inwersji 1D najczęściej wykorzystywane są algorytmy określone jako algorytm „Occama” oraz algorytm LSQ (*ang. Least Square*) (Levenburg 1944; Marquardt 1963; Constable et al. 1987). Aktualnie najpopularniejszymi, a według autorów najczęściej spotykanymi w literaturze oraz komercyjnych oprogramowaniach do interpretacji, algorytmami do inwersji 2D danych magnetotellurycznych są: algorytm zastosowany przez Rodi’ego i Mackie’ego (2001) zwany w skrócie NLCG (*ang. Nonlinear Conjugate Gradients*) oraz algorytm opisany przez Smitha et al. (1999) funkcjonujący pod nazwą SBI (*ang. Sharp Boundary Inversion*).

Jako modele interpretacyjne traktowane są wstępne modele ośrodka geoelektrycznego wprowadzane do procedur obliczeniowych. Model interpretacyjny powinien zarówno określać geometrię ośrodka geoelektrycznego jak i testowany dla tej geometrii rozkład oporności. Modelem 1D jest wspomniany powyżej (str. 4-6) model zbudowany z poziomych, jednorodnych geoelektrycznie warstw o nieskończonych wymiarach. W trakcie realizacji inwersji 1D zmieniane są szczegółowe

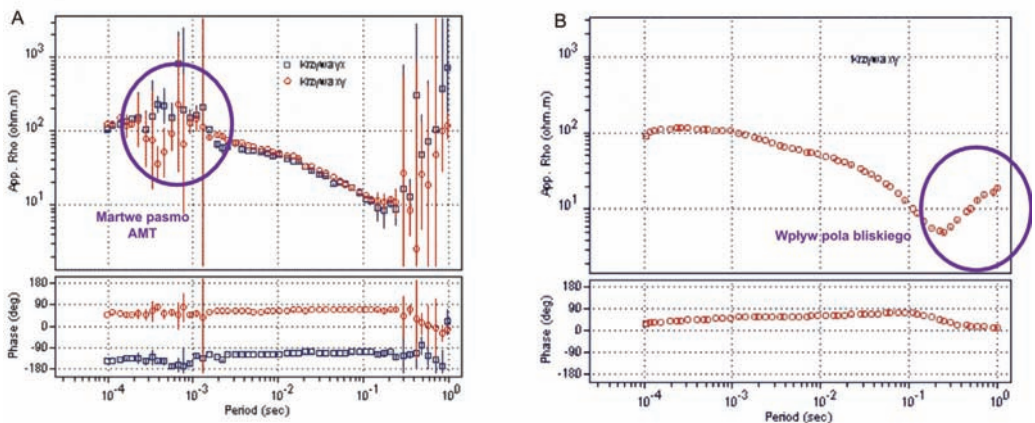


Fig. 7. Porównanie krzywych sondowań AMT i CSAMT (wg Stefaniuk, Wojdyła 2007).

Fig. 7. Comparison of AMT and CSAMT curves (acc. to Stefaniuk, Wojdyła 2007).

parametry modelu tj. miąższości i oporności warstw, natomiast charakter ogólny modelu (wymiarowość) i ilość warstw pozostają niezmiennie. W przypadku niektórych algorytmów inwersyjnych (np. Occama) oprócz określenia ilości warstw ściśle definiuje się też ich miąższość.

Inwersja 1D wg algorytmu Occama jest metodą komputerowego obliczania jednowymiarowego rozkładu oporności w ośrodku geologicznym na podstawie amplitudowych i fazowych krzywych sondowań (Constable *et al.* 1987). Podstawowym założeniem tej metody jest dążenie do uzyskania maksymalnie gładkiego (płynnego) rozwiązania. W rezultacie rozkład oporności w ośrodku geologicznym jest zgeneralizowany i pozbawiony wyraźnych kontrastów. W praktyce program komputerowy zakłada model startowy w postaci ośrodka poziomo warstwowanego o miąższościach warstw rosnących regularnie z głębokością, zgodnie z logiką skali logarytmicznej. Procedura minimalizacji funkcji błędu, opisującej rozbieżność danych pomiarowych i obliczonych dla założonego modelu skonstruowana została w taki sposób, aby kontrasty opornościowe były minimalne. W rezultacie, dla założonej *a priori* ilości warstw w modelu startowym, zmianom podlegają ich oporności.

Inwersja 1D metodą LSQ polega na optymalizacji funkcji błędu, czyli odchylenia pomiędzy krzywymi polowymi i obliczonymi z modelu przy zastosowaniu algorytmu Marquardta – Levenburga (Levenburg 1944; Marquardt 1963). W przeciwieństwie do metody Occama, metodę LSQ można stosować do ośrodków silnie skonstrastowanych opornościowo. W praktyce interpretator może wprowadzić dowolny 1D model startowy, oraz niektóre dodatkowe informacje geofizyczne i geologiczne z otworów wiertniczych, geofizyki otworowej, czy też innych metod powierzchniowych. Zastosowanie inwersji LSQ pozwala, więc na wprowadzenie elementów zintegrowanej interpretacji geofizyczno–geologicznej.

Model interpretacyjny 2D to wstępny model ośrodka geoelektrycznego wprowadzony do obliczeń, w którym parametry ośrodka są zmienne w dwu kierunkach (patrz str. 4-6). W trakcie realizacji procedury inwersyjnej 2D – wymiarowość modelu nie ulega zmianie. Dla modelowań 2D geometria ośrodka zdefiniowana jest zwykle przez siatkę elementów skończonych z założeniem że oporność w każdym oczku siatki jest stała. W zastosowaniu algorytmów inwersji 2D typu SBI (Sharp Boundary Inverse) można definiować mo-

del dwuwymiarowy w postaci warstw o zmiennej geometrii, niemniej jednak proces obliczeń, z racji wykorzystania w nim metody różnic skończonych realizowany jest dla węzłów siatki.

Metoda NLCG polega na iteracyjnym dopasowaniu dwuwymiarowego ośrodka geoelektrycznego do krzywych pomiarowych amplitudowych i fazowych, z wykorzystaniem metody minimalizacyjnej nieliniowych gradientów sprzężonych (Rodi, Mackie 2001). Funkcja błędu opisująca sumaryczną rozbieżność pomiędzy danymi empirycznymi i obliczonymi teoretycznie dla modelu, jest minimalizowana w kolejnych krokach iteracyjnych, prowadzących do stopniowej modyfikacji modelu startowego. W swoim założeniu metoda NLCG dąży do modelu wygładzonego. Stopień wygładzenia określony jest przed rozpoczęciem procesu inwersji poprzez parametr tłumienia τ . Wyższe τ daje w wyniku bardziej wygładzony model kosztem gorszego dopasowania krzywych pomierzonych do modelowych.

Rozwiązanie zagadnienia inwersji jest wieloznaczne, tzn. istnieje wiele różnych modeli, które można dopasować do danych empirycznych z zadowalającą dokładnością. W tej sytuacji istotne dla prawidłowego wykorzystania programu jest odpowiednie narzucenie więzów urealnających uzyskane rozwiązanie, oraz odpowiednich warunków początkowych w postaci modelu startowego.

Interpretacja 1D zastosowana została w szczególności na południowo-zachodnim odcinku regionalnego profilu Zgorzelec – Wiązajny dla izolowanych sondowań, 4 rozmieszczonych w odległościach wzajemnych ok. 2 km. W większości przypadków podstawą interpretacji geologicznej były jednak przekroje oporności obliczone za pomocą inwersji 2D. Dla profili ciągłych zlokalizowanych w rejonie Cieplic Śląskich-Zdroju i Polanicy-Zdroju interpretacja danych magnetotellurycznych wykonana została według standardu stosowanego dla wersji profilowań ciągłych. Skonstruowano 2D przekroje rozkładu oporności metodą numerycznej inwersji z wykorzystaniem transformacji Bosticka (Torres-Verdin, Bostick 1992a, b). Algorytm Bosticka przelicza krzywe amplitudowe i fazowe dla polaryzacji XY na jednowymiarowy rozkład oporności z głębokością. Program EMAPK, będący częścią systemu MT-1, łączy wyniki interpretacji 1D i tworzy dwuwymiarową reprezentację danych magnetotellurycznych pozwalającą na konstrukcję 2D przekroju geoelektrycznego.

Wyniki badań magnetotellurycznych na południowo-zachodnim odcinku regionalnego profilu Zgorzelec – Wiązajny

Południowo-zachodni odcinek regionalnego profilu Zgorzelec – Wiązajny biegnie w obrębie struktur przedsudeckich tj. niecki północnosudeckiej, bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej. Cechą charakterystyczną przekroju geologicznego w tym rejonie jest brak utworów jury i kredy lub też ich wyklinowanie ku SW w strefie monokliny i ku NE w obrębie niecki północnosudeckiej. Z geoelektrycznego punktu widzenia ośrodek jest jedno- lub dwuwymiarowy dla wyższych partii górotworu o czym świadczy niska wartość parametru skośności (poniżej 0,2) dla wysokich częstotliwości (powyżej 1 Hz) (Stefaniuk *et al.* 2007). Dla niskich częstotliwości a więc głębiej pogrążonego ośrodka geologicznego przekrój charakteryzuje się wyższymi wartościami *skew*. Generalnie można założyć, że górną część ośrodka możemy scharakteryzować jako 2D (lub 1D). W głębszych partiach przekroju mamy na ogół do czynienia z ośrodkiem 2D rzadziej 3D. Uzasadnione jest więc na ogół zastosowanie modelu interpretacyjnego 1D dla górnej części ośrodka geologicznego oraz 2D dla jego części dolnej.

Charakterystyka rozkładu oporności na podstawie wyników profilowań elektrometrycznych otworów wiertniczych i sondowań parametrycznych

Oporności kompleksów stratygraficznych budujących poszczególne jednostki geologiczne można określić na podstawie wyników profilowań elektrometrii wiertniczej w kombinacji z tzw. sondowaniami parametrycznymi. Sondowania parametryczne wykonane w pobliżu otworów wiertniczych dostarczają informacji pozwalających na przełożenie wyinterpretowanego zróżnicowania opornościowego ośrodka na prawdopodobne zróżnicowanie litologiczne i facjalne (Fig. 8). Niestety, nie dla wszystkich otworów dostępne są wyniki profilowań elektrometrycznych o jakości pozwalającej na wiarygodną interpretację.

Analiza oporności wydzielonych kompleksów stratygraficznych wykonana została przy uwzględnieniu danych elektrometrii wiertniczej i sondowań parametrycznych dla otworów: Jagodzin-1, Krzepielów-3, Brenno-1, Zbarzewo-1, Jezierzycze-1, Katarzynin-2. Obserwuje się znaczące lateralne zróżnicowanie opornościowe kompleksów osadowych przewierconych przez analizowane otwory

wiertnicze. Znaczące zmiany miąższości i zasięgów występowania poszczególnych kompleksów, jak też litologiczna zmienność lateralna powoduje również znaczące zróżnicowanie pionowych modeli opornościowych, uniemożliwiając w zasadzie opracowanie modelu uogólnionego, obowiązującego dla całego, lub przynajmniej dla znaczących części przekroju. Obserwuje się jednak pewne generalne cechy pionowego modelu opornościowego tzn. wyróżnić można kilka kompleksów opornościowych.

Kompleks górny, o opornościach zazwyczaj około kilkudziesięciu Ωm związany jest z osadami trzecio- i czwartorzędowymi tworzącymi kenozoiczne piętro strukturalne. Poniżej zalega kompleks utworów o względnie niższych wartościach oporności (1-10 Ωm) związany z utworami kredy i triasu. Utwory jury pojawiają się dopiero na NE od otworu Katarzynin-2 poza omawianym w niniejszym artykule obszarem (Fig. 1, 2). Utwory kredy nie zawsze są reprezentowane w profilu litostratygraficznym. W obszarze bloku przedsudeckiego i monokliny przedsudeckiej zostały one prawdopodobnie zerodowane. Pojawiają się one w południowo-zachodniej części profilu w strefie otworu Jagodzin-1 (Fig. 2). Pod względem opornościowym kompleks kredowy dzieli się na kredę górną zbudowaną z wapieni i margli o opornościach od kilku do kilkudziesięciu Ωm i kredę dolną o wyraźnie niższych wartościach oporności. Kreda dolna, zbudowana z piaskowców, iłowców i mułowców, przyjmuje wartości oporności rzędu kilku Ωm , z reguły nie przekraczając wartości 10 Ωm .

Kompleks mezozoiczny budują tu głównie utwory triasu, występujące wzdłuż całego profilu. Zauważalna jest wyraźna różnica oporności pomiędzy niskooporowym triasem górnym, a triasem środkowym o wyraźnie wyższych opornościach. Oporności triasu górnego zmieniają się od kilku do kilkunastu Ωm , nie przekraczając wartości kilkudziesięciu Ωm . Oporności triasu środkowego zmieniają się od kilku do kilkuset Ωm w zależności od zawartości materiału ilastego. Trias dolny, zbudowany głównie z piaskowców, mułowców, iłowców o opornościach od kilku do kilkudziesięciu Ωm i jest często skontrastowany z triasem środkowym.

Poniżej zalega wysokooporowy (powyżej 1000 Ωm), często miąższy kompleks związany z utworami cechsztynu, o wyraźnym kontraście oporności w stosunku wyżejległego triasu. Podściela go niskooporowa (poniżej 10 Ωm) seria utworów związana stratygraficznie z czerwonym spągowcem.

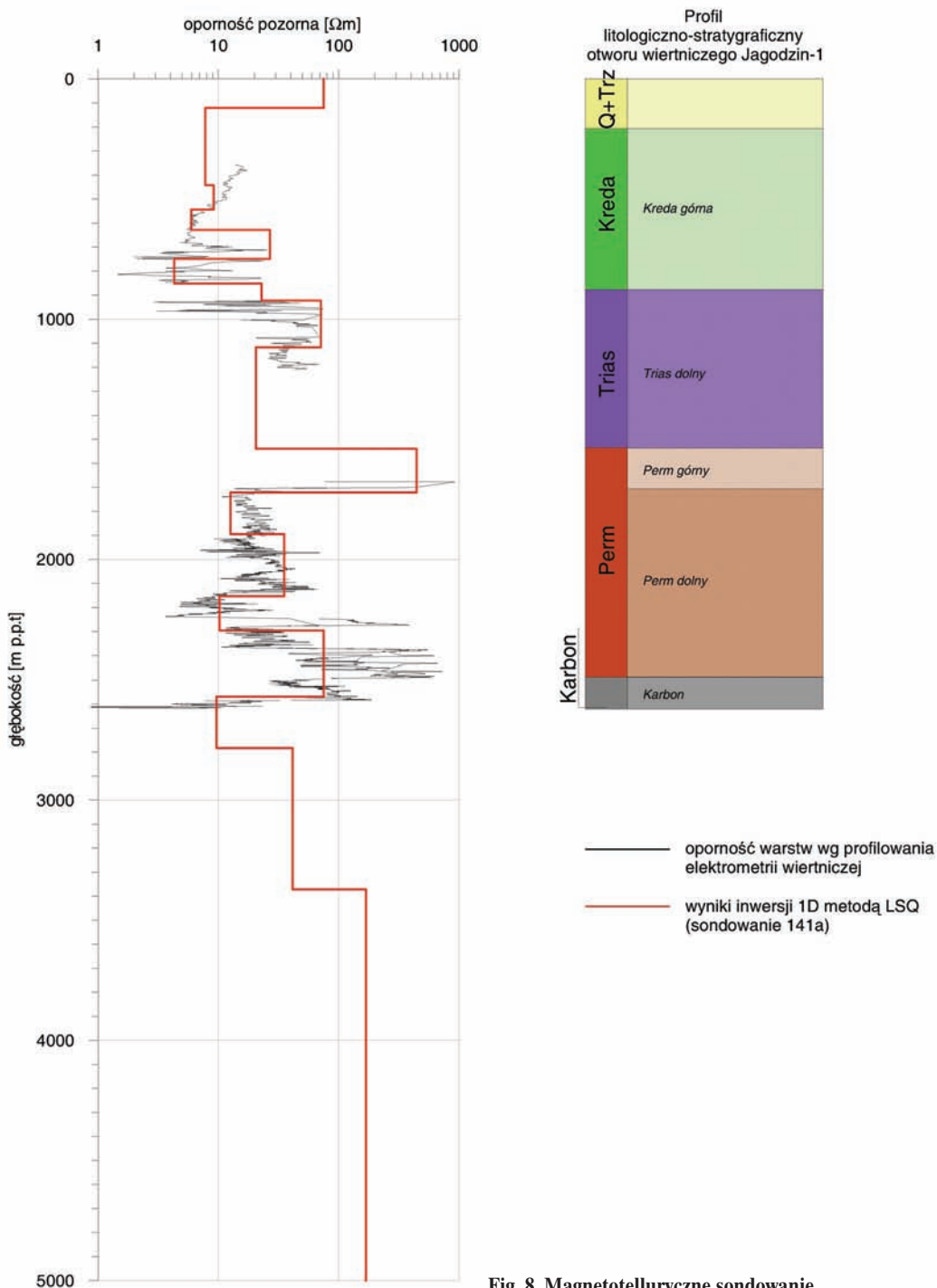


Fig. 8. Magnetotelluryczne sondowanie parametryczne w pobliżu otworu Jagodzina-1.

Fig. 8. MT parametric sounding at Jagodzina-1 – borehole.

