

Izabella GROTEK¹

**ZMIENNOŚĆ STOPNIA UWZGLĘDNIENIA GLEBIA MATERII ORGANICZNEJ
ROZPROSZONEJ W UTWORACH KARBONU
WZDŁUG BRZEGU PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ POLSKI**

(z 23 fig. i 4 tabl.)

**ALTERATION OF THE COALIFICATION DEGREE OF THE ORGANIC MATTER
DISPERSED IN THE CARBONIFEROUS SEDIMENTS
ALONG BORDER OF THE EAST-EUROPEAN CRATON IN POLAND**

(with 23 Figures and 4 Plates)

Abstract. Microscopic studies in reflected white light and fluorescence investigations of organic matter dispersed in the sedimentary rocks were applied in this dissertation. The main purpose of this study, was: characterisation and identification of various organic constituents which occur in successions of the Carboniferous sediments along the Teisseyre–Tornquist tectonic zone in Poland; determination of the degree of organic matter coalification (thermal maturity), based essentially on the reflectance of vitrinite and dispersed vitrinite like particles (bitumen); estimation the palaeogeothermal conditions of the investigated Carboniferous deposits; determination the zones of petroleum generation (immature, oil window, gas window, overmature).

The studied Carboniferous series contains mainly humic (“gas prone”) material rich in vitrinite, inertinite and liptinite macerals (sporinite, cutinite, liptodetrinite). “Oil prone” organic matter, consist of: structureless organo-mineral associations spropelic type with bitumens, bituminite and alginite, were observed in the Lower Carboniferous deposits (S polno and Gozd formations on the Koszalin–Wierzchowo zone or Huczwa and Terebin formations on the Lublin area).

Thermal maturity of the studied organic matter vary between less than 0.5% $R_{o,r}$ to about 3.0% $R_{o,r}$. The above values characterize immature to overmature stages of hydrocarbon generation. The oil window extends over most of the study area, except for immature northern part, gas window zones (Moracz–Zabartowo and Przysucha–erechowa) and overmature area in the south. The investigated indices display a general trend towards higher values in southern, south-western direction (Pomerania and Lublin areas) and in western direction (NW margin of the wi tokrzyskie Mts). This trend generally corresponds to maximum burial depths increasing in the same direction. The palaeotemperature distribution correlates mostly with maximum

¹ Pa stwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

burial depths of the Carboniferous deposits. Observed $R_{o,r}$, CAI and T_{max} values indicate palaeotemperature range from 50 to 130°C (Pomerania, Koszalin–Wierzchowo zone and Lublin area) and 120–200°C (Pomerania, Moracz–Byczyna zone and NW margin of the wi tokrzyskie Mts).

Key words: organic matter, vitrinite, reflectivity, thermal maturity, palaeotemperature, Carboniferous.

Abstract. W pracy przedstawiono wyniki badań mikroskopowych materii organicznej rozproszonej w karbo skich skałach osadowych, przy zastosowaniu wiatła odbitego białego oraz niebieskiego (fluorescencja). Głównym celem badań było: identyfikacja i charakterystyka składników organicznych występujących w utworach karbonu wzdłuż tektonicznej strefy Teisseyre’a-Tornquista; określenie stopnia uwgielenia materii organicznej na podstawie refleksyjności wityrynytu lub składników wityrynitopodobnych (bitumin); określenie warunków paleotermicznych badanych utworów karbonu oraz określenie stref generacji w głowodorów (nieodjrzałej, generacji ropy naftowej, generacji gazów, przejrzalej).

Badany kompleks karbo ski zawiera głównie materiał humusowy (tzw. gazotwórczy) bogaty w macerały wityrynytu, inertynitu i liptynytu (sporynitu, kutynitu, liptodetrynytu). „Ropotwórczy” materiał organiczny składający się z fluoryzujących, bezstrukturalnej asocjacji organiczno-mineralnej typu sapropelowego z bituminem, bituminitem i alginitem występuje w osadach dolnego karbonu (formacje S polna i Gozdu w strefie Koszalin–Wierzchowo oraz Huczwy i Terebina na obszarze lubelskim). Dojrzała termiczna badanej materii organicznej waha się od >0,5% $R_{o,r}$ do powyżej 3,0% $R_{o,r}$. Wartości te charakteryzują fazy generacji w głowodorów od nieodjrzałej po przejrzalą. „Okno ropne” obejmuje większość badanego obszaru. Wyjtek stanowi nieodjrzałej po przejrzalą. „Okno ropne” utworów przy północno-wschodniej granicy karbonu, strefa „okna gazowego” w pasie Moracz–Zabartowo i Przysucha–erechowa oraz strefa osadów przejrziałych związana z południowo-zachodnią granicą badanego rejonu. Badane wskaźniki wykazują wzrost wartości w kierunku południowym i południowo-zachodnim (NW obrzeżenie Gór wi tokrzyskich), zgodnie z kierunkiem pogrębienia utworów karbonu. Rozkład paleotemperatur koreluje się również z maksymalną głębokością pogrębienia osadów karbonu. Obserwowane wartości $R_{o,r}$, CAI i T_{max} wskazują na paleotemperatury rzędu 50–130°C (Pomorze w strefie Koszalin–Wierzchowo i Lubelszczyzna) oraz 120–200°C (Pomorze w strefie w strefie Moracz–Byczyna oraz NW obrzeżenie Gór wi tokrzyskich).

Słowa kluczowe: materia organiczna, wityrynit, refleksyjność, dojrzała termiczna, paleotemperatura, karbon.

WSTĘP

Badania optyczne materii organicznej rozproszonej w skałach osadowych, przy użyciu odbitego wiatła białego oraz fluorescencji, rozwinęły się znacznie w ciągu ostatnich dwudziestu lat. Słone stosowane w różnych dziedzinach badań związanych głównie z poszukiwaniem złóż w głowodorów. Pozwalają wstępnie wydzielić poziomy skał macierzystych dla ropy naftowej i gazu ziemnego oraz scharakteryzować ich środowisko sedymentacji. Analizy te pomagają również zrekonstruować termiczną historię basenów sedymentacyjnych oraz lepiej zrozumieć zmiany zachodzące w nich w czasie diagenety.

Głównym celem wykonanych badań było:

— określenie ilościowego składu maceralnego oraz typu genetycznego materii organicznej, przy zastosowaniu analizy mikroskopowej w świetle odbitym białym oraz niebieskim (fluorescencja);

— oznaczenie stopnia uwgielenia materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu na podstawie zdolności odbicia wiatła (refleksyjności) wityrynytu;

— określenie warunków paleotermicznych panujących w czasie diagenety i epigenety osadów karbońskich oraz ocena ich możliwości generacyjnych w aspekcie poszukiwa ropy i gazu;

— wydzielenie i charakterystyka stref odpowiadających różnym fazom generacji w głowodorów (niedojrzałej, generacji rop, generacji gazów, przejrziałej).

Badania obejmują utwory karbońskie położone wzdłuż brzegu polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, odpowiadającej strefie tektonicznej Teisseyre'a-Tornquista na obszarach basenów platformowych (fig. 1):

- Lubelszczyzny oraz niecki warszawskiej,
- Pomorza Zachodniego,
- północno-zachodniego obrzeżenia Górów tokrzyskich.

Materiał do badań analitycznych pochodzi ze 108 otworów wiertniczych wykonanych przez Państwowy Instytut Geologiczny oraz Górnictwo Naftowe w latach 1965–1996 (fig. 1). Wyniki uzyskane z analizy petrograficznej polerowanych próbek rdzeni wiertniczych (581 próbek) zostały częściowo przedstawione w opracowaniach archiwalnych i publikacjach w latach 1978–1999.

Do wykreślenia map uwglenia materii organicznej wykorzystano dodatkowo dane pochodzące z prac doktorskich Ptak (1996) — otwory: Lubartów IG 2, Przytoczno IG 2, Piasek IG 1, IG 2; Krasnystaw IG 2, IG 3, IG 4, IG 5 oraz Batora (1998) — otwory: Marianka 1, Niedrzwica IG 1, Bystrzyca 2. Dołączony także zostały pojedyncze wyniki analizy mikroskopowej wykonanej przez Swadowską dla otworów Czachówek 1 (niepubl.) i Opoczno PIG 2 (dok. wynik., 1989) oraz Wagnera (1999) dla otworów Lipka 1 i Okonek 1.

W celach korelacyjnych przedstawiono również metody określające dojrzałość termiczną osadów karbonu, stosując współczynniki inne niż refleksyjno-witrynytu, takie jak: CAI (wskaźnik przeobrażenia barwy konodontów), opracowany przez Matyja (1996) dla Pomorza Zachodniego oraz Skompskiego (1998) dla Polski południowo-wschodniej, a także T_{max} (temperatura rozkładu materii organicznej w czasie pirolizy). Dane wykorzystane przez autorkę do wykonania map rozkładu T_{max} w utworach karbonu pochodzą z opracowania „Analiza basenów sedimentacyjnych” (grant zamawiany KBN, 1996) wykonanego przez I. Matyasik i zespół z Instytutu Górnictwa Naftowego i Gazownictwa, M. Kotarbi i zespół z Akademii Górniczo-Hutniczej oraz z pracy doktorskiej Batora (1998).

TŁO GEOLOGICZNE I LITOSTRATYGRAFIA

Utwory karbońskie zajmują około 46% powierzchni Polski. Ich zasięg jest ograniczony liniami tektonicznymi i erozyjnymi, a obszar występowania obejmuje regiony o różnej strukturze geologicznej.

Maksymalne pogłębienie stropu utworów karbonu, według pomiarów sejsmicznych i głębokich wierceń, wynosi około 8000 m (Polska centralna) i odpowiada maksymalnej grubości młodszego nadkładu (permo-mezozoiku i kenozoiku).

Kierunek izohips na obszarze pomorskim oraz w centralnej i południowo-wschodniej Polsce jest równoległy do tektonicznej strefy Teisseyre'a-Tornquista (Poryski i in., 1992). Od maksymalnej depresji w centralnej strefie bruzdy różpolskiej strop utworów karbońskich we wszystkich kierunkach zalega płycej: 2000–3000 m p.p.m. w brzońskiej części Pomorza Zachodniego po 500–1000 m w południowo-wschodniej Polsce oraz na północnym obrzeżeniu Górów tokrzyskich (fig. 2).

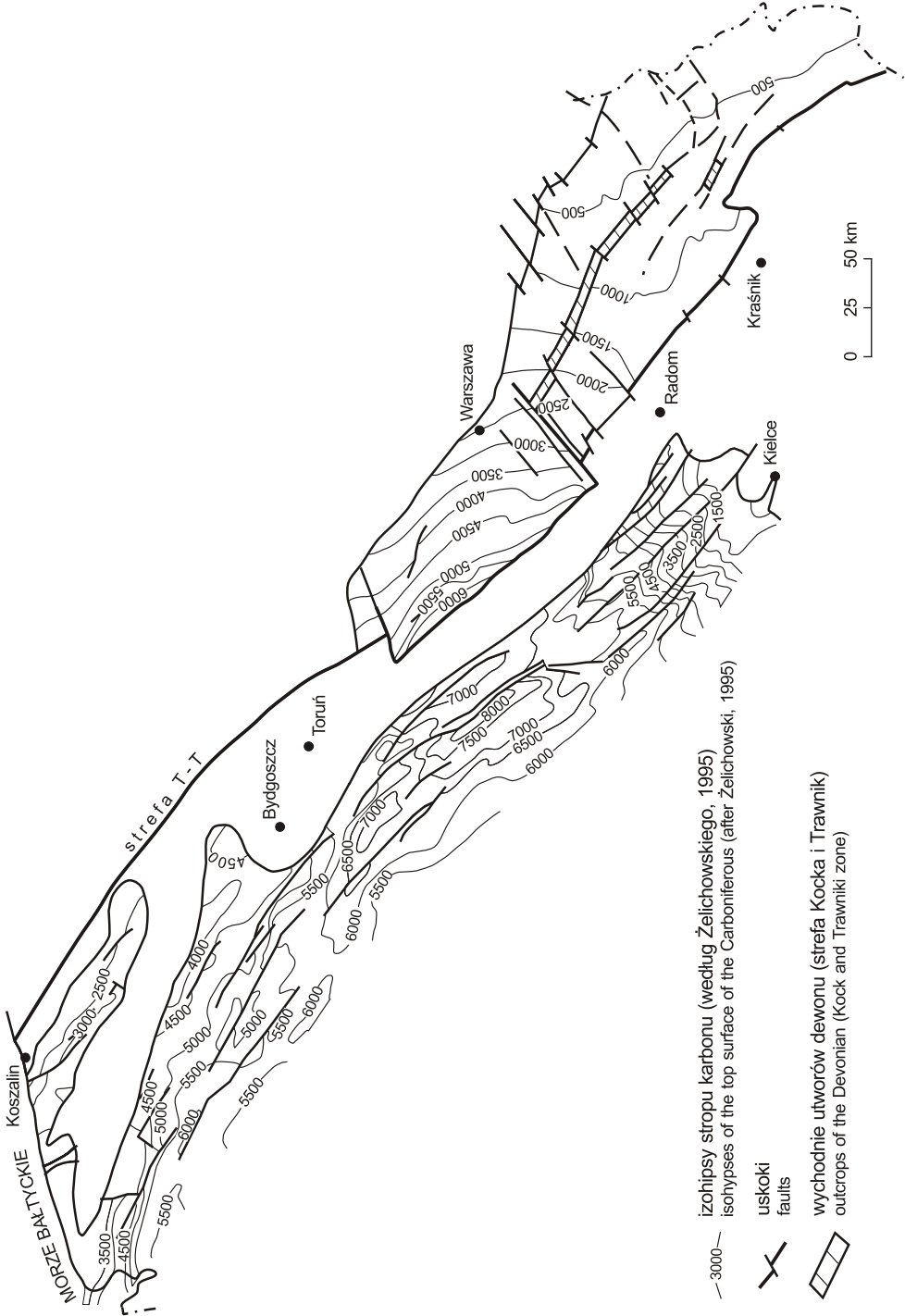


Fig. 2. Mapa współczesnego zalegania stropu karbonu na obszarze bada

Present burial of the top surface of the Carboniferous deposits on the studied area



Należy podkreślić, że różne fragmenty basenu karbonowego rozwijały się najczęściej w różnym czasie i według innego planu strukturalnego.

Utwory karbonowe na obszarach pomorskim i wiatokrzyskim razem z osadami wulkanowymi górnego dewonu stanowią przedpola waryscydy (Porzycki i in., 1992). Natomiast w Polsce południowo-wschodniej oraz niecce warszawskiej tworzą one osadów pokryw platformy wschodnioeuropejskiej.

LUBELSZCZYŻNA

Karbonowy basen lubelski leży na południowo-wschodnim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej. Powstał on w wyniku ruchów obniżających w obrębie platform, z dala od orogenu waryscyjskiego. Utwory karbonowe na tym obszarze przykryte są niezgodnie kompleksem permio-mezozoiku (generalnie osadami od górnej jury). W podłożu basenu znajduje się strefa przejściowa między platformą wschodnioeuropejską a platformą paleozoiczną. Granice basenu lubelskiego są naturalnymi granicami geologicznymi, erozyjnymi lub tektonicznymi. Od strony północno-wschodniej i północnej stanowią je podjurajskie wychodnie utworów wizen, od strony południowej i południowo-zachodniej — lokalnie wychodnie warstw bulajskich. Przeważają jednak zasięgi karbonu wyznaczające uskoki tektoniczne. Pierwotny zasięg basenu w kierunku południowym i południowo-zachodnim nie jest znany, gdyż osady uległy silnej erozji. Granica północno-zachodnia prowadzona jest umownie wzdłuż uskoku Grójca, chociaż na północny zachód od tego uskoku karbon jest wykształcony w sposób typowy dla górnej części formacji Dębina i lubelskiej, genetycznie stanowiąc fragment basenu lubelskiego. Ku południowemu wschodowi basen lubelski kontynuuje się jako basen lwowsko-wołyński.

Na obszarze Lubelszczyżny basen sedymentacyjny karbonu zaczął rozwijać się w późnym wizenie. Osady górnego wizeny spoczywają tu niezgodnie kolumnowo i stratygraficznie na utworach od proterozoiku po dewon górny. Jest to efekt wypiętrzających ruchów tektonicznych fazy bretońskiej oraz turnejskiej i dolnowizyjskiej erozji.

Pierwszego podziału utworów karbonu na jednostki litostratygraficzne dokonał Porzycki (1966). Podział ten był uzupełniany i modyfikowany m.in. przez: Dembowskiego (1968), Elichowskiego (1972, 1977), Musiała i Tabora (1988) oraz Skompskiego (1996, 1998). W pracy stosowano podział Porzyckiego (1979) i Elichowskiego (1979), z niewielkimi zmianami wprowadzonymi przez Porzyckiego i Zdanowskiego (1995).

Najstarsze osady karbonu tworzą formację Huczwy, datowane na górny wizen, są reprezentowane przez zespół osadów wapienno-iłwcowych z wkładkami mułowców, rzadziej piaszczystych. Cechuje je rozwój transgresywnej sekwencji morskiej. Lokalnie, w sągu formacji Huczwy, na cienkich osadach detrytycznych lub bezpośrednio na starszym podłożu występują utwory wulkaniczne, diabazy i bazalty.

W części sedymentacyjnej na wulkanowo-iłwcowych utworach górnego wizeny występują utwory zaliczane do namuru A, określane mianem formacji Terebina. Wykazuje ona

największe rozprzestrzenienie regionalne w stosunku do innych karbońskich ogniw litostratygraficznych. Zbudowana jest z osadów iłowcowo-mułowcowych z wkładkami wapieni, rzadziej piaskowców. Cech charakterystyczny sedymentacji formacji Terebina jest jednakowa intensywność zarówno w czasie, jak i w lateralnym rozprzestrzenieniu; zachodziła ona w typowych paralicznych warunkach, przy dominacji środowiska morskiego. Strop jednostki stanowi granica erozyjna iłowców morskich z fauną, na których spoczywają piaskowce szarogłazowe laminowane muskowitem, należące do formacji D blińska.

Formacja D blińska to zespół utworów piaskowcowo-mułowcowych o zróżnicowanym składzie petrograficznym. Część dolna to mułowce i piaskowce szarogłazowe, górna to piaskowce kwarcowe, gruboławicowe, różnoziarniste. Ze względu (mimo innych) na różnicę w składzie petrograficznym piaskowców część dolną nazwano ogniwem bułaskim, a górną — ogniwem kumowskim.

Utworki ogniw bułaskiego zaliczane są do odcinka czasowego pomiędzy namurem A i B–C (Kmieciak, 1988; Musiał, Tabor, 1988). W części spągowej zbudowane są z pakietu piaskowcowo-mułowcowego. W środkowej i górnej części ogniw dominują osady drobnoklastyczne z przeogłębionych, przewarstwione piaskowcami, węglinami humusowymi i wapieniami.

Zgodnie z ogniwem bułaskim te utworki ogniw kumowskiego zaliczane do najwyższego namuru C i westfalu A. Osady ogniw kumowskiego odzwierciedlają diastroficzny epizod w historii basenu. Rezultatem tego procesu było osadzenie się dużych gruboklastycznych osadów. Zasięg utworów morskich był w tym czasie wyraźnie redukowany.

Profil karbonu powyżej ogniw kumowskiego budują osady określone jako formacja lubelska o zupełnie odmiennym wykształceniu litologicznym i facjalnym niż utworki niższych jednostek litostratygraficznych. Najniższą część profilu formacji lubelskiej od jej spągu do pokładu 394 w wietle badań stratygraficznych zaliczana jest do westfalu A (Migier, 1979). Osady powyżej pokładu 394 zaliczane są do westfalu B, którego górna granica nie jest jeszcze udokumentowana. Najwyższą część formacji lubelskiej według badań makro- i mikroflory należy do westfalu C (Musiał, Tabor, 1988).

Brak zróżnicowania litofacjalnego w rozprzestrzenieniu osadów świadczy o długotrwałym istnieniu warunków sedymentacji sprzyjających powstawaniu formacji w głębokości znacznej miłośności. W przyspągowej części formacji lubelskiej występują poziomy osadów morskich, będący zarazem najmłodszym horyzontem morskim w profilu karbonu południowo-wschodniej Polski. Powyżej tego poziomu sedymentacja osadów ma limniczno-fluwialny charakter. Znaczącym cechem profilu formacji lubelskiej jest dominacja utworów drobnoklastycznych i duża częstotliwość występowania warstewek i pokładów węgla. Osady drobnoklastyczne reprezentowane przez mułowce i iłowce zawierają liczne zwęglone fragmenty roślin paprociolistnych, skrzypów i widłaków.

Na stropowej, erozyjnej powierzchni formacji lubelskiej w zachodniej części basenu lubelskiego występuje kompleks utworów iłowcowo-mułowcowych zwany formacją Magnuszewska. Na podstawie badań florystycznych i mikroflorystycznych jest ona zaliczana do westfalu C, przy czym podkreśla się występowanie gatunków flory i mikroflory charakterystycznych dla westfalu D. Górna granica tej formacji jest jednocześnie nie granicą stropu karbonu. Występuje ona tylko w strukturalnych depresjach. Profil litologiczny formacji Magnuszewska cechuje znikomy udział utworów fitogenicznych oraz wyraźna dominacja iłowców. Znacząca wiążąca to iłowce gruzłowate, których cech charakterystyczny, a jednocześnie różniące je od iłowców formacji lubelskiej, są pstry barwy. Barwy szare, typowe dla utworów karbonu produktywnego, stwierdzono tylko w pobliżu pokładów węgla.

NIECKA WARSZAWSKA

Profil karbonu na obszarze niecki warszawskiej obejmuje tylko górny namur i westfal. Wykształcenie utworów górnokarbońskich w tej strefie jest bardzo podobne do występującego w północnej części rowu lubelskiego. Ich dolna część jest reprezentowana przez pakiet piaszczysto-zlepiaczowy, zawierający znaczne ilości fragmentów wulkanitów oraz skał piroklastycznych, przypisany do formacji Dolina. Przykrywa ją skały odpowiadające formacji lubelskiej i Magnuszewa.

POMORZE ZACHODNIE

Osady karbonu pomorskiego reprezentują sekwencje uformowane w dwóch cyklach sedymentacyjnych: starszy, obejmujący wczesny karbon, i młodszy, odpowiadający późnemu karbonowi. Te dwa cykle rozdziela luka sedymentacyjna, która przypada na dolną część późnego karbonu (namur).

Osady dolnego karbonu na obszarze pomorskim są ograniczone strefami występowania skał dewońskich, lokalnie starszych, i znane są z dwóch pasów: północno-wschodniego (Koszalin–Wierzchowo) oraz południowo-zachodniego (Moracz–Byczyna).

We wczesnym turnieju pierwotnie basen karboński sięgał daleko na obszar platformy wschodnioeuropejskiej, osiągając maksymalne rozprzestrzenienie aż po Litwę i Łotwę. Poprzez pozostałą część karbonu jego zasięg stale się zmniejszał, a duże ilości osadów dinantu (przynajmniej w strefie Koszalin–Wierzchowo) były związane z lokalną synsedymenacyjną aktywnością tektoniczną. Najdalej ku południowemu wschodowi utwory karbońskie, o wykształceniu typowym dla basenu pomorskiego, zanotowano w wierceniach Byczyna 1. Południowa granica obszaru nie jest znana, gdy osady karbonu zalegają na dużych głębokościach. Pomorski typ wykształcenia dolnego karbonu powinien sięgać aż po front deformacji warwicyjskich (fig. 1).

We wczesnym wizerunku sedymentacja węgla została przerwana na skutek ruchów tektonicznych związanych z fazą bretońską. W późnym wizerunku w strefie przybrzeżnej zaczęła się rozwijać morsko-paraliczna asocjacja węglowa, podczas gdy w strefie głębszej rozwijała się platforma węglowa. We wczesnym namurze obszar pomorski został wyniesiony. W późnym karbonie poddany był on procesom denudacji, które usunęły częściowo pokrywę dolnokarbońską, a miejscami także dewońską. W górnym westfalu sedymentacja została zakończona. Tylko w zachodniej części Bałtyku sedymentacja czerwonych osadów została uznana za Stefan.

Złożoność budowy kompleksu dolnokarbońskiego na Pomorzu Zachodnim spowodowała, że mimo trzydziestoletniej historii badania nie wypracowano jeszcze formalnego podziału litostratygraficznego. Funkcjonuje równocześnie kilka nieformalnych schematów wydzielenia (Korejwo, 1977; 1993; Dadlez, 1978; Elichowski i in., 1983; Elichowski, 1987, 1995; Matyja, 1993; Matyja i in., 1995). Lipiec i Matyja (1998) zaproponowali nowy podział litostratygraficzny opracowany na podstawie obowiązujących zasad klasyfikacji stratygraficznej (Alexandrowicz i in., 1975). Podział ten jest modyfikacją schematu zaproponowanego przez Elichowskiego (1987, 1995) i został zastosowany w niniejszej pracy.

W profilu dolnego karbonu na Pomorzu Zachodnim wydzielono siedem formacji i dwa ogniwa litostratygraficzne.

Strefa północno-wschodnia (Koszalin–Wierzchowo)

Formacja iłowców wapnistych z S polna, wieku famen–turnej, buduje kompleks ciemnoszarych iłowców, iłowców wapnistych, margli i wapieni z faun otwartomorsk reprezentuj c system depozycyjny rampy w glanowej z du ym udziałem terygenicznego materiału ilastego. Ogniw margli z Trzebiechowa wydzielane jest w górnej cz ci formacji iłowców wapnistych z S polna i charakteryzowane przez obecno ubogich w faun margli, wapieni, dolomitów, iłowców wapnistych, drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, wkładek piaskowców arkozowych oraz wapieni ooidowych i ooidowo-szkieletowych. Osady tego ogniw powstały w płytkomorskim rowodowisku.

Formacja piaskowcow arkozowych z Gozdu powstawała w najwy szej cz ci wczesnego turneju, w rowdowym i w ni szej cz ci pó nego turneju. Charakterystycznym litotypem dla tej jednostki s piaskowce arkozowe (wulkanoklastyczne), czasem wapniste lub dolomityczne, oraz podz dnie tufity. Tworzyły si one na szelfie, w rowodowisku otwartego morza.

Formacja wapieni ooidowych z Kurowa, wieku rowdowy i górny turnej, jest reprezentowana przez kompleks greinstonów ooidowych, ooidowo-szkieletowych i podz dnie innych typów wapieni, cz sto zdolomityzowanych. Osady formacji Kurowa powstawały na w skim szelfie w glanowym. Ogniw iłowców wapnistych z Grzybowa tworz lagunowe, czarne iłowce, iłowce wapniste, margle, wapienie i anhydryty.

Formacja piaskowców kwarcowych z Drzewian, wieku turnej–górný wizen, jest najwy sz jednostk litostratygraficzn wydzielon w dinancie północno-wschodniej cz ci Pomorza Zachodniego. Jednostka ta zbudowana jest z białych i czerwonych drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych, pstrych mułowców i iłowców, lokalnie wapnistych z wtr ceniami anhydrytu. Osady reprezentuj rowodowisko l dowe, proksymalnej delty, laguny i równi pływowej.

Strefa południowo-zachodnia (Moracz–Byczyna)

Formacja iłowców z Łob onki, wieku górny turnej–dolny wizen, jest zbudowana z osadów reprezentuj cych rowodowisko basenowe oraz skłonu delty. S to czarne iłowce (wtórnie zsilifikowane), ciemnoszare mułowce oraz szare piaskowce kwarcowe.

Formacja wapieni z Czaplinka, wieku wize skiego, jest reprezentowana przez kompleks szarych wapieni organodetrytycznych oraz ooidowych, które budowały rozległ platform w glanow . Jest ona wa nym elementem odzwierciedlaj cym regresywn tendencj w basenie na całym obszarze Pomorza Zachodniego prawie przez cały dinant (elichowski, 1987; Lipiec, 1997; Lipiec, Matyja, 1998).

Formacja iłowców z Nadarzyc jest najwy sz formacj strefy południowo-zachodniej, wieku górnówize skiego. Zbudowana jest z kompleksu ciemnoszarych iłowców (czasem wtórnie utlenionych), w dolnej cz ci z wkładkami wapnistymi, reprezentuj cymi rowodowisko dystalnej cz ci skłonu platformy w glanowej.

Karbon górny wyst puj cy na Pomorzu Zachodnim rozprzestrzenia si równie na obszarze polskiego sektora Bałtyku, od jego zachodniej granicy po stref uskoku Koszalina. Górny karbon le y niezgodnie na skałach dolnokarbo skich lub dewo skich, nie tworzy ci głych powierzchni, lecz wyst puje lokalnie wypełniaj c depresje lub tektoniczne półrowy (elichowski, 1995).

Utwory górnokarbońskie przypisano do trzech formacji (Elichowski, 1987): Wolina, Regi i Dziwny.

Formacja Wolina, rozpoczynająca profil silezu (górnym westfalu), składa się z osadów szarych, ilasto-mułowcowych, z wkładkami piaskowców kwarcowych. W skałach tych występują liczne szczeliny oraz cienkie wkładki w głą.

Formacja Regi (najwyższy westfał górny) leży w cięglinie sedymentacyjnej na formacji Wolina. Charakteryzuje się dużym udziałem frakcji piaszczystej w osadach. Szary kolor osadów znika zamieniając się w bładoczerwony. W piaskowcach występują wkładki ilasto-mułowcowe zawierające szczeliny flory (stygmarie z appendiksami, łodygami oraz kordaity). Strop formacji jest erozyjny.

Formacja Dziwny należy do najmłodszej pokrywy karbońskiej na Pomorzu Zachodnim oraz Bałtyku. Jej wiek zinterpretowano jako stefan. Spoczywa niezgodnie na utworach formacji Regi. Zbudowana jest z różnorodnych piaskowców, przeławiconych mułowcowo-ilastym osadem, współwystępujących zazwyczaj ze zlepkami. Kompleks ten ma barwy brunatnowiśniowe i czerwone i różni się od osadów podciąganych obecnie cięskami wylewnych, m.in. riolitów i dacytów.

PÓŁNOCNO-ZACHODNIE OBRZE ENIE GÓR W TOKRZYSKICH

W rozwoju sedymentacji karbońskiej na obszarze wiatokrzykim podstawowe role odegrały synsedymentacyjne ruchy bloków tektonicznych związane z fazą bretońską. Wzmogła ona aktywność ruchów pionowych w siedlisku rowu miechowskiego (Jurkiewicz, Kozłowska, 1972; Kozłowska, 1981), podobnie jak obecnie obszarów alimentacyjnych i centrów erupcji, wpłynęła na zmocowanie sedymentacji karbońskiej w różnych częściach basenu wiatokrzykiego.

Ruchy bretońskie prawdopodobnie nie przerwały sedymentacji w strefach depresyjnych. Mogły to zrobić, na krótko, w rejonach elewacyjnych (Kowalczewski, 1985). W karbonie wzrosła, nasilając się okresowo, aktywność tektoniczna omawianego obszaru. Znalazł się on bowiem na bezpośrednim przedpolu formacji cegońskiego górotworu waryscyjskiego. Spływający basen karboński o dużej subsydencji szybko zasypywały masy osadów detrytycznych, w których części (górnym wizen-dolny namur) deltowych (*op. cit.*). U schyłku karbonu (westfał) obszar wiatokrzyki objął ruchy tektoniczne zamykające definitywnie sedymentację karbońską.

Karbon na obszarze obrzeżenia Gór wiatokrzykich jest słabo poznany. Jego profil w tej strefie jest niekompletny, co wiąże się z procesami tektonicznymi i erozyjnymi. Osady karbońskie stwierdzono poniżej osadów permskich w 12 otworach wiertniczych. We wszystkich wierceniach profile karbonu są niekompletne i reprezentują różne interwały chronostratygraficzne.

Badania sedymentologiczne oraz prace z zakresu stratygrafii sekwencyjnej pozwalają na powiązanie subbasenu sedymentacyjnego strefy platformy wschodnioeuropejskiej z subbasenem wiatokrzykim (Elichowski, 1972; Elichowski, Kozłowski, 1983; Zdanowski, 1995).

Utwory wieku turnej-wizen stanowią wapienie margliste z materiałem piaszczysto-arkozowym, przykryte przez wapienie bariery szelfowej powstałej na północno-wschodnim brzegu bruzdy wiatokrzykiej. Osady te mogły ulec w znacznym stopniu erozji u schyłku wizenu i w namurze. Osady namuru tworzą skały detrytyczne: piaskowce szarogłazowo-arkozowe i mułowce z wkładkami ilowców. Pod koniec namuru mogło dojść do krótkotrwałej przerwy w sedymentacji. Ponowna sedymentacja rozpoczęła się we wczesnym westfalu. Reprezentują ją osady terygeniczne z dużym udziałem materiału wulkanicznego.

METODYKA BADA

Praca została wykonana na podstawie analizy mikroskopowej przeprowadzonej na polerowanych fragmentach rdzeni wiertniczych przy zastawianiu wiązki odbitego białego i niebieskiego. Metoda ta, w przeciwieństwie do stosowanych w niektórych ośrodkach koncentratów kerogenowych, pozwala na obserwację cząstek organicznych w ich naturalnym otoczeniu mineralogicznym oraz umożliwiająca wyodrębnienie autochtonicznych i redeponowanych składników organicznych. W pracy wyróżniono macerały stosując nomenklaturę i klasyfikację zalecaną przez ICCP (International..., 1971 i 1994). Przy ich wydzieleniu brano pod uwagę barwę, zdolność refleksyjną, relief, morfologię i stopień zachowania. Dużym znaczenie praktyczne i poznawcze w badaniach materii organicznej ma analiza fluorescencyjna. Umoliwia ona identyfikację składników organicznych, trudnych do zidentyfikowania w wyniku mikroskopii optycznej w świetle białym (van Gijssel, 1967; Teichmüller, 1974; Kwieciska, 1994; Kruszewska, 1995).

Pomiary zdolności odbicia wiązki przeprowadzono w imersji na autogenicznych ziarnach wityrytu, huminitu lub bituminu o cechach optycznych wityrytu. Składniki te charakteryzują się liniowym wzrostem zdolności odbicia wiązki wraz ze wzrostem stopnia uwęglenia (Stach i in., 1982). Pomiary wykonano na powierzchni ziarn >5 mm; jest to minimalna wielkość niezbędna do uzyskania wiarygodnego wyniku. Liczba punktów pomiarowych dla jednej próbki bogatej w materiał organiczny wynosi około stu (Jacob, 1972). Wityryt i bitumin na niskim i średnim stopniu uwęglenia są izotropowe. Wraz ze wzrostem uwęglenia (około 1,50–2,00% $R_{o,r}$) jest zauważalne zjawisko anizotropii o różnym stopniu intensywności, w zależności od orientacji optycznej badanych cząstek organicznych (Mackowsky, 1964). Wyniki pomiarów zdolności odbicia wiązki, wykonane na izotropowym wityrycie i bituminie w świetle niespolaryzowanym, przedstawiono jako uśrednione wartości przypadkowych pomiarów i oznaczono symbolem $R_{o,r}$. Wyniki pomiarów refleksyjności wityrytu i bituminu wykazujących anizotropię przedstawiono jako uśrednione wartości maksymalnej zdolności odbicia wiązki i oznaczono symbolem R_{max} . Pomiary R_{max} wykonywano w świetle spolaryzowanym, przy obrocie stolika mikroskopowego o 360° . Podczas obrotu obserwowano dwa maksymalne ciemnienia i rozjaśnienia badanych powierzchni (rejestrowane jest maksymalne rozjaśnienie).

Dla uzyskania pełnego obrazu składu petrograficznego materii organicznej przeprowadzono analizy jako ciów oraz szacunkowo-ilości ciów (licząc około 300 punktów w zgodzie, w liniach równomiernie rozmieszczonych na całej powierzchni). Rejestrowano trzy podstawowe grupy macerałów węgla, bitumin oraz asocjacji ilasto-organicznego typu sapropelowego. Badania wykonano mikroskopem Axioskop firmy Zeiss z mikrofotometrem przy użyciu wzorców ze szkła optycznego o określonej, stałej refleksyjności 0,4958; 0,9207; 1,1413 oraz 1,6618%; filtru monochromatycznego o długości fali 546 nm; blendy pomiarowej o wielkości 0,16 mm; olejku imersyjnego o $n_d = 1,515$ w temp. 20–25°C. Analizy jako ciów macerałów grupy liptynitów wykonano stosując lampę rtęciową HBO 100W/2 oraz filtry niebieskie pozwalające uzyskać promieniowanie potrzebne do pobudzenia próbki.

W składzie materii organicznej wyróżniono trzy grupy związków:

- pierwotne macerały węgla, których klasyfikacja została zaadaptowana z petrografii węgla (m.in.: Teichmüller, 1971; Kruszewska, 1977; Swadowska, 1979; Stach i in., 1982; Kruszewska i in., 1997) i była stosowana zgodnie z zaleceniami ICCP; są to: wityryt, inertynit, liptynit rozpoznawalne w świetle odbitym białym oraz niebieskim (fluoryzującą grupą liptynitów);
- bezstrukturalne pierwotne składniki asocjacji mineralno-organicznego typu bitumicznego czy sapropelowego, charakterystyczne dla skał macierzystych (Teichmüller, 1974); asocjacja ta

była badana zarówno w wietle białym, jak i we fluorescencji (wiatło niebieskie), wykazywała bowiem wła ciwo ci fluorescencyjne, które zanikały na wysokim stopniu przeobra enia;

— produkty wtórne pochodz ce z dwóch poprzednich grup (Robert, 1988; Taylor i in., 1998); składaj si one głównie ze zwi zków w glowodorowych, analizowane były w wietle białym i niebieskim, bowiem niektóre z nich wykazywały wła ciwo ci fluorescencyjne.

SKŁAD MACERALNY MATERII ORGANICZNEJ

Badany kompleks skał karbo skich charakteryzuje si du ró norodno ci w składzie rozproszonej materii organicznej. Najbogatsze w stałe składniki organiczne s osady klastyczne formacji D blina i lubelskiej na obszarach niecki warszawskiej i Lubelszczyzny oraz formacji S polna i Gozdu na obszarze pomorskim. Najni sz zawarto materiału organicznego stwierdzono w osadach formacji Dziwny i Drzewian na Pomorzu Zachodnim oraz w utworach karbonu dolnego w strefie Budziszewice–Buków (obrze enie Gór wi tokrzyskich). Lokalnie obserwuje si jednak znaczne odst pstwa od tej reguły.

Skład maceralny oraz forma wyst powania stałej materii organicznej s na całym obszarze bada analogiczne. Wyra ne ró nice zaznaczaj si w zawarto ci poszczególnych mikroskładników organicznych. W składzie materii organicznej wszystkich analizowanych formacji dominuje materiał humusowy, którego podstawowym składnikiem jest wityrynit. Współwyst puj z nim powszechnie macerały grupy inertynitu i liptynitu. Lokalnie do liczenie spotykana jest asocjacja organiczno-mineralna typu bitumicznego oraz współwyst puj cy z ni bitumin (tab. 1–3²; fig. 3).

Podstawowe macerały charakterystyczne dla humusowego „gazotwórczego” typu materii organicznej, takie jak grupa wityrynitu oraz w mniejszym stopniu inertynitu, stanowi rednio około 74% materii organicznej w osadach dolnego karbonu na obszarze północno-zachodniego obrze enia Gór wi tokrzyskich oraz 66–74% w północno-wschodniej cz ci Pomorza Zachodniego. Na obszarach niecki warszawskiej oraz Lubelszczyzny osi gaj od 76% (formacja Huczwy) do 83% (formacja lubelska) materii organicznej w skale. Najliczniej wityrynit wraz z inertynitem (80–90%) s reprezentowane na obszarze północno-zachodniego obrze enia Gór wi tokrzyskich oraz w południowo-zachodniej strefie obszaru pomorskiego (formacje Nadarzyc i Łob onki).

Mikroskładniki organiczne reprezentuj ce materi organiczn typu „ropotwórczego”, do których zaliczane s : asocjacja organiczno-mineralna typu bitumicznego, macerały liptynitowe oraz bitumin (mimo i jest on wtórnym składnikiem organicznym), wyst puj najliczniej w strefie Koszalin–Wierzchowo (32 i 31%, odpowiednio formacje S polna i Drzewian, oraz 26% formacja Gozdu). W osadach piaszczystych formacji Drzewian do grupy bituminu zaliczono impregnacje bitumiczne, do liczenie wyst puj ce w utworach tej formacji. Nieco ubo sze w „ropotwórczy” materiał organiczny s osady dolnokarbo skie na obszarze niecki warszawskiej i na Lubelszczy nie. Jego rednia zawarto waha si od 17–18% (formacje lubelska i Magnuszewa), 19–20% (formacje D blina i Terebina) do 24% (formacja Huczwy). Na Lubelszczy nie głównym składnikiem „ropotwórczym” jest liptynit reprezentowany przez sporynit i kutynit, rzadziej rezynit. Na obszarze pomorskim (strefa Koszalin–Wierzchowo) materiał „ropotwórczy” zbudowany jest głównie z sapropelu oraz liptynitu o znacznej zawarto ci alginitu, a wi c zwi zków, które posiadaj zdecydowanie wy szy potencjał generacyjny dla w glowodorów ciekłych (Tissot, Welte, 1984) ni materia organiczna deponowana w basenie lubelskim.

² tabele 1–3 zamieszczono na ko cu artykułu.

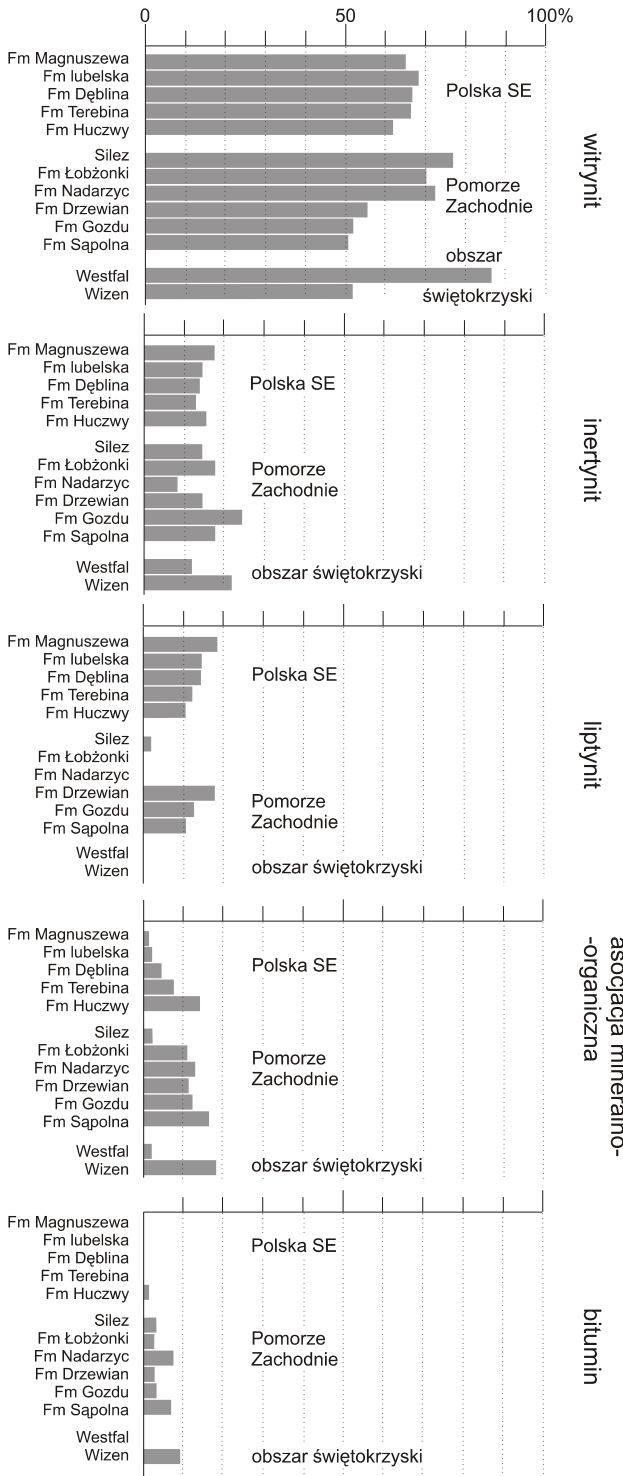


Fig. 3. redni skład petrograficzny rozproszonej materii organicznej w utworach karbonu na obszarze bada

Average petrological composition of organic matter dispersed in the Carboniferous deposits on the studied area

W utworach dolnego karbonu na obszarze północno-zachodniego obrzeżenia Gór w tokrzyskich oraz południowo-zachodniej strefy obszaru pomorskiego nie stwierdzono obecności macerałów liptynitowych. Związane jest to z wysokim uwęgleniem materii organicznej, przy którym znikają jej właściwości fluorescencyjne, a większość pierwotnych liptynitów ulega przemianom w związki wtórne. Na obu analizowanych obszarach stwierdzono obecność asocjacji mineralno-organicznej typu bitumicznego, zawierającej składniki organiczne, a do czego pozostało cię po wygenerowaniu części związków labilnych. Powszechnie występuje również bituminowa właściwość ciach optycznych wityrynitów, od którego różni go forma występowania. Średnia zawartość tych składników wynosi odpowiednio około 19% i 9% (obszar w tokrzyski) oraz 13% i 6% (południowo-zachodni obszar pomorski) (tab. 2b, 3; fig. 3).

Utwory górnokarbońskie składają się prawie wyłącznie z materiału humusowego (wityrynit + inertynit). Jego zawartość na obszarze północno-zachodniego obrzeżenia Gór w tokrzyskich wynosi około 98% (tab. 3), natomiast na obszarze Pomorza Zachodniego (przymorze oraz obszar Bałtyku) około 93% (tab. 2a, 2c, 3; fig. 3). W rejonie niecki warszawskiej i na Lubelszczyźnie średnia zawartość macerałów wityrynitów i inertynitów w utworach górnokarbońskich jest analogiczna jak w osadach dolnego karbonu. Zawartość wityrynitów i inertynitów w utworach westfalu wynosi ponad 80%. Osady formacji lubelskiej i Magnuszewa zawierają bowiem znaczne ilości macerałów liptynitowych (średnio 15–17%) (tab. 1; fig. 3).

Regionalny rozkład średnich zawartości poszczególnych grup maceralnych, w wydzielonych na obszarze badań formacjach, charakteryzuje się znacznie większą zmiennością niż omówiony powyżej profil zbiorczy. Różnice w średniej zawartości poszczególnych składników organicznych w badanych otworach (w obrębie jednej formacji) dochodzą do kilkudziesięciu procent (fig. 4–10).

Najliczniej reprezentowanym składnikiem materii organicznej w kompleksie karbońskim jest wityrynit, występujący prawie wyłącznie jako jednorodny, rzadziej wykazujący niewyraźną strukturę kolotelinitu. Wityrynit „in situ” tworzy zazwyczaj wydłużone soczewki oraz różnej grubości (8–30 mm) i długości (50–500 mm) laminy, często skupione (tabl. I, 1, 3, 5; tabl. II, 1, 2, 5); czasami ma postać gniazdowych skupień w porach skały (tabl. II, 1). Obserwuje się również okruchy wityrynitów o wielkości dochodzącej do 300 mm (wityryt) (tabl. I, 5) oraz drobne ziarna (2–10 mm) wityrodetrynitów, pochodzące zazwyczaj z redepozycji. Charakteryzują się one bardzo znaczącym stopniem obtoczenia, od ostrokrawędzistych po kuliste (tabl. I, 3, 5; tabl. III, 1). Materiał wityrynitowy stanowi często podstawę zawierającą macerały liptynitów ułożone równolegle do warstwowania skały (klaryt) lub liptynitów i inertynitów (trimaceryt) (tabl. I, 6). Sporadycznie występuje w osadzie telinit o różnym stopniu zachowania budowy komórkowej (tabl. II, 3). Pory wiatła komórek wypełnione są najczęściej rezynitem, minerałami ilastymi lub korpokolinitem. Lokalnie, w różnych poziomach namuru i westfalu, występuje detrytus wityrynitowy wykazujący słabe właściwości fluorescencyjne (tabl. I, 2).

Macerały grupy inertynitów reprezentowane są najliczniej przez fuzyt, semifuzyt oraz inertodetryt, tworzący niewielkie okruchy (<10 mm) (tabl. I, 3). W grupie fuzytów wyróżnia się cienko- i grubociankową postać oraz pirofuzyt. Fuzyty występują zarówno jako macerały „in situ”, jak i redeponowane. Tworzą różnej wielkości okruchy, soczewki i laminy o grubości od kilku do kilkudziesięciu mikromilimetrów, sporadycznie 50–100 mm. Najczęściej są to pokruszone i sprasowane komórki roślinne (tabl. II, 4, 5).

Semifuzyt ma zazwyczaj formę masywną, rzadko z zachowaną strukturą komórkową. Struktura ta jest najczęściej zniszczona lub zacieńiona (tabl. II, 5). Do licznie zaznaczają się obecność sklerotynitów (tabl. II, 6), lokalnie występuje również makrynit (tabl. II, 2) oraz marginalnie drobne skupienia mikrynitów.