Oporności cechsztynu są bardzo zróżnicowane i zmieniają się od kilku Ωm do kilkudziesięciu tysięcy Ωm . Generalnie kompleks cechsztyński charakteryzuje się wysokimi opornościami. Dane opornościowe odnoszące się do kompleksów podcechsztyńskich są fragmentaryczne i nie pozwalają na uogólnienia. Spotykane są utwory zarówno dolnego permu jak i karbonu o różnych opornościach. Z geoelektrycznego punktu widzenia możemy przyjąć, że utwory czerwonego spągowca są względnie niskooporowe w stosunku do zalegającego powyżej wysokooporowego cechsztynu, tworząc wyraźny kontrast opornościowy. Zbudowane są one głównie z piaskowców, zlepieńców, łupków i mułowców, w zależności od zawartości materiału ilastego charakteryzują się opornościami od kilku do kilkudziesięciu Ωm , generalnie nie przekraczając wartości 100 Ωm . Wyjątek stanowi otwór Jagodzin-1, w którego profilu w spągowej części stwierdzono występowanie skał wylewnych czerwonego spągowca o opornościach rzędu 300-600 Ωm .

Poniżej utworów związanych z czerwonym spągowcem wyróżnić można jeszcze przynajmniej trzy inne kompleksy opornościowe. Pierwszy, o opornościach około kilkudziesięciu Ωm , który można powiązać z piaskowcowo-łupkowymi utworami karbonu, drugi wysokooporowy (kilkaset do tysiąca Ωm), związany prawdopodobnie z utworami niższego paleozoiku i trzeci o wybitnie wysokich opornościach, zapewne związany z podłożem krystalicznym. Dewon pojawia się tylko w profilu otworu Brenno-1, jako kompleks o nieokreślonej litologii, o opornościach zmieniających się w przedziale od 20 do 50 Ωm . Oporności karbonu zmieniają się wzdłuż profilu w przedziale od wartości rzędu kilku, kilkudziesięciu Ωm dla kompleksów złożonych z piaskowców, łupków i mułowców do wartości rzędu 200 Ωm dla kompleksów piaskowcowych.

Pomiary elektrometryczne kończyły się w spągowej części pokrywy permsko-mezozoicznej lub nawierały stropowe utwory warcysyjskiego piętra strukturalnego. Dzięki stosunkowo dobremu rozwarstwieniu utworów kenozoicznych i permsko-mezozoicznych, można było w celu ograniczenia ekwiwalencji, zastabilizować rozkład oporności i geometrię poszczególnych warstw, a następnie poprawnie zinterpretować tę część krzywych sondowań, których nie można było zweryfikować danymi elektrometrycznymi.

Wyniki interpretacji jednowymiarowej

Interpretacja 1D krzywych sondowań magnetotellurycznych oparta została na algorytmach inwersyjnych, które w wyniku dają zarówno model warstwowy (z wyraźnymi kontrastami oporności, algorytm LSQ) jak i model wygładzający, minimalizujący kontrasty opornościowe (tzw. algorytm Occama; Constable *et al.* 1987; Stefaniuk 2003, Wojdyła, Stefaniuk 2011). Model 1D zakłada brak zmienności poziomej oporności (model horyzontalnie warstwowanej półprzestrzeni). Wobec bardziej złożonego rozkładu oporności w głębszej części przekroju geologicznego założenie to nie pozwala na interpretację głębokich struktur geologicznych. Wstępne jednowymiarowe modele rozkładu oporności obliczono zatem dla interwału głębokościowego związanego z utworami fanerozoiku.

Inwersja 1D wg algorytmu Occama przedstawiona została na rysunku 9A. Algorytm ten zakłada stałą geometrię rozkładu warstw w ośrodku geoelektrycznym, a w procesie inwersji zmienia się jedynie ich oporność. Równomierny rozkład oporności narzuca zatem sposób prezentacji wyników w postaci przekroju pseudo-2D (wyniki inwersji 1D interpolowane pomiędzy sondowaniami). Przedstawione wyniki dość dobrze, choć w sposób zgeneralizowany, oddają typ budowy geologicznej wzdłuż profilu. W części południowo zachodniej wyróżnia się niecka północno-sudecka (w rejonie otworu Jagodzin-1) jako kompleks utworów o obniżonych opornościach. Następnie widoczny jest blok przedsudecki, zbudowany z utworów wysokooporowych, ograniczony od południa strefą tektoniczną pomiędzy sondowaniami nr 5 i 7. W kierunku północno-wschodnim utwory wysokooporowe pograżają się, a ich oporność się zmniejsza. Obniżanie się oporności warunkuje coraz większy udział utworów osadowych o różnych własnościach geoelektrycznych. W obszarze monokliny przedsudeckiej na rozkład oporności utworów wysokooporowych wpływają nie tylko utwory podłoża krystalicznego, ale także ewaporaty cechsztyńskie i pojawiające się stopniowo utwory paleozoiczne (miejscami wysokooporowe wg interpretacji sondowań parametrycznych).

Inny sposób wizualizacji rozkładu oporności zastosowany został w przypadku inwersji 1D z zastosowaniem tzw. algorytmów warstwowych (LSQ, **Fig. 9b**). Na podstawie interpretacji sondowań parametrycznych stworzono modele geoelektryczne które posłużyły jako modele startowe do inwersji 1D dla pozostałych sondowań położonych w dal-

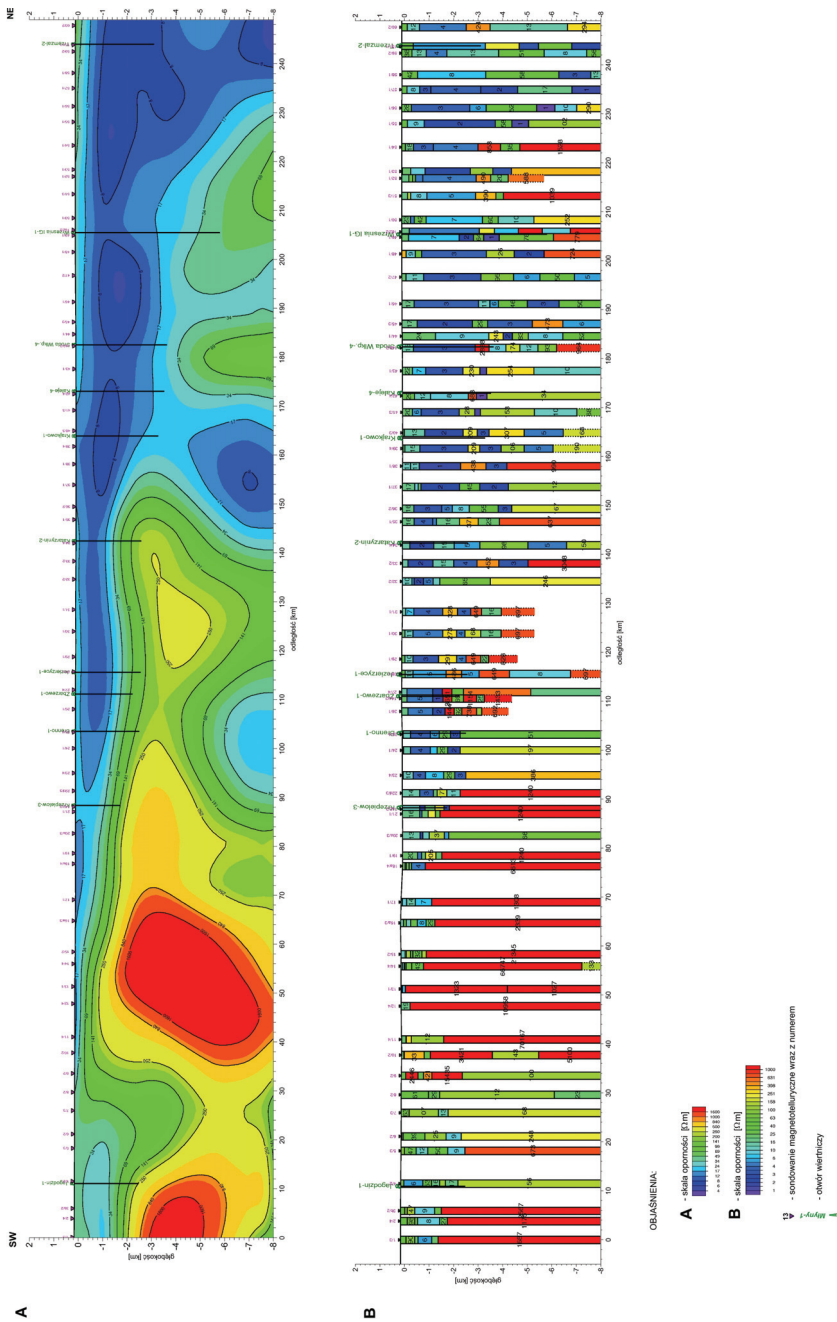


Fig. 9. Wyniki interpretacji 1D na południowo-zachodnim odcinku regionalnego profilu magnetotellurycznego Zgorzelec – Wizajny (wg Stefaniuk *et al.* 2007),

A – Przekrój oporności według inwersji 1D Occama; B – Zestawienie wyników inwersji według algorytmu LSQ.

Fig. 9. Results of 1D interpretation of south-western segment of regional magnetotelluric profile Zgorzelec – Wizajny (acc. to Stefaniuk *et al.* 2007)

A - Resistivity section acc. 1D Occam inversion; B - The set of results of LSQ inversion.

szych odległościach od otworów wiertniczych. Taka metodyka interpretacji daje dobre rezultaty w sytuacji, gdy nie występuje radykalna zmienność lateralna oporności poszczególnych kompleksów skalnych. Można wtedy „zastabilizować” wartość oporności (wprowadzić więzy), a w procesie inwersji zmienia się tylko miąższość warstw. Dla wszystkich sondowań zastosowano model 8-warstwowy, co wynikało raczej z przyjętego programu obliczeniowego (pakiet processingowo-interpretacyjny WinGLink), a nie z typu krzywych MT. Przedstawione wyniki inwersji 1D, obliczone za pomocą algorytmu warstwowego (Fig. 9b), należy traktować jako wstępną interpretację głębokości do niektórych horyzontów opornościowych. Horyzontami tymi są: niskooporowy związany z utworami dolnej jury i górnego triasu, następnie wyskooporowy utożsamiany z dolnym triasem i głównie z ewaporatami cechsztyńskimi.

Wyniki interpretacji 2D

Inwersja 2D krzywych sondowań magnetotelurycznych wykonana została z zastosowaniem algorytmów zawartych w pakiecie processingowo-interpretacyjnym WinGLink firmy Geosystem Srl. Wykorzystanie modelu 2D w konstrukcji przekrojów geoelektrycznych pozwala na wprowadzenie maksymalnej ilości danych pomiarowych do obliczeń. Dla pojedynczego sondowania dopasowanie danych empirycznych do modelowych odbywa się nawet dla pięciu krzywych pomiarowych (krzywe amplitudowe i fazy dla TE mode i TM mode oraz wykres parametru „tipper”, w przypadku rejestracji składowej pionowej pola magnetycznego). Tak duża ilość danych pozwala na wiarygodne odwzorowanie rozkładu oporności, wymaga jednak, aby wzdłuż profilu spełnione były założenia modelu dwuwymiarowego. Założenia te spełnione są w NE części prezentowanego przekroju, w mniejszym zakresie natomiast w części środkowej w obrębie bloku przedsudeckiego. Wszystkie odstępstwa od modelu 2D powodują pogorszenie dopasowania krzywych empirycznych do modelowych lub generują struktury geoelektryczne, których geometria jest jedynie pewnym przybliżeniem rzeczywistego rozkładu oporności.

W obliczeniach rozkładu oporności metodami inwersyjnymi duże znaczenie ma konstrukcja modelu startowego. Najprostszym modelem startowym może być jednorodna półprzestrzeń jednak zdecydowanie lepszym rozwiązaniem jest wprowadzenie w modelu startowym informacji na

temat budowy badanego ośrodka w możliwie szerokim zakresie. W ramach przeprowadzonych prac obliczeniowych zastosowano obydwa powyższe sposoby konstrukcji modelu startowego. Wszystkie modele obliczone były dla dwu polaryzacji równocześnie (TE i TM mode). Zakres częstotliwości uzależniony był od oczekiwanego zasięgu głębokościowego. Do obliczeń w początkowym etapie procesu inwersyjnego (dla pierwszych kilkudziesięciu do kilkuset iteracji) wykorzystano krzywe wygładzone. W końcowych, zazwyczaj kilkudziesięciu iteracjach do ostatecznego dopasowania krzywych, wykorzystywano dane „surowe” (nie wygładzone).

Ze względu na różnorodność budowy geologicznej oraz znaczną długość i głębokość analizowanego przekroju, autorzy stanęli przed problemem odpowiedniej wizualizacji wyników obliczeń. Aby uniezależnić się od programów interpolujących dane, wyniki inwersji przedstawiono w formie siatki, jaka implementowana była do programów do modelowań 2D (prostych i odwrotnych). W każdym oczku siatki oporność jest stała, a sposób powiązania konkretnych bloków oporności ze sobą pozwala na uwzględnienie koncepcji i wiedzy geologa interpretującego dane geofizyczne (Stefaniuk *et al.* 2007).

Wyniki inwersji 2D obliczone przy zastosowaniu opisanych powyżej algorytmów NLCC i SBI zestawione z przekrojem geologicznym przedstawia rysunek nr 10. W części A rysunku przedstawione zostały rezultaty inwersji 2D za pomocą algorytmu NLCC wykonanej z zastosowaniem modelu startowego skonstruowanego na podstawie interpretacji sondowań parametrycznych (Rodi, Mackie 2001). Wyniki interpretacji sondowań parametrycznych w początkowej fazie procesu inwersji były traktowane jako więzy (zostały zastabilizowane). Następnie w miarę postępu w dopasowaniu danych siła więzów była stopniowo osłabiana, aż do uzyskania zadowalającego wyniku (w każdym przypadku R.M.S. < 2.5). Przedstawiony model obejmuje przekrój opornościowy do głębokości 10 km. W większej skali wyróżnić można znacznie więcej szczegółów w budowie podłoża wyskooporowego, utożsamianego z granicą opornościową trias-cechsztyń lub ze stropem utworów prekambryjskich. Dodatkowo widocznych jest kilka głębokich stref uskokuwych zaznaczających się w postaci raptownych poziomych zmian oporności. Uzyskane wyniki pokazują zmiany głębokości pograżenia podłoża

krystalicznego oraz zmienną strukturę oporności w utworach fanerozoicznych. Generalnie wyróżnić można cztery główne kompleksy opornościowe. Pierwszy, od powierzchni ziemi, niewielkiej miąższości o opornościach rzędu kilkudziesięciu Ωm . Następnie, pojawiający się w rejonie sondowania nr 15 i zwiększający swoją miąższość w kierunku północno-wschodnim kompleks niskooporowy.

Kompleks ten podściela warstwa utworów o podwyższonej oporności i w miarę przesuwania się na północny-wschód, coraz bardziej skomplikowanej strukturze. Całość zalega na warstwie wysokooporowej, o opornościach rzędu tysiąca Ωm . Opisane powyżej prawidłowości nie dotyczą oczywiście obszaru bloku przedsudeckiego, manifestującego

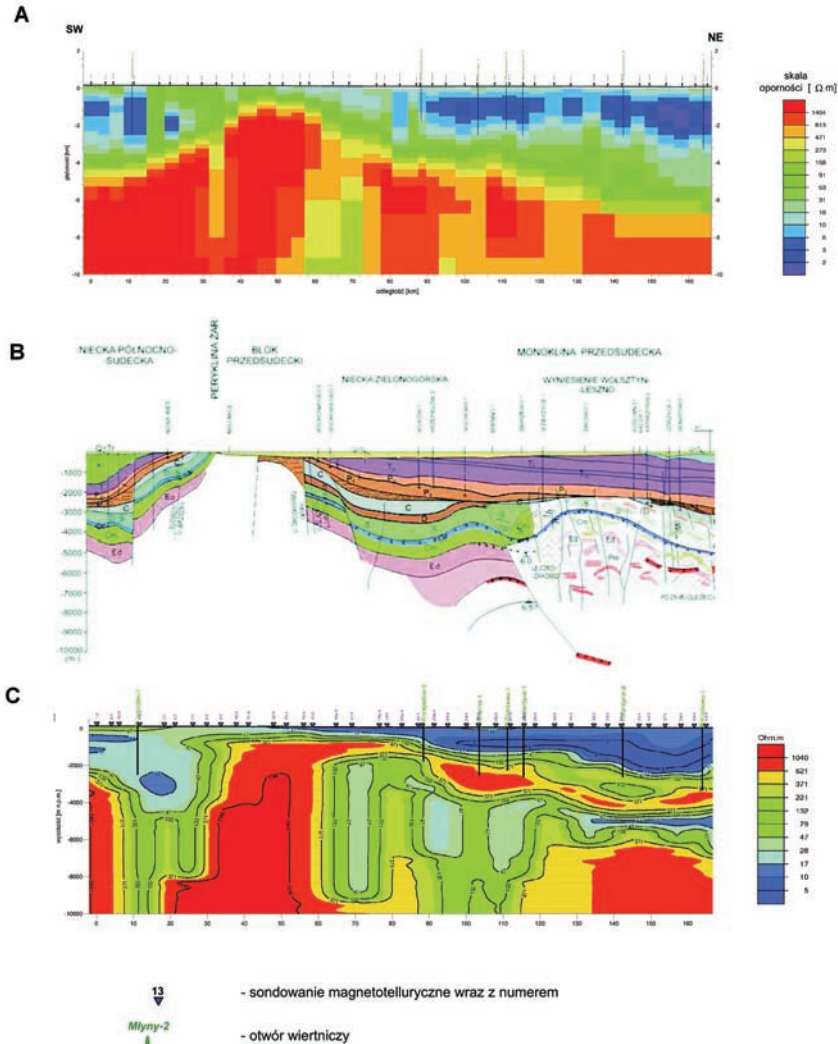


Fig. 10. Wyniki interpretacji 2D dla południowo-zachodniego odcinka regionalnego profilu magnetotellurycznego Zgorzelec – Wizajny (wg Petecki z zesp. 2007)

A – Przekrój opornościowy według inwersji NLCG; B – Przekrój geologiczny; C – Przekrój opornościowy według inwersji SBI.

Fig. 10. Results of 2D interpretation of south-western segment of regional magnetotelluric profile Zgorzelec – Wizajny (acc. to Petecki and working team 2007)

A – Resistivity section acc. NLCG inversion; B – Geological section; C – Resistivity section acc. SBI inversion.

się w południowo-zachodniej części przekroju, jako jednolita warstwa wysokooporowa.

W części C omawianego rysunku przedstawiono wynik inwersji wykonanej za pomocą algorytmu SBI (Smith *et al.* 1999). Aplikacja tego algorytmu, jak już wspomniano powyżej, wymaga wprowadzenia specyficznego modelu startowego w postaci poziomych granic o zdefiniowanych wcześniej opornościach. W tym przypadku model taki skonstruowano na podstawie interpretacji sondowań parametrycznych. Złożona struktura kontaktu bloku przedsudeckiego z monokliną przedsudecką, a następnie jednostkami środkowopolskimi znacznie utrudniła jednoznaczną konstrukcję takiego modelu. Stąd też w wyniku inwersji uzyskano stosunkowo duży błąd dopasowania krzywych empirycznych do modelowych, równy 5,23. Niemniej jednak uzyskany model rozkładu oporności miejscami lepiej odzwierciedla strukturę przedstawioną na przekroju geologicznym (Fig. 10b). Charakterystyczne jest tutaj pojawianie się, w miarę przesuwania się ku NE kolejnych kompleksów niskooporowych zwią-

zanych z utworami klastycznymi górnego triasu i dolnej jury (najwyższy kompleks), czerwonego spągowca i karbonu, oddzielonego od górnego kompleksu niskooporowego warstwą wysokooporową cechsztynu, oraz najniższego kompleksu niskooporowego, pojawiającego się na północno-wschodnim krańcu przekroju reprezentującego prawdopodobnie utwory staropaleozoiczne.

EKSPERYMENTALNE BADANIA ELEKTROMAGNETYCZNE W REJONIE ŻŁOŻA WILKÓW

W strefie złoża gazu ziemnego Wilków eksperymentalne badania elektromagnetyczne wykonane zostały wzdłuż jednego profilu o przebiegu S-N o długości 4 km, przecinającego strefę złożową na odcinku około 2 km i przechodzącego przez otwór W-24. Celem badań było opracowanie optymalnej metodyki prac badawczych oraz ocena możliwości zastosowania poszczególnych metod elektromagnetycznych w prospekcji naftowej na monoklinie przedsudeckiej (Stefaniuk *et al.* 2011).

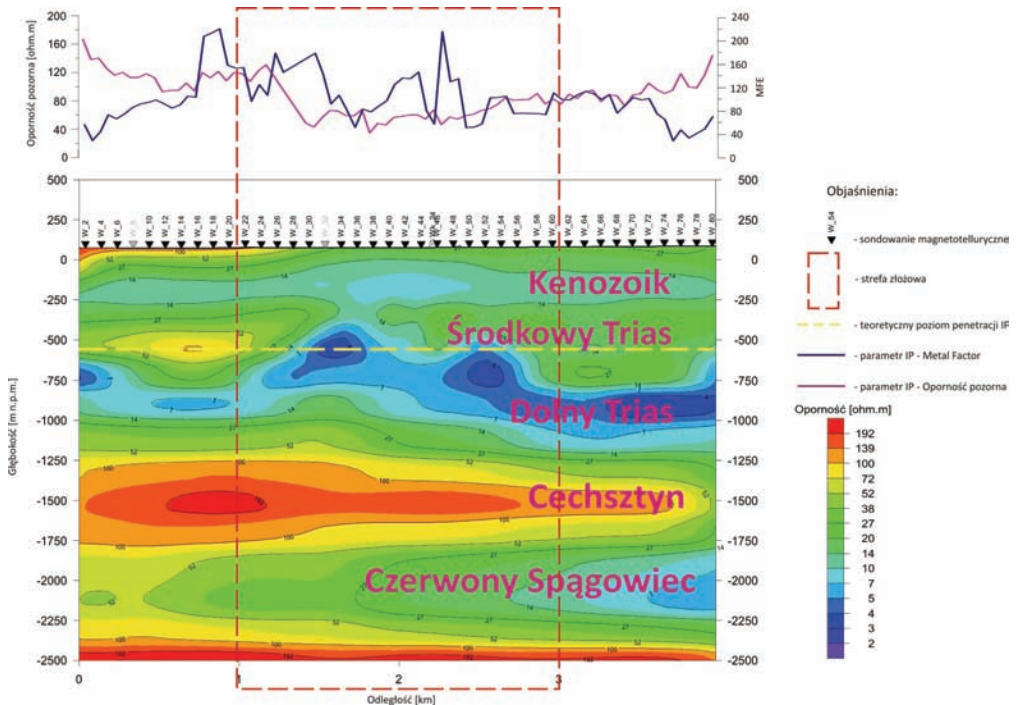


Fig. 11. Przekrój opornościowy przez permo-mezozoiczny kompleks w rejonie złoża gazu ziemnego "Wilków" na podstawie inwersji 2D sondowań magnetotellurycznych.

Fig. 11. Resistivity section through the Permian-Mesozoic complex in the area of gas field "Wilków" based on 2D inversion of magnetotelluric soundings.

Wybór klasycznej metody magnetotellurycznej podyktowany był znaczną głębokością pograżenia strefy złożowej natomiast obecność silnych źródeł zakłóceń EM zdecydowało o dalszych pracach ze sztucznym źródłem. W konsekwencji wykonano pomiary metodą magnetotelluryczną w paśmie częstotliwości MT, pomiary z wykorzystaniem metody audiomagnetotellurycznej z kontrolowanym źródłem (CSAMT) oraz metodą polaryzacji wzbudzonej (SIP – *ang. Spectral Induced Polarization*).

Podstawowym rezultatem wykonanych badań są przekroje oporności opracowane na podstawie wyników inwersji 1D i 2D sondowań magnetotellurycznych oraz sondowań w paśmie audiomagnetotellurycznym z kontrolowanym źródłem. Uzupełnienie wyników stanowią wykresy zmienności parametru fazowego IP, oporności pozornej oraz parametru metal factor z pomiarów polaryzacji wzbudzonej wzdłuż profilu. Prezentowane wyniki pokazują możliwość wykorzystania metod elektromagnetycznych, szczególnie metod magnetotellurycznych z naturalnym źródłem do kartowania struktur podcechsztyńskich jak również ukazują główne problemy z akwizycją danych w opisanym rejonie. Problemy te związane są z klasycznej metodzie magnetotellurycznej głównie z silnymi zakłóceniami elektromagnetycznymi związanymi z bliskością zelektryfikowanej linii kolejowej. Taka lokalizacja wymaga bardzo długiego czasu rejestracji w celu poprawienia stosunku sygnału użytecznego do generowanych zakłóceń. Na **Fig. 11** przedstawiono wyniki inwersji 2D sondowań magnetotellurycznych obliczonej z wykorzystaniem

algorytmu NLCG przy założeniu wyraźnego kontrastu oporności pomiędzy utworami cechsztynu a podścielającymi utworami czerwonego spągowca. Wyniki inwersji 2D zestawiono z parametrami (oporność pozorna, metal factor) policzonymi w procesie przetwarzania danych pomiarowych polaryzacji wzbudzonej. Wyniki przetwarzania danych polaryzacji wzbudzonej odniesiono do poziomu głębokości, który traktować należy raczej jakościowo gdyż jego lokalizacja oparta jest tylko na założeniach geometrii układu pomiarowego a nie inwersji krzywych jak to ma miejsce w przypadku krzywych magnetotellurycznych.

O ile w metodzie magnetotellurycznej ze źródłem naturalnym głównym problemem są zakłócenia elektromagnetyczne o tyle w metodzie audiomagnetotellurycznej z kontrolowanym źródłem (CSAMT) problem ten nie występuje. Niestety w metodach ze sztucznym źródłem istnieje problem osiągnięcia odpowiedniego zasięgu głębokościowego, co związane jest z zachowaniem optymalnej odległości linia prądowa (nadajnik – Tx) – profil pomiarowy (odbiornik – Rx). **Fig. 12** przedstawia przekrój opornościowy przez górną część profilu geologicznego, obejmującą utwory głównie kenozoiczne. Na przekroju zauważa się wyraźnie pionowe rozwarstwienie opornościowe, związane z kolejnymi poziomami stratygraficznymi jak też zróżnicowanie lateralne odzwierciedlające zmienność litologiczną i facjalną utworów geologicznych. Wyraźnie widoczne są także granice o charakterze tektonicznym zaznaczające się gwałtownymi, poziomymi zmianami oporności.

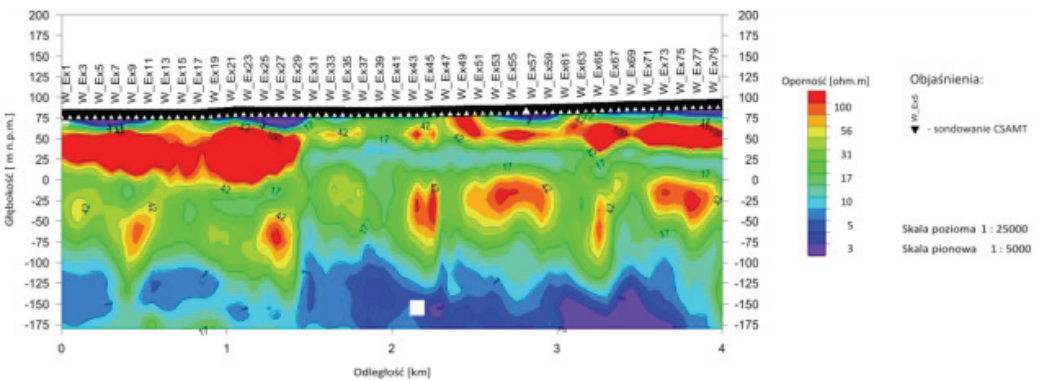


Fig. 12. Magnetotelluryczny przekrój opornościowy przez kompleks utworów kenozoicznych i mezozoicznych na podstawie inwersji 2D danych CSAMT w rejonie złoża gazu ziemnego “Wilków”.

Fig. 12. Resistivity section through Cenozoic-Mesozoic complex based on 2D inversion of CSAMT data in the area of gas field “Wilków”.

ROZPOZNANIE STREF TEKTONICZNYCH W SKAŁACH PODŁOŻA KRystalICZNEGO.

Badania geoelektryczne wykonane w orograficznym obszarze Sudetów można sprowadzić do rozpoznawania stref tektonicznych przecinających skały krystaliczne, chociaż nadrzędnym ich celem było rozpoznanie warunków hydrotermalnych, bądź też potencjalnej obecności okruszczenia siarczkowego. Strefy tektoniczne w wysokooporowych kompleksach krystalicznych wiążą się z reguły z obniżeniem oporności związanym z filtracją wód w systemach szczelin przyuskokowych lub też z metasomatyczną mineralizacją siarczkową. Przedstawione zostały dwa przykłady poświęcone problematyce hydrogeologicznej w rejonie Cieplic Śląskich–Zdroju w Kotlinie Jeleniogórskiej i w pobliżu Polanicy–Zdroju w Kotlinie Kłodzkiej oraz przykłady badań związanych z rozpoznawaniem stref występowania rud metali w Górach Kaczawskich i Rudawach Janowickich (Farbisz *et al.* 2001; Farbisz, Stefaniuk 2007). Badania powyższe miały charakter szczegółowy, co uzasadnia zastosowanie magnetotellurycznego profilowania ciągłego. W re-

jonie Cieplic Śląskich–Zdroju i Polanicy–Zdroju prace pomiarowe wykonane zostały w wersji ciągłych profilowań AMT/MT za pomocą systemu pomiarowego MT-1.

Pierwszy z prezentowanych profili położony jest w obrębie masywu granitowego w rejonie Cieplic Śląskich–Zdroju (**Fig. 13**). Krótki profil ciągle przebiega tutaj w strefie krzyżujących się uskoków przecinających masyw karkonoski. Ze strefą uskokową w tym rejonie związana jest filtracja wód termalnych. Struktura tej strefy zaznacza się wyraźnym zróżnicowaniem oporności w przekroju obliczonym z wykorzystaniem procedury EMAP. Obecność wody w szczelinach w strefie uskokowej powoduje wyraźne obniżenie oporności ośrodka. Efekt ten wzmacnia wysoka mineralizacja wód i ich podwyższona temperatura. W rezultacie w strefie uskokowej oporność ośrodka obniża się do rzędu 100 Ωm , podczas gdy typowa oporność skał krystalicznych sięga kilku tysięcy Ωm . Strop wysokooporowych skał krystalicznych przykryty jest w tym rejonie przez kompleks o względnie obniżonej oporności porównywalnej z opornością strefy tektonicznej. Miąższość tego kompleksu lokalnie osiąga 300-400 m.

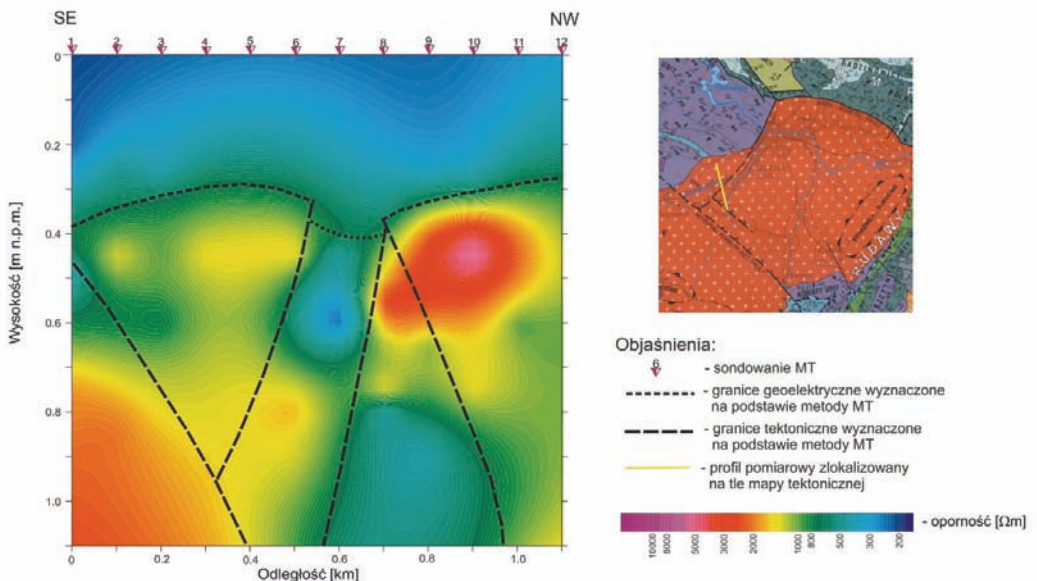


Fig. 13. Magnetotelluryczny przekrój geoelektryczny z rejonu Cieplic Śląskich–Zdroju (pomiar w zakresie częstotliwości 1 – 100 Hz) (mapa tektoniczna wg Cymermana 2004).

Fig. 13. Magnetotelluric cross-section from Cieplice Śląskie-Zdrój area (frequency range 1-100 Hz) (tectonic map acc. Cymerman 2004).

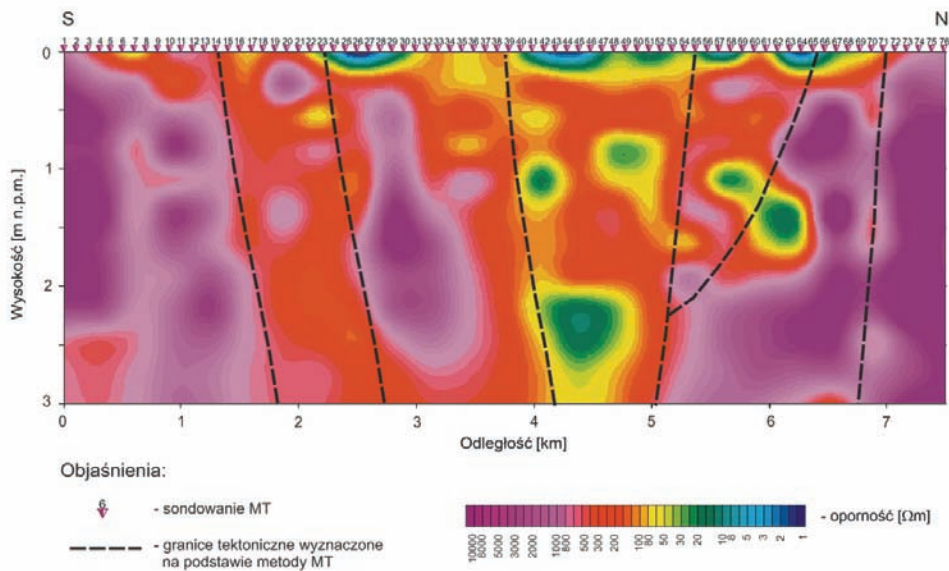


Fig. 14. Magnetotelluryczny przekrój geoelektryczny z rejonu Polanicy-Zdroju (pomiary w zakresie częstotliwości 1 – 100 Hz).

Fig. 14. Magnetotelluric cross-section from Polanica-Zdrój (frequency range 1 - 100 Hz).

Drugi przykład przedstawia wyniki badań wzdłuż profilu ciągłego w rejonie Polanicy–Zdroju (Fig. 14). Obszar badań położony jest na pograniczu niecki śródsudeckiej i rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Podłoże względnie cienkiej warstwy osadowej tworzą w tym obszarze skały metamorficzne (Don 1960). Kompleks osadowy reprezentują piaskowce górnej kredy. Nie można też wykluczyć obecności osadów starszych, tj. permu lub karbonu. Jego miąższość szacuje się na kilkaset metrów. W strefie uskokowej zaznacza się filtracja wód mineralnych prawdopodobnie powodująca znaczące obniżenie oporności ośrodka. Lokalnie oporność ośrodka spada poniżej 10 Ωm . Tak niska oporność wiązać się może z obecnością wód geotermalnych lub też z mineralizacją siarczkową (Farbisz *et al.* 2001).