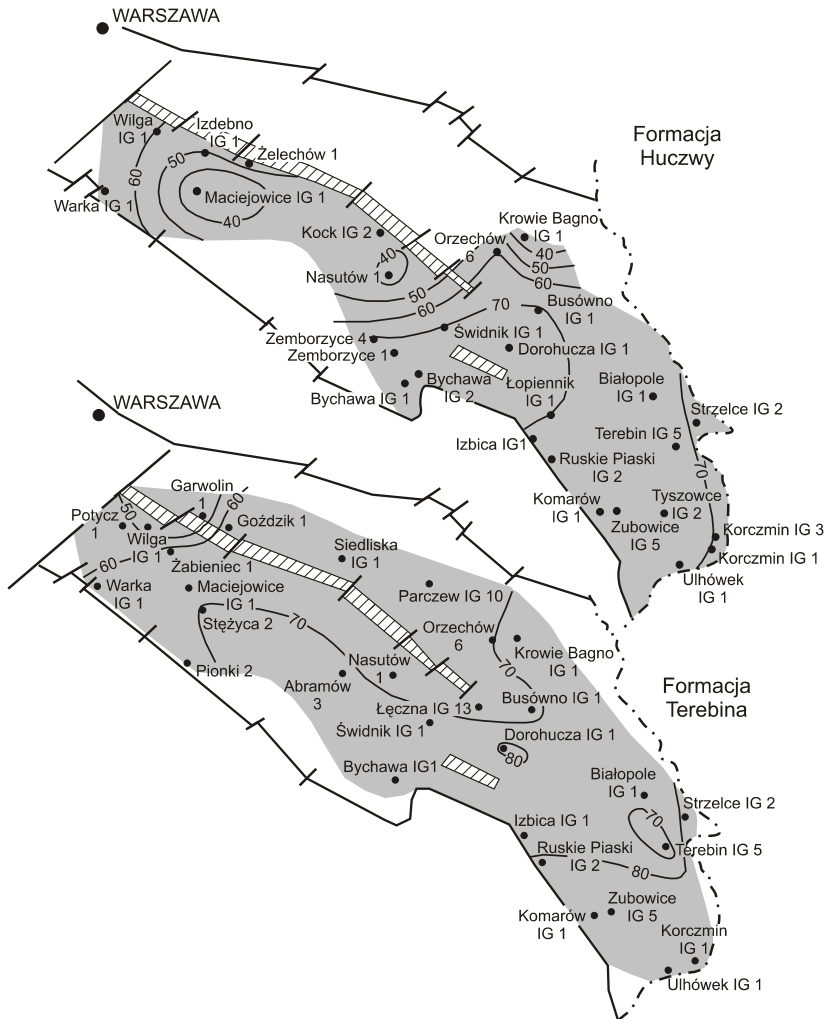
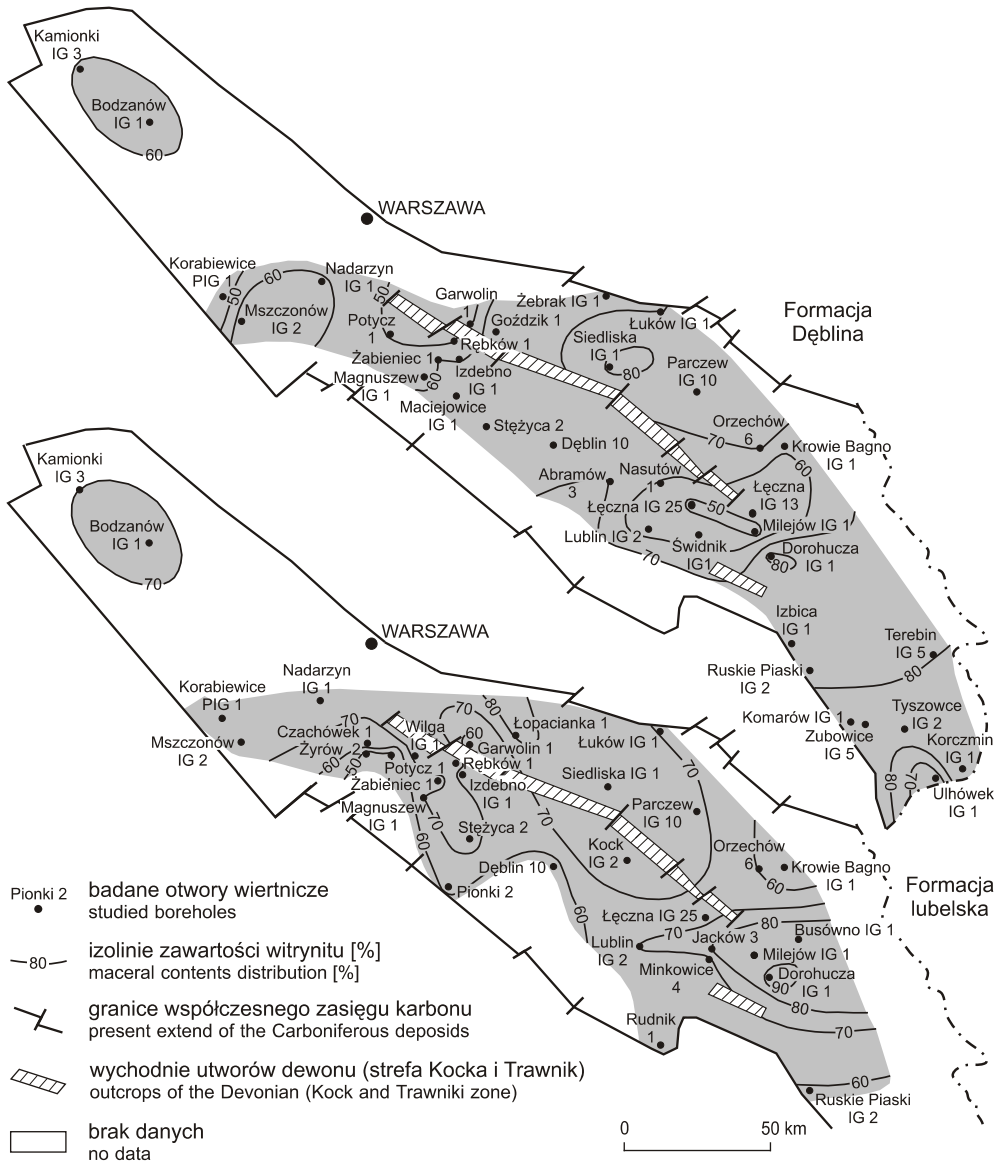


Fig. 4. Rozkład zawartości wityritu w utworach karbonu na obszarze Lubelszczyzny oraz niecki warszawskiej

Maceraty liptynitowe są bardzo charakterystyczne dla karbonowej materii organicznej na badanym obszarze. Najliczniej występuje liptodetrynit, fluorujący w kolorach od ołowego do pomarańczowobrunatnego. Tworzy on w osadzie (lokalnie w części organiczno-mineralnym typu bitumicznego) drobne ziarna, strzypki, soczewki i faliste ciała (tabl. III, 2, 3, 5, 6; tabl. IV, 2, 3, 6). Lokalnie występuje jako jeden z podstawowych składników w przewarstwieniach w glinach



Distribution of vitrinite contents in the Carboniferous deposits on the Lublin area and Warsaw Basin

sapropelowych. Obok liptodetrynytu najliczniej reprezentowanymi macerałami liptynitowymi są sporynit i kutynit.

Sporynit zbudowany jest z fragmentów oraz dobrze zachowanych mikro- i makrospor zarówno gładkich, jak i z wyraźną ornamentacją. Tworzy on formy owalne, eliptyczne i robaczkowate, silnie spłaszczone. Pokruszone fragmenty spor układają się często w laminy. Obserwuje się również

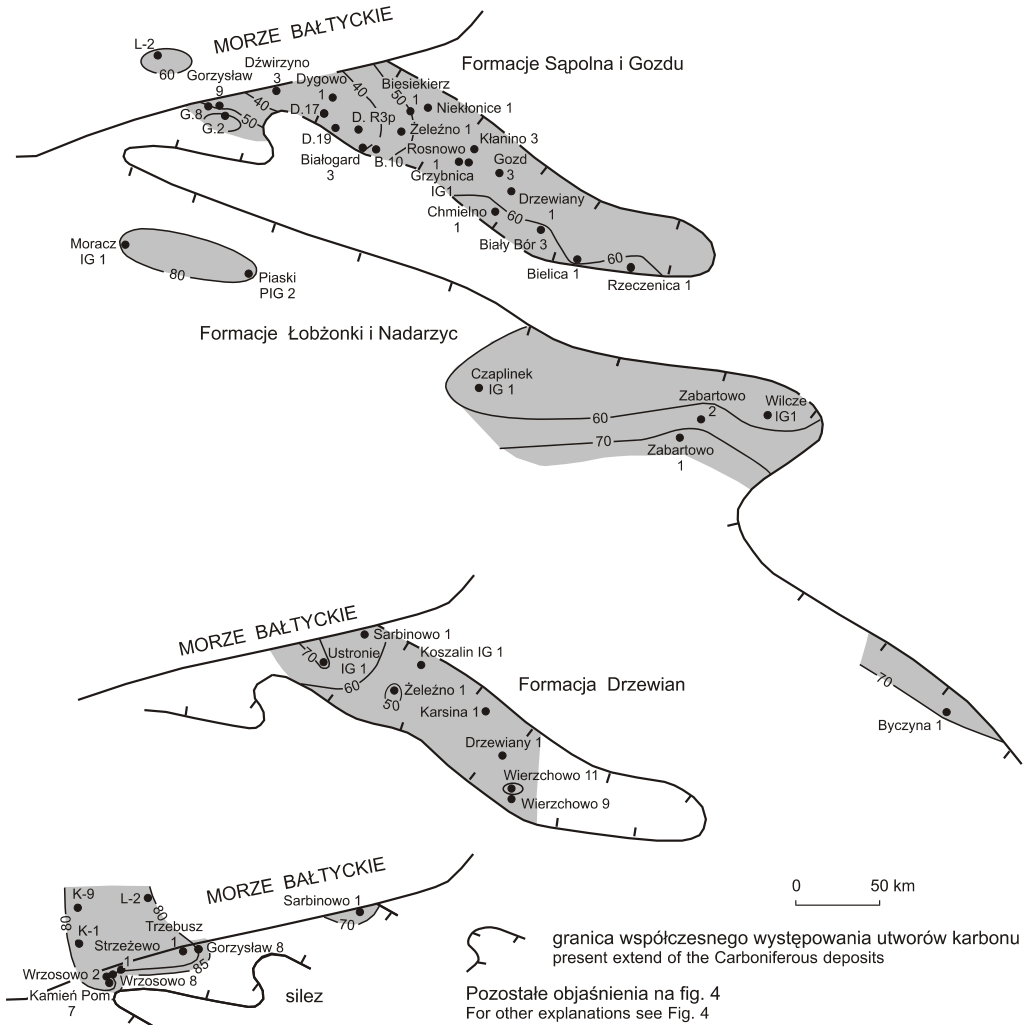


Fig. 5. Rozkład zawartości wityrynu w utworach karbonu na obszarze pomorskim

Distribution of vitrinite content in the Carboniferous deposits on the Pomerania area

obecno pojedynczych osobników. Barwy fluorescencyjne sporynitu w badanych osadach zmieniają się od jasno olej po pomarańczowobrunatny (tabl. III, 3, 5; tabl. IV, 3).

Kutynit występuje najczęściej w formie falistych laminy i wstęg różnej długości, często spotykane są bardzo dobrze zachowane okazy kutynitu o wyraźnych, charakterystycznych zbiegowanych brzegach. Charakteryzuje się on wyraźnymi barwami fluorescencyjnymi w różnych odmianach koloru żółtego (tabl. III, 6).

Znacznie rzadziej niż wymienione macerały liptynitu reprezentowany jest rezynit, występujący najczęściej w postaci wypełnienia w trójkątnej komórce, pojedynczych soczewek, pasemek lub

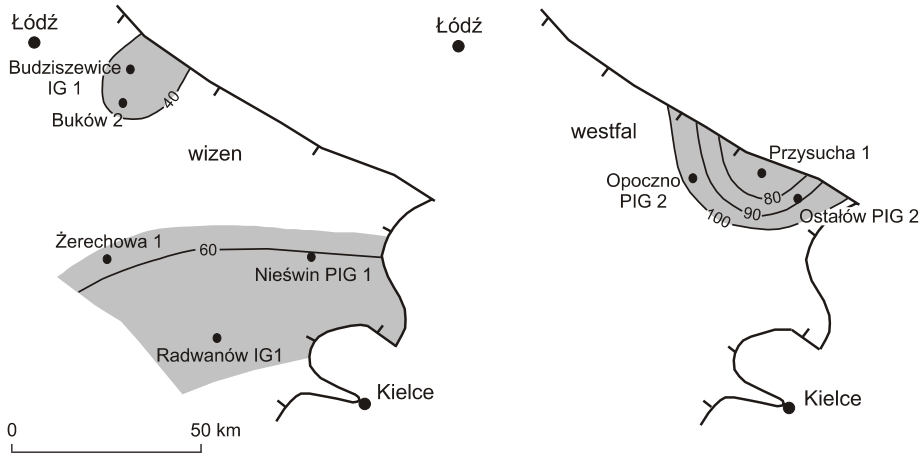


Fig. 6. Rozkład zawartości wityryny w utworach karbonu NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Objętość jak na fig. 4 i 5

Distribution of vitrinite content in the Carboniferous deposits on the northwestern margin of the Świętokrzyskie Mts. For explanations see Figures 4 and 5

form drobnodispersyjnych (tabl. II, 3; tabl. III, 1, 2; tabl. IV, 2). Ponadto lokalnie występują również w podwyższonej ilości alginity i bituminy (tabl. III, 3, 4).

W badanym kompleksie skał karbonowych obserwuje się do powszechnie obecność asocjacji organiczno-mineralnej typu bitumicznego czy sapropelowego. Występuje ona najczęściej w postaci przemazów, lamin, soczewek i gniazdowych wypełnień wolnych przestrzeni w skale. Znacznie rzadziej tworzy masy podstawowe, w której tkwią ziarna mineralne oraz detrytus organiczny. Matrix sapropelowa fluoryzuje różnointensywnie w kolorze oliwkowo-olowym (tabl. IV, 1, 2, 3, 5).

Z sapropelą asocjuje czasami bituminy. Tworzy one zazwyczaj drobne strzępki, ziarna (1–5 mm) lub różnej wielkości amorficzne ciała mające formy soczewkowate, faliste lub włókniaste (tabl. I, 4; tabl. IV, 1, 4, 5).

W osadach piaszczystych obserwuje się lokalnie do pewnej liczby impregnacje bituminami fluoryzującymi w kolorze pomarańczowo-brunatnym (tabl. IV, 6).

UW GLENIE MATERII ORGANICZNEJ

Optyczne właściwości macerałów węgla i rozproszonej w skałach osadowych materii organicznej zmieniają się podczas procesu uwęglenia czy dojrzewania. Zarówno uwęglenie, jak i dojrzewanie zależą głównie od maksymalnej paleotemperatury, czasu jej oddziaływania na osad oraz jej zmian w czasie geologicznym. Uwęglenie i dojrzewanie są procesami diagenetycznymi, w czasie których materia organiczna zostaje poddana dwóm rodzajom przemian: wydzielane są produkty mobilne (w glądowodory ciekłe i gazowe), a kondensacja pozostałych produktów stałych przebiega w kierunku aromatyzacji.

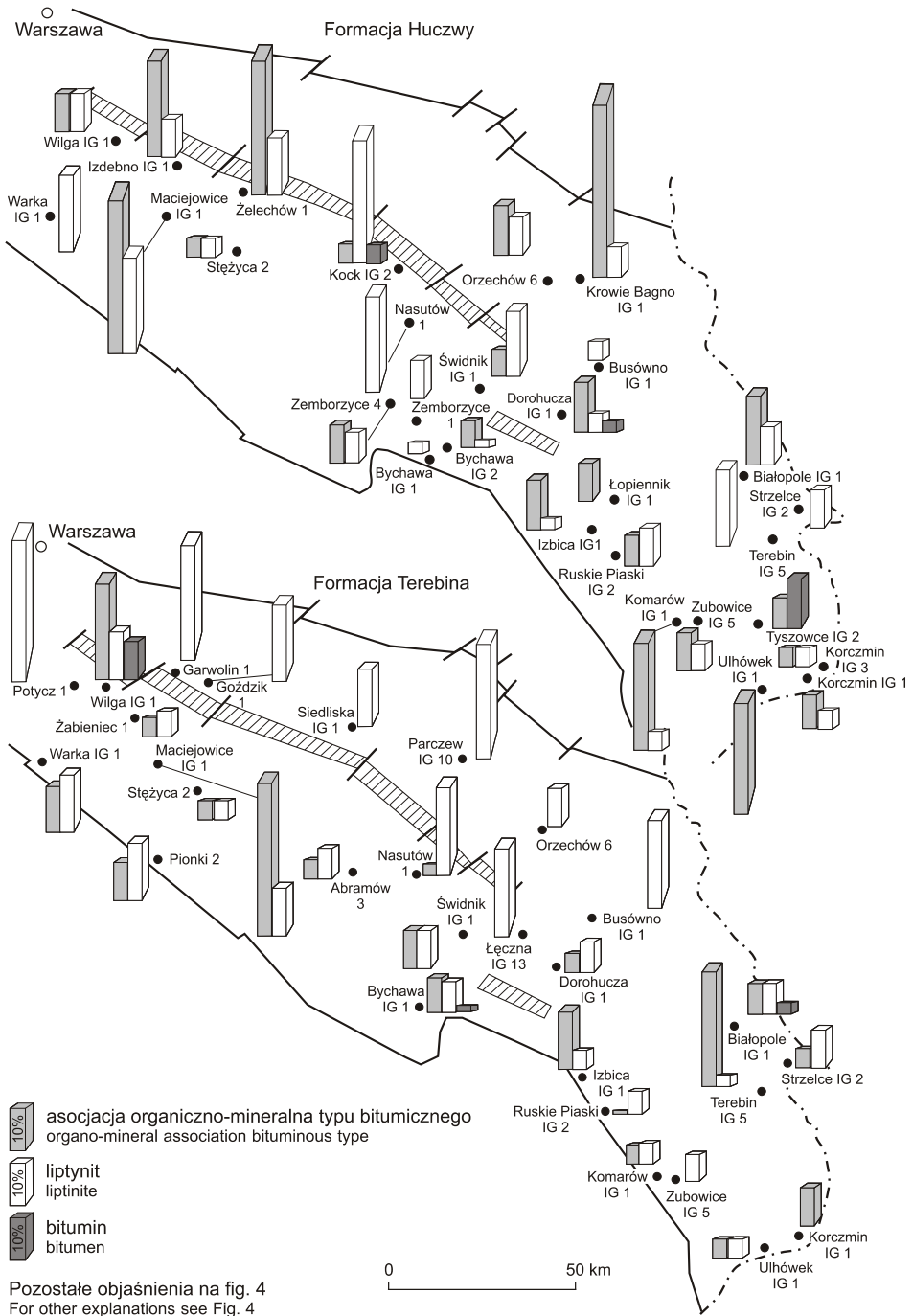


Fig. 7. Przestrzenny rozkład rednich zawarto ci „ropotwórczych” składników materii organicznej w osadach formacji Huczwy i Terebina
The spatial distribution of the average contents of the “oil prone” constituents in the Huczwa and Terebin formations

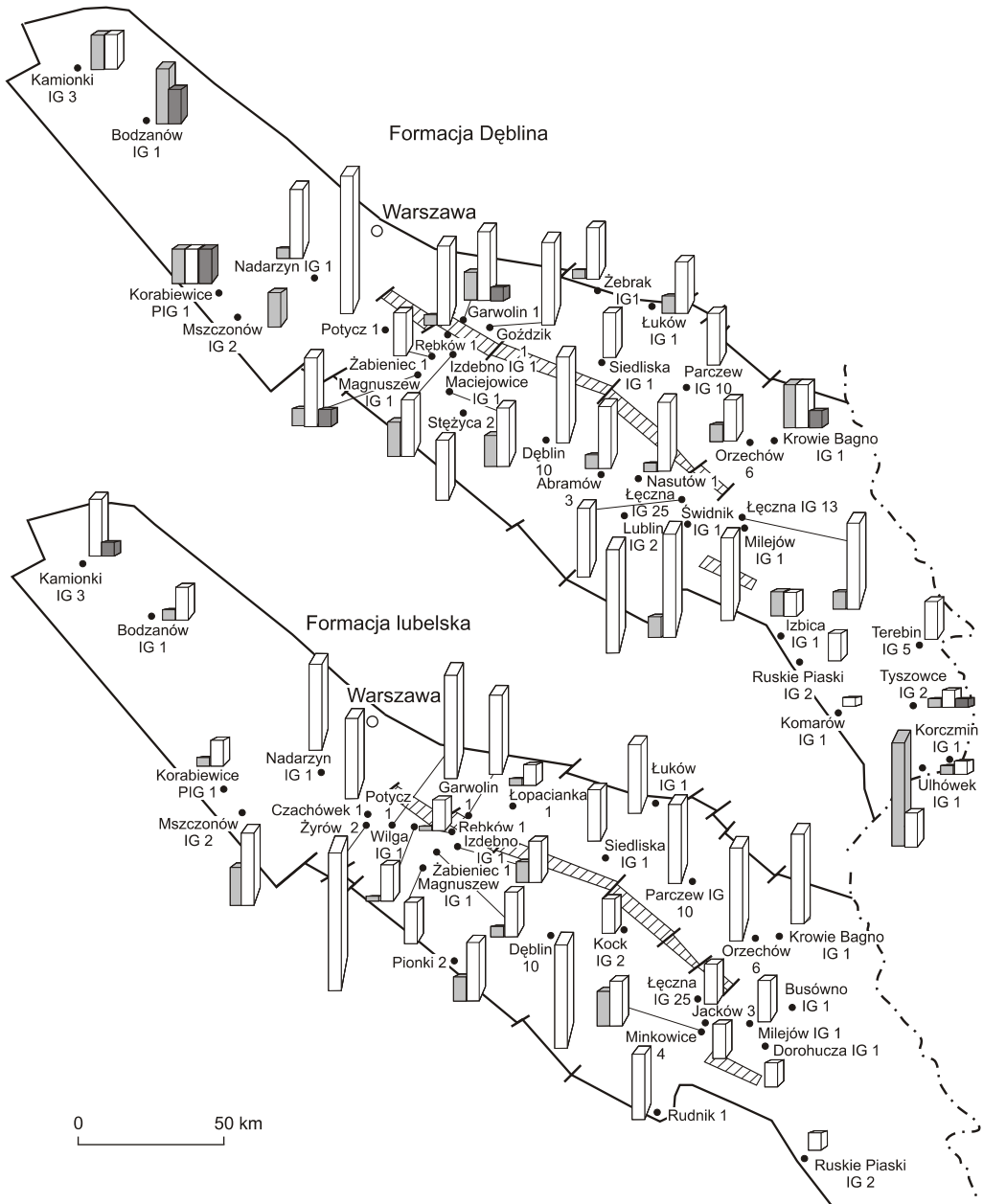
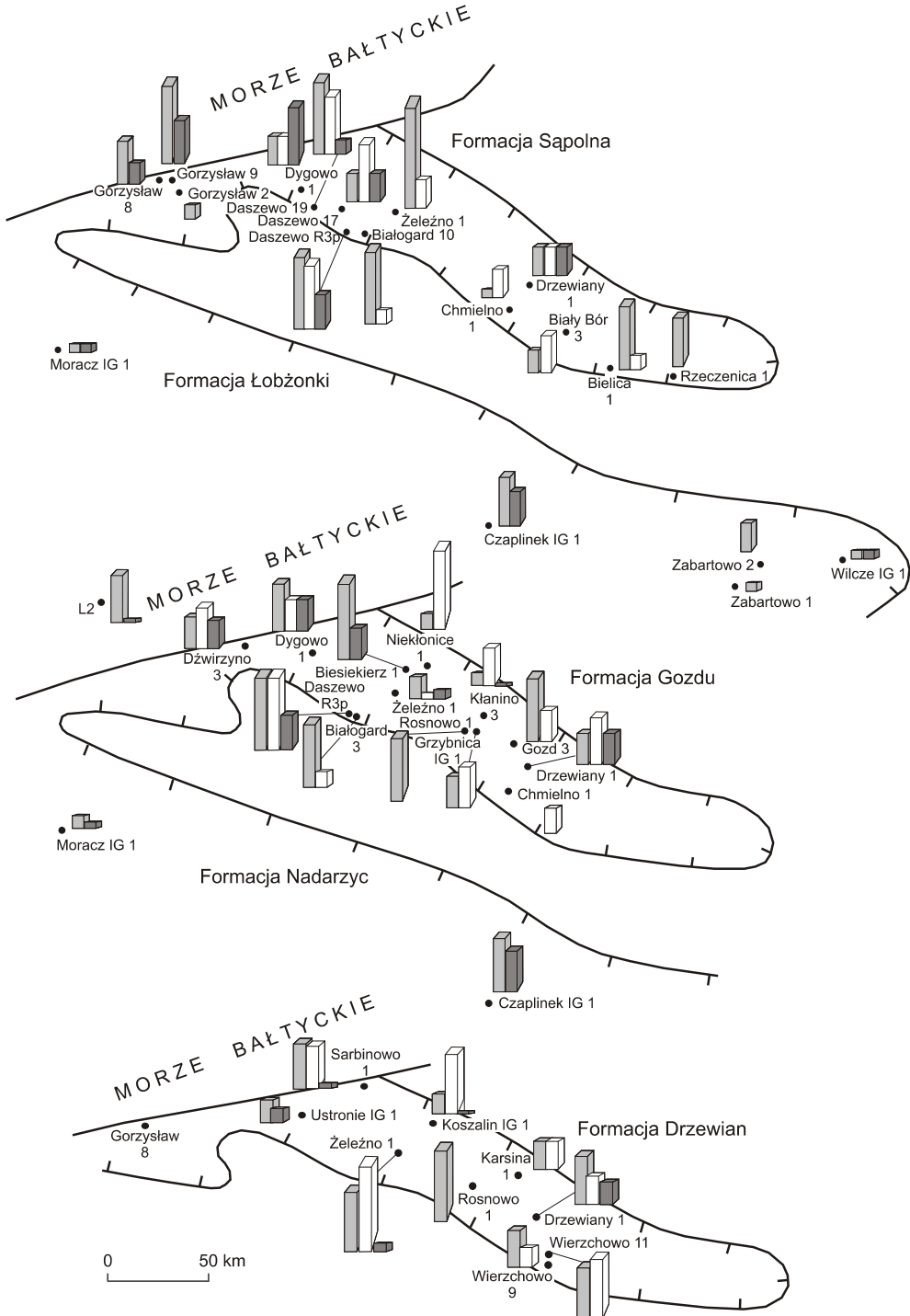


Fig. 8. Przestrzenny rozkład rednich zawarto ci „ropotwórczych” składników materii organiczej w osadach formacji Dębina i lubelskiej

Obja nienia na fig. 4 i 7

The spatial distribution of the average contents of the “oil prone” constituents in the Dębina and Lublin formations

For explanations see Figs. 4 and 7



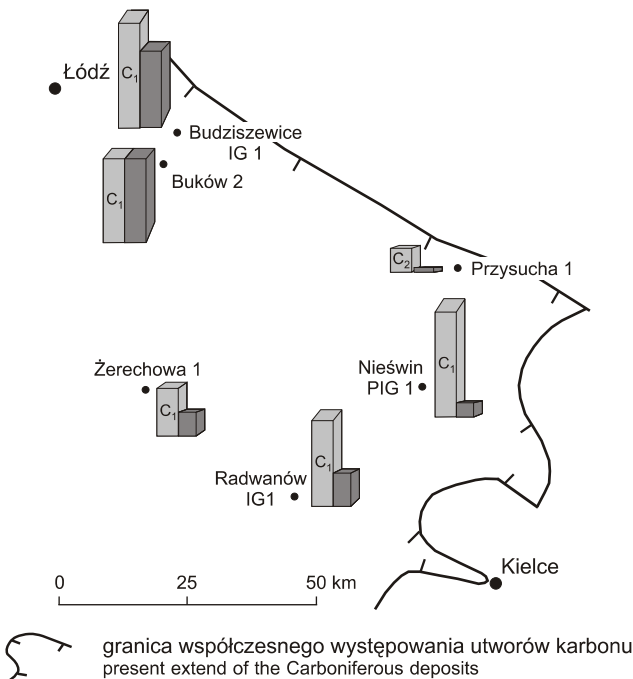
Pozostałe objaśnienia na fig. 7
For other explanations see Fig. 7

Fig. 9. Przestrzenny rozkład rednich zawarto ci „ropotwórczych” składników materii organicznej w osadach dinantu na obszarze pomorskim

The spatial distribution of the average contents of the “oil prone” constituents in the Dinantian within the Pomerania area

Termin „uw glenie” jest zwykle stosowany dla w glia i materiału w glowego od stadium torfu do metaantracytu. Termin „dojrzwianie” jest u ywany dla diagenetycznych przemian materii organicznej, które prowadz do utworzenia ropy naftowej i naturalnych gazów ze skał macierzystych i potencjalnie macierzystych. Dojrzwianie ma zazwyczaj miejsce w warunkach beztlenowych lub słabo tlenowych, a w ekstremalnych przypadkach w warunkach redukcyjnych (saprofikacja), gdy anaerobowe bakterie pochłaniaj tlen z substancji organicznej, przekształcaj c j w produkt wysoko uwodorniony. Poniewa geologiczne przyczyny uw glenia i dojrzwiania s badane głównie na bazie refleksyjno ci wityrnytu i jest on głównym składnikiem badanej materii organicznej, okre lenie uw glenie mo e by u ywane zarówno dla procesu uw glenia, jak i dojrzwiania.