Przykłady badań zorientowanych na rozpoznanie potencjalnych stref mineralizacji siarczkowej przedstawia Fig. 15. Badania te wykonano w pobliżu miejscowości Radzimowice w Górach Kaczawskich i w pobliżu miejscowości Czarnów w Rudawach Janowickich. Występowanie polimetalicznej mineralizacji rudnej jest znane ze strefy kontaktowej pomiędzy masywem Karkonoszy i jego metamorficzną osłoną. Minerale siarczkowe charakteryzujące się przewodnictwem elektronowym przy specyficznym ich rozłożeniu obniżają wyraźnie oporności ośrodka skalnego.

PODSUMOWANIE

Przedstawione w artykule przykłady wskazują na różnorodność możliwości efektywnego wykorzystania różnych wariantów metody magnetotellurycznej w badaniach strukturalnych i litologicznych. Prezentowana metoda jest w szczególności przydatna jako uzupełnienie i wspomaganie metody sejsmicznej w złożonych warunkach geologicznych, w szczególności w strefie występowania miąższych kompleksów ekranujących, trudno przenikalnych dla energii sejsmicznej warstw ewaporatów i pokryw lawowych.

Na szczególną uwagę zasługują wyniki regionalnych badań magnetotellurycznych wzdłuż południowo – zachodniego odcinka profilu Zgorzelec – Wiązajny, na którym wykonany został szeroki zakres magnetotellurycznych prac interpretacyjnych obejmujący inwersję i modelowanie proste 1D i 2D z wykorzystaniem różnych algorytmów, oraz przy zastosowaniu różnych modeli startowych i uwarunkowań procesu obliczeń. Rozkłady oporności w górnej części przekroju zdominowane są przez płaskie i zalegające niemal poziomo kompleksy nisko- i wysokooporowe związane z utworami cechsztynu, mezozoiku i kenozoiku. Oporności tych kompleksów stosunkowo klarownie odzwierciedlają ich skład litologiczny. Bardziej złożony

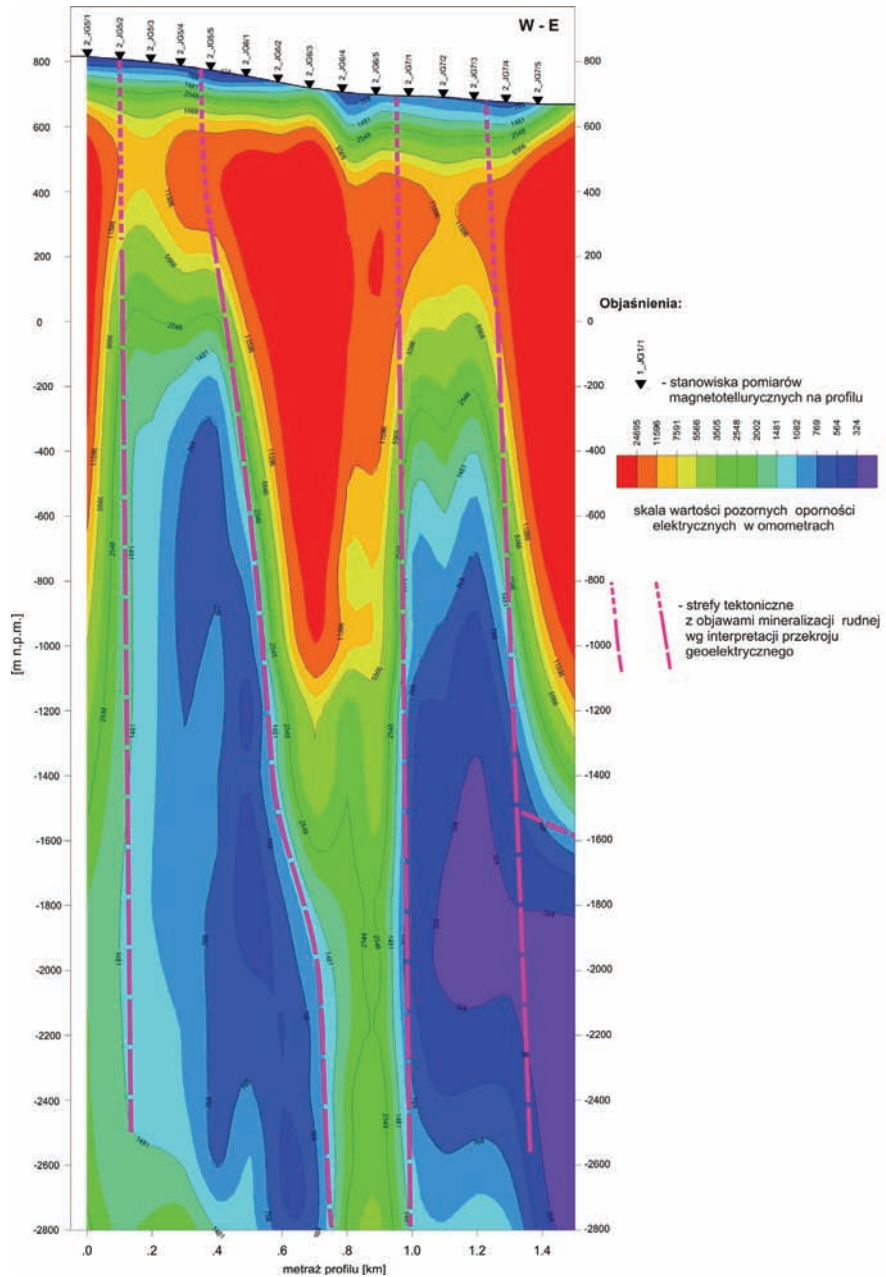


Fig. 15. Magnetotelluryczny przekrój opornościowy przez strefę mineralizacji rudnej w Rudawach Janowickich w rejonie Czarnowa (inwersja 1D danych AMT z wykorzystaniem algorytmu Bosticka).

Fig. 15. Magnetotelluric cross-section over ore mineralization zone from Rudawy Janowickie Range close to Czarnów (1D Bostick inversion of AMT data).

rozkład oporności w górnej części przekroju wiąże się z zaburzeniami tektonicznymi ośrodka geologicznego.

Rozkład oporności w dolnej części przekroju, obejmującej ogólnie kompleksy i struktury podcechszczyńskie jest bardziej złożony i charakteryzuje się intensywną zmiennością lateralną. Efekty te związane są głównie z obecnością głębokich stref tektonicznych i być może wąskich struktur typu zrębów tektonicznych lub też rowów wypełnionych utworami niskooporowymi.

Profilowania ciągle zapewniają najbardziej gęste opróbowanie pola magnetotellurycznego wzdłuż profilu i pozwalają w rezultacie na wykorzystanie wszystkich dostępnych aktualnie procedur przetwarzania i interpretacji danych pomiarowych. Zapewniają też dobrą reprezentację statystyczną w obecności silnych zakłóceń sztucznych.

Przytoczone przykłady obrazują ponadto potencjalne możliwości wykorzystania metody magnetotellurycznej w złożonych warunkach regionu sudeckiego. Potwierdzają też przydatność tej metody w badaniach tektoniki masywów krystalicznych oraz w problematyce hydrogeologicznej i geotermalnej.

W artykule wykorzystane zostały wyniki badań magnetotellurycznych wykonanych wzdłuż profilu Zgorzelec – Wizajny, oraz wyniki badań w rejonie Radzimowic, Cieplic Śląskich-Zdroju, Polanicy-Zdroju wykonanych na zlecenie Ministerstwa Środowiska i finansowanych przez NFOŚiGW. Badania elektromagnetyczne wykonane w rejonie złoża gazu ziemnego „Wilków” wykonane zostały w ramach projektu nr 1302, pt. „Opracowanie nowatorskich metod wykrywania złóż węglowodorów oraz rozpoznawania struktury i zmienności złóż w trakcie ich eksploatacji za pomocą kompleksu głębokich i średniozasięgowych badań elektromagnetycznych” realizowanego w ramach programu rządowego „Inicjatywa Technologiczna I”. Prace pomiarowe wykonane zostały przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych. Autorzy dziękują kierownictwom tych instytucji za udostępnienie wyników badań. Wykorzystano też wyniki badań wykonanych w ramach prac statutowych Katedry Surowców Energetycznych.

LITERATURA

- Berdichevsky, M.N., 1968.** *Elektriceskaja razvedka metodom magnetotelluriceskogo profilirovanija.* Moskwa, Nedra, 1-253.
- Cagniard, L., 1953.** *Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting.* Geophysics, 18, 3, 605-645.
- Constable, S.C., Parker, R.L., Constable, C.G., 1987.** *Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data.* Geophysics, 52. P:289-300.
- Cymerman, Z., 2004.** *Tectonic map of the Sudetes and the fore-sudetic block, 1:200 000.* PIG.
- Don, B., Don, J., 1960.** *Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicach Idzikowa.* Acta Geologica Polonica, 10, 71-106.
- Farbisz, J., Farbisz, E., Stefaniuk, M., 2001.** *Sprawozdanie z badań geofizycznych: poszukiwania wód termalnych w obszarze Polanicy Zdroju (niepublikowane)* Archiwum PBG, Warszawa, 1-12.
- Farbisz, J., Stefaniuk, M., 2007.** *Sprawozdanie z pilotażowych badań geofizycznych metodą magnetotelluryczną w wybranych strefach rudnych w Sudetach.* Archiwum PIG-PIB
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Clarke, J., 1979.** *Magnetotellurics with a remote reference.* Geophysics, 44, 53-68.
- Goldstein, M.A., Strangway, D.W., 1975.** *Audio-frequency magnetotellurics with a grounded electric dipole source.* Geophysics, 40, 669-683.
- Goubau, W.M., Gamble, T.D., Clarke, J., 1978.** *Magnetotelluric data analysis: removal of bias.* Geophysics, 43, 1157-1166.
- Jones, F.W., Pascoe, L.J., 1971.** *A general computer program to determine the perturbation of alternating electric currents in a two-dimensional model of a region of uniform conductivity with an embedded inhomogeneity,* Geophys. J. R. Astr. Soc., 24, 3-30.
- Kauffman, A.A., Keller, G.V., 1981.** *The Magnetotelluric Sounding Method.* Elsevier, New York, NY, 686 pp.
- Levenburg, K., 1944.** *A method for the solution of certain non-linear problems in least-squares.* The Quarterly of Applied Math. 2. 164-168
- Marks, L., Ber A., Gogolek, W., Piotrowska, K., 2006.** *Mapa geologiczna Polski w skali 1:500 000.* Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Marquardt, D.W., 1963.** *An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters.* Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics, 11(2). 431-441.
- MT – 1 Magnetotelluric System Operation Manual, version 3.2, 1996.* EMI Inc., Richmond, California, USA, 1-235.

- Petecki, Z.**, z zesp., 2007. *Badania magnetotelluryczne wzdłuż profilu Zgorzelec-Wiżajny*. Archiwum PIG-PIB, Warszawa 2007, 1-86.
- Rodi, W., Mackie, R.L.**, 2001. *Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion*. Geophysics, 66, 1: 174-187.
- Simpson, F., Bahr, K.**, 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press. 1-254.
- Sims, W.E., Bostick, F.X.Jr., Smith, H.W.**, 1971. *The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data*. Geophysics, 36, 938-942.
- Smith, J.T., Hoversten, G.M., Gasperikova, E., Morrison, H.F.**, 1999. *Sharp Boundary Inversion of 2-D Magnetotelluric Data*, Geophysical Prospecting, 47, 469-486.
- Stefaniuk, M.**, 2003. *Regionalne badania magnetotelluryczne w polskich Karpatach wschodnich*. Geologia, Kwartalnik AGH, 26, 3-4, 131-168.
- Stefaniuk, M., Czerwiński, T., Klityński, W., Wojdyła, M.**, 2008. *Zastosowanie metody magnetotellurycznych profilowań ciągłych w badaniach strukturalnych*. Kwartalnik AGH Geologia, t. 34, z. 1, s: 43-69.
- Stefaniuk, M., Klityński, W., Wojdyła, M.**, 2003. *Szczegółowe badania magnetotelluryczne metodą profilowań ciągłych w rejonie Raciechowice – Stadniki (polskie Karpaty zachodnie)*. Geologia, Kwartalnik AGH, 26, 3-4, 253-279.
- Stefaniuk, M., Sito, L., Wojdyła, M., Sada, M.**, z zesp., 2010. *Sprawozdanie z eksperymentalnych badań elektromagnetycznych w strefie struktury złożowej „Wilków” w środkowej części monokliny przedsudeckiej*. Kraków (materiały nie publikowane)
- Stefaniuk, M., Czerwinski, T.**, 2005. *MT continuous profiling in structure and lithology recognition: Poland's case studies ; 67th EAGE Conference & Exhibition, 13–16 June 2005, Madrid, Extended Abstracts, 1–4*.
- Stefaniuk, M., Wojdyła, M.**, 2007. *Badania magnetotelluryczne z zastosowaniem sztucznego źródła pola pierwotnego*. Biuletyn PBG Geofizyka 2/2007
- Stefaniuk, M., Wojdyła, M., Kosobudzka, I., Ostrowski, C.**, 2007. *Dokumentacja badań geofizycznych, temat: Pomiaru polowe magnetotelluryczne magnetyczne i grawimetryczne wzdłuż profilu Zgorzelec – Wiżajny wraz z ich przetworzeniem i interpretacją, 2005-2007*. Archiwum PIG-PIB Warszawa
- Strangway, D.W., Swift, C.M.Jr., Holmer, R.C.**, 1973. *The application of audio-frequency magnetotellurics (AMT) to mineral exploration*. Geophysics, 38, 1159-1175.
- Swift, C.M.**, 1962. *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the South-Western United States*, Unpubl. Ph.D. thesis, Dept. Geology Geophys., Mass. Inst. Technol., Princeton, 1-223.
- Tichonov, A.N.**, 1950. *Ob opredelenii električeskich charakteristik glubokich sloev zemnoj kory*. Doklady AN SSSR , 73, 2, 295-297.
- Torres-Verdin, C.**, 1991. *Continuous profiling of magnetotelluric fields*. Ph.D.Thesis, University of California, Berkeley. 1-97.
- Torres-Verdin, C., Bostick, F.X.Jr.**, 1992a. *Implications of the Born approximation for the magnetotelluric problem in three dimensional environments*. Geophysics, 57, 587-602.
- Torres-Verdin, C., Bostick, F.X.Jr.**, 1992b. *Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: Electromagnetic array profiling (EMAP)*. Geophysics, 57, 603-622.
- Wait, J.R.**, 1962. *Theory of magnetotelluric fields*. Journal of Research Radio Propagation, 66D, 509-541.
- Wannamaker, P.E., Stodt J.A., Rijo L.**, 1987. *A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modellin*. Geophys. J. R. Astron. Soc., 88, 277–296,
- Wojdyła, M., Stefaniuk, M.**, 2011. *Interpretacja złożonych struktur geologicznych z wykorzystaniem prostych i inwersyjnych modelowań pola magnetotellurycznego*. Geologia, Kwartalnik AGH nr 1 (w druku)
- Yamashita, M.**, 2006. *Controlled Source Audio-Frequency Magnetotellurics (CSAMT)*. Phoenix Geophysics Limited. Materiały niepublikowane.
- Zonge, K.L., Hughes, L.J.**, 1991. *Controlled source audio-frequency magnetotellurics, in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, ed. Nabighian, M.N., Vol. 2, Society of Exploration Geophysicists, str. 713-809.
- Żaba, J.**, 1999. *Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego*. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, CLXVI, 1-161.

KAMIEŃ W ARCHITEKTURZE I SZTUCE: OD ASUANU DO ŻAGAŃ

Stone in architecture and art: from Asuan to Żagań

Ryszard Kryza

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski,
(Institute of Geological Sciences, University of Wrocław), ul. Cybulskiego 30, PL 50-205 Wrocław,
e-mail: ryszard.kryza@ing.uni.wroc.pl*

Słowa kluczowe: archeometria, petroarchitektura, kamień budowlany, zabytki architektury, Bolesławiec, Lubań, Lwówek Śląski, Żagań

Keywords: *archaeometry, petroarchitecture, building stones, historical architectural monuments, Bolesławiec, Lubań, Lwówek Śląski, Żagań*

Streszczenie Petroarchitektura jest interdyscyplinarną dziedziną nauki, która łączy badania kamieni budowlanych i dekoracyjnych z zagadnieniami archeologii, historii sztuki, historii kultury materialnej, a także problematyką praktyczną – deterioracji, renowacji i konserwacji kamienia. Wyniki takich badań znajdują też szersze zainteresowanie społeczne, np. na polu dydaktyki i organizacji turystyki. Dolny Śląsk w swojej historii korzystał obficie z lokalnych surowców skalnych, a sława niektórych dolnośląskich kamieni, np. granitów, górnokredowych piaskowców ciosowych i marmurów ze Sławniowic, sięga daleko poza granice regionu. W zachodniej części Niziny Śląskiej znajdujemy wiele zabytków architektury i sztuki, w których ważną rolę konstrukcyjną bądź dekoracyjną odgrywa kamień naturalny. W malowniczych miastach regionu znajdujemy silne piętno lokalnych surowców kamiennych – w Bolesławcu i Lwówku Śląskim – piaskowców ciosowych górnej kredy, w Lubaniu – trzeciorzędowych bazaltów, a dalej ku północy, w Żaganu – eratyków i kamienia polnego. Lokalne zabytki często znajdują się na starannie opracowanych ścieżkach turystycznych, gdzie jednak na ogół zbyt słabo eksponuje się informacje nt. użytych materiałów kamiennych. Cenne kamienne zabytki regionu powinny być przedmiotem szczególnej troski konserwatorów zabytków.

Abstract Petroarchitecture is an interdisciplinary science integrating investigations of building and decorative stones with archaeology, history of art, history of material culture and, also, with practical problems of stone deterioration, renovation and conservation. Results of such investigations can be of wider social interest, e.g. for teaching purposes and tourism. In Lower Silesia, during its long history, local building stone resources have been intensely used, and the fame of particular stones, e.g. Silesian granites, Upper Cretaceous sandstones and Sławniowice marbles, extends far beyond the region. In the western part of the Silesian Lowland, there are many historical monuments in which the natural stone is an important construction or decorative material. In picturesque towns of this region we can see the predominant role of the local stones used in architecture and art throughout centuries: in Bolesławiec and Lwówek Śląski – Upper Cretaceous building sandstones, in Lubań – Tertiary basalts, and towards the north, in Żagań – erratics and local cobbles. Many of the monuments are included in well arranged and clearly indicated tourist paths, although in most cases, the information about the stone materials is rather scarce. The precious local historical stone monuments need special care of monument conservation authorities.

TROCHE HISTORII

Kamień od niepamiętnych czasów był wykorzystywany przez człowieka do różnych celów – do wykonywania narzędzi, przedmiotów użytkowych, ozdób i obiektów kultu, a przede wszystkim jako materiał budowlany. Początkowo, tam gdzie warunki naturalne na to pozwalały, człowiek wykorzystywał naturalne formy skalne, przystosowując je do swoich potrzeb. Jako przykłady można wspomnieć wykorzystywanie jaskiń jako naturalnego schronienia dla człowieka pierwotnego, ale też monumentalne starożytne świątynie w Indiach (np. wykute w skale i liczące ponad 2000 lat buddyjskie **groty w Ajanta** opodal Bombaju), skalne miasto Nabatejczyków - **Petrę** w dzisiejszej Jordanii (III w p.n.e.), czy – w późniejszych już czasach – skalne miasta **Kapadocji** na terenie Azji Mniejszej (okres wczesnego chrześcijaństwa). Kamień odgrywał ważną rolę przy wznoszeniu różnych konstrukcji budowlanych – od prostych obiektów mieszkalnych po całe kamienne miasta – oraz inne, nierazko okazałe budowle, takie jak mosty, obiekty kultu i świątynie.

Sztukę obróbki kamienia znano już kilka tysięcy lat temu, a przykłady mistrzowskiego opanowania tego rzemiosła znajdujemy w wielu cywilizacjach w różnych miejscach na świecie. Od kilku tysięcy lat podziw budzą egipskie piramidy – intrygujące budowle wzniesione z niezwykłą precyzją i według intrygujących reguł geometrycznych, po części z lokalnego kamienia, po części z cennego i trwałego sjenitu, który spławiano wzdłuż Nilu aż z rejonu **Asuanu** w Górnym Egipcie (**Fig. 1**). Spektakularnym świadkiem sztuki wydobywania i obróbki kamienia jest słynny „Niedokończony Obelisk” w starożytnych kamieniołomach czerwonego sjenitu na południe od Asuanu – ogromny, największy ze znanych na świecie obelisk miał być przeznaczony dla królowej Hatszepsut (XVI/XV w p.n.e.). Został porzucony w kamieniołomie z powodu spekań, które uniemożliwiły jego wykorzystanie; gdyby został ukończony miałby 42 m długości i wagę 1267 ton.

Sztukę wykorzystania kamienia przejęli i rozwinęli starożytni Grecy i Rzymianie – zarówno w zakresie doskonalenia konstrukcji wznoszonych budowli, jak i użycia pięknych odmian skał w rzeźbie i sztuce dekoracyjnej. W tamtym czasie rozwinięto również handel kamieniem, pokonując trudności i koszty transportu tego „ciężkiego” surowca z odległych regionów. Powszechny był

transport cenionych marmurów, wydobywanych w różnych rejonach basenu Morza Śródziemnego, od Azji Mniejszej, przez wyspy greckie, po Italię (Carrara !) i Hiszpanię.

Starożytna kultura materialna wykorzystywania kamienia w architekturze i sztuce była rozwijana w następnych okresach historycznych, m.in. na terenie Europy, gdzie pojawiały się kolejne style architektoniczne – bizantyjski, romański, gotycki, renesansowy, barokowy i style nowożytne. W każdej epoce kamień odgrywał ważną rolę jako materiał konstrukcyjny i dekoracyjny. Na ogół wykorzystywano przede wszystkim lokalne surowce skalne, a przy ich braku tę rolę przejmowała cegła. Jednak we wszystkich okresach historycznych, do budowy ważnych obiektów z kamienia i do ich dekoracji używano najcenniejszych odmian kamieni, w szczególności kolorowych wapieni i marmurów. Wspomnieć warto słynne czerwone marmury z Italii, Salzburga i Węgier, które przejęły funkcję „cegarskich porfirów” – cenionych przez starożytnych Rzymian i sprowadzanych aż z dalekiego Egiptu (Skoczylas & Żyromski, 2005; Kryza *et al.*, 2011).

Niedoścignionymi mistrzami w obróbce kamieni byli Indianie środkowej i południowej Ameryki, a zwłaszcza Inkowie. Pomnikiem ich sztuki w precyzyjnej obróbce granitu, a przy tym niezwykłej umiejętności zgrania uformowanego ich ręką dzieła architektonicznego z naturą, jest tajemnicza andyjska osada **Machu Picchu** w dzisiejszym Peru (**Fig. 1**). Na bazie inkaskich monumentalnych budowli w Cuzco wznoszono później chrześcijańskie kościoły i ta niezwykła architektoniczna amalgamacja jest do dziś świadectwem tamtego dramatycznego okresu historii.

Dziś rynek kamieniarski jest jaskrawym przykładem procesów globalizacji. Kamień wydobywany w różnych zakątkach świata jest bez trudu dostępny praktycznie na całym świecie. Dowolną odmianę kamienia, która spełnia nasze oczekiwania estetyczne (i wymogi techniczne), wybraną spośród setek odmian oferowanych w katalogach i na stronach internetowych, można na ogół bez trudu i szybko sprowadzić za pośrednictwem licznych firm kamieniarskich.

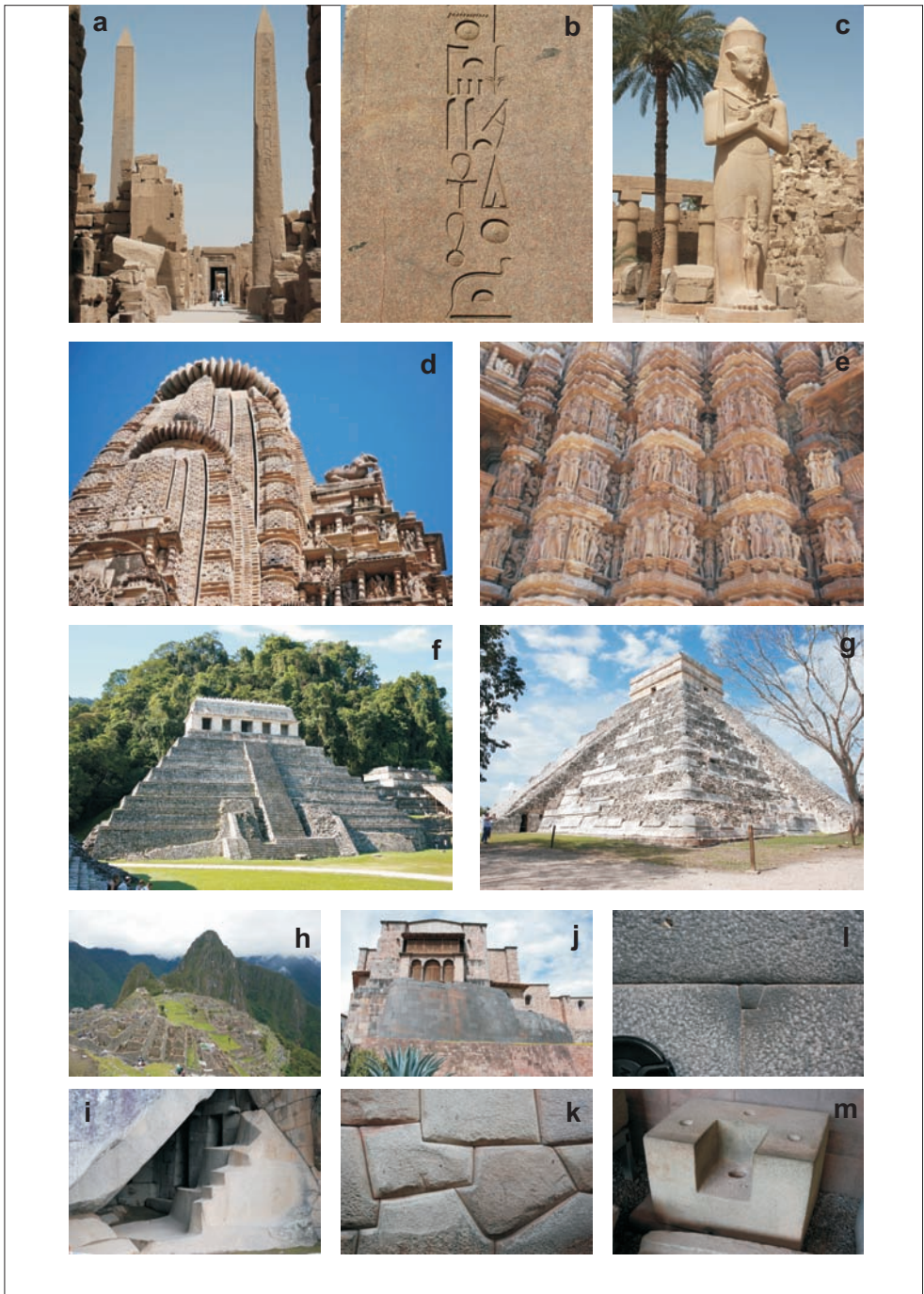


Fig. 1. Kamień w architekturze dawnych cywilizacji: (a – c) – Egipt, Karnak, (d – e) – Indie, Khajuraho; piramidy Majów, (f) – Palenque, (g) – Chichen Itza; zabytki Inków, (h, i) – Machu Picchu, (j – m) – Cuzco. Fot. R. Kryza.

Fig. 1. Stone in architecture of ancient civilizations: (a – c) – Egypt, Karnak, (d – e) – India, Khajuraho; pyramids of Mayas; (f) – Palenque, (g) – Chichen Itza; monuments of Incas, (h, i) – Machu Picchu, (j – m) – Cuzco. Photo by R. Kryza.

PETROARCHITEKTURA I JEJ MIEJSCE WŚRÓD INNYCH NAUK

Od pewnego czasu geologia, a w szczególności petrografia, mineralogia i geochemia, odgrywają coraz większą rolę w interdyscyplinarnych badaniach nad wykorzystaniem naturalnych kamieni w architekturze i sztuce, zarówno w czasach historycznych jak i współcześnie. Do tego dochodzą też badania materiałów wytworzonych przez człowieka, takich jak ceramika, szkło, metale i in., w szczególności w obiektach archeologicznych i zabytkach historycznych. W większości badania takie łączą problematykę archeologii, historii sztuki, architektury oraz szeroko pojętych nauk mineralogiczno-petrograficznych. W zależności od przedmiotu i metodyki badań, używa się specyficznych nazw dla tych interdyscyplinarnych dziedzin – archeometria, petroarcheologia, petroarchitektura i in. W zakresie badań nad wykorzystaniem kamieni naturalnych przez człowieka, które można określić jako „petroarcheologia” i „petroarchitektura”, do często podejmowanych zagadnień należą m.in.:

Studia historyczno-regionalne w połączeniu z badaniami geologiczno-petrograficznymi, dotyczące eksploatacji i wykorzystania kamieni w różnych regionach; mają one znaczenie nie tylko regionalne – dla poznania historii danego obszaru, ale są też ważne dla określenia związków między regionami, wymiany handlowej i in. Istotny jest również aspekt edukacyjny i promocyjny dziedzictwa kultury materialnej w poszczególnych regionach (by wspomnieć aktualnie realizowany projekt europejski „Historical Quarries”).

Badania nad wykorzystaniem kamieni budowlanych i dekoracyjnych w różnych epokach historycznych w wybranych obiektach i miastach – w Polsce południowo-zachodniej przykładem może być wykorzystanie kamieni w różnych okresach historii Katedry Wrocławskiej (Kryza *et al.* 2006; Kryza, 2009). Tego typu prace rzucają światło na historyczne uwarunkowania wykorzystania lokalnych kamieni i zastępowania, zwłaszcza w dekoracji – surowcem importowanym. Wyniki takich badań są również użyteczne dla dydaktyki oraz działań w zakresie organizacji turystyki.

Badania mineralogiczno-petrograficzno-geochemiczne kamieni, mające na celu określenie źródła ich pochodzenia (proweniencji); są one szczególnie użyteczne dla poznania historii eks-

ploatacji surowców skalnych w różnych regionach, powiązań ekonomiczno-handlowych między nimi, a także wielu aspektów kultury materialnej w różnych okresach historycznych. Przykładem są projekty dotyczące wapieni salzburskich wykorzystywanych w rzeźbie nagrobnej na terenie Polski i Litwy w XVI i XVII w. (Kryza *et al.*, 2011; **Fig. 2**) oraz materiałów kamiennych używanych w budowie i dekoracji Pałacu Wielkich Księżąt Litewskich w Wilnie (Striškienė *et al.*, 2007).

Oprócz opisanej powyżej problematyki historycznej, badania mineralogiczno-petrograficzne mają duże znaczenie dla zagadnień praktycznych związanych z technicznymi uwarunkowaniami wykorzystania różnych kamieni do różnych celów (uzupełniają badanie określonych normami parametrów technicznych kamieni), zbadaniem stanu ich zachowania, szczególnie w obiektach zabytkowych oraz podejmowaniem prac renowacyjnych i konserwatorskich. Szczególnego znaczenia w ostatnim okresie nabiera problematyka przyspieszonej deterioracji kamieni w warunkach zanieczyszczonej atmosfery. Dotyczy to w pierwszym rzędzie obiektów zabytkowych w środowisku miejskim, gdzie kamienne zabytki są ekspozowane na działanie czynników atmosferycznych o podwyższonej aktywności związanej m.in. z koncentracją działalności przemysłowej i dużym natężeniem ruchu komunikacyjnego. Problem ten nie omija też nowobudowanych obiektów, szczególnie tych, gdzie zignorowano zalecenia doboru rodzaju kamienia użytego np. na okładziny zewnętrzne, pod kątem jego odporności na szkodliwe czynniki chemiczne, fizyczne i mechaniczne. Dotyczy to głównie stosowania na elewacje zewnętrzne mało odpornych – w warunkach klimatycznych środkowej Europy – wapieni i trawertynów. W takich sytuacjach ekspertyza petrograficzno-kamieniarska jest wskazana raczej przed zrealizowaniem inwestycji, niż po, kiedy trzeba szukać rozwiązania trudnych już wtedy problemów wynikłych z zastosowania niewłaściwego materiału.

Przedmiotem naukowego (przyrodniczego i historycznego), praktycznego (konserwatorskiego) i turystyczno-poznawczego zainteresowania są zarówno miejsca dawnego i współczesnego wydobycia surowców skalnych (dawne kamieniołomy dokumentujące wydobycie surowców na danym terenie oraz – niekiedy – oferujące możliwość uzyskania oryginalnych materiałów do restauracji zabytków), jak i same obiekty wykonane z kamieni naturalnych – ich historia, proveniencja kamie-

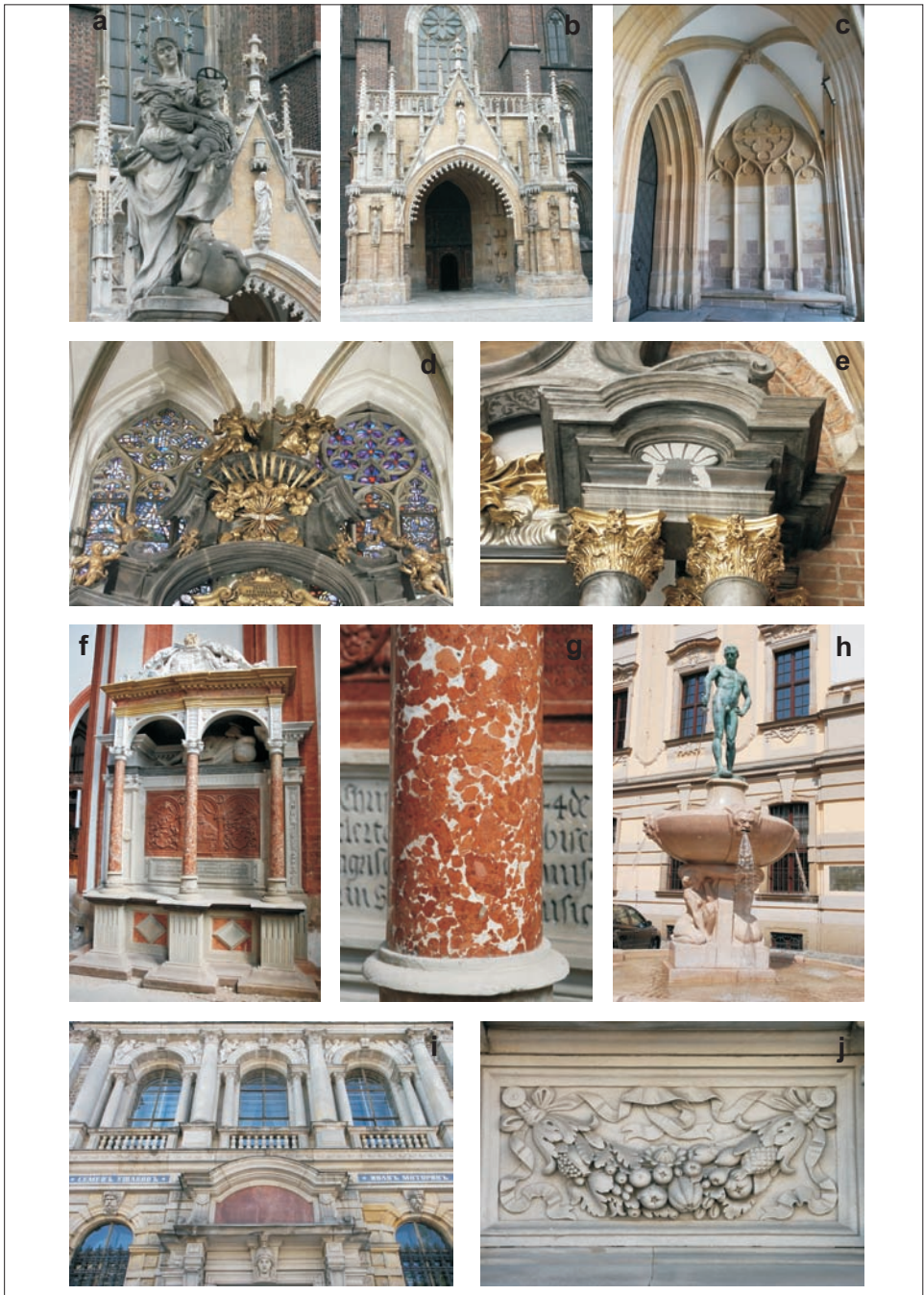


Fig. 2. (a – e) – śląskie piaskowce i marmury w Katedrze Wrocławskiej; (f – h) – „marmury” Salzburga w zabytkach Wrocławia; (i – j) – piaskowce z Rakowiczek w dekoracji fasady Pałacu Stiglitza w St. Petersburgu. Fot. R. Kryza.