Ci nienie odziaływuj ce na osady w czasie diagenety przyspiesza reakcje chemiczne jedynie w pocz tkowym etapie przemian torf-w giel kamienny. Zazwyczaj jednak spowalnia chemiczne reakcje uw glania wityrnytu (Davis, Spackman, 1964; Bostic, 1973; Horvath, 1983; Goodarzi, 1985). Podobne wnioski wysun li badacze analizuj cy zmiany kolorystyki konodontów w czasie diagenety (Epstein i in., 1977; Rejebian i in., 1987).



Pozostałe objaśnienia na fig. 7
For other explanations see Fig. 7

Fig. 10. Przestrzenny rozkład rednich zawarto ci „ropotwórczych” składników materii organicznej w osadach wizenu NW obrze enia Gór wi tokrzyskich

The spatial distribution of the average contents of the “oil prone” constituents in the Visean deposits on the northwestern margin of the wi - tokrzyskie Mts

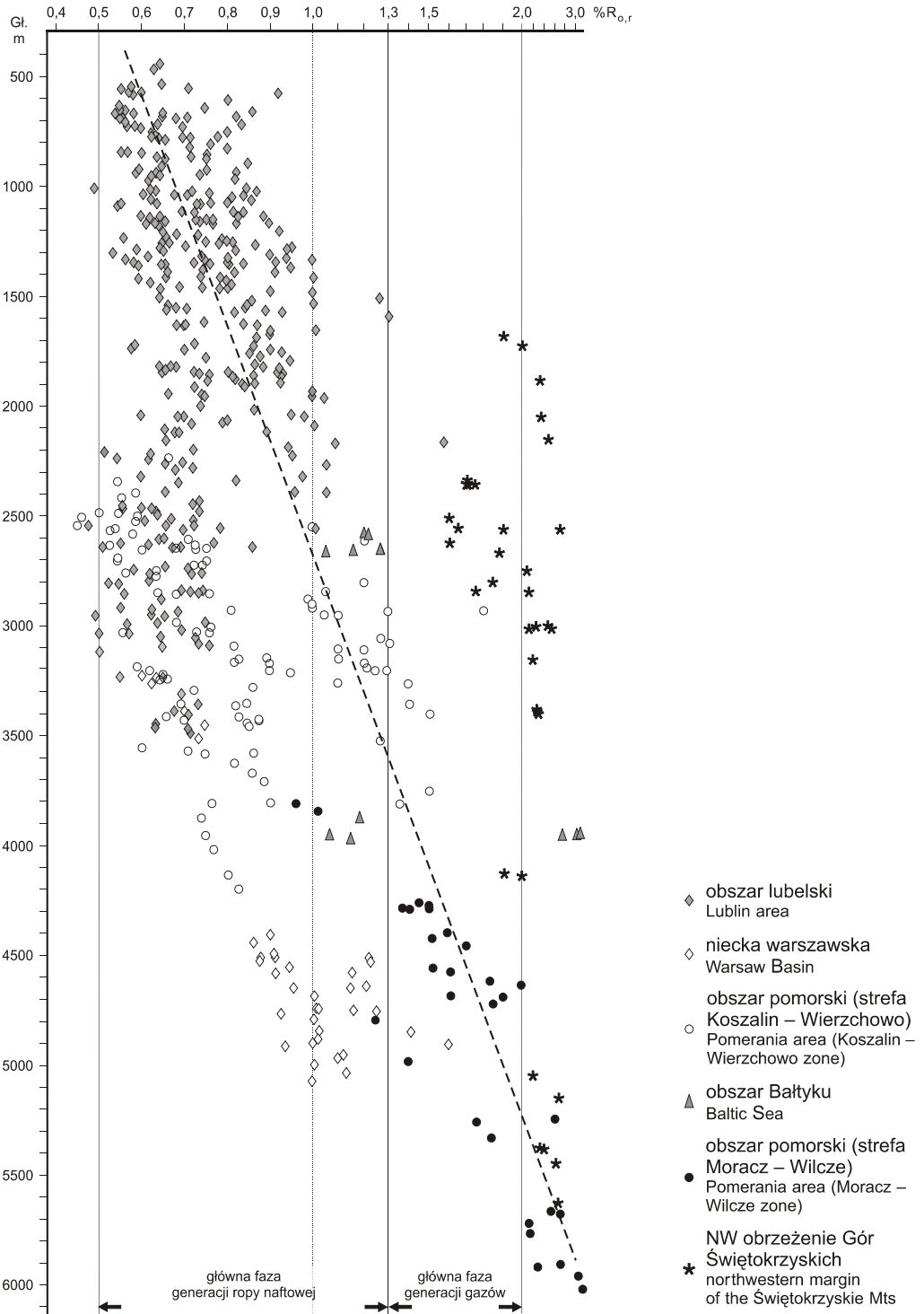


Fig. 11. Zmiany wska nika refleksyjno ci wityrynit w profilu pionowym badanych utworów karbo skich

Values of vitrinite reflectance index versus depth in the investigated Carboniferous deposits



Analiza zmian warto ci wska nika $R_{o,r}$ wskazuje generalnie na wzrost stopnia przeobra enia materii organicznej w utworach starszych, a tak e wraz z gł boko ci zalegania osadów. Wzrost dojrzało ci substancji organicznej ze współczesnym pogrzebaniem skał, mimo i zauwa alny, nie przebiega jednak liniowo. Skrajnym gł boko ciom pogr enia nie odpowiadaj skrajne warto ci refleksyjno ci (fig. 11). Spowodowane jest to wieloma czynnikami geologicznymi, jak: wielko lokalnego paleogradentu geotermicznego, zaangaż owanie w procesach tektonicznych, wielko subsydencji, erozji oraz zjawiska wulkaniczne, którymi mo na tłumaczy do liczne, lokalne dodatnie anomalie zaobserwowane w wielu otworach na obszarze bada : Nasutów 1, Minkowice 4, St yca 2 (Lubelszczyzna); Biesiekierz 1, Kamie Pomorski 7, K 1 (obszar pomorski, Bałtyk).

LUBELSZCZYŻNA I NIECKA WARSZAWSKA

Materii organiczn rozproszon w kompleksie skał karbo skich na obszarach Lubelszczyzny oraz niecki warszawskiej charakteryzuje zmienny stopie uw glenia, od fazy niedojrzałej do generowania w głowodorów (<0,50% $R_{o,r}$) po główn faz generacji ropy i kondensatów (0,50–1,30% $R_{o,r}$), a lokalnie równie faz generacji gazów (>1,30% $R_{o,r}$) (Hood i in., 1975) (tab. 1; fig. 12, 13).

Ogóln prawidłowo ci rozkładu współczynnika refleksyjno ci wityrynit w osadach wize-nu–westfalu jest jego wzrost w kierunku południowo-zachodnim oraz południowym (fig. 12, 13).

Najni sze warto ci $R_{o,r}$ (<0,55%) zaobserwowano w profilu górnego karbonu północno-zachodniej cz ci rowu mazowiecko-lubelskiego (otwory wiertnicze: Potycz 1, Czachówek 1, Wilga IG 1, Magnuszew IG 1) oraz w stropie westfalu w północno-wschodniej, marginalnej partii basenu karbo skiego (strefa Łuków–Krowie Bagno). Niski stopie dojrzało ci termicznej tego regionu jest uzasadniony stosunkowo płytkim pogrzebaniem utworów karbonu pod pokryw mezozoiczn . Niewiele wy sz refleksyjno (ok. 0,70% $R_{o,r}$) wykazuj próbki z centralnej cz ci rowu mazowiecko-lubelskiego (otwory wiertnicze: Lublin IG 2, Busówno IG 1, widnik IG 1) oraz południowo-wschodniej Lubelszczyzny (otwory wiertnicze Terebin IG 5 i Strzelce IG 2).

Istotny wzrost refleksyjno ci (>1,0% $R_{o,r}$) zarejestrowano w pogrzebanych na znacznej gł boko ci osadach westfalskich z obszaru niecki warszawskiej (na NW od uskoku Grójca — otwory wiertnicze: Bodzanów IG 1, Kamionki IG 3 i Mszczonów IG 2 poni ej gł boko ci 4695,0 m). Wy sze warto ci refleksyjno ci s równie charakterystyczne dla południowej cz ci rowu lubelskiego (rejon Komarów–Ulhówek–Korczmín) oraz dla stref bezpo rednio kontaktuj cych z jego południowo-zachodni granic tektoniczn (rejon Niedrzwica–Dorohucz–Izbica).

Mo na zauwa y , e na mapach rozkładu wska nika $R_{o,r}$ nie zaznacza si tektoniczna strefa Kocka. Dojrzało materii organicznej na północny wschód i południowy zachód od niej jest podobna (fig. 12, 13).

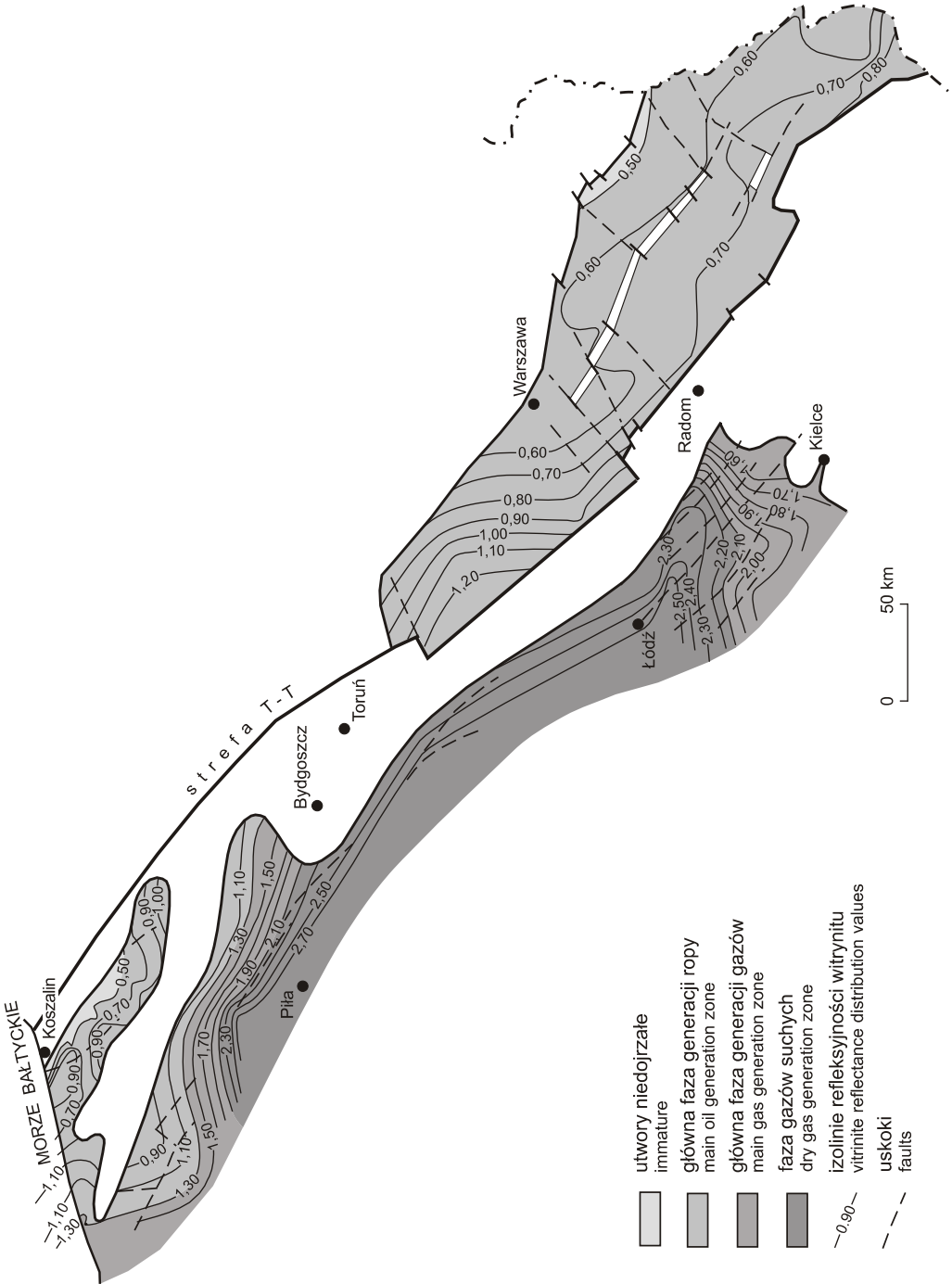


Fig. 12. Mapa rozkładu wartości współczynnika refleksyjności wityrynytu (% $R_{o,r}$) w przystropowych warstwach karbonu

Map of vitrinite reflectance value (% $R_{o,r}$) of the top surface of the Carboniferous

Lokalnie w spłynie westfalu z otworów Minkowice 4 (1591,0 m) i Stężyca 2 (2045,5 m) oraz stropie wizeny z otworu Nasutów 1 (2165,0 m) zaznaczają się anomalie termiczne. Refleksyjność wityrynytu w tych otworach (na wymienionych głębokościach) odbiega od wartości charakterystycznych dla profilu karbonu w tych wierceniach. W przypadku otworu Minkowice 4 jest to wartość $R_{o,r}$ równa 1,30%, przy średniej refleksyjności 0,65%; w otworze Stężyca 2 — 0,98% $R_{o,r}$ przy średniej 0,65%, natomiast w otworze Nasutów 1 anomalna wartość $R_{o,r}$ wynosi 1,58%, przy refleksyjności zmieniającej się w profilu pionowym od 0,73 do 0,93% (tab. 1).



Fig. 13. Mapa rozkładu wartości współczynnika refleksyjności wityrynytu w utworach wizeny obszaru lubelskiego

Map of vitrinite reflectance value (% $R_{o,r}$) in the Visean deposits of the Lublin area

POMORZE ZACHODNIE

Materia organiczna pochodząca z utworów dolnokarbońskich obszaru pomorskiego charakteryzuje się wyraźnym dwustrefowym rozkładem uwęglenia, a granic rozdzielających strefy wychodnie utworów dewońskich.

Badania refleksyjności wityritu zawartego w utworach dolnokarbońskich północno-wschodniego pasa obszaru pomorskiego określiła wielkość wskaźnika $R_{o,r}$ w granicach 0,50–1,0%, wskazując na dojrzałość termiczną osadu odpowiadającą początkowej i głównej fazie generacji ropy naftowej (tab. 2; fig. 12).

Przedstawiony na figurze 12 rozkład współczynnika refleksyjności świadczy o tendencji wzrostowej z północnego wschodu na południowy zachód. Najmniej dojrzałe osady, reprezentujące początkowe fazy generacji ropy, znajdują się w strefie przylegającej do północno-wschodniej granicy utworów karbońskich w rejonie otworów Sarbinowo 1, Koszalin IG 1 i Niekłonice 1 (ok. 0,50% $R_{o,r}$). Stopień dojrzałości materiału organicznego rośnie w kierunku południowo-zachodnim i mniej wyraźnie ku południowi, odpowiadając głównej fazie generacji ropy. Maksimum dojrzałości osiąga osady dolnokarbońskie w pasie wyznaczonym otworami L 2 — Gorzysław 2, 8, 9 — Rzeczenica 1. Kierunek wzrostu uwęglenia materii organicznej oddaje ogólna tendencja wzrostu maksymalnej głębokości pogrzebienia osadów ku południowemu zachodowi. Falisty przebieg poszczególnych izolinii jest związany ze zróżnicowaniem ilości osadów w poszczególnych partiach basenu karbońskiego, wynikającą ze zróżnicowanej subsydencji podłoża zbiornika.

Druga strefa, położona na południowy zachód od wychodni dewonu, wykazuje silniejsze przeobrażenie. Detrytus wityritowy i bituminiczny wyraźnie anizotropowe (tabl. I, 4) i osiąga parametry typowe dla fazy generacji gazów: wczesnej, głównej i późnej (0,96% $R_{o,r}$ –2,75% R_{max}) (tab. 2). Najślabsze uwęglone osady w strefie Moracz–Byczyna stwierdzono w utworach wżenu z otworu wiertniczego Piaski PIG 2 (0,96–1,02% $R_{o,r}$), co jest związane najprawdopodobniej z jego lokalizacją na strukturze elewacyjnej.

Stopień dojrzałości materii organicznej w badanym rejonie wzrasta w kierunku południowym, osiągając fazy generacji gazów suchych, wysokometanowych (fig. 12).

Uwęglenie materii organicznej dinantu na całym obszarze pomorskim wykazuje wyraźną tendencję wzrostową wraz z głębokością zalegania osadów zarówno regionalnie, jak i w obrębie profili pionowych poszczególnych wierć. Wartość refleksyjności zmienia się od 0,54% $R_{o,r}$ na głębokości 2349,3 m w otworze Koszalin IG 1 do 3,12% R_{max} na głębokości 6006,0 m w otworze Czaplinek IG 1 (tab. 2, fig. 11).

Stopień uwęglenia materii organicznej zawartej w osadach karbonu górnego jest bardzo zróżnicowany. Zmienia się od słabo przeobrażonego, odpowiadającego wczesnej fazie generacji węglowodorów w otworze Sarbinowo 1 (0,50% $R_{o,r}$), po główną fazę generacji ropy w pasie otworów Gorzysław 8–Trzebusz 1–K 9 (0,91–1,18% $R_{o,r}$). Substancja organiczna zachodniej części przymorza (otwory wiertnicze: Strzeżewo 1, Wrzosowo 2, 8, Kamień Pomorski 7) oraz obszaru Bałtyku w strefie otworów L 2, K 9 jest dość silnie przeobrażona (1,07–1,42% $R_{o,r}$), znajduje się w późnej fazie generacji ropy i początkowej fazie generacji gazów (tab. 2, fig. 11, 12). Ten stosunkowo wysoki metamorfizm jest związany najprawdopodobniej z dodatkowym źródłem grzania, za które odpowiedzialny był późnokarboński lub permski magmatyzm.

Wyraźnie przegrzany materiał organiczny, silnie anizotropowy, ze śladami odgazowania (2,40–3,70% R_{max}), stwierdzony w otworze morskim K 1 jest związany z obecnością żył diabazowych w bezpośredniej bliskości analizowanych osadów. Na przykładzie zmian wartości wskaźnika refleksyjności wityritu w profilu osadów silezu z otworu morskiego K 1 można ocenić zasięg

oddziaływania ciała magmowego na materię organiczną w strefie kontaktowej. W analizowanym osadzie na przestrzeni ośmiu metrów, w profilu pionowym, oddziaływanie termiczne było diabazowej 12-metrowej grubości całkowicie wygasło.

PÓŁNOCNO-ZACHODNIE OBRZEŻENIE GÓR WI TOKRZYSKICH

Dojrzałość wiskiej materii organicznej na obszarze wiskim wzrasta nieregularnie z głębokości współczesnego pogrzebienia osadów, od 1,90% R_{max} na głębokości 1690,8 m (otwór wiertniczy Radwanów IG 1) do 2,63% R_{max} na głębokości 5627,0 m (otwór wiertniczy Budziszewice IG 1) (tab. 3, fig. 11).

Najsłabiej uwglone osady występują w profilu westfalu z otworu Ostałów PIG 2 (1,60–1,88% R_{max}) oraz wizenu z otworu Niewin PIG 1 (1,70–1,73% R_{max}). Najsilniej przeobrażona materia organiczna związana jest z utworami wizenu rejonu otworów Budziszewice IG 1–Buków 2 (2,20–2,73% R_{max}) oraz Radwanów IG 1 (1,90–2,70% R_{max}).

Witrynit oraz bitumin o cechach optycznych witrynitów wykazują zjawisko anizotropii charakterystyczne dla silnie uwglonej materii organicznej. Różnice pomiędzy wartościami maksymalną (R_{max}) i minimalną (R_{min}) wynoszą od 0,30% (otwory wiertnicze Niewin PIG 1, Ostałów PIG 2) do 0,80% (otwory wiertnicze Opoczno PIG 2, Radwanów IG 1) i zależą w znacznej mierze od orientacji optycznej badanego ziarna.

Analiza graficznego rozkładu wartości współczynnika refleksyjności na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór wiskich wykazuje tendencję wzrostową w kierunku zachodnim, zgodną z kierunkiem pogrzebienia osadów karbonu w tej strefie (por. fig. 2 i 12).

OCENA DOJRZAŁOŚCI UTWORÓW KARBONISKICH

W celach korelacyjnych porównano stopień dojrzałości utworów karbonu, określony metodą pomiaru zdolności refleksyjnej witrynitów (% $R_{o,r}$), z dwoma stosowanymi obecnie metodami analitycznymi polegającymi na oznaczeniu wskaźników: CAI (przeobrażenie barwy konodontów) oraz T_{max} (temperatura rozkładu materii organicznej w czasie pirolizy). Korelację przeprowadzono między innymi dlatego, iż według Price'a i Barkera (1985) ocena stref generowania w głowodorów tylko na podstawie refleksyjności witrynitów może być błędna (dotychczas jednak większość badaczy uznaje ją za w pełni wystarczającą). W kontekście podziału stref generowania w głowodorów opartego na refleksyjności witrynitów należy także zwrócić uwagę na możliwości zaniżenia i zawyżenia rzeczywistych wartości refleksyjności witrynitów (Hunt, 1996). Zjawisko zaniżenia wielkości $R_{o,r}$ może być spowodowane np. obecnością macerałów grupy alginu bogatych w wodór (Hutton, Cook, 1980). Natomiast podwyższenie wartości $R_{o,r}$ może być związane z tlenowym środowiskiem depozycyjnym (Wenger, Baker, 1987).

Podstawy metodyczne zastosowanych badań korelacyjnych zostały opisane dla CAI przez Narkiewicz i Nehring-Lefeld (1993) oraz dla T_{max} przez Espitalie i in., (1977). Jako materiały źródłowe wykorzystano wyniki analiz CAI (H. Matyja, S. Skompski) i T_{max} (I. Matyasik i zespół; M.J. Kotarba i zespół) wykonanych do opracowania „Analiza basenów sedymentacyjnych” (1996) oraz z pracy doktorskiej Batora (1998).

Wykonane według tych samych założeń mapy rozkładu wskaźnika T_{max} w osadach turnej-westfal (56 otworów wiertniczych) oraz współczynnika $R_{o,r}$ dla stropu utworów karbonu (102 otwory wiertnicze) dobrze się ze sobą korelują, szczególnie w zakresie dojrzałości „okna rop-

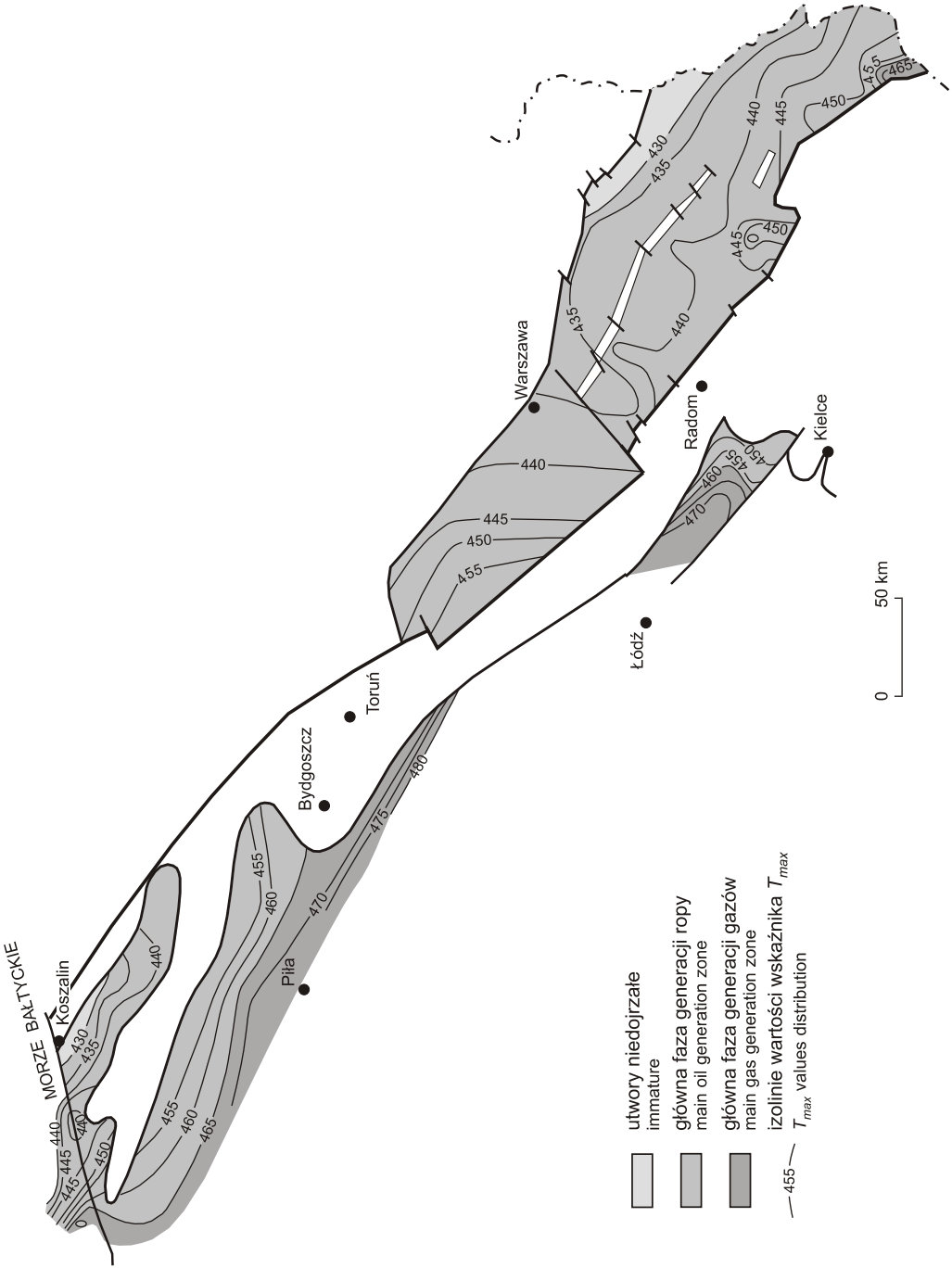


Fig. 14. Mapa rozkładu wska nika T_{max} w utworach karbonu na obszarze bada . Na podstawie bada zespołów I. Matyasik (obszar lubelski i niecka warszawska) oraz M.J. Kotarby (obszar pomorski i wi tokrzyski) opracowała autorka

Distribution of T_{max} values in the Carboniferous of the studied area. Compiled by the author basing on data supplied by I. Matyasik and co-workers (Lublin area and Warsaw Basin) and M.J. Kotarba and co-worker (Pomerania and wi tokrzyskie Mts. area)



nego”. Najwi ksze ró nice zaznaczaj si w przypadku osadów silnie przeobra onych (faza generacji gazów oraz gazów suchych), jednak ogólna tendencja wzrostu warto ci obu wska ników jest analogiczna (por. fig. 12 i 14).