Fig. 2. (a – e) – Silesian sandstones and marbles in Wrocław Cathedral; (f – h) – Salzburg „marbles” in historical monuments in Wrocław; (i – j) – sandstones from Rakowiczki (near Bolesławiec) in decoration of the façade of the Stiglitz Palace in St. Petersburg. Photo by R. Kryza.

ni, stan zachowania i problemy konserwatorskie. We wszystkich tych dziedzinach geologia, wraz ze swoimi metodami mineralogiczno-petrograficznymi, ma wiele do zaoferowania dla wspólnych, interdyscyplinarnych działań.

KAMIEŃ Z DOLNEGO ŚLĄSKA

Dolny Śląsk jest regionem zasobnym w surowce skalne, które od stuleci były wykorzystywane jako kamienie budowlane. Spośród **skał magmowych** znane są przede wszystkim śląskie granity – strzegomskie, strzebińskie, karkonoskie i z wielu innych mniejszych złóż – wykorzystywane nie tylko na potrzeby lokalne, ale również na terenie Polski i krajów ościennych; używano ich m.in. na dużą skalę przy odbudowie zniszczeń po drugiej wojnie światowej (np. Kolumna Zygmunta w Warszawie). Inne śląskie skały głębinowe – gabra, diabazy oraz wulkaniczne – porfiry, melafiry i bazalty – wykorzystywane były od dawna na potrzeby miejscowe, od połowy XIX w. również na skalę szerszą, przede wszystkim w budownictwie drogowym i kolejowym.

Duże znaczenie mają też dolnośląskie złoża **skał metamorficznych** – gnejsy, migmatyty, amfibolity, serpentynity, zieleńce, łupki łyszczykowe, kwarcyty i fyllity były od dawna powszechnie używane jako lokalny materiał budowlany, a bardziej współcześnie również na szerszą, ponadregionalną skalę. Spośród skał metamorficznych na szczególną uwagę zasługują jednak śląskie marmury – sławniowickie, z Przeworna, „Marianna” ze Stronia Śląskiego, z Wojcieszowa i kilku innych lokalnych wystąpień. Niektóre z nich zyskały sławę ponadregionalną, szczególnie od okresu baroku, kiedy zaczęto ich powszechnie używać do dekoracji obiektów sakralnych, w sztuce nagrobnej i rzeźbie. Śląskie marmury dekorują m.in. wnętrza kościołów Wrocławia i innych miejscowości Dolnego Śląska, z nich wykonane są także sarkofagi cesarzy niemieckich w podziemiach berlińskiej katedry, używano ich też do dekoracji wewnątrz wielu gmachów odbudowywanej powojennej Warszawy.

Również wśród **skał osadowych** mamy na Dolnym Śląsku unikatowe kamienie budowlane – słynne piaskowce ciosowe wieku górnokredowego, występujące w niecce północnosudeckiej pomiędzy Bolesławcem, Lwówkiem i Złotoryją, oraz w regionie kłodzkim – w Górach Stołowych i w rowie Górnej Nisy. Spore znaczenie mają też czerwone piaskowce dolnego permu znane z okolic Nowej

Rudy, natomiast raczej lokalnie używane do celów budowlanych były pstre piaskowce triasu z niecki północnosudeckiej. Sława niezwykle popularnych na Dolnym Śląsku górnokredowych piaskowców ciosowych sięga daleko poza ten region – jako przykłady ich zastosowania można podać okazały Pałac Stiglitza w St. Petersburgu (Bauen in Naturstein, 1976; Savchenok *et al.*, 2005; Bulakh *et al.*, 2006; **Fig. 2**) oraz liczne budowle przedwojennej Berlina (m.in. gmach Reichstagu dekorowany piaskowcem ze Szczelince w Górach Stołowych).

Na koniec, nie można zapominać o jeszcze jednym, lokalnie ważnym surowcu kamieniarskim – kamieniu polnym i głazach narzutowych (eratykach) z utworów lodowcowych, pokrywających znaczne połacie Niziny Śląskiej, a także otoczek z osadów rzecznych. Termin „kamień polny” na terenach takich jak przedpole Sudetów może obejmować zarówno otoczki skał pochodzenia lokalnego, sudeckiego, jak i materiał egzotyczny, skandynawski, przyniesiony przez łądołód. Kamień polny odgrywał ważną rolę jako materiał budowlany, zwłaszcza tam, gdzie był łatwo dostępny, a gdzie złoża innych surowców skalnych znajdowały się w większym oddaleniu.

Miejszem symbolicznym, gdzie doskonale prześledzić można historię wykorzystania dolnośląskich kamieni, jest **Katedra Wrocławska**. To tutaj, na przestrzeni 1000-letniej historii, zmieniały się style architektoniczne, a wraz z nimi rodzaj kamienia używanego jako elementu konstrukcyjnego budowli oraz do dekoracji fasady i wnętrza świątyni. W efekcie mamy coś w rodzaju „stratygrafii” użycia kamieni w kolejnych stuleciach: od kamieni polnych (eratyków) w okresie romańskim, poprzez strzebińskie i sobótzańskie granity, do których dołączyły następnie, w okresie gotyku, ciosowe piaskowce górnokredowe po bardzo popularne śląskie marmury używane do dekoracji wnętrza katedry w epoce baroku, uzupełniane od czasu do czasu podrzędnymi kamieniami egzotycznymi, spoza regionu (Kryza *et al.*, 2006; Kryza, 2009; **Fig. 2**).

KAMIEŃ W ARCHITEKTURZE ZACHODNIEJ CZĘŚCI NIZINY ŚLĄSKIEJ

Zachodnia część Niziny Śląskiej, na pograniczu Pogórza Sudeckiego i Ziemi Lubuskiej, obfituje w zabytki architektury, z których najstarsze datowane są na wczesne średniowiecze i reprezentowane przez, niekiedy okazałe, budowle gotyckie.

Dość powszechne są też przykłady sztuki renesansu i baroku oraz bardziej współczesnych stylów architektonicznych. Większość zabytków znajduje się w obrębie miast, które w dawnych wiekach obwarowane były murami obronnymi, dziś tylko fragmentarycznie zachowanymi. Cenne zabytki architektury spotykamy też poza miastami, np. zamki oraz charakterystyczne dla tego regionu zespoły pałacowo-parkowe, z reguły mające bardzo malowniczą lokalizację.

W tym rozdziale przedstawione są pokrótce najciekawsze przykłady zabytków architektury skoncentrowane w czterech ośrodkach miejskich: Bolesławcu, Lwówku Śląskim, Lubaniu i Żaganii. Akcent położony jest na użycie naturalnego kamienia w tych zabytkach – wybrane miasta są przykładem wykorzystywania przede wszystkim lokalnych surowców skalnych, z pewną domieszką kamieni egzotycznych, używanych raczej do dekoracji wybranych i bardziej okazałych obiektów.

Bolesławiec

Bolesławiec – główne miasto w zachodniej części Dolnego Śląska, posiada wiele zabytków, poddawanych aktualnie renowacji na dużą skalę. Ze względu na swoje położenie geologiczne w centralnej części niecki północnosudeckiej i bliskość dużych złóż piaskowców ciosowych górnej kredy – kamień ten bezwzględnie dominuje w architekturze tego miasta.

Rynek zdominowany jest przez okazałą bryłę **Ratusza**, powstałą przez odbudowę wcześniejszego budynku, po zniszczeniach w XVI w. Elementy konstrukcyjne i dekoracyjne samego Ratusza i wielu innych kamienic na Ryнку są oczywiście wykonane z lokalnych, jasnoszarych piaskowców (**Fig. 3**). Na szczególną uwagę zasługuje portal na południowej fasadzie bloku śródrynkowego oraz znacznych rozmiarów kamienne schody po zachodniej stronie tego bloku.

Na niewielkim wzniesieniu po wschodniej stronie Ryнку usytuowany jest gotycki kościół - **Sanktuarium Maryjne p.w. Wniebowziętej Matki Kościoła** (XV w.). Mury kościoła wykonane są z jasnego piaskowca ciosowego, a główne, zachodnie wejście dekorują piaskowcowe figury świętych. Uwagę przyciągają również zabytkowe piaskowcowe epitafia, głównie na południowej fasadzie kościoła. Wnętrze ma bogaty, barokowy wystrój – m.in. chrzcielnicę i ambonę z II połowy XVIII w.

Po południowej stronie Starego Miasta zachowane są duże fragmenty murów miejskich, wraz z basztami, do budowy których użyto miejscowych piaskowców. Obok murów znajduje się historycznie ważny budynek, w którym 28.04.1813 r. zmarł bohater kampanii antynapoleońskiej, **marszałek Kutuzov**. Jemu też poświęcony jest czarny obelisk wzniesiony w XIX w na Ryнку, a w 1893 r. przeniesiony na obecne miejsce.

Dalej na zachód, tuż przy murach obronnych, znajduje się poewangelicki **kościół p.w. Matki Boskiej Nieustającej Pomocy**, jednonawowy, zbudowany w latach 1752-56 na miejscu dawnego zamku książęcego. Neogotycką kamienną wieżę dobudowano w latach 1834-35.

Wiele innych zabytków Bolesławca, w tym również nowszych, ma kamienne elementy architektoniczne wykonane z lokalnego piaskowca ciosowego. Przykładem jest okazały **gmach sądu** w północno-zachodniej części miasta, w którym elementy konstrukcyjne i dekoracyjne wykonano z kilku odmian jasnoszarych i żółtawych piaskowców.

Do wyjątkowych atrakcji architektonicznych Bolesławca należy **wiadukt kolejowy nad Bobrem** (1844-1846), wykonany w całości z lokalnego piaskowca kredowego (**Fig. 3**). Projektantem mostu był Fryderyk Engelhardt Gansel. Jest on jednym z najdłuższych tego typu wiaduktów w Polsce i w Europie. Ma długość 490 m, szerokość 8 m, wysokość 26 m, 35 przęseł o rozpiętości 15,0, 11,5 i 5,65 m. Most był częściowo zniszczony 10.02.1945 r., odbudowany w 1947 r. i gruntownie odnowiony (i wypiaszkowany) w 2009 r.

Nieco powyżej mostu, na zachodnim brzegu Bobru, znajduje się najstarsza świątynia i budowla w Bolesławcu – **kościół p.w. Matki Bożej Różańcowej**. Prezbiterium wzniesiono w pobliżu przeprawy przez rzekę w XIII w., a budowę ukończono w XIV-XVI w. Piaskowcowe elementy konstrukcyjne są widoczne na otynkowanej fasadzie kościoła.

Około 5 km na zachód od Bolesławca, przy drodze do Zgorzelca, znajduje się **cmentarz żołnierzy rosyjskich** z 1812 i 1945 r. W centralnym punkcie cmentarza jest pomnik nad grobem marszałka Kutuzowa (**Fig. 3**); zabalsamowane ciało tego wielkiego bohatera narodowego Rosji zostało pochowane w Soborze Kazańskim w St. Petersburgu.

Elementy architektury cmentarza i pomniki grobowe są wykonane niemal wyłącznie z bolesławieckich piaskowców. Cmentarz z pomnikiem nagrobnym Kutuzowa jest ważną pamiątką dokumentującą wielkie wydarzenia XIX-wiecznej historii Europy.



Fig. 3. Kamień w zabytkach Bolesławca: (a) – fragment fasady Sanktuarium Maryjnego p.w. Wniebowziętej Matki Kościoła; (b) – piaskowcowa baszta i mury obronne miasta; (c) – kościół p.w. Matki Boskiej Nieustającej Pomocy; (d) – piaskowcove schody po zachodniej stronie Ratusza; (e) – gmach Sądu dekorowany piaskowcem; (f) – figura Madonny z Dzieciątkiem przy portalu sanktuarium p.w. Wniebowziętej Matki Kościoła; (g – h) – dekoracje portalu po południowej stronie Ratusza; (i) – słynny most kamienny na Bobrze w Bolesławcu; (j) – pomnik nagrobny marszałka Kutuzova. Fot. R. Kryza.

Fig. 3. Stone in historical monuments of Bolesławiec: (a) – fragment of the façade of the Church of Assumption of Our Lady; (b) – sandstone dungeon and town walls; (c) – St. Mary's Church; (d) – sandstone staircase on the western side of Town Hall; (e) – Court Hall decorated with sandstone; (f) – Madonna and Child at the portal of the Church of Assumption of Our Lady; (g – h) – sandstone decoration of the portal at the southern side of the Town Hall; (i) – famous stone bridge over the Bóbr river near Bolesławiec; (j) – grave monument of marshal Kutuzov. Photo by R. Kryza.

Lwówek Śląski

Zabytki architektury Lwówka Śląskiego, podobnie jak Bolesławca, noszą niezwykle silne „piętno” stosowania lokalnych kamieni – piaskowców ciosowych górnej kredy (**Fig. 4**). Miasto otoczone jest podwójnym pierścieniem średniowiecznych kamiennych murów obronnych, z dobrze zachowanymi wieżami bramnymi – Lubańską i Bolesławiecką. Fortyfikacje wzniesiono prawdopodobnie w XII-XIV w., używając niemal wyłącznie lokalnych piaskowców. W XVII w. kamienne mury przestały mieć znaczenie obronne, zaczęły popadać w ruinę, a planowe wyburzenie ich części (odcinek wschodni, z Wieżą Złotoryjską) przeprowadzono pod koniec XIX w. W latach 60-tych XX w. fortyfikacje poddano renowacji i konserwacji.

Ozdobą Rynku jest renesansowy **Ratusz** z początku XVI w. Na jego południowej fasadzie znajdują się niezwykle bogato rzeźbione piaskowcowe obramienia okien. Kamienne elementy z jasnoszarego piaskowca widoczne są także na wielu innych sąsiednich budynkach. Na Rynku obejrzeć można również dwie dekorowane piaskowcem fontanny.

Na zachód od Rynku znajduje się **kościół parafialny p.w. Wniebowzięcia Najświętszej Marii Panny (Fig. 4)**. Pierwszy drewniany kościół powstał tu w XIII w., a około roku 1300 joannicy ukończyli budowę obecnego kościoła. Jest on niemal w całości wykonany z miejscowego, jasnoszarego piaskowca ciosowego. Monumentalne wczesnogotyckie wieże rozdziela bogato zdobiony, wczesnogotycki portal – jeden z najstarszych na Dolnym Śląsku. Portal wykonany jest tzw. sztuką koronkową, z nietypowego jak na Lwówek materiału – czerwonego piaskowca (pstry piaskowiec?). Szczególną atrakcją są złobienia w kamieniu powstałe przy ostrzeniu narzędzi, mieczów i sztyletów (przed wyruszeniem na wojnę) widoczne na przyporach południowej fasady. We wnętrzu kościoła znajduje się wiele godnych uwagi obiektów – najstarszy na Śląsku drewniany krzyż z 1410 r. (w bocznym westybulu), kamienna chrzcielnica z 1560 r., sklepienie zakrystii, kamienne ołtarze i szereg innych zabytków. Obok kościoła znajduje się, zbudowana również z piaskowca, kaplica św. Krzyża, a także budynek parafialny, z portalem bogato dekorowanym piaskowcem (**Fig. 4**).

Pofranciszkański zespół klasztorny usytuowany jest po południowej stronie Rynku. **Kościół p.w. św. Piotra i Pawła** (XIII w.) ma okazałe piaskowcowe portale i liczne epitafia i rzeźby na północnej fasadzie. Fragmenty piaskowcowych płyt

nagrobnych umieszczono również w murze okalającym dziedziniec przykościelny. Ku zachodowi widoczna jest wysoka, piaskowcowa wieża – pozostałość po kościele ewangelickim.

Na stoku wzgórza po południowej stronie miasta położony jest godny uwagi stary cmentarz miejski. Warto też obejrzeć zabytkowy kamienny **most na Bobrze** z 1792 r. (6 przęseł, 61 m długości, 9 m szerokości).

Plakowice – dziś wschodnia dzielnica Lwówka Śląskiego – słyną z XVI-wiecznego zamku. Wejście do niego dekoruje bogato rzeźbiony piaskowcowy portal (**Fig. 4**), a wewnętrzny dziedziniec otaczają arkady wykonane z tego samego, białawego i bardzo drobnoziarnistego piaskowca.