Podobnie pozytywn korelacji uzyskano dla współczynnika $R_{o,r}$ oraz wska nika CAI dla Lubelszczyzny oraz Pomorza Zachodniego (por. fig. 12 i 13 z fig. 15 oraz fig. 12 z 16).

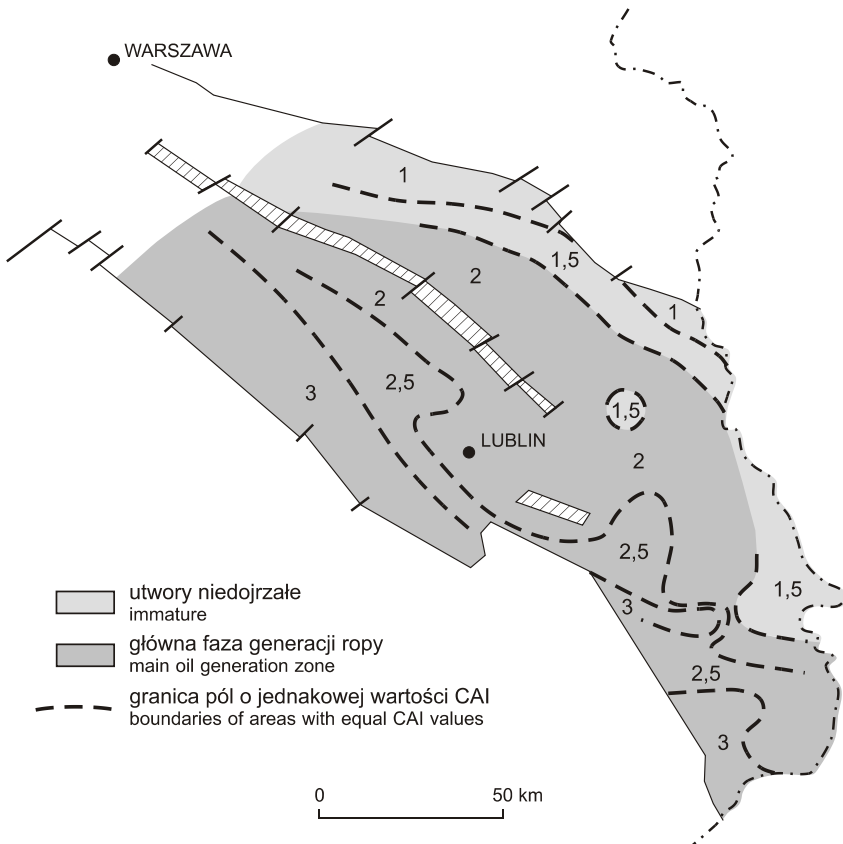


Fig. 15. Mapa rozkładu warto ci wska nika CAI (pola o jednakowej warto ci) dla karbo skich konodontów Lubelszczyzny (Skompski, 1998)

Conodont CAI values distribution in the Carboniferous of the Lublin area (after Skompski, 1998)

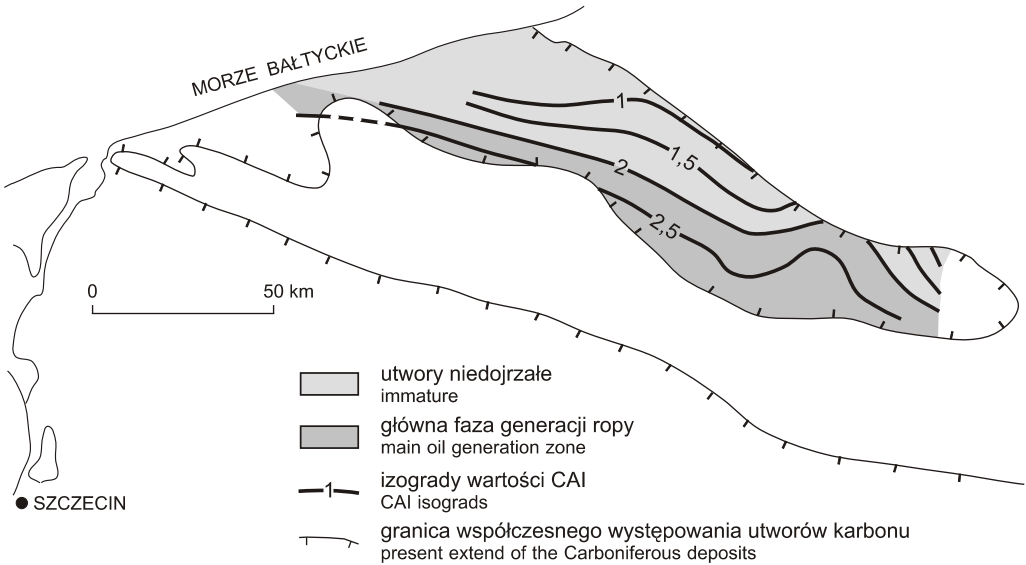


Fig. 16. Mapa rozkładu wartości wskaźnika CAI dla turnejskich konodontów obszaru pomorskiego według H. Matyi (Grotek i in., 1998)

Distribution of conodont CAI values in the Tournaisian deposits of the Pomerania area after H. Matyja (Grotek *et al.*, 1998)

CHARAKTERYSTYKA PALEOTERMALNA ANALIZOWANEJ SERII SKAŁ

Obraz pola cieplnego w strefie tektonicznej Teisseyre'a-Tornquista charakteryzuje się zróżnicowaniem wartości strumienia cieplnego spowodowanym obecnością głębokich rozłamów wewnątrz i zaburzeń tektonicznych. Rozkład współczesnego pola cieplnego został omówiony m.in. w pracach: Majorowicz (1975, 1982); Drwińska i Mykowiec (1980); Karwasiecka (1995). Regionalny rozkład strumienia cieplnego i zróżnicowanie przewodności cieplnej skał określają dysytrubucje gradientu geotermicznego i temperatury na różnych głębokościach.

Uzyskane wartości współczynnika refleksyjności zależą (podobnie jak wskaźniki CAI i T_{max}) w największym stopniu od temperatury i czasu grzania. Znając jednego z tych czynników pozwala oszacować wartość drugiego, zgodnie z diagramami opracowanymi przez Epstein i in. (1977) dla CAI oraz Bosticka (1971, 1973), Lopatina (1971) oraz Gauppa i Battena (1985) dla $R_{o,r}$. Jednak określenie momentu osi gnienia oraz czasu trwania maksymalnej paleotemperatury w analizowanym osadzie nie zawsze jest jednoznaczne.

Dodatkowo, refleksyjność wityrnytu stabilizuje się, w odniesieniu do typu źródła grzania, od 10^{-6} do 10^{-7} lat w przypadku typowej diagenety związanej z głębokimi pogrzebaniem osadów, 10^{-4} lat w systemie geotermalnym i zaledwie rok (lub nawet krócej) w odniesieniu do metamorfizmu kontaktowego (Barker, 1989).

Generalnie maksymalna temperatura skał jest zależna od maksymalnej głębokości pogrzebienia, przewodności cieplnej osadów nadkładu i strumienia cieplnego w podstawie sekwencji osadowej.

Współczesne, rednie temperatury w stropie karbonu Lubelszczyzny wahaj si od 28°C w rejonie Tyszowiec do 70°C w rejonie uskoku Grójca, przy gradiencie geotermicznym zmieniaj cym si od 15 do 35°C/km (Plewa, 1994; Karwasiecka, 1995) (fig. 17).

Natomiast maksymalne paleotemperatury, okrel one na podstawie omówionych współczynników dojrzało ci, odpowiadaj temperaturze diagenety materii organicznej w granicach 50–130°C (fig. 18).

Obszar lubelski charakteryzował si najprawdopodobniej w przeszło ci geologicznej wyszym paleogradientem geotermicznym (około 40°C/km) od współczesnego. Wysz paleogradient termiczny odnosił si głównie do rowu lubelskiego, a zwłaszcza jego południowo-zachodniej i południowej cz ci. W północnej cz ci Lubelszczyzny stopie geotermiczny wynosił około 25°C/km i był zbli ony do współczesnego.

Na obszarze niecki warszawskiej maksymalne paleotemperatury osi gały od 80–130°C (strop westfalu) po 80–150°C (sp g westfalu), wzrastaj c w kierunku południowo-zachodnim, zgodnym z kierunkiem pogr enia osadów karbonu w tej strefie. Porównuj c paleotemperatury ze współczesnymi temperaturami w stropie utworów karbonu, mo na stwierdzi , e diageneta utworów karbo skich w niecce warszawskiej zachodziła w warunkach termicznych zbli onych do panuj cych współcze nie na analogicznej gł boko ci (por. fig. 17 i 18).

Z analizy krzywych pogr enia wynika, i maksymalne paleotemperatury w południowej i południowo-zachodniej strefie rowu lubelskiego oraz w północno-wschodniej, podniesionej w stosunku do rowu cz ci platformy prekambryjskiej, mogły zosta osi gni te ju w pó nym westfalu przy pogr eniu 1600–2600 m (np. otwór Lublin IG 1, fig. 19). Natomiast w północno-zachodniej cz ci basenu lubelskiego oraz w strefie poło onej na północny-zachód od uskoku Grójca maksymalne paleotemperatury i pogr enie (ponad 3000 m) obj ło utwory karbonu dopiero w pó nej kredzie lub nawet w kenozoiku (np. otwór Nadarzyn IG 1, fig. 20).

Przyj cie krótkiego czasu maksymalnego podgrzania, obejmuj cego np. jedynie pogrzebanie utworów wizenu i namuru pod utworami wyszej cz ci karbonu, o znacznej, dochodz cej do 2000 m, mi szo ci, wymaga zało enia bardzo wysokich, mało realnych paleotemperatur. Prawdopodobne wydaje si wi c zało enie długiego czasu grzania, obejmuj cego okres stopniowego pogr enia osadów karbonu w jurze, kredzie i trzeciorz dzie dla całego basenu lubelskiego.

Zasadnicza ilo dostarczonego do osadu karbo skiego ciepła zwi zana jest najprawdopodobniej z mezozoicznym pogrzebaniem skał karbo skich, najmniejszym w cz ci brze nej, za dym w rowie mazowiecko-lubelskim. Osi gni cie jednak maksymalnych warto ci współczynników dojrzało ci tylko dzi ki pogrzebaniu byłoby niemo liwe. Zakładaj c nawet długi czas grzania, równie konieczne wydaje si przyj cie dodatkowych impulsów ciepłych i podwyszonego strumienia w strefach o najwyszych warto ciach współczynnika $R_{o,r}$. Do wyra na jest jego zbie no z liniami tektonicznymi, a zwłaszcza dyslokacj widna, odpowiadaj c południowo-zachodniej granicy platformy wschodnioeuropejskiej (Po aryski i in., 1992), i ze stref tektoniczn Krasnystaw–Włodzimierz Woły ski (Po aryski, 1986). Zaskakuj co niewielkie efekty cieplne s natomiast zwi zane z północno-wschodni granic rowu mazowiecko-lubelskiego, czyli stref Kocka i jej geometrycznym, południowo-wschodnim przedłu eniem (fig. 12 i 18).

Wysz od współczesnych paleogradienty geotermiczne na obszarze Lubelszczyzny, a w szczególno ci w rowie lubelskim, które charakteryzuj si wyszym stopniem uw glenia materii organicznej, ni wynikałoby to z faktu maksymalnego pogr enia przy zało eniu współczesnych temperatur, mo na tłumaczy waryscyjskim przegrzaniem, które obj ło omawiany obszar. Zwi zany z tym był m.in. wulkanizm karbo ski. Intensywna działalno wulkaniczna przypadła przede wszystkim na wizen (Grocholski, Ryka, 1995). Wiek magmatyzmu oszacowany został

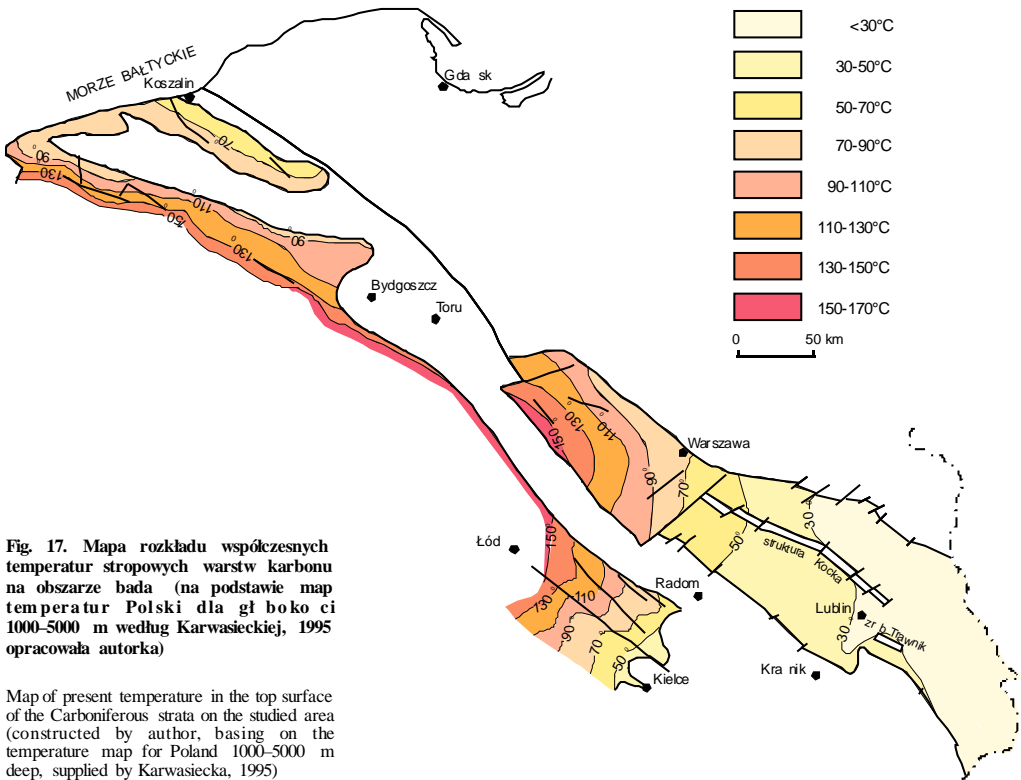


Fig. 17. Mapa rozkładu współczesnych temperatur stropowych warstw karbonu na obszarze bada (na podstawie map temperatur Polski dla głębokości 1000-5000 m według Karwasieckiej, 1995 opracowała autorka)

Map of present temperature in the top surface of the Carboniferous strata on the studied area (constructed by author, basing on the temperature map for Poland 1000-5000 m deep, supplied by Karwasiecka, 1995)

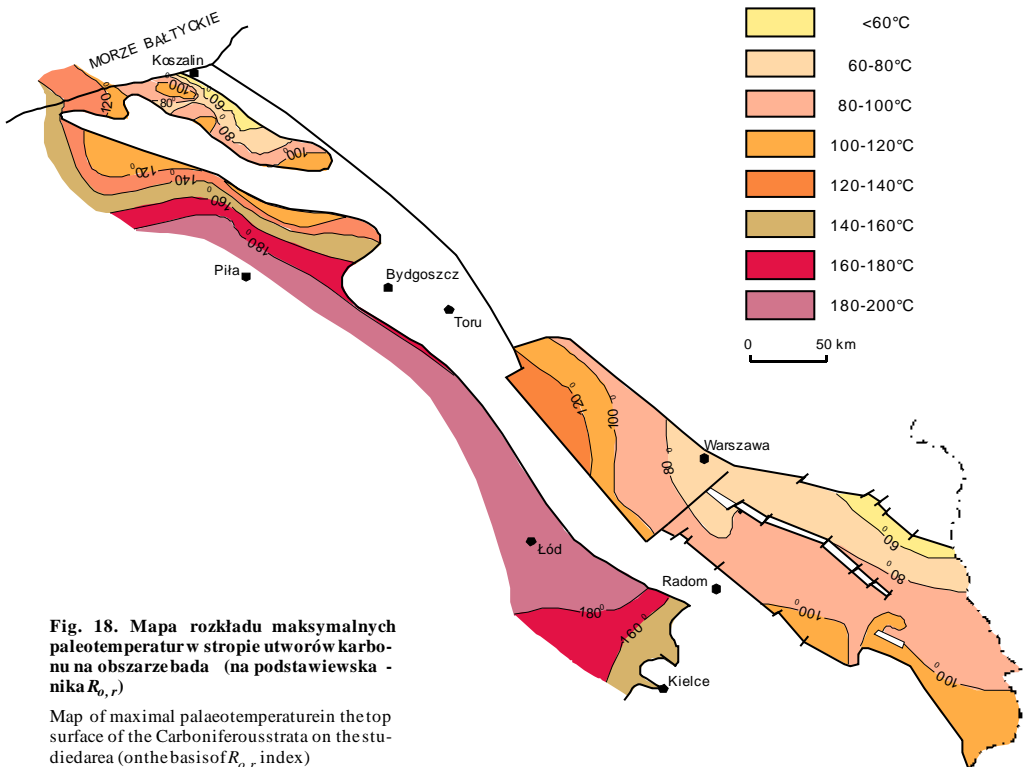
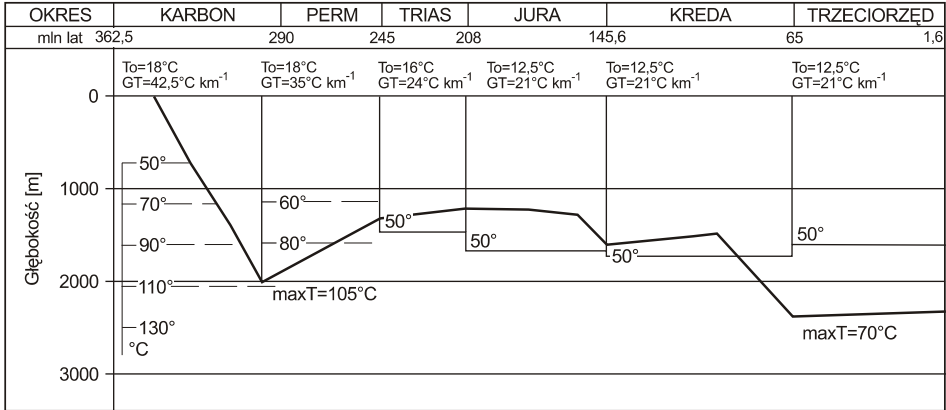


Fig. 18. Mapa rozkładu maksymalnych paleotemperatur w stropie utworów karbonu na obszarze bada (na podstawie składowości $R_{o,r}$)

Map of maximal paleotemperature in the top surface of the Carboniferous strata on the studied area (on the basis of $R_{o,r}$ index)

Lublin IG 1



To – temperatura strefy neutralnej
temperature of neutral zone

GT – gradient geotermiczny
geothermal gradient

Fig. 19. Historia pogrzebania i zmiany temperatury utworów wizenu z otworu wiertniczego Lublin IG 1 (według Burzewskiego i in., 1998)

Burial evolution and changes of temperature in time for Viséan deposits from Lublin IG 1 borehole (after Burzewski *et al.*, 1998)

metod K–Ar na 329–325 mln lat (Depciuch, 1974). Pokrywy diabazów i bazaltów tego wieku znane są z rejonu Niedrzwicy i Kocka, a materiał tufogeniczny rozpoznano w wielu miejscach (Chlichowski, 1972). Uważa się, że w rejonie Lublin–Włodawa–Łuków występują bazalty górnicze, których zasięg jest nieznany. Fakt istnienia działalności magmowej wiąże się przypuszczalnie z podniesieniem ku powierzchni astenosfer, a więc z wpływem regionalnego podwyższonego strumienia ciepłego (Majorowicz, 1978). Oddziaływanie dodatnich anomalii termicznych mogło być długotrwałe, jeżeli były związane z bardzo głębokimi ródłami ciepła. Mogło ono trwać aż do mezozoiku (Majorowicz i in., 1983; Grotek i in., 1998).

Taki rozkład danych paleotermicznych do wierzchni koresponduje z wielokrotnie podkreślanym odmiennieci strukturalnie w rejonie waryscyjskiego w południowej części rowu mazowiecko-lubelskiego w stosunku do jego północnej partii. Można przypuszczać, że efektem silnej tektonizacji tej części rowu (czego dowodem są liczne uskoki odwrócone czy nasunięcia przykrawdziowego fragmentu platformy na jej cokół) (Polarowski, Tomczyk, 1993) był podwyższenie, związane z silnym strumieniem ciepłym w mezozoiku. Rejestrowany on jest nie tylko przez parametry dyskutowane w niniejszej pracy, ale wynika już z petrologicznej analizy węgla (Majorowicz, 1978; Porzycki, 1988).

Utwory karbonu dolnego w regionie pomorskim charakteryzują się wyraźnym dwustrefowym rozkładem dojrzałości termicznej, a tym samym odmiennymi warunkami paleotermicznymi oddziaływanymi na badany kompleks osadów karbońskich.

Podobnie jak w przypadku utworów karbonu Lubelszczyzny, dla oszacowania maksymalnych paleotemperatur podgrzania osadów obszaru pomorskiego można rozważyć dwie możliwości:

Nadarzyn IG 1

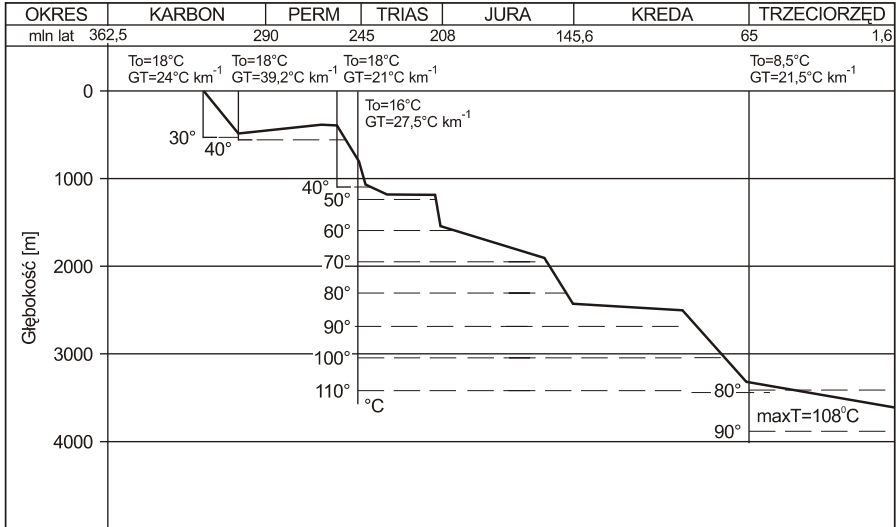


Fig. 20. Historia pogrzebania i zmiany temperatury utworów westfału z otworu wiertniczego Nadarzyn IG 1 (według Burzewskiego i in., 1998)

Burial evolution and changes of temperature in time for Westphalian deposits from Nadarzyn IG 1 borehole (after Burzewski *et al.*, 1998)

krótkotrwałego podgrzania waryscyjskiego i długotrwałego podgrzania mezozoicznego, wpisując się w całość procesów formujących obecne struktury północno-zachodniego fragmentu wału ródzpolskiego. Pierwszą możliwość zakłada pogrzebanie utworów turneju jedynie pod utworami wizeny o maksymalnej miąższości około 600 m (bowiem młodsze piteja karbonu charakteryzowały się dominacją procesów erozyjnych). Krótki, nie przekraczający 20 mln lat, okres pogrzebania wymagałby stosunkowo wysokich paleotemperatur i mało prawdopodobnego, bardzo wysokiego stopnia geotermicznego. Znacznie bardziej wiarygodne wydaje się przyjęcie drugiej możliwości, zakładającej długi, przekraczający 100 mln lat, czas podgrzania mezozoicznego. Dotyczy to zarówno północno-wschodniej, jak i południowo-zachodniej strefy pomorskiej. Założenie to potwierdzają krzywe pogrzebania w wybranych profilach karbonu na obszarze pomorskim (Burzewski i in., 1995, 1998) (fig. 21, 22). Maksymalne pogrzebanie osi górnolitych utworów karbonowych w późnej kredzie, jednak lokalnie maksymalne temperatury oddziaływały na osady na przełomie jury i kredy (fig. 21), co związane było ze zmienną wielkością paleogradientu geotermicznego w poszczególnych strefach.

Współcześnie na głębokości od 2500 do 3000 m, odpowiadającej występowaniu osadów karbonowych w strefie Koszalin–Wierzchowo, panują temperatury od 50 do 90°C (fig. 17). Ogólna zgodnie paleotemperatur (różnica rzędu 20°C) ze współczesnymi warunkami termicznymi pozwala wnioskować, że dojrzała materia organiczna w osadach dolnokarbonowych obszaru pomorskiego, w rejonie między Gorzysławem a Rzeczenicą, związana jest przede wszystkim z podgrzaniem spowodowanym ich pogrzebanie pod młodszymi osadami w warunkach zbli-

Strzeżewo 1

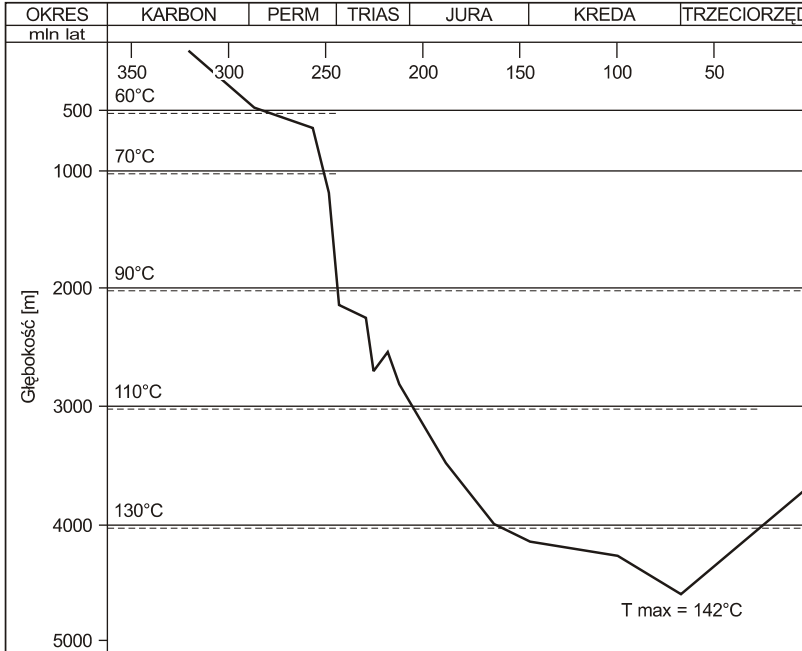


Fig. 21. Historia pogrzebania i zmiany temperatury utworów dinantu z otworu wiertniczego Strzeżewo 1 (według Burzewskiego i in., 1995)

Burial evolution and changes of temperature in time for Dinantian deposits from Strzeżewo 1 borehole (after Burzewski *et al.*, 1995)

onych do współczesnego pola cieplnego (por. fig. 17 i 18). Zgodnie z tym jest jeszcze wiarygodna, gdy uwzględnimy rozmiar (pionowy) inwersji pokredowej, wynoszącej w omawianej strefie od kilkuset do około 1000 m (Papiernik, Wagner, oprac. arch. 2000). Lokalnie niewielki dopływ ciepła mógł być spowodowany wulkanizmem późnokarbońskim.

Tak więc paleotemperature oddziaływały na utwory karbońskie omawianego regionu w czasie ich diagenety wynosiły 50–120°C (fig. 18) i mieszczą się w zakresie temperatur odpowiadających fazie generowania ropy (Nowlan, Barnes, 1987).

Paleotemperature wpływają na diagenety osadów silesu w strefie Wrzosowo–Strzeżewo–Kamień Pomorski oraz na obszarze Bałtyku w rejonie otworów K1 i K9 różni się zasadniczo od współczesnych temperatur. Maksymalne wartości paleotemperatur, określone na podstawie wskaźników $R_{o,r}$ i T_{max} , osiągały ponad 140°C, podczas gdy temperatury pomierzone współcześnie w tej strefie na analogicznej głębokości nie przekraczają 100°C (Karwasiecka, 1995) (fig. 17 i 18). Lokalny dopływ ciepła do osadów górnokarbońskich w zachodniej części przymorza był związany niewątpliwie z późnokarbońskim lub permjskim magmatyzmem.

Obszar położony na południowy zachód od wychodni dewonu wykazuje znacznie silniejsze przeobrażenie niż region północno-wschodni i osiąga parametry dojrzałości typowe dla głównej

Okonek 1

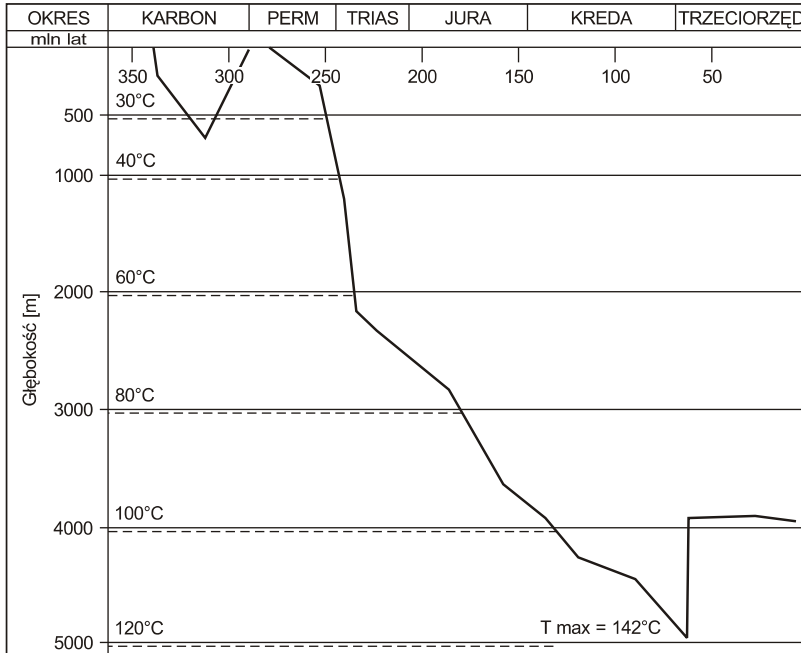


Fig. 22. Historia pogrąbiania utworów dinantu z otworu wiertniczego Okonek 1 (według Merty, niepubl.)

Burial evolution for Dinantian deposits from Okonek 1 borehole (after Merta unpubl.)

fazy generacji gazów ekonomicznych oraz gazów suchych wysokometanowych ($R_{o,r} = 1,30-3,12\%$). wiadczone o bardzo wysokich paleotemperaturach katagenezy osadów karbonu, rzędu 180°C do ponad 200°C . Współczesne temperatury na głębokości $4000-5000\text{ m}$ (głębokości współczesnego występowania osadów karbonu w tej strefie) są około 50°C niższe niż określone przy użyciu wskaźników dojrzałości $R_{o,r}$ i T_{max} (fig. 17 i 18). Uzyskane parametry termiczne potwierdzają wielokrotną inwersję laramijskiej w strefie Czaplinek–Byczyna ($700-3000\text{ m}$), nie wykluczają jednak także występowania współczesnego paleogradientu termicznego. Wyjtek stanowi rejon otworu Piaski PIG 2, gdzie maksymalna paleotemperatura nie przekroczyła najprawdopodobniej 120°C . Ta stosunkowo słaba dojrzałość termiczna osadów związana jest prawdopodobnie z ich położeniem na strukturze elewacyjnej, zaznaczającej się wyraźnie w czerwonym spongowcu (Pokorski, 1997).

Czynnikami podwyższającymi (zazwyczaj lokalnie) temperatur skał są bardzo częste zjawiska wulkaniczne. Na obszarze nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego i przyległego akwenu Bałtyku występują pokrywy permskich skał wulkanicznych. Zalegają one na klastycznych utworach karbonowych lub dolnopermskich. Maksymalnie szeroko pokryw wulkanicznych stwierdzono na obszarach, które charakteryzują się podwyższonymi wartościami wskaźników uwęglenia, tj. na bloku Wolina oraz w południowo-zachodniej, lądowej części bloku Gryfic (otwory wiertni-

cze: Moracz IG 1 — ponad 500 m, Kamie Pomorski 7 — ponad 500 m). W morskiej części bloku Gryfic stosunkowo dużymi szczytami wulkanitów zanotowano w otworze K 1 (ponad 260 m). W kierunku wschodnim grubość pokryw maleje do poniżej 100 m (otwór wiertniczy L 2). Wł dowej części bloku Kołobrzegu występują niewielkie, izolowane płyty, których grubość dochodzi lokalnie do ponad 200 m. Rozprzestrzenienie i grubość pokryw związane są z tektoniką warunkującą rozwój utworów górnego karbonu i dolnego permu (Pokorski, 1990).

Utwory karbonu na obszarze północno-zachodniego obrzeżenia Górów tokrzyskich charakteryzują wysokie wartości współczynników dojrzałości termicznej ($1,60\% R_{o,r} - 2,73\% R_{max}$). Ich wielkość wskazuje na oddziaływanie bardzo wysokich temperatur, rzędu 150–200°C.

Z analizy krzywych pogrzebienia wynika, iż badane osady podlegały długotrwałemu podgrzaniu mezozoicznemu (podobnie jak południowo-zachodnia strefa obszaru pomorskiego), a maksymalne pogrzebienie i paleotemperatury osiągnął kompleks karboński w późnej kredzie, przed

Budziszewice IG 1

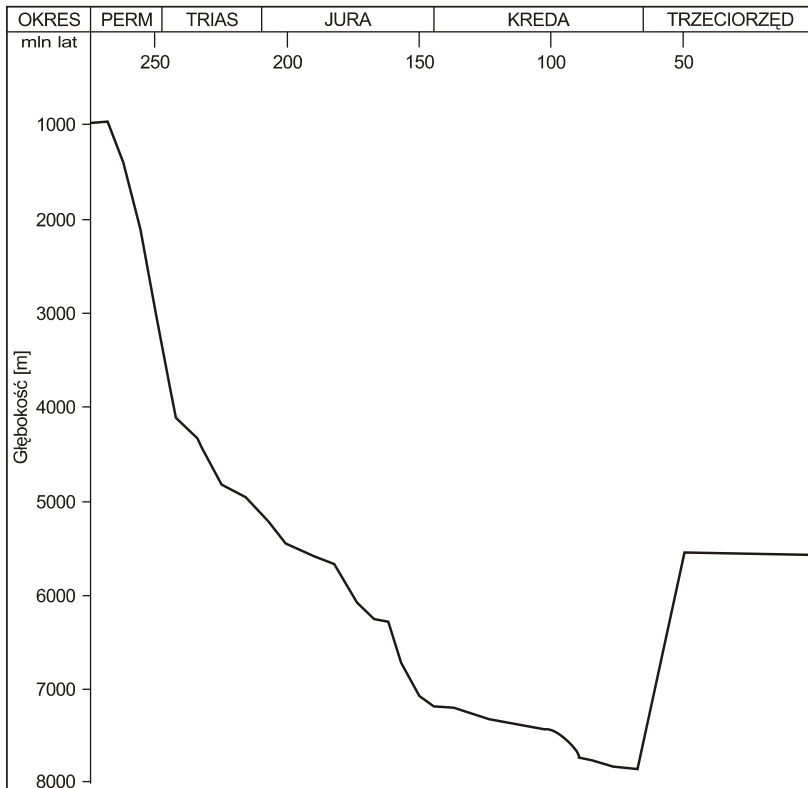


Fig. 23. Historia pogrzebienia utworów karbonu dolnego z otworu wiertniczego Budziszewice IG 1 (według Poprawy, niepubl.)

Burial evolution for Lower Carboniferous deposits from Budziszewice IG 1 borehole (after Poprawa, unpubl.)

inwersji laramijskiej (fig. 23). Współczesne temperatury pomierzone na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór w tokrzyskich na głębokości 2000–5000 m (a w takich, na jakich obserwuje się występowanie osadów karbonu) wynoszą od około 50°C do ponad 150°C. Temperatury te są wyraźnie niższe od paleotemperatur określonych na podstawie wskaźnika $R_{o,r}$, szczególnie w bezpośrednim siedlisku odsłoniętego cokołu Gór w tokrzyskich (por. fig 17 i 18), i świadczą o silnej inwersji laramijskiej, rzędu 1500–4000 m. Dużo zmienno wielkość wskaźników dojrzałości termicznej na stosunkowo niewielkim obszarze w tokrzyskim należy wziąć z jego skomplikowaną tektoniką (przedpole warwicydów). O znacznym zaangażowaniu tektonicznym tego obszaru świadczą silnie zuskokowane profile z lustrami tektonicznymi oraz upadami warstw od 30 do 90°. Niewielki wpływ na paleotemperatur osadów miała działalność wulkaniczna. Łączyła ją działalność w postaci obecności materiału tufogenicznego stwierdzono jedynie w profilu otworu Przysucha 1, natomiast okruchy diabazów i lamprofirów — w osadach z otworu wiertniczego Opoczno PIG 2.

CHARAKTERYSTYKA STREF GENERACJI W GŁOWODORÓW

Proces generowania obejmuje szereg naturalnych reakcji chemicznych tworzących produkty, których skład zależy od typu materii organicznej i jej stopnia dojrzałości termicznej. Procesy generowania i ekspulsji w głowodorów są wzajemnie powiązane. Główne stadium generowania w głowodorów („okno ropne”) występuje, dla typowej skały macierzystej, na etapie katagenety i jest określone przez interwał refleksyjności wityritu pomiędzy 0,50 a 1,30% $R_{o,r}$ (Tissot, Welte, 1984; Hunt, 1996).

Dotychczas zakładano, iż w utworach karbonu występują poziomy skały macierzyste (Merta i in., 1995), które mogłyby być źródłem w głowodorów zakumulowanych w wielozłóżkach na obszarze Lubelszczyzny i Pomorza (Karnkowski, 1993).

W utworach karbonowych Lubelszczyzny oraz niecki warszawskiej dominuje materia organiczna typu humusowego, o niskim potencjale genetycznym dla generowania w głowodorów, w szczególności ciekłych. Na podstawie modelowania przedstawionego przez Batora (1998) dla obszaru lubelskiego transformacja materii organicznej w głowodory miała miejsce w wiskiej części rowu lubelskiego podczas najwyższego karbonu. Jedynie w części północno-zachodniej generowanie zostało nieznacznie zintensyfikowane w mezozoiku i kenozoiku. W strefie zwiększonej ilości utworów mezozoiku, na północny zachód od uskoku Grójca, gdzie procesy generacyjne zostały wznowione w mezozoiku, spągowe partie utworów karbonu górnego mogły osiągnąć przedział generowania początków „okna ropnego” na granicy jury dolnej i rodzowej, a partie stropowe — w kredzie górnej (Burzewski i in., 1998).

Biorąc pod uwagę dojrzałość oraz skład maceralny (genetyczny) materii organicznej występującej w iłowcach, mułowcach czy znacznie rzadziej w osadach w glanowych (podwyższona zawartość materiału typu sapropelowego), do skał potencjalnie macierzystych typu ropno-gazowego można zaliczyć niektóre poziomy osadów formacji Huczwy i Terebina, w mniejszym stopniu Dębina. Utwory formacji lubelskiej można uznać za skały potencjalnie macierzyste typu gazowego. Natomiast utwory formacji Magnuszewa zarówno ze względu na skład genetyczny materii organicznej (humus deponowany w środowisku mocno utleniającym), jak i jej słabiej dojrzałość termiczną należy zaliczyć do skał niemacierzystych dla generacji w głowodorów. Powyższe stwierdzenia potwierdzają parametry geochemiczne (Matyasik, 1998).

Niskie wskaźniki potencjału wodorowego karbonu oraz małe wskaźniki ekspulsji w głowodorów powodowały rozproszenie migrujących w głowodorów, w wyniku czego mogły powstać tylko małe i słabiej akumulacje w trwałych pułapkach karbonu. Warto wspomnieć, iż wznoszące ruchy tektoniczne związane z fazą asturyjską spowodowały erozję i denudację osadów paleozoicznych w czasie znacznej części mezozoiku i kenozoiku. Na skutek wspomnianej erozji i denudacji wygenerowane w głowodory, z powodu braku uszczelnienia, ulegały destrukcji i rozproszeniu. Obserwowane na całym obszarze lubelskim liczne objawy w głowodorów nie mają najczęściej charakteru złożowego (Depowski, red., 1969; Calikowski, red., 1974; Karnkowski, 1993).

Na Lubelszczyźnie prace poszukiwawcze złożów w głowodorów prowadzone są od lat pięćdziesiątych. Pomimo wielu objawów w głowodorów znaleziono jedynie kilka nagromadzeń o charakterze przemysłowym (Kaczyński, 1984, 1997; Karnkowski 1993). Są to między innymi: złożowe w utworach piaskowców namuru B (ropa naftowa), złożowe Minkowice w piaskowczytach utworach namuru A (gaz) oraz złożowe Stępcza w piaskowcach (gazowo-ropne).

Na obszarze Pomorza Zachodniego utworach dolnego karbonu strefy Koszalin–Wierzchowo dominuje mieszany typ genetyczny materii organicznej (humusowo-sapropelowy). Dojrzałość termiczna osadów dinantu wskazuje na możliwość generowania w głowodorów ciekłych. Poziomy macierzyste tej strefy o charakterze ropno-gazowym związane są z osadami ilastymi formacji Gozdu i w mniejszym stopniu z utworami ilasto-węglanowymi formacji Spółna, w pasie Bielica–Białe Bórze–Gozd–Chmielno–Kłanino. Potencjał generacyjny tych skał jest generalnie do niski, poza seriami z otworów Kłanino 3 i Daszewo R3p. Najlepsze właściwości generacyjne są związane z formacją Gozdu, w której zwiększa się udział materii organicznej typu sapropelowego. Przypuszcza się, iż utwory te mogły być dodatkowym źródłem w głowodorów dla akumulacji gazu ziemnego i kondensatu w utworach karbonowych w strefie Gorzysław–Białogard–Wierzchowo.

Piaskowce formacji Drzewian są niemacierzyste dla generacji w głowodorów, uznaje się natomiast za skały potencjalnie zbiornikowe, co potwierdzają licznie obserwowane w nich impregnacje bitumiczne.

Silnie przeobrażone utwory dinantu w strefie Moracz–Czaplinek–Byczyna są również skałami płonnymi dla generacji w głowodorów, podobnie jak analizowane osady górnego karbonu, wśród których piaskowce formacji Wolina i Regi są potencjalnymi skałami zbiornikowymi, podobnie jak utwory piaszczyste formacji Dziwny, które tworzą niekiedy jeden poziom zbiornikowy z osadami czerwonego spongoczu (lichowski, 1995).

Warunki generowania i ekspulsji w głowodorów w utworach karbonu pomorskiego, określone na podstawie modelowania procesów ropotwórczych (według Burzewski i in., 1998), wskazują, iż w północnej części badanego obszaru (otwory wiertnicze Kłanino 3 i Biesiekierz 1) utwory karbonowe osięgły stref generowania początkowo „okna ropnego” między triasem a jurą (spółny profil) oraz w północnej jurze (strop profilu), nie osiągnęły progów ekspulsji.

W południowej części obszaru pomorskiego utwory karbonu dolnego osięgły przedział generowania początkowo „okna ropnego” w północnym triasie, a do granicy jury środkowej i północnej przeszły cały przedział „okna ropnego”. Między północną jurą a północnym kredem przeszły przez przedział generowania północnego kondensatu i gazu, osiągnęły na granicy kredy i paleogenu przedział generowania metanu wysokotemperaturowego (*op. cit.*).

Prace badawcze i poszukiwawcze na obszarze pomorskim doprowadziły do odkrycia wielu makroobjawów oraz złożów w głowodorów. W strefie przymorza, w osadach karbonu odkryto złoża gazu ziemnego: Trzebusz, Gorzysław N i S, Daszewo N i Wrzosowo.

Utwory karbonu na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Wierchowskich są generalnie niemacierzyste dla generacji w głowodorów. Pomimo mieszanego typu materii organicznej (sapro-

pel-humus) wystpujcej w osadach wizenu i jej dojrzaoci odpowiadajcej gówniej fazie generacji gazów (strefa Ostaów–Nie win–Radwanów–erechowa), potencjał generacyjny badanych osadów jest niski. Zwiżane jest to najprawdopodobniej z wcześniejszym wygenerowaniem wiżskooci w glowodorowych zwiżkóww labilnych, szczególnie w silnie przeobraonej strefie Opoczno–Budziszewice–Buków. Rozproszenie migrujcych w glowodorów było najprawdopodobniej znaczne; dotychczas nie stwierdzono wystpowania złóczy makroobjawów w glowodorów na obszarze wi tokrzyskim. Materia organiczna zarówno dolno-, jak i górnokarbońska w tej strefie znajduje si na wysokim stadium ewolucji termicznej, a przy temperaturach przekraczajcych 150°C mógl mie miejsce czciowy krawing ropy naftowej w gaz (Vassoyevich i in., 1970; Tissot, Welte, 1984). W powaryscyjskim etapie erozji i denudacji miała najprawdopodobniej miejsce destrukcja ewentualnych nagromadze w glowodorów.

PODSUMOWANIE

Materia organiczna rozproszona w analizowanym kompleksie skał karbońskich ma gównie charakter humusowy (gazotwórczy), lokalnie mieszany humusowo-sapropelowy. Podwyższone koncentracje syngenetycznej, „ropotwórczej” materii organicznej typu sapropelowo-liptynitowego wystpuj najliczniej w osadach turneju (formacje S polna i Gozdu, lokalnie formacja Drzewian) w strefie Koszalin–Wierzchowo oraz w utworach wizenu górnego i namuru (formacje Huczwy, Terebina i D blina) na obszarze Lubelszczyzny. „Ropotwórczy” typ materii organicznej w basenie lubelskim (w przeciwieństwie do obszaru pomorskiego) jest gównie reprezentowany przez liptynit (liptodetrynit, sporynit, kutynit) o słabszym potencjale generacyjnym ni asocjacja sapropelowo-liptynitowa (ze znacznym udziałem alginitu) zawarta w osadach rejonu pomorskiego.

W silnie przeobraonych utworach strefy Moracz–Byczyna oraz na północno-zachodnim obrzeeniu Gór w tokrzyskich wystpuje bezstrukturalna asocjacja ilasto-organiczna zaliczana do typu sapropelowego, w której materii organicznej w znacznym stopniu stanowi pozostałociowo wygenerowanych labilnych składnikach.

Stopie uwgielenia materii organicznej na obszarze Lubelszczyzny, określony na podstawie współczynnika $R_{o,r}$ wityrnytu (0,48–1,30%) przy uwzględnieniu wskaźników T_{max} (425–460°C) oraz CAI (1–3), odpowiada temperaturze diagenetyzacji materii organicznej w granicach 50–130°C. Stopie przeobraenia osadów wzrasta w kierunku południowym, co jest zwiżane generalnie z głębokości pogrzebienia, najmniejsz w północno-wschodniej, brzeniej strefie basenu, za znaczny w rowie mazowiecko-lubelskim.

Obszar lubelski charakteryzował si w przeszłości geologicznej wyszym paleogradientem geotermicznym (około 40°C/km) od współczesnego (20–30°C/km), co mogłoby spowodowane dodatkowymi impulsami cieplnymi zwiżanymi z obecnościstref tektonicznych takich jak Krasnystaw–Włodzimierz Wołyński czy dyslokacja widna oraz lokalnymi zjawiskami wulkanicznymi. Wyszy paleogradient termiczny odnosi si gównie do rowu mazowiecko-lubelskiego, a zwłaszcza jego południowej czci. Na obszarze północnej Lubelszczyzny stopie geotermiczny wynosił około 25°C/km i był zbliżony do współczesnego.

Maksymalne paleotemperature oraz maksymalne głębokości pogrzebienia w południowej i południowo-zachodniej strefie rowu mazowiecko-lubelskiego oraz w podniesionej czci platformy prekambryjskiej mogły zostać osiągnięte już w późnym westfalu, natomiast w północno-zachodniej czci basenu dopiero w późnej kredzie lub kenozoiku, osiągnęły ponad 3000 m.

Prawdopodobnie wydaje się jednak założyć długiego czasu grzania, obejmującego okres stopniowego pogrąbiania osadów karbonu w jurze, kredzie, paleogenie i neogenie dla całego basenu lubelskiego.

W niecce warszawskiej (na NW od uskoku Grójca) uwzględnienie materii organicznej jest wyszeregowane (0,60–1,60% $R_{o,r}$ i 438–467°C T_{max}) i odpowiada maksymalnym paleotemperaturom, rzędu 80–130°C (strop westfalu) po 80–150°C (spąg westfalu). Dojrzałość termiczna osadów wzrasta w kierunku zachodnim, zgodnie z kierunkiem pogrąbiania osadów karbonu. Diagenetyzacja utworów karbonowych w tej strefie zachodziła w warunkach termicznych zbliżonych do panujących współcześnie nie na analogicznej głębokości.

Strefa „okna ropnego” obejmuje cały obszar niecki warszawskiej i Lubelszczyzny. Człon północno-wschodnia basenu lubelskiego znajduje się w początkowej fazie generacji w gwałtowności, natomiast człon centralna i południowo-wschodnia basenu — w fazie głównej. Lokalnie utwory spągowe wizeny (rejon Niedzwicy) oraz spąg westfalu (rejon Bodzanowa) wchodzi w początkowe fazy generacji gazów.

Rozkład uwzględnienia osadów dolnokarbonowych na obszarze pomorskim wykazuje wyraźną dwustrefowość. Wartości wskaźników $R_{o,r}$ (0,50–1,0%), CAI (1–2,5) oraz T_{max} (415–445°C) uzyskane dla strefy położonej na północny zachód od wychodni dewonu (Koszalin–Wierzchowo) świadczą o diagenetyzacji dolnokarbonowej materii organicznej przebiegającej w temperaturze od 50 do 130°C. Uwzględniając nieprzekraczając najprawdopodobniej 100 m inwersji pokredowej, stwierdzono, iż okresy powyżej paleotemperatury odpowiadają generalnie współczesnym paleotemperaturom panującym na analogicznej głębokości. Lokalne anomalie termiczne obserwowane zarówno w osadach dinatu, jak i silesu są związane niewątpliwie z waryscyjską formacją wulkanogeniczną.

Wartości wskaźnika refleksyjności wityritu (0,96% $R_{o,r}$ –3,12% R_{max}), charakteryzujące materię organiczną strefy położonej na południowy zachód od powierzchniowych wychodni dewonu, oraz interpretowane paleotemperatury (od około 110°C do ponad 200°C) wskazują na znaczne, pierwotne pogrąbianie osadów karbonowych w tej strefie. Różnica pomiędzy maksymalnym pogrzebaniem utworów karbonu a ich współczesną głębokością zalegania może wynosić od kilkuset do około 3000 m i jest spowodowana inwersją łamijską. Nie można wykluczyć również obecności dodatkowego impulsu cieplnego związanego z aktywną strefą tektoniczną w osi bruzdy ródzkiej.