Lubań

Lubań położony jest na pograniczu Pogórza Sudeckiego i zachodniej części Niziny Śląskiej. Na dawnej architekturze tego miasta silne piętno wywiera dostępność na miejscu ważnego surowca skalnego – bazaltu (**Fig. 5**). Zabytki Lubania, podobnie jak inne atrakcje przyrodnicze okolic miasta, można zwiedzać korzystając z dobrze opracowanych i oznakowanych ścieżek turystycznych i tablic informacyjnych.

Ratusz Miejski na Rynku w Lubaniu jest uważany za jeden z najpiękniejszych zabytków renesansu na Śląsku. Budowę Ratusza rozpoczęto w 1539 r., a jego dalsza historia była burzliwa i naznaczona m.in. kilkoma pożarami i wielokrotną odbudową. Fasada Ratusza jest również dziś gruntownie remontowana – odnawiane są m.in. piękne portale wykonane z jasnoszarego piaskowca.

Baszta Bracka po południowej stronie Starówki wyróżnia się swoją masywną, cylindryczną sylwetką i imponującymi rozmiarami. Zbudowana została zapewne równocześnie z systemem murów obronnych na początku XIV w. Dolna część baszty wykonana jest z lokalnego, czarnego bazaltu (wieku trzeciorzędowego), wydobywanego od dawna na południowych obrzeżach miasta. Górna część baszty, wraz z późniejszym XIX-wiecznym krenelażem, jest wykonana z cegły.

Dobrze zachowane fragmenty **murów obronnych** okalają Stare Miasto od zachodu. Są one również wykonane z kamienia bazaltowego, który był powszechnie wykorzystywany przy budowie miasta. Mury o grubości 2.4 m były otoczone fosą, łączyły cztery główne bramy miejskie i były wzmocnione półcylindrycznymi basztami. W latach 70-tych XIX w. podwójny pas murów czę-

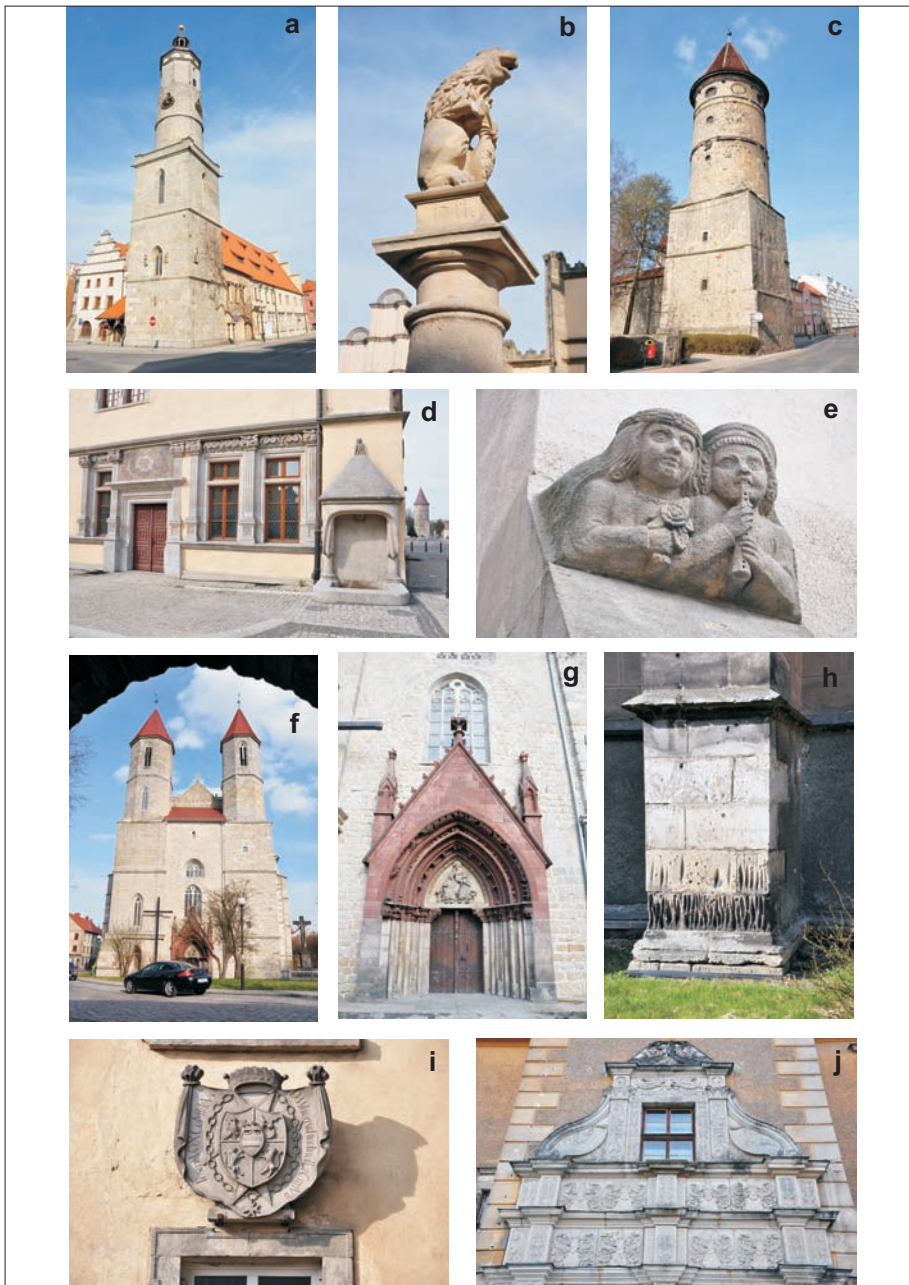


Fig. 4. Kamień w zabytkach Lwówka Śląskiego: (a) – Ratusz; (b) – piaskowcowa rzeźba fontanny na Rynku; (c) Brama Lubańska; (d) – zdobiona piaskowcem południowa fasada Ratusza; (e) – rzeźby w piaskowcu na fasadzie Ratusza; (f – h) – kościół p.w. Wniebowzięcia Najświętszej Marii Panny; (i) – herb nad portalem budynku parafialnego; (j) – portal Zamku w Plakowicach. Fot. R. Kryza.

Fig. 4. Stone in historical monuments of Lwówek Śląski: (a) – Town Hall; (b) – sandstone sculpture of fountain in Rynek; (c) Lubań Tower; (d) – sandstone decoration on the southern façade of the Town Hall; (e) – sandstone sculptures on the façade of the Town Hall; (f – h) – Church of Assumption of Our Lady; (i) – sandstone emblem above the portal of Parish House; (j) – portal of the Plakowice Castle. Photo by R. Kryza.

ściowo rozebrano. Tuż obok murów zlokalizowany jest piękny „**Dom pod okrętem**” (1715 r.), należący niegdyś do znanej rodziny kupieckiej Kirchofów. Nazwa domu pochodzi od żaglowca przedstawionego na efektownej płaskorzeźbie z jasnoszarego piaskowca, umieszczonej ponad portalem budynku (Fig. 5).

„**Dom Solny**” to kolejny, ważny zabytek miasta (na SW od Rynku), wzniesiony w latach 1537-39 jako magazyn zboża i soli. Przy swojej prostocie architektonicznej, jest on wyjątkowo pięknym przykładem wykorzystania miejscowego kamienia bazaltowego do budowy miasta. Budynek na planie prostokąta ma trzy kondygnacje. Bloki bazaltu w murze mają często zarysy określone naturalnymi, wielokątnymi spękaniem. Małe otwory okienne posiadają kontrastujące czerwoną barwą ceglane obramienia. Pod gzymsem, na południowej ścianie, znajduje się niewyraźny napis z datą 1539 r. W XIX w. budynek zmienił swoje przeznaczenie z magazynu na więzienie. Obecnie jest niezagospodarowany.

Krajobraz miasta zdobią, oprócz wieży Ratusza i Baszty Brackiej, dwie inne zabytkowe wieże. **Wieża Kramarska** (nazwana od otaczających ją niegdyś kramów), to pozostałość po pierwszym ratuszu, który spłonął w pożarze w 1487 r. Po rozebraniu ratusza wieża została otoczona kamieniczkami, tworząc środkowy blok Rynku. Górna część wieży, o zarysie ośmiobocznym, jest wykonana z cegły i kamienia. Przy okazji wspomnieć warto o piaskowcowym niedużym obelisku po północno-zachodniej stronie Rynku.

Wieża Trynitaraska, na północ od Rynku, to dzwonnica pozostała po nieistniejącym już dziś kościele św. Trójcy (przed 1320 r.). Kościół był kamienną budowlą trzynawową i uległ zniszczeniu podczas pożaru w 1760 r. Wieża, na rzucie kwadratu przechodzącym ku górze w ośmiobok, jest dziś otynkowana. Po jej północnej stronie zachowany jest barokowy pomnik nagrobny wykonany z jasnego piaskowca.

Do nowszych zabytków Lubania należy **kościół p.w. Trójcy Świętej** (1859-61), wybudowany w miejscu dawnej Bramy Nowogrodzieckiej. Neogotycki kościół wykonano z czerwonej cegły i kamienia naturalnego (Fig. 5). Portal oraz obramienia okien są zdobione czerwoną ceramiką. Mur między przyporami jest wypełniony blokami jasnego kamienia – głównie typu gnejsów izerskich. Maswerki są z jasnoszarego piaskowca, a w bramie

wejściowej, po obu stronach u dołu, mamy bloki czerwonego piaskowca.

Na uwagę zasługuje też dawna architektura wsi lubańskiej, gdzie również wykorzystywano powszechnie lokalny kamień bazaltowy. Przykłady dobrze zachowanych XIX-wiecznych „**domów bazaltowych**” można znaleźć m.in. na południowych przedmieściach Lubania (ul. Boczna, po zachodniej stronie szosy jeleniogórskiej). Fasady kilku wiejskich budynków mają efektowne okładziny wykonane z czarnego bazaltu, bardzo dekoracyjnie skomponowane z elementami konstrukcyjnymi z czerwonej cegły (Fig. 5). Te piękne przykłady lokalnej, bardzo specyficznej architektury powinny być przedmiotem specjalnej troski konserwatorskiej.

Żagań

Stary Żagań położony jest na wschodnim brzegu Bobru, w miejscu, gdzie rzeka tworzy malownicze zakola i rozgałęzienia. Większość starych zabytków znajduje się na terenie opasanym średniowiecznymi murami miejskimi, które powstały na początku XIV w., ale w XVII-XIX wieku popadły w ruinę i zostały częściowo rozebrane. Zarówno w zachowanych fragmentach murów miejskich, jak i w najstarszych zabytkach łatwo zauważyć, że w dawnych czasach używano przede wszystkim lokalnych materiałów – kamienia polnego, w tym również polodowcowych gładów narzutowych. Większe oddalenie od wychodni skał na Pogórze Sudeckim, w sposób naturalny ograniczało ich użycie na terenie Żagania i dalej ku północy.

Do najważniejszych zabytków Żagania należy **zespół poaugustiański**, obejmujący **Kościół Wniebowzięcia Najświętszej Marii Panny** oraz przyległe budynki klasztoru, konwiktu i spichlerza klasztornego (Fig. 6). Kościół powstał zapewne w XIII w. (potwierdzony źródłowo w 1272 r.). w II połowie XIV w. zbudowano trzynawową bazylikę. Po pożarach w latach 1472 i 1486 został odbudowany w konstrukcji halowej; w 1515 roku wzniesiono nową wieżę i duży zachodni szczyt. Architektura zewnętrzna, z wyjątkiem renesansowej loggi, zachowała wyraźny styl gotycki. Wnętrze kościoła ma wystrój barokowy. Dobrze wyeksponowana południowa fasada bazyliki ukazuje niezwykle charakterystyczny dla dawnych zabytków Żagania mur, zbudowany w dużej części z otoczków i kamienia polnego, pochodzących niewątpliwie z najbliższej okolicy klasztoru. Niektóre elementy konstrukcyjne i partie muru są zbudowane

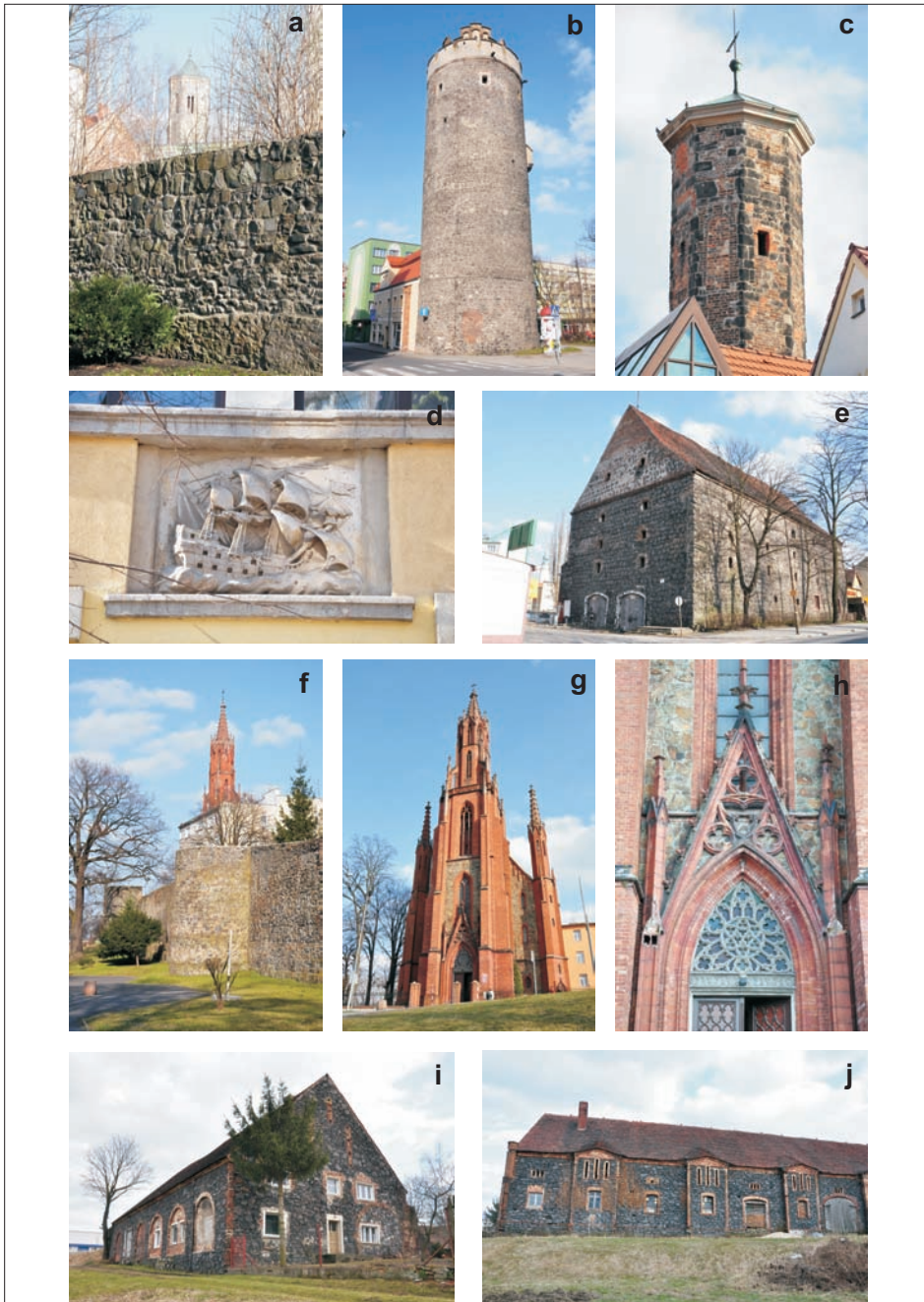


Fig. 5. Kamień w zabytkach Lubania: (a) – fragment murów miejskich; (b) – Baszta Bracka; (c) – Wieża Kramarska; (d) – piaskowcy żagłowiec nad portalem Domu z Okrętem; (e) – bazaltowy Dom Solny; (f) – fragment murów miejskich; (g – h) – kościół p.w. Trójcy Świętej; (i – j) – domy bazaltowe na przedmieściach Lubania. Fot. R. Kryza.

Fig. 5. Stone in historical monuments of Lubania: (a) – fragment of town walls; (b) – Bracka Dungeon; (c) – Kramarska Tower; (d) – sandstone ship above the portal of the Ship House; (e) – basalt Salt House; (f) – fragment of town walls; (g – h) – Trinity Church; (i – j) – basalt house at outskirts of Lubania. Photo by R. Kryza.

z czerwonej cegły. Portal południowy, brama prowadząca na dziedziniec klasztorny, loggia oraz okazała rzeźba NMP po południowej stronie kościoła są wykonane z jasnych piaskowców, w większości górnokredowych, występujących około 50 km na południowy wschód od Żagania. Warto zwrócić też uwagę na zachowane oryginalne bruki wokół kościoła, wykonane z kamienia polnego. Od zachodu teren klasztorny zamykają dobrze zachowane fragmenty murów z okazałą wieżą – tu również dominującym materiałem budowlanym są otoczaki-eratyki.

Zespół pofranciszkański obejmuje **Kościół św. Piotra i Pawła** oraz pozostałości klasztoru franciszkanów i dawnego kolegium. Franciszkanie przybyli do Żagania w 1284 r. i wkrótce potem wzniesli klasztor i kościół (ufundowany w 1293 r.), po reformacji przejęty przez ewangelików. W 1633 r. świątynia została przekazana jezuitom, którzy na miejscu klasztoru wzniesli okazałe barokowe kolegium. Monumentalna wieża kościoła (1604 r.) jest otynkowana, ale w południowej fasadzie można oglądać oryginalny mur kamienny zbudowany z otoczków kamiennych – eratyków (**Fig. 6**). Niektóre elementy konstrukcyjne oraz przypory, a także fragmenty starszych, zamurowanych dziś okien, zbudowane są z czerwonej cegły. Zrekonstruowane gotyckie maswerki w oknach były zapewne oryginalnie wykonane z jasnych piaskowców kredowych. Wnętrze kościoła ma wystrój barokowy (ok. 1730 r.). Po wschodniej stronie kościoła zachowane są częściowo odrestaurowane fragmenty kamiennych murów miejskich, zbudowane z polodowcowych otoczków (gnejsy, granity i in.).