Minimalne w tej strefie wartości $R_{o,r}$, a tym samym i paleotemperatury, stwierdzono w osadach dinantu w pasie przylegającym do południowo-zachodniej granicy wychodni dewonu, na wyniesionym bloku w rejonie otworu Piaski PIG 2 oraz w strefie Okonek–Lipka. Utwory dolnokarbonowe tej strefy znajdują się w głównej fazie generacji ropy naftowej, a temperatura ich diagenetyzacji nie przekraczała 120°C.

W odniesieniu do całego obszaru pomorskiego rozpatrywać można (podobnie jak w przypadku basenu lubelskiego) dwie możliwości: krótkotrwałego podgrzania waryscyjskiego lub długotrwałego (przekraczającego 100 mln lat) podgrzania mezozoicznego, przy założeniu podobnych do współczesnych paleogradientów geotermicznych (20–30°C/km). Maksymalna głębokość utworów górnego karbonu na obszarze pomorskim nie przekraczała prawdopodobnie 1000 m, tak więc krótki (około 20 mln lat) okres pogrzebania wymagałby bardzo wysokiego, nierealnego stopnia geotermicznego.

Obszar pomorski można uznać za termicznie dojrzały do generowania w gwałtowności, przy czym strefa przylegająca do północno-wschodniego brzegu basenu znajduje się we wczesnym stadium generacji ropy naftowej. Główna faza generacji ropy obejmuje obszar położony między

Gorzysławiem a Rzeczenic , natomiast silnie przeobra ona strefa Czaplinek–Byczyna osi ga główn fazy generacji gazów po stadium gazów suchych wysokometanowych.

Wysoki stopie przeobra enia termicznego i odpowiadaj ce mu fazy generacji w glowodorów w strefie Czaplinek–Byczyna kontynuuj si w kierunku południowo-wschodnim, na obszar północno-zachodniego obrze enia Gór wi tokrzyskich. Warto R_{max} w tej strefie osi ga 1,60–2,73%, wskazuj c na oddziaływanie wysokich paleotemperatur, rz du 150–200°C, przy zało eniu długiego, mezozoicznego czasu grzania. Warunki paleotermiczne utworów karbonu potwierdzaj znacznie wi ksz ni obecnie gł boko ich pogrzebania. Osady karbonu na obszarze wi tokrzyskim, podobnie jak w południowo-zachodniej strefie Pomorza Zachodniego, zalegały pierwotnie (przed inwersj pokredow) na gł boko ci do 3000–4000 m, wi kszej ni obecnie.

Rozkład izolinii wska ników dojrzało ci w stropie utworów karbonu wykazuje generalny wzrost uw glenia materii organiczej w kierunku południowym i południowo-zachodnim, a na obszarze wi tokrzyskim w kierunku zachodnim i północno-zachodnim. Przebieg izolinii $R_{o,r}$ i T_{max} , obrazuj cych wzrost stopnia przeobra enia osadów, odzwierciedla w ogólnych zarysach przebieg izohips stropu karbonu. Naley jednak pami ta ,i warto tych izohips (szczególnie na obszarze wi tokrzyskim oraz lokalnie w południowo-zachodniej strefie Pomorza Zachodniego) jest obecnie znacznie mniejsza ni w okresie przed inwersj laramijsk .

Wi ksza cz badanego obszaru znajduje si w głównej fazie generacji ropy naftowej. Utwory niedojrzałe oraz we wczesnej fazie generacji ciekłych w glowodorów wyst puj jedynie przy północno-wschodniej granicy karbonu na obszarze lubelskim oraz pomorskim (strefa Koszalin–Wierzchowo). Faza generacji gazów zwi zana jest z utworami karbonu w strefie pomorsko-wi tokrzyskiej, poło onej na południowy zachód od wychodni dewonu. Główna faza gazów (ekonomicznych) wyst puje w pasie Moracz–Zabartowo oraz na południowy wschód od linii Przysucha– erechowa. Najsilniej uw glona materia organiczna (stadium gazów suchych, wysokometanowych) odpowiada strefie wytyczonej otworami: Czaplinek IG 1–Byczyna 1–Budziszewice IG 1–Opoczno PIG 2.

Podobn do wska ników dojrzało ci zale no obserwuje si przy korelacji maksymalnych paleotemperatur z kierunkiem pogr enia osadów karbo skich. Wi ksza cz obszaru bada poddana była temperaturom rz du 60–120°C (niecka warszawska i Lubelszczyzna, Pomorze Zachodnie w strefie Koszalin–Wierzchowo oraz pas osadów przylegaj cy do południowej granicy wychodni dewonu na obszarze pomorskim). Na pozostałym obszarze maksymalne paleotemperatury wzrastały w kierunku osi bruzdy ródpońskiej i wynosiły 140–200°C.

Dominuj cy na całym obszarze bada materiał humusowy okre la charakter karbo skiej materii organiczej jako ródło w glowodorów gazowych, podrz dnie ciekłych (formacje S polna i Gozdu oraz Huczwy, Terebina i lokalnie D blina).

W przebadanym kompleksie skał karbo skich mo na wydzieli warstwy skał potencjalnie macierzystych dla generacji w glowodorów. Zaliczy do nich mo na niektóre poziomy ilowców i mułowców formacji Huczwy, Terebina i sporadycznie D blina na obszarze niecki warszawskiej i Lubelszczyzny oraz poziomy ilaste formacji Gozdu i w mniejszym stopniu osady ilasto-w glanowe formacji S polna w strefie Bielica–Biały Bór–Chmielno–Gozd–Kłanino.

Za skały potencjalne zbiornikowe mo na uzna piaskowce formacji Drzewian oraz formacji Wolina, Regi i Dziwny.

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S., BIRKENMAJER K., BURCHART J., CIE LI SKI S., DADLEZ R., KUTEK J., NOWAK W., ORŁOWSKI S., SZULCZEWSKI M., TELLER L., 1975 — Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. *Instrukcje i metody bada geologicznych*, **33**: 1–63.
- BARKER C.E., 1989 — Temperature and time in the thermal maturation of sedimentary organic matter. *In: Thermal history of sedimentary basins* (N.D. Naeser, T.H. McCulloh, eds): 75–98. Springer, New York.
- BOSTIC N.H., 1971 — Thermal alteration of clastic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. *Geosci. & Mann.*, **3**: 83–93.
- BOSTIC N.H., 1973 — Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coal particles). C.R.7, Congr. Int. Strat. Geol. Carbonifere, Krefeld. **171**, 2: 183–193.
- BOTOR D., 1998 — Procesy generowania i ekspulsji weglowodorów w utworach karbonu rowu lubelskiego. Praca doktorska. Arch. AGH, Kraków.
- BURZEWSKI W., KOTARBA M., BOTOR D., KOSAKOWSKI P., SŁUPCZY SKI K., 1995 — Modelowanie procesów generowania i ekspulsji w glowodorów w utworach młodszego paleozoiku obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol. Warszawa*.
- BURZEWSKI W., KOTARBA M., BOTOR D., KOSAKOWSKI P., SŁUPCZY SKI K., 1998 — Modelowanie procesów generowania i ekspulsji w glowodorów w utworach młodszego paleozoiku obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **165**: 273–284.
- CALIKOWSKI J. (red.), 1974 — Badania geochemiczne rop naftowych dewonu i karbonu rowu lubelskiego. Wyd. Geol., Warszawa.
- DADLEZ R., 1978 — Sub-Permian rock complexes in the Koszalin–Chojnice Zone. *Kwart. Geol.*, **22**, 2: 273–284.
- DADLEZ R., 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **153**: 410–413.
- DAVIS A., SPACKMAN W., 1964 — The role of the cellulosic and lignitic components of wood in artificial coalification. *Fuel*, **43**: 215–224.
- DEMBOWSKI Z., 1968 — Utwory westfalu w Lubelskim Zagł biu W glowym. [Streszcz. ref.]. *Kwart. Geol.*, **12**, 2: 452–453.
- DEPCIUCH T., 1974 — Badania geochronologiczne skał magmowych. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce (A. Łaskiewicz, red.). Cz. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, **74**: 81–83.
- DEPOWSKI S. (red.), 1969 — Ropo- i gazono nos obszaru lubelskiego na tle budowy geologicznej. Wyd. Geol., Warszawa.
- DRWI GA Z., MY KO A., 1980 — Wyniki bada ziemskiego strumienia ciepła obszaru lubelskiego na tle tektoniki. *Publ. Inst. Geof. PAN*, A8, **130**: 169–180.
- ESPITALIE J., LAPORTE J., MADEC J., MARQUIS F., LEPLAT P., PAULET J., BOUTEFEU A., 1977 — Methode rapide de caracterisation des roches meres, leur potentiel petrolier et de leur degre d'evolution. *Rev. IFP*, **32**: 23–42.
- EPSTEIN E., EPSTEIN J.B., HARRIS L.D., 1977 — Conodont color alteration — an index to organic metamorphism. *Geol. Surv., Prof. Pap.*, **995**: 27 s.
- van GIJZEL P., 1967 — Autofluorescence of fossil pollen and spores with special reference to age determination and coalification. *Leidse. Geol. Meded.*, **40**: 263–317.
- GAUPPR., BATTEN D.J., 1985 — Maturation of organic matter in Cretaceous strata of the Northern Calcareous Alp. *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.*, **3**: 157–175.

- GOODARZIF., 1985 — Optical properties of vitrinite carbonized at different pressures. *Fuel*, **64**: 156–162.
- GROCHOLSKI A., RYKA W., 1995 — Carboniferous magmatism of Poland. W: The Carboniferous system in Poland (A. Zdanowski, H. akowa, eds.). *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **148**: 181–189.
- GROTEK I., MATYJA H., SKOMPSKI S., 1998 — Dojrzało termiczna materii organicznej w osadach karbonu obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Pa stw. Inst. Geol.*, **165**: 245–253.
- HOOD A., GUTJAHR C.C.M., HEACOCK R.L., 1975 — Organic matamorphism and the generation of petroleum. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **59**, 6: 986–996.
- HORVATH Z.A., 1983 — Study on maturation process of huminitic organic matter by means of high pressure experiments. *Acta Geol. Hung.*, **26**: 137–148.
- HUNT J.M., 1996 — Petroleum geochemistry and geology. 2nd edition, Freeman, Co. San Francisco, USA.
- HUTTON A.C., COOK A.C., 1980 — Influence of alginite on the reflectance of vitrinite from Joadja, New South Wales and some other coals and oil shales containing alginite. *Fuel*, **59**: 711–714.
- INTERNATIONAL HANDBOOK OF COAL PETROGRAPHY, (ICCP), Suppl. To 2nd ed., Centre National Recherche Scientifique, Paris 1971.
- INTERNATIONAL COMMITTEE FOR COAL AND ORGANIC PETROLOGY (1994). Vitrinite Classification. ICCP System. ICCP Aachen.
- JACOB H., 1972 — Microscop-Photometrie der organischen Stoffe von Böden. 1. Organopetrographische Nomenklatur und mikroskop-photometrische Methodik Bodenkultur. **23**: 217–226.
- JURKIEWICZ H., AKOWA H., 1972 — Rozwój litologiczno-paleogeograficzny dewonu i dolnego karbonu w Niece Nidzia skiej. *Kwart. Geol.*, **16**, 4: 817–850.
- KACZY SKI J., 1984 — Perspektywy ropo-gazono no ci Lubelszczyzny. *Prz. Geol.*, **32**, 6: 330–333.
- KACZY SKI J., 1997 — Zło a i objawy gazu ziemnego i ropy naftowej w lubelskiej strefie poszukiwawczej. Arch. BG Geonafta, Wołomin.
- KARNKOWSKI P.H., 1993 — Zło a gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. Cz. 1. Tow. Geosynoptyków, „Geos”, Kraków.
- KARWASIECKA M., 1995 — Opracowanie cieplnego pola Ziemi na obszarze Polski. Centr. Arch. Geol. Pa stw. Inst. Geol. Warszawa.
- KMIECIK H., 1988 — Palinostratygrafia utworów górnego namuru i dolnego westfalu rejonu Grabowca w Lubelskim Zagł biu w głowym. Mat. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 46–50. Lublin.
- KOREJWO K., 1977 — Charakterystyka litologiczna i rozwój paleotektoniczny karbonu w rejonie Wierchowca (Pomorze Zachodnie). *Acta Geol. Pol.*, **27**, 4: 431–453.
- KOREJWO K., 1993 — Biostratygrafia utworów dinantu w strefie Chojnice (Pomorze Zachodnie). *Stud. Geol. Pol.*, **103**: 47s.
- KOWALCZEWSKI Z., 1985 — Wa niejsze problemy tektoniki zachodniego i północno-wschodniego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór wi tokrzyskich. [Streszcz. ref.]. *Kwart. Geol.*, **29**, 2: 500–502.
- KRUSZEWSKA K., 1977 — Współczesne metody bada petrograficznych w gla i mo liwo ci ich praktycznego zastosowania. *Pr. Nauk. U l. 192, Geologia*, **2**: 7–28.
- KRUSZEWSKA K., 1995 — The application of fluorescence photometry in maturity evaluation of dispersed organic matter. *Kwart. Geol.*, **39**, 3: 389–402.
- KRUSZEWSKA K., DYBOWA-JACHOWICZ S., 1997 — Zarys petrologii w gla. *Skrypty U l.*, **525**: 200 s.
- KWIECI SKA B., 1994 — Program naukowy 45 Sesji Mi dzynarodowego Komitetu Petrologii W gla (ICCP). Mat. XVII Symp. „Geologia formacji w glon o nych Polski”: 70–73. Wyd. AGH, Kraków.
- LIPIEC M., 1997 — Wize ska platforma w glanowa na Pomorzu Zachodnim. *Pos. Nauk. Pa st. Inst. Geol.*, **53**: 31–32.

- LIPIEC M., MATYJA H., 1998 — Architektura depozycyjna basenu dolnokarbońskiego na obszarze pomorskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 101–111.
- LOPATIN N.V., 1971 — The influence of temperature and geologic time on the catagenetic processes of coalification and petroleum and gas formation. *W: Study of organic matter in recent and old sediments*: 361–366. Nauka Press, Moskwa. (in Russian).
- MACKOWSKY M.Th., 1964 — Warum die Praxis ein kohlenpetrographisches Laboratorium braucht. *Fortschr. Geol. Rheinl.*, **12**: 589–606.
- MAJOROWICZ J., 1975 — Strumień ciepły na obszarze Ni u Polski. *Acta Geoph. Pol.*, **23**, 3: 259–275.
- MAJOROWICZ J., 1978 — Mantle heat flow and geotherms for major tectonic units in Central Europe. *Pure Appl. Geoph.*, **1173**: 297–312.
- MAJOROWICZ J., 1982 — Wieloznaczność tektonicznej interpretacji rozkładu pola geotermicznego na obszarach platformowych Polski. *Prz. Geol.*, **30**, 2: 86–94.
- MAJOROWICZ J., MAREK S., ZNOSKO J., 1983 — Paleogeotermika centralnego i południowo-wschodniego Ni u Polskiego i jej wpływ na generowanie w głowodorów. *Kwart. Geol.*, **27**, 1: 1–24.
- MATYASIK I., 1996 — Charakterystyka geochemiczna skał macierzystych karbonu w wybranych profilach wiertniczych obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *W: M. Narkiewicz — Grant KBN — PBZ 02-03: Analiza basenów sedymentacyjnych Ni u Polskiego*. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MATYASIK I., 1998 — Charakterystyka geochemiczna skał macierzystych karbonu w wybranych profilach wiertniczych obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 215–224.
- MATYJA H., 1993 — Upper Devonian of Western Pomerania. *Acta Geol. Pol.*, **43**, 1–2: 27–94.
- MATYJA H., 1996 — Tournaisian biostratigraphy and conodont biofacies model as applied to the Pomerania shelf (northern Poland). VI Europ. Conodont Symp. (ECOS VI). Abstracts: s. 70. Inst. Paleobiol. PAN, Warszawa.
- MATYJA H., BIKOWSKA B., WIDROWSKA J., HACKENBERG M., 1995 — Lower Carboniferous stratigraphy and facies development in Western Pomerania, Northwestern Poland. XIII. Int. Cong. Carbon-Permian. Abstracts: s. 39. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MERTA H., WILCZEK T., KOTARBA M., 1995 — Hydrocarbon potential of Carboniferous source rocks in the northern part of the Lublin area. MEIOGRAM Symp.: 288–291.
- MIGIER T., 1979 — Profil litostratigraficzny utworów karbonu w LZW. *Mat. Symp. „Stratigrafia formacji w głównych w Polsce”*. Wyd. Geol. Warszawa.
- MUSIAŁ Ł., TABOR M., 1988 — Stratigrafia karbonu na podstawie makrofauny. *W: Karbon Lubelskiego Zagłębia Włocławskiego* (Z. Dembowski, J. Porzycki, red.). *Pr. Inst. Geol.*, **122**: 88–122.
- NARKIEWICZ K., NEHRING-LEFELD M., 1993 — Zastosowanie wskaźników CAI w analizie basenów sedymentacyjnych. *Prz. Geol.*, **41**, 11: 757–763.
- NOWLAN G.S., BARNES C.R., 1987 — Application of conodont colour alteration indices to regional and economic geology. *W: Conodonts: investigative techniques and applications* (R.L. Austin, ed.). British Micropaleontological Society Series: 188–202.
- PAPIERNIK B., WAGNER R., 2000 — Mapa inwersji laramijskiej. *W: Charakterystyka facjalna i paleogeograficzna utworów dolomitu głównego. Potencjał i bilans w głowodorowy dolomitu głównego basenu permicznego Polski* (R. Wagner, red.) Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PLEWA S., 1994 — Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wyd. CPPGSMiE PAN. Kraków.
- POKORSKI J., 1990 — Czerwony spągowiec północno Pomorza Zachodniego i przyległego akwenu Bałtyku. *Kwart. Geol.*, **34**, 1: 79–92.
- POKORSKI J., 1997 — Perm dolny (czerwony spągowiec). *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 35–38.

- PORZYCKI J., 1966 — Wyniki dotychczasowego rozpoznania geologicznego karbonu lubelskiego. [Streszcz. ref.]. *Kwart. Geol.*, **10**, 2: 567–568.
- PORZYCKI J., 1979 — Litostratygrafia osadów karbonu LZW. II Sympozjum: Stratygrafia w glonej formacji karbońskiej w Polsce. Wyd. Geol. Warszawa.
- PORZYCKI J., 1988 — Charakterystyka litologiczno-sedimentologiczna karbonu. W: Karbon Lubelskiego Zagłbia Włogowego (Z. Dembowski, J. Porzycki, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **122**: 40–76.
- PORZYCKI J., ZDANOWSKI Z., 1995 — Lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development, Lublin Carboniferous Basin. W: The Carboniferous system in Poland (Z. Zdanowski, H. Kłakowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 102–109.
- POARYSKI W., 1986 — Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy środkowej. *Prz. Geol.*, **34**, 3: 117–127.
- POARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P., MORYC W., 1992 — Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Prz. Geol.*, **40**, 11: 643–651.
- POARYSKI W., TOMCZYK H., 1993 — Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. *Prz. Geol.*, **41**, 10: 687–695.
- PRICE L.C., BARKER C.E., 1985 — Suppression of vitrinite reflectance in amorphous rich-kerogen — a major unrecognized problem. *J. Petrol. Geol.*, **8**, 1: 59–85.
- PTAK B., 1998 — Zmienne budowy petrograficznej w glinach występujących w profilu litostratygraficznym karbonu w rejonie Dablin–Krasnystaw (LZW). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **383**: 5–54.
- REJEBIAN V.A., HARRIS A.G., HUEBNER J.S., 1987 — Conodont colour and textural alteration: an index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **99**: 471–479.
- ROBERT P., 1988 — Organic metamorphism and geothermal history. Elf - Aguitaine and D. Reidel Publishing Company. Dordrecht.
- SKOMPSKI S., 1996 — Stratigraphic position and facies significance of the limestone bands in the subsurface Carboniferous succession of the Lublin Upland. *Acta Geol. Pol.*, **46**, 3–4: 171–268.
- SKOMPSKI S., 1998 — Regional and global chronostratigraphic correlation levels in the late Viséan to Westphalian succession of the Lublin Basin (SE Poland). *Kwart. Geol.*, **42**, 2: 121–130.
- STACHE E., MACKOWSKY M.T.H., TEICHMÜLLER M., TAYLOR G.H., CHANDRA D., TEICHMÜLLER R., 1982 — Stach's textbook of coal petrology. Gebrüder Borntraeger. Stuttgart.
- SWADOWSKA E., 1979 — Badania petrograficzne w glinach kamiennych w Polsce w aspekcie wykorzystania ich do rozwiązywania problemów złożowych i surowcowych. *Tech. Poszuk. Geol.*, **18**, 5: 38–41.
- SWADOWSKA E., 1989 — Dokumentacja wyników otworu Ostałów PIG 2. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- TAYLOR G.H., TEICHMÜLLER M., DAVIS A., DIESSEL C.F.K., LITTKE R., ROBERT P., 1998 — Organic petrology. Gebrüder Borntraeger–Berlin–Stuttgart.
- TEICHMÜLLER M., 1971 — Das Rhein-Ruhr-Revier, Inkohlung. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, **19**: 47–56.
- TEICHMÜLLER M., 1974 — Entstehung und Veränderung Bituminöser Substanzen in Kohlen in Beziehung zur Entstehung und Umwandlung des Erdöls. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, **24**: 65–112.
- TISSOT B.P., WELTE D.H., 1984 — Petroleum formation and occurrence. Springer, Berlin–Heidelberg–New York.
- VASSOYEVICH N.B., KARCHAGINA Y.I., LOPATIN N.V., CHERNYSHEV V.V., 1970 — Principle phase of oil formation. *Int. Geol. Rev.*, **12**: 1276–1296.
- WAGNER M., 1999 — Ocena stopnia metamorfizmu materii organicznej z osadów karbonu i jego nadkładu na podstawie wierceń z obszaru bruzdy różpolskiej. W: Bruzda różpolska — ocena utworów karbonu

- i czerwonego spigowca podktemmoliwości generowania, migracji i akumulacji w głowodorów. Analiza dynamiki przeobrażeń systemów depozycyjnych (M. Lipiec, red.). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- WENGER L.M., BAKER D.R. (red.), 1987 — Variations in vitrinite reflectance with organic facies. *Org. Geochem.*, **11**: 411–416.
- ZDANOWSKI A., 1995 — Occurrence of Carboniferous rocks and paleotectonic conditions of sedimentation in the area of Poland. *W: The Carboniferous system in Poland* (A. Zdanowski, H. Akowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **148**: 14.
- AKOWA H., 1981 — Rozwój i stratygrafia karbonu Górów i tokrzyskich. *Przew.* 53. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 89–100. Wyd. Geol. Warszawa.
- ELICHOWSKI A.M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami i tokrzyskimi a Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, **263**: 11–75.
- ELICHOWSKI A.M., 1977 — Utwory karbonu w podłożu pogranicza niecki warszawskiej i lubelskiej. [Streszcz. ref.]. *Kwart. Geol.*, **21**, 4: 884–885.
- ELICHOWSKI A.M., 1979 — Budowa geologiczna podłoża niecki brzeskiej na granicy odcinka warszawskiego i lubelskiego. *Kwart. Geol.*, **23**, 2: 125–138.
- ELICHOWSKI A.M., 1983 — Lithological associations in the Carboniferous in Poland. *Prz. Geol.*, **31**, 6: 342–350.
- ELICHOWSKI A.M., 1987 — Karbon. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego oraz jego podłoża* (A. Raczyska, red.). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 26–51.
- ELICHOWSKI A.M., 1995 — Litostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development. Central Poland. *W: The Carboniferous system in Poland* (A. Zdanowski, H. Akowa, red.). *Pr. Inst. Geol.*, **148**: 100–102.
- ELICHOWSKI A.M., CHLEBOWSKI M., GROTEK I., KMIECIK H., KOWALSKI W., WOSZCZYŃSKA S., 1983 — Osady karbonu w strefie uskoku Grójca. *Biul. Inst. Geol.*, **344**: 57–116.
- ELICHOWSKI A.M., KOZŁOWSKI W., 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy Lubelszczyzny. Wyd. Geol. Warszawa.

Summary

The study deals with the result of microscopic analyses of organic matter dispersed in the Carboniferous deposits along the Teisseyre–Tornquist tectonic zone in Poland. Analytical material comprising data of petrographical analyses of 581 Polish rock samples from 107 boreholes within: Lublin area, Warsaw Basin, West Pomerania area and NW margin of i tokrzyskie Mts (Fig. 1).

The Carboniferous series contains a certain amount of dispersed organic matter which is always present but sometimes only in small amount.

The classification of the dispersed organic matter is adopted follows the maceral classification of coals (accepted by ICCP). All macerals are classified into the three groups recognized by examination in reflected light and oil immersion: vitrinite, inertinite and liptinite, which was largely completed owing to analysis in the fluorescence mode. These primary macerals (in situ and reworking from older series) are the common components in the studied Carboniferous series. Locally the structureless primary organo-mineral associations sapropelic type with secondary products was observed. Under the title secondary products are grouped various fixed or mobile components which originate from the two preceding groups, they include in particular the hydrocarbon compounds.

The studied series contain mainly humic, gas prone material rich in vitrinite, inertinite and liptinite macerals (sporinite, cutinite, liptodetrinite). Average contents of vitrinite and inertinite macerals reach more than 70% (Fig. 3–6).

Oil prone organic matter consist of: structureless organo-mineral associations spropelic type with bitumens, bituminite and alginite were observed in the Lower Carboniferous deposits. Significantly enriched in these constituents are deposits of S polno and Gozd formations in the Koszalin–Wierzchowo zone (average contents about 30%) or Huczwa and Terebin formations in the Lublin area (average contents about 20%), (Fig. 7–9).

The liptinite macerals are absent in the Carboniferous strata in the SW part of the Pomerania area and NW margin of wi tokrzyskie Mts (Fig. 3, 10). This disappearance of primary liptinite macerals and common presence of non-fluorescing unstructured organic matter can be joined with high levels of organic matter maturity. Instead, secondary organic particles, especially the bright soild bitumen occur, locally in high concentrations.