Pałac Lobkowitzów, wzniesiony w XVII w. przy malowniczym zakolu Bobru na miejscu średniowiecznego zamku, mimo przebudowy i modernizacji w XVIII i XIX w. zachował cechy typowe dla barokowych pałaców francuskich i włoskich. Fasady budynku są pokryte dekoracyjnym tynkiem, ale niektóre elementy konstrukcyjne i dekoracyjne są wykonane z kamienia naturalnego, szczególnie z jasnoszarego, dziś spatynowanego piaskowca (**Fig. 6**).

Znanym zabytkiem Żagania jest **kościół p.w. Nawiedzenia Najświętszej Marii Panny** oraz otaczający go cmentarz na wzgórzu po zachodniej stronie miasta. Pierwotny, drewniany kościół powstał tu w 1404 r., a murowany – w 1444 r. Obecny jest barokowy, z zachowanymi elementami gotyku. Kościół jest dziś otynkowany, a w niszy od strony południowej widoczna jest figura Madonny

z Dzieciątkiem (jasny piaskowiec?). Obok kościoła znajduje się **Kaplica Bożego Grobu (Fig. 6)**, zbudowana po 1598 r. z inicjatywy Jakuba II – opata konwentu augustianów. Jest to wierna kopia Kaplicy Grobu Chrystusa w Jeruzolimie, a wykonano ją z dolnośląskich piaskowców górnokredowych. Na uwagę zasługuje też, również piaskowcowa, okazała kaplica grobowa w zachodniej części cmentarza.

Blisko centrum Żagania znajduje się jeszcze kilka innych obiektów zabytkowych, w których spotkać można kamień naturalny użyty jako materiał konstrukcyjny bądź do dekoracji. Na uwagę zasługują m.in. późnobarokowy kościół św. Ducha (1702 r.) z kilkoma piaskowcowymi rzezbami zdobiącymi fasadę szczytową, a także neogotycki kościół św. Krzyża (1849 r.). Po północnej stronie miasta zachowała się też wieża kościoła poewangelickiego, zbudowana w 1845 r., z czerwonej cegły, z ażurową, żeliwną iglicą; wieża od 2004 r. jest udostępniona dla zwiedzających. W centrum zachowały się też nieliczne renesansowe i barokowe kamieniczki (Rynek 7-11 i 27-31) oraz klasycystyczne pałacyki – siedziba Urzędu Miasta przy ul. Słowińskiej 17 oraz dawny budynek biblioteki przy ul. Jana Pawła II 7. Opodal zespołu poaugustiańskiego znajduje się **budynek poczty** – z czerwonej cegły, ładnie dekorowany jasnoszarym, nieco ściemniałym piaskowcem górno kredowym (**Fig. 6**). W Rynku uwagę przyciąga neoklasycystyczna **wieża ratusza** (1880) – na miejscu pierwotnego ratusza gotyckiego z XIV-XVI w. W północno-wschodniej części miasta zachowała się **wieża Bismarcka** – jedna z ok. 240 wież wybudowanych na całym świecie przez społeczność niemieckie dla uczczenia Ottona von Bismarcka. Wieża, ukończona w 1909 r., zbudowana została w dużej części z lokalnych gładów narzutowych oraz śląskich granitów – szarych z okolic Strzegomia i – w części szczytowej – czerwonych granitów karkonoskich. Główny portal zdobią granitowe kolumny oraz postać leżącego lwa powyżej wejścia. Na szczycie wieży znajdowała się misa ogniowa – do rozpalamia ognia i oświetlania wieży z okazji ważnych świąt kilka razy w roku. W latach powojennych, do 2002 r., była używana przez wodociągi jako wieża ciśnienia, a obecnie, po renowacji, została udostępniona do zwiedzania.

Warte odwiedzenia podczas pobytu w zachodniej części Niziny Śląskiej są jeszcze m.in.: **Zamek w Kliczkowie** – znany m.in. z końskiego cmentarza z kamiennymi nagrobkami koni oraz – specjalnie dla geologów – **dom urodzin Abrahama**

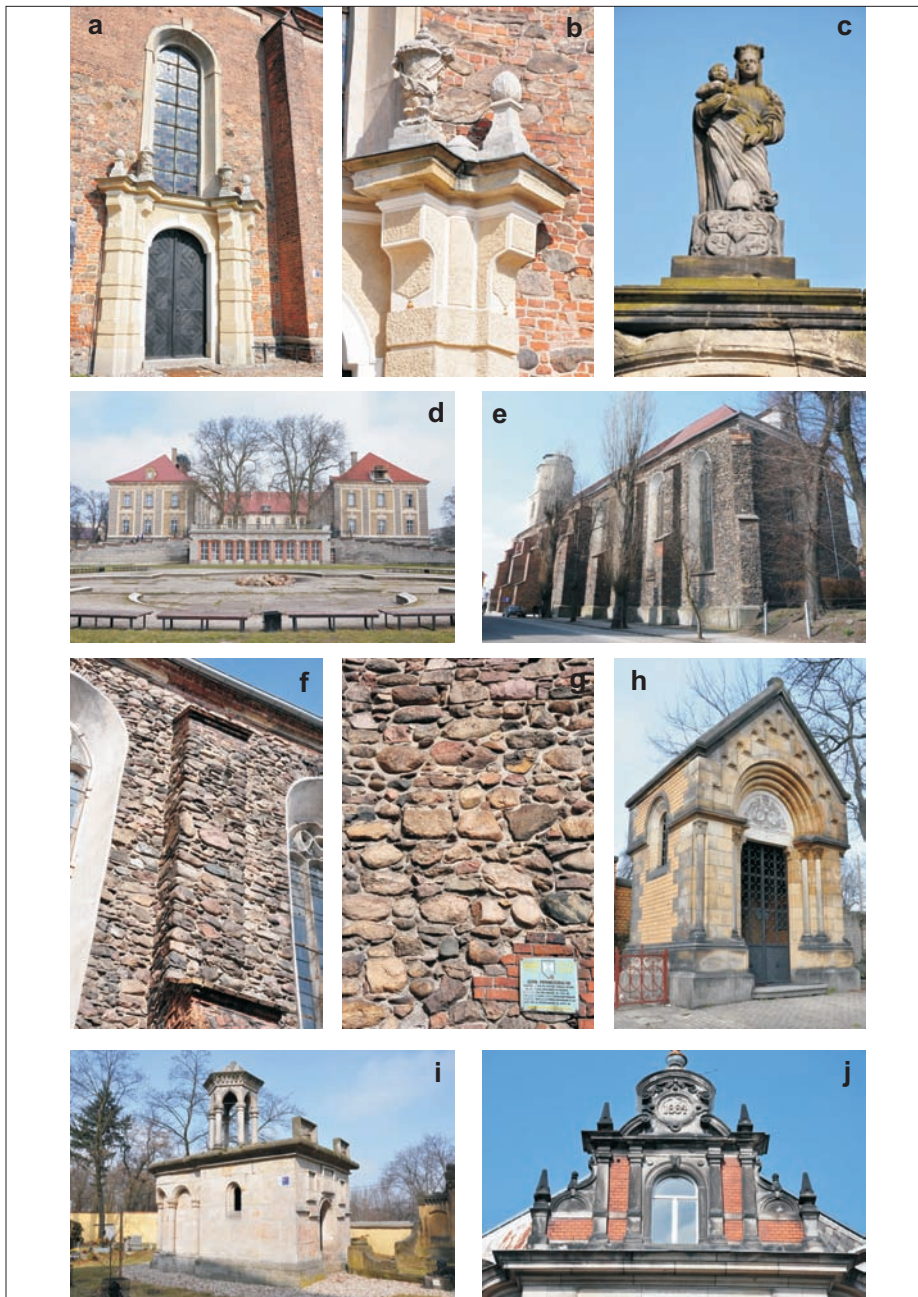


Fig. 6. Kamień w zabytkach Żagania: (a – c) – kościół Wniebowzięcia Najświętszej Marii Panny; (d) – Pałac Lobkowitzów; (f – g) – Kościół św. Piotra i Pawła; (h) – piaskowcowa kaplica grobowa na cmentarzu przy kościele p.w. Nawiedzenia Najświętszej Marii Panny; (i) – Kaplica Bożego Grobu przy kościele p.w. Nawiedzenia Najświętszej Marii Panny; (j) – piaskowcowa dekoracja budynku Poczty. Fot. R. Kryza.

Fig. 6. Stone in historical monuments of Żagań: (a – c) – Church of Assumption of Our Lady; (d) – Lobkowitz Castle; (f – g) – St. Peter and Paul Church; (h) – sandstone chapel at the cemetery at the Church of St. Mary Visitation; (i) – Christ Grave Chapel at the Church of St. Mary Visitation; (j) – sandstone decoration of the Post Office building. Photo by R. Kryza.

G. Wernera w Osiecznicy, geologa i mineraloga, profesora Akademii Górniczej we Freibergu, twórcy systematyki skał i minerałów, jednego z ojców geologii złożowej.

UWAGI KOŃCOWE

W przedłożonym opracowaniu starano się przybliżyć problematykę nowej, interdyscyplinarnej dziedziny naukowej – petroarchitektury – nauki na styku geologii i petrografii oraz archeologii, architektury, historii sztuki, kamieniarstwa i konserwacji zabytków. Warsztat mineralogiczno-petrograficzno-geochemiczny jest bardzo użyteczny w badaniach historii zabytków, proveniencji kamieni, a z drugiej strony – zagadnień praktycznych, takich jak stan zachowania kamieni oraz optymalne sposoby rekonstrukcji, renowacji i konserwacji zabytków.

Wyniki takich interdyscyplinarnych badań mogą stanowić przedmiot szerszego zainteresowania i mogą być wykorzystane m.in. w dydaktyce i działaniach na polu geoturystyki. Zachodnia część Niziny Śląskiej – miejsce Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego 2011 – oferuje w tym zakresie wiele atrakcji, liczne średniowieczne i późniejsze zabytki śląskich miasteczek, często z dobrze zachowanym systemem oryginalnych fortyfikacji i imponującymi zespołami średniowiecznych kościołów i klasztorów. Kamień, przede wszystkim ten lokalny, z miejscowych złóż lub dostępny po prostu na okolicznych polach – odgrywa w nich ważną rolę jako architektoniczny materiał konstrukcyjny i dekoracyjny. Jest to specyficzna cecha zabytków architektonicznych tego regionu.

SPIS LITERATURY:

- Bauen in Naturstein: 200 Jahre Zeidler & Wimmel.** Steinbrüche, Steinmetzbetriebe, Steinindustrie. Kirchheim, 1976 (wyd. 2, Kirchheim, 2001).
- Bulakh, A.G., Kryza, R., Walendowski, H., 2006.** Kamień iz Polshy v arkhitekture Peterburga. W: Bespiatykh Y.N. (red.): The phenomenon of St. Petersburg. Blitz, Saint Petersburg, pp. 230-240.
- Kryza, R., 2009.** Kamień w Katedrze Wrocławskiej – jak to widzi petrograf. Stone in Wrocław Cathedral – through the eyes of a petrographer. W: Lipińska A (red.): Materiał rzeźby. Między techniką a semantyką. Material of Sculpture. Between Technique and Semantics. Acta Universitatis Vratislaviensis No 3156, Historia Sztuki XXIX, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, pp 73-91.

- Kryza, R., Uhlir, C., Kryza, G., Striškiene E., Hoeck, V., 2011.** Wapienie Salzburga – „Królewskie Marmury” w Polsce i na Litwie. Salzburg Limestones – “Royal Marbles” in Poland and Lithuania. Przegląd Geologiczny 59/2, 137-145.
- Kryza, R., x. Drwięga, A., Grodzicki, A., August, C., Kryza, G., Walendowski, H., 2006.** 1000 lat Wrocławskiej Katedry: Kamień w zmieniających się stylach architektury. I-IV. Świat Kamienia 2, 4, 5, 6 (39, 41, 42, 43).
- Savchenok, A.I., Kryza, R., Zolotarev, A.A., 2005.** Zdania Sankt-Peterburga dekorirovannye polskimi i niemietzkimi peshchannikami. Geologia i Evolucionnaia Geografia, 5, Izd-vo “Epigraf” St. Petersburg, pp. 50-54.
- Skoczylas, J., Żyromski, M., 2005.** Symbolika kamienia jako element procesu legitymizacji władzy w cywilizacji europejskiej. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Striškiene, E., Kryza, R., Raczyński, P., Kryza, G., Motuza, G., 2007.** Natural stones from the Palace of the Great Duke of Lithuania Palace in Vilnius. W: Prichystal A., Krmicek L., Halavinova M. (red.), Petroarcheology in the Czech Republic and Poland at the beginning of the 21st century. Ustav geologických ved PrF MU v Brne, Moravske zemske museum, Brno 2008. ISBN 978-80-7028-324-0, 149-159.

W pracy wykorzystano informacje nt. historii zabytków pochodzące ze stron internetowych urzędów administracji państwowej i lokalnych instytucji w Bolesławcu, Lwówku Śląskim, Lubaniu i Żaganu.

Spis treści

MEZOZOIK POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ POLSKI (SYNKLINORIUM1 PÓŁNOCNOSUDECKIE) <i>Mesozoic of South-Western Poland (The North Sudetic Synclinorium)</i> Alina Chrząstek , Jurand Wojewoda	
WIEK UTWORÓW NEOGENU W ZACHODNIEJ CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA.....11 <i>The age of neogene deposits on western part of Lower Silesia</i> Adam Szyrkiewicz	
ROZWÓJ STRUKTURALNY EPIWARYSZYJSKIEJ POKRYWY PLATFORMOWEJ19 W OBSZARZE SYNKLINORIUM PÓŁNOCNOSUDECKIEGO <i>Structural development of the epi-Variscan cover in the North Sudetic Synclinorium area</i> Andrzej T. Solecki	
GÓRNY PŁASZCZ ZIEMI POD SW POLSKĄ: ŹRÓDŁO KENOZOICZNEGO37 WULKANIZMU ALKALICZNEGO <i>Upper Earth's mantle beneath SW Poland: a source of Cenozoic alkaline volcanism</i> Puziewicz J., Matusiak-Małek M., Ntaflos T., Grégoire M.	
PROBLEMY ZE STRATYGRAFIĄ UTWORÓW PLEJSTOCENU W ZACHODNIEJ45 CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA <i>Few problems with stratigraphy of pleistocene deposits on western part of Lower Silesia</i> Janusz Badura, Adam Szyrkiewicz	
GLACITEKTONIKA POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI NIZINY ŚLĄSKIEJ59 SUDECKIEGO I PRZEDGÓRZA <i>Glacitectonic deformation in southern part of Silesian Lowland and Sudetic Foreland</i> Urbański K., Hałuszczak A., Różański P.	
WSPÓŁCZESNE, NATURALNE I ANTROPOGENICZNE DEFORMACJE79 POWIERZCHNI SKORUPY ZIEMSKIEJ NA OBSZARZE DOLNEGO ŚLĄSKA <i>Recent, natural and anthropogenic deformations of the Earth crust surface in Lower Silesia, SW Poland</i> Stefan Cacoń, Bernard Kontny	
WODY PODZIEMNE PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI DOLNEGO ŚLĄSKA93 <i>Groundwater of north-western part of Lower Silesia</i> Mirosław Wąsik, Henryk Marszałek, Stanisław Staško, Robert Tarka	
WODY TERMALNE NA DOLNYM ŚLĄSKU107 <i>Thermal waters of Lower Silesia (SW Poland)</i> Ciężkowski W., Michniewicz M., Przylibski T.A.	
ZŁOŻA WĘGLA BRUNATNEGO W REJONIE LEGNICY-ŚCINAWY121 I TECHNOLOGIE ICH ZAGOSPODAROWANIA <i>The lignite deposits in the Legnica-Ścinawa area the methods of their exploitation</i> Stachowiak A., Nowak J., Sztromwasser E.	

MOŻLIWOŚCI ROZWOJU GEOTURYSTYKI W REGIONIE DOLNOŚLĄSKIM	137
NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH PROJEKTÓW DOTYCZĄCYCH INWENTARYZACJI I WALORYZACJI GEOSTANOWISK Koźma J., Cwojdziański S., Ihnatowicz A., Pacuła J., Zagożdżon P.P., Zagożdżon K.D.	
„ODKRYĆ NIEWIDOCZNE”. Wybrane zagadnienia z geoarcheologii Śląska.....	159
<i>„Uncover hidden”. Selected aspects of Silesia geoarcheologii</i> Furmanek M., Wiśniewski A., Gediga K., Jary Z., Lisa L., Piszcz U., Skrzypek G.	
BADANIA MAGNETOTELLURYCZNE NA DOLNYM ŚLĄSKU – NOWE	169
MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA METODY MAGNETOTELLURYCZNEJ W GEOLOGII STRUKTURALNEJ, ZŁOŻOWEJ, POSZUKIWANIACH WÓD MINERALNYCH I TERMALNYCH <i>Magnetotelluric studies in the Lower Silesia - new possibilities of using magnetotelluric method in structural geology, reservoir, search for mineral and thermal waters</i> Stefaniuk M., Farbisz J., Wojdyła M., Sito Ł.	
KAMIEŃ W ARCHITEKTURZE I SZTUCE: OD ASUANU DO ŻAGANIA	195
<i>Stone in architecture and art: from Asuan to Żagań</i> Ryszard Kryza	