Thermal maturity of the investigated Carboniferous deposits has been studied using vitrinite reflectance (% $R_{o,r}$) measurements. In addition T_{max} data (Rock Eval) and conodont CAI observations has been taken into account. All indicators show a broad regional range 0.45–3.18% $R_{o,r}$, 420–470°C T_{max} and 1–3 CAI. Comparison of maps showing $R_{o,r}$, T_{max} and CAI distribution demonstrate that all these methods gave comparable results in the investigated areas (Fig. 12–16).

This data corresponds to different thermal regimes, with estimated palaeotemperatures ranging from 60 to more than 200°C in different parts of the Carboniferous basin during its burial history. Palaeotemperature interpreted from $R_{o,r}$ data are generally higher than the present temperature values measured in the wells, particularly in the Lublin area (Lublin Trough), SW part of Pomerania area and NW margin of wi tokrzyskie Mts (Fig. 17, 18). The differences (in the Pomerania and wi tokrzyskie Mts areas) are probably related to the uplift and erosion during the tectonic inversion of the Mid-Polish Trough during latest Cretaceous to early Paleogene. In view of above considerations, it seems probable that the present level of thermal maturity of the Carboniferous organic matter has been attained during Upper Carboniferous to the late Mesozoic burial, in thermal conditions similar to the present ones (Fig. 19–23). Only in the Lublin area additional heat flow can be assumed, related to tectonic discontinuities along the south-western margin of the trough (widno–Kazimierz–Ursynów Fault) and west-east trending Krasnystaw–Włodzimierz Woly ski tectonic zone in the southern part of the described area.

In the Lublin area, vitrinite reflectivity was found to vary between 0.6 and 1.1% (Fig. 11); CAI = 1–3, and T_{max} = 425–460°C. The above values characterize early and main stages of oil generation window.

The investigated indices display a general trend towards higher values in southern direction (Fig. 12–15). The least mature deposits (0.5–0.6% $R_{o,r}$, T_{max} = 425°C, CAI = 1) occur in north-eastern marginal part of the Carboniferous basin corresponding to relatively shallow maximum burial of the Carboniferous sediments. Slightly higher levels of maturity are observed in north-western and central parts of the Lublin Trough. Significantly higher degree of thermal alteration characterized Westphalian organic matter in Warsaw Basin (0.8–1.7% $R_{o,r}$) and in the southern part of the Lublin region (1.1% $R_{o,r}$, CAI = 3) and in the areas directly adjoining the south-western tectonic boundary of Carboniferous deposits (0.9–1.4% $R_{o,r}$). Observed $R_{o,r}$, CAI and T_{max} values indicate palaeotemperature range from 50 to 130°C. The palaeotemperature distribution correlates mostly with maximum burial depths of the Carboniferous deposits, the latter being lower in the north-eastern marginal part, increasing towards the axis of the Lublin Trough, and attaining maximum values in its southern part.

In the Pomerania area the Lower Carboniferous forms two subcrop belts, north-eastern and south-western, separated by Devonian deposits. The former belt is characterized by $R_{o,r}$ values ranging from 0.5 to 1.0% (Fig. 11) and CAI between 1 and 1,5, indicative of early and main stages of oil generation. Regional distribution of both indices shows their increase from NE to SW (Figs. 12, 14). This trend generally corresponds to maximum burial depths increasing in the same direction (Fig. 12 and 2). The least mature Lower Carboniferous deposits occur in the north-eastern marginal part of the carboniferous basin whereas maximum maturity levels are observed in the Gorzysław–Rzeczynica area. R_o values indicate palaeotemperatures varying in

the range 50–120°C. The Lower Carboniferous deposits extending to the SW of the Devonian subcrop belt (Moracz–Czaplinek–Wilcze–Byczyna area) display significantly higher degree of thermal alterations, except for the NW margin of described area where about 1.0% reflectivity has been observed. Other $R_{o,r}$ data range from 1.3 to 2.9% indicating main stage of gas generation up to dry gas interval (Fig. 11). Respective interpreted maximum palaeotemperatures range from 150 to 180°C and up to maximum 200°C in the Czaplinek (within the structural lows) area.

High degree of thermal alteration zone continue to the northern margin of wi tokrzyskie Mts reach 1.5–2.9% $R_{o,r}$ (gas window and overmature stage) (Fig. 11) what corresponds with the palaeotemperature 130–200°C. Regional distribution of $R_{o,r}$ data displays systematic increase towards western or north-western direction and this trend generally corresponds to maximum burial depths increasing in the same direction (Figs. 2 and 18).

Source rock investigation in the Carboniferous basin in examined areas are not so optimistic, even when some lithostratigraphic units are enriched in organic matter oil prone type. The result of the present studies point to the Gozd and S polno formations in the Pomerania area and Huczwa, Terebin and partly D blin formations in the Lublin basin as being most perspective source rock of all the investigated Carboniferous lithostratigraphic units.

On the other hand, the quality of Carboniferous reservoir rock in certain areas seems to be good. In Pomerania in the Koszalin–Wierzchowo Zone Drzewiany Sandstone Formation is the best reservoir available.

Tabela 1

**Analiza mikroskopowa materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu
na obszarach Lubelszczyzny oraz niecki warszawskiej**

Microscopical analysis of the organic matter dispersed in the Carboniferous sediments
on the Lublin and Warsaw Basin areas

Otwory wiertnicze	Gł boko (m)	Stratygrafia	Litologia	Skład petrograficzny rozproszonej materii organicznej (%)					$R_{o,r}$ R_{max}^* (%)	$R_{red.}$ (%)	Formacja
				wityrynit	inertyrynit	liptyrynit	sapropel	bitumin			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Abramów 3	1039,2	C _a	młc	70	10	10	10		0,71	0,79	D blina
	1106,0		łpk, w g	85	5	10			0,73		
	1158,9		młc	80		20			0,73		
	1268,2		łpk, w g	80	10	10			0,70		
	1336,3		łpk, w g	60	10	30			0,74		
	1555,6		młc	60	10	20	10		0,71		
	1614,0		łpk, w g	60	5	35			0,74		
	1892,5		iłc	70	10	10	10		0,75		
	2086,6		młc	75	15	10			0,79		
2347,0	młc	70	15	5	10		1,08		Terebina		
Białopole IG 1	536,2	C _a	młc	80	10		10		0,65	1,10	Terebina
	685,6		iłc	80	10	10			0,65	1,15	
	689,2		młc	80	10	10			0,71		
	773,0	iłc	50	10	10	20	10	0,72	0,91	Huczwy	
	851,8	młc	60	20	10	10		0,72	1,05		
	1019,2	młc	50	15	10	25		0,75	1,20		
Bodzanów IG 1	4514,7	C _w	iłc	80	15	5			1,22	1,53	lubelska
	4537,5		iłc	65	10	20	5		1,24	1,59	
	4584,0		iłc	50	20	30			1,15	1,54	
	4648,0		psc	90	10				1,20	1,60	
	4761,0		psc	85	5		10		1,25	1,64	
	4855,0		psc	80	20				1,41	1,73	
	4906,8		młc	60	10		20	10	1,60*	2,13	
Busówno IG 1	681,0	C _w	psc	70	20	10			0,65	0,79	lubelska
	695,4		młc	85	10	5			0,68		
	739,6		iłc	80	10	10			0,70	0,83	
	785,4		młc	95	5				0,70		
	824,3	iłc	60	20	20			0,72		Terebina	
	873,0	młc	65	15	20			0,75			
	938,0	młc	95		5			0,73	1,04		
	1088,6	iłc	60	20	20			0,73			
	1154,6	iłc	50	25	25			0,75	0,86	Huczwy	
	1352,9	iłc, w g	60	30	10			0,76			
	1405,9	młc	80	15	5			0,78			
	1420,2	psc	80	20				0,80	0,98		

T a b e l a 1 c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Bychawa IG 1	1270,8	C _n	iłc, w g	90	5	5			0,78	0,95	Terebina
	1305,0		iłc	40	10	20	25	5	0,83		
	1308,0		młc	70	5	5	20		0,81		
	1465,2		iłc, w g	90		10			0,78	1,04	
	1581,8	C _v	młc	80	20				0,82		Huczwy
	1613,9		młc	90	5	5			0,84	1,10	
	1722,6		młc	80	10		10		0,86		
	1778,5		młc	85	15				0,88		
	1865,0		iłc,psc	70	25	5			0,86	1,30	
1865,5	psc		85	10	5			0,93			
Bychawa IG 2	1754,0	C _v	iłc	70	10	5	15		0,93	1,23	Huczwy
	1864,3		młc	80	10		10		0,93	1,34	
	2042,1		młc	80	20				0,95	1,07	
Czachówek 1	2924,0	C _w	psc	70	20	10			0,55	0,83	lubelska
	2994,0		młc	80		20			0,63	0,90	
	3100,0		iłc	40		60			0,65		
	3239,0		młc	70	10	20			0,64	0,79	
	3444,6		psc, iłc	70	10	20			0,63		
	3469,3		psc, iłc	50	40	10			0,63	1,08	
D blin 10	1287,5	C _w	młc	50	10	40			0,59		lubelska
	1308,8		psc,w g	60	10	30			0,62		
	1815,5		psc,w g	60	20	20			0,68		
	2081,9	C _n	psc	60	10	30			0,72	0,82	D blina
	2119,5		psc, młc	60	10	30			0,68	0,84	
	2268,5		iłc, młc	70	20	10			0,70		
	2352,4		psc	50	20	30			0,69		
	2447,8		psc	70	10	20			0,72	0,82	
	2561,2		iłc	60	10	30			0,70		
2845,0	iłc	70	10	15	5		0,74	0,87			
Dorohucza IG 1	851,9	C _w	młc, w g	80	10	10			0,75		lubelska
	1020,2		młc, w g	100					0,72		
	1139,4		młc	80	10	10			0,77		
	1246,8		młc, w g	100					0,80		
	1330,4		młc	90	10				0,80		
	1342,1		psc	85	5	15			0,82		
	1345,5		psc	85	5	15			0,84		
	1351,1		młc	80	10	10			0,87		
	1369,0		młc	90	5	5			0,95		
	1376,1		młc	90	5	5			0,95		
	1392,2		młc	95		5			0,91		
	1484,6		iłc	95					0,90		
	1560,1		młc	100					0,89		
	1687,9		psc	100					0,87		D blina

T a b e l a 1 c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Dorohuczka IG 1	1889,7	C _n	łpk	90	10				0,92		Terebina
	1964,6		młc	90	5	5			1,00		
	2093,2		młc	80	10	10			1,02		
	2266,4	C _v	młc	70	10	5	15		1,05		Huczwy
	2388,3		młc	60	20	5	10	5	1,05		
Garwolin 1	2036,1	C _w	młc, psc	55	30	15			0,60	0,72	lubelska
	2239,3		młc, psc	50	20	30			0,62	0,98	
	2319,3		młc	55	10	20	10	5	0,60	1,13	
	2457,4	C _n	iłc	40	30	30			0,60	1,32	Terebina
Go dzik 1	1728,1	C _n	łpk, w g.	80		20			0,59		D blina
	1731,5		łpk, w g.	60	10	30			0,58		
	1809,0		łpk, w g.	70		30			0,64		
	1844,2		łpk, w g.	65	15	20			0,65		
	1951,2		psc, młc	70	10	20			0,67		
	2042,8		iłc	65	15	20			0,69		
	2126,4	iłc	65	15	20			0,69		Terebina	
Izbica IG 1	1345,5	C _n	młc, psc	75	20	5			0,91		D blina
	1576,0		młc, psc	80	10	10			0,93		
	1689,0		młc	65	10	5	20		0,90		
	1797,7	C _n	młc	70	10	5	15		0,95		Terebina
	1973,0	C _v	młc	60	20	5	15		1,05		Huczwy
	2172,0		młc	75	15		10		1,10		
Izdebno IG 1	2513,5	C _w	młc,iłc	50	20	10	20		0,72		lubelska
	2660,3	C _n	młc	70	10	15	5		0,69		D blina
	2758,5		młc,iłc	60	15	25			0,71	1,10	
	2858,0	C _v	mrl	50	15	10	25		0,72		Huczwy
Jacków 3	1503,0	C _{w+n}	łpk, w g.	80	10	10			0,64		lubelska
Kamionki IG 3	4664,0	C _w	młc	90	10				1,15	1,40	lubelska
	4741,7		iłc, w g.	70	5	25			1,16	1,23	
	4899,0		łpk, w g.	50	10	30		10	1,02		
	4955,3		łpk, w g.	60	15	15		10	1,12		
	4979,0		młc	80	10	10			1,10	1,30	
	5043,5	psc, iłc	60	20	10	10		1,12	1,30	D blina	
Kock IG 2	1172,4	C _w	iłc	80	10	10			0,61		lubelska
	1261,8		iłc	70	10	10	10		0,64	1,28	
	1380,9	C _v	iłc	30	10	50		10	0,74	1,36	Huczwy
	1402,1		iłc	60	15	15	10		0,66	1,47	
Komarów IG 1	1081,0	C _n	psc	80	5	15			0,80	0,99	D blina
	1104,8		młc	100					0,80	0,95	
	1115,9		młc	95	5				0,82	0,93	
	1120,6		młc	100					0,83		
	1131,1		psc	90	10				0,83	0,94	
	1147,6		młc	100					0,79		
	1163,3		psc	60	15	25			0,82	1,03	

T a b e l a 1 c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Komarów IG 1	1217,3	C _n	młc	100					0,85		Terebina
	1243,9		młc	90	10				0,84		
	1276,5		młc	100					0,84	1,05	
	1298,1		młc	100					0,84	0,98	
	1392,9		młc	85	5	10			0,83		
	1503,8		młc	80	10	10			0,86	1,11	
	1629,1	C _v	młc	70	20	5	5		0,87		Huczwy
	1737,0		młc	70	20		10		0,92		
	1821,5		wap.	20	20	5	55		0,95	1,20	
	1926,2		psc	40	10	10	40		1,05	1,40	
Korabiewice PIG 1	4438,7	C _w	psc	90	10				0,86	1,03	Magnuszewa
	4510,0		młc	65	20	10	5		0,88		
	4519,8		psc, młc	70	10	10	10		0,87	1,10	
	4584,2		iłc	60	20	15	5		0,91	1,12	lubelska
	4768,2		psc	90	10				0,92	1,45	
	4912,5		młc	60	20	15	5		0,93		
	5083,7		iłc	40	30	10	10	10	1,00	1,19	
Korcmin IG 1	644,8	C _n	psc	80	10	10			0,75	0,87	D blina
	665,6		młc	100					0,86		
	767,1		młc	90	5	5			0,80		
	824,4		młc	90			10		0,80		
	825,1		młc, psc	90			10		0,82		
	972,2	C _v	młc	70	15	5	10		0,82		Huczwy
	1041,5		psc	75	10	10	5		0,84		
	1112,0		młc	70	10	15	5		0,84		
	1202,6		psc, młc	80	5	5	10		0,92		
Korcmin IG 3	445,5	C _w	młc, psc	80	10	10			0,70	0,87	lubelska
	1348,5	C _v	psc	70	20	5	5		0,89	1,14	Huczwy
Krowie Bagno IG 1	549,0	C _w	iłc	45	25	30			0,55		lubelska
	554,7		młc	70	10	20			0,57	0,78	
	557,0		iłc	50	20	30			0,60		
	560,5		łpk, w g.	40	30	30			0,58		
	748,0		iłc	40	10	20	20	10	0,62		
	839,5	C _n	iłc	80	10	5	5		0,57	0,88	D blina
	928,0		iłc	80	10	5	5		0,59	0,85	Terebina
	1060,0	C _v	iłc	20	10		70		0,62	1,00	Huczwy
	1151,1		iłc	35	10	15	40		0,62	0,80	
Lublin IG 2	1321,6	C _w	młc	70	10	20			0,58	1,01	lubelska
	1855,3		iłc/psc	55	15	30			0,65	0,99	D blina
Ł. czna IG 13	739,8	C _n	młc	55	20	25			0,59	1,02	D blina
	923,4		iłc	50	10	25	15		0,63	1,11	
	1028,3		młc	40	10	20	10	20	0,68	1,02	Terebina
	1120,3		młc, psc	65	20	15			0,68	0,97	

T a b e l a 1 c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ł. czna IG 25	852,4	C _w	iłc	70	20	10			0,60	0,82	lubelska
	996,0		młc, iłc	70	20	10			0,62	0,83	
	1402,3		iłc, młc	65	20	15			0,73	1,25	
	1530,6		młc, psc	40	10	20		30	0,68	1,11	D blina
Łopacianka 1	1558,5	C _w	iłc	90	10				0,66	0,71	lubelska
	1623,0		młc	95	5				0,68		
	1780,0		psc, iłc	80	15	5			0,70	0,78	
	1847,0		psc, iłc	70	15	15			0,73	0,83	
	1954,9		iłc	70	10	10	10		0,75		
Łopiennik IG 1	1468,6	C _v	iłc	70	15		15		0,83	1,23	Huczwy
	1490,6		iłc	70	20		10		1,00	1,29	
	1507,3		iłc	70	25		5		1,20	1,45	
Łuków IG 1	817,2	C _w	młc	70	10	20			0,55	0,64	lubelska
	847,5	C _n	psc, iłc	70	10	15	5		0,57	0,72	D blina
Maciejowice IG 1	1852,5	C _w	łpk	85	5	10			0,67	0,80	D blina
	2058,0		łpk	30	30	40			0,70		
	2161,0		iłc, młc	90		10			0,66	0,85	
	2274,0		psc	60	20	20			0,66	0,85	
	2395,0		iłc, młc	60	10	30			0,65	1,15	
	2512,8		iłc, młc	50	10	20	20		0,67	1,12	
	2637,0		iłc, młc	70	10	10	10		0,67	1,12	
	2763,0		iłc, młc	70	10	10	10		0,72	1,18	
	2843,0		łpk	60	5	20	15		0,73	1,23	
	2995,0		iłc, młc	70	5	5	20		0,75		
	3085,0	łpk	70		10	20		0,73			
	3313,0	C _n	iłc, młc	30	10	40	20		0,69	0,84	Terebina
	3362,0		łpk	10			90		0,73		
	3403,0		łpk	50	10	10	30		0,71		
3482,8	C _v	iłc, młc	30	10	40	20		0,71	1,05	Huczwy	
3497,5		iłc, młc	20	10	10	60		0,71			
Magnuszew IG 1	2206,0	C _w	iłc, młc	60	15	5	15	5	0,51	0,95	Magnuszewa
	2369,4		młc	70	15	15			0,57	0,92	
	2483,6		iłc	60	20	15	5		0,62		
	2632,0		młc, psc	55	10	15	10	10	0,55	1,04	lubelska
	2753,2		młc, psc	70	20	10			0,58	1,17	
	2965,5		młc	55	15	20	5	5	0,65	0,85	
Milejów IG 1	787,3	C _w	łpk, w g	100					0,78		lubelska
	803,2		w g.	80	10	10			0,76		
	938,4		iłc	75	10	15			0,82		
	1003,9		w g.	90	5	5			0,84		
	1018,5		w g, iłc	40	30	30			0,87	1,05	
	1160,0		w g, iłc	65	10	25			0,90		
	1207,1		w g	30	30	40			0,65		
	1210,2	łpk	35	25	40			0,65	0,86		

T a b e l a 1 c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Milejów IG 1	1296,3	C _n	w g, iłc	45	25	30			0,94		D blina
	1384,6		psc	60	30	10			0,95	1,10	
Minkowice 4	1170,5	C _w	iłc	80	10	10			0,63	0,78	lubelska
	1299,0		wap.	60	5	15	20		0,64	0,92	
	1356,7		iłc	60	10	10	20		0,66	1,23	
	1591,0		iłc	70	30				1,30		
Mszczonów IG 2	4412,3	C _w	iłc	65	20		15		0,90		Magnuszewa
	4498,5		psc	60	20	10	10		0,91		
	4501,0		psc	90	10				0,92	1,26	
	4557,0		psc	60	15	15	10		0,94	1,24	
	4665,1		psc, łpk	60	10	25	5		0,95	1,32	
	4695,0		młc	60	20	10	10		1,01		lubelska
	4738,2		iłc	70	10	5	15		1,03		
	4749,0		młc	60	25	5	10		1,02	1,33	
	4798,5		młc	55	25	5	15		1,00		
	4850,8		iłc	55	15	5	15		1,03		
	4904,0		psc	70	30				1,00	1,25	D blina
5001,8	psc	70	20		10		1,01	1,28			
Nadarzyn IG 1	3222,0	C _w	psc	55	5	30	10		0,60	0,74	Magnuszewa
	3229,5		młc	65	10	20	5		0,65		
	3279,0		młc	65	15	15	5		0,62	0,82	
	3393,6		psc	60	10	30			0,68	0,82	lubelska
	3397,5		młc	70	10	20			0,70		
	3464,8		psc	50	20	30			0,74	0,87	D blina
3515,6	młc	70	15	10	5		0,73	0,83			
Nasutów 1	1289,1	C _n	iłc	60	20	15	5		0,64	0,81	D blina
	1397,6		iłc	60	15	25			0,66		
	1453,6		łpk	60	10	20	10		0,69		Terebina
	1735,5		młc	70	10	20			0,70	0,79	
	1910,0		młc	60	30	10			0,72		
	1998,0		psc, młc	40	30	30			0,73	0,83	
	2078,0		młc	40	40	20			0,80		Huczwy
	2165,0		iłc	20	60	20			1,58*		
2191,0	młc	50	20	30			0,93	1,46			
Orzechów 6	638,8	C _w	łpk, w g	60	10	30			0,55		lubelska
	672,3		łpk, w g	60	15	25			0,53		
	691,0		łpk, w g	60	10	30			0,55		
	708,2		łpk, w g	60	15	25			0,56		
	731,6		łpk, w g	60	10	30			0,60		
	758,4		w g, iłc	60	20	20			0,62		
	779,7	łpk	70	15	15			0,63	0,74	D blina	
	873,2	wap, iłc	70	10	10	10		0,64	0,72		
	907,5	łpk	75	10	10	5		0,65	0,81		
	1024,8	łpk	70	20	10			0,63	0,68		Terebina

T a b e l a 1 c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Orzechów	1127,1	C _v	ilc	60	10	10	20		0,64		Huczwy
	1163,5		psc, ilc	70	15	10	5		0,66	0,74	
Parczew IG 10	643,6	C _w	psc	80	10	10			0,54	0,68	lubelska
	657,5		weg, psc	80		20			0,56	0,75	
	674		psc, w g	60		40			0,58		
	716,0		w g, psc	70	10	20			0,56		
	793,0	w g, psc	85	5	10			0,65		D blina	
	924,0	w g, psc	60	10	30			0,59			
	945,0	w g, psc	60	10	30			0,64		Terebina	
Pionki 2	1540,5	C _{w+n}	ilc	70	10	20			0,68		lubelska
	1620,8		psc, ilc	60	10	20	10		0,70	1,03	
	1715,0		młc	60	20	10	10		0,72		Terebina
	1847,9		młc	65	15	20			0,72	0,97	
	1959,0		młc	60	10	10	20		0,74		
Potycz 1	2546,0	C _w	psc	50	20	30			0,48	0,73	Magnuszewa
	2647,0		psc	60	20	20			0,51	0,77	
	2802,0		psc	50	10	40			0,52	0,81	lubelska
	2963,0		ilc	40	20	40			0,49	0,88	D blina
	3046,5	C _n	ilc	70	10	20			0,50	1,05	Terebina
	3119,0		młc	60	10	30			0,50	0,9	
	3227,0		młc	30	10	60			0,55	0,93	
R bków 1	2107,5	C _w	psc, ilc	60	30	10			0,66	1,05	lubelska
	2197,8		ilc	70	20	10			0,72		
	2289,6		psc	100					0,72	1,12	
	2434,0		psc	60	20	15	5		0,73	1,20	
	2545,3	C _n	ilc	40	30	30			0,72		D blina
2550,0	ilc		60	10	25	5		0,78			
Ruskie Piaski IG 2	1172,0	C _w	ilc	70	20	10			0,77		lubelska
	1241,5		ilc	60	40				0,79	1,12	
	1348,0		psc, ilc	70	30				0,80	1,20	
	1445,0		ilc, młc	60	20	20			0,81		
	1560,0		młc, psc	80	20				0,83	1,19	
	1664,0		młc	10	90				0,90	1,28	
	1755,0		w g, psc	80	20				0,85		
	1809,0	ilc	70	15	15			0,86			
	1899,0	C _n	młc	90	10				0,87	1,3	Terebina
	2004,0		młc	90	10				0,87		
	2113,0		młc	80	10	10			0,89		
	2220,0		młc	70	10	15	5		0,95	1,25	
	2320,0		młc	90	5	5			0,98	1,3	
	2393,0	C _v	ilc, psc	70	10	10	10		0,96	1,34	Huczwy
2562,0	ilc		70	15	10	5		1,02	1,27		
Rudnik 1	1075,3	C _w	młc	65	15	20			0,63	1,10	lubelska
	1176,5		psc	70	15	15			0,63	1,08	

T a b e l a 1 c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rudnik 1	1213,8	C _w	psc	70	10	20			0,68	1,12	lubelska
St yca 2	2045,5	C _w	młc,	100					0,98	1,48	lubelska
	2293,5		młc	55	20	25			0,68	1,55	D blina
	2465,0		ilc	70	20	10			0,62	1,30	
	2603,5	C _n	ilc, młc	70	20	5	5		0,66	1,28	Terebina
Siedliska IG 1	877,5	C _w	ilc	85	10	5			0,66		lubelska
	949,5		psc	40	25	35			0,62	0,78	
	1010,0		młc	80	5	15			0,62		
	1010,3		młc	80	15	5			0,63	0,77	
	1013,7		młc	70	10	20			0,59		
	1127,1		młc	85	15				0,60	0,88	D blina
	1226,7	C _n	psc	95	5				0,56	1,10	Terebina
	1345,8		młc	95	5				0,58	1,30	
	1364,5		młc	90	5	5			0,59	0,98	
	1420,7		psc	40	20	40			0,59		
	1423,0		psc	40	20	40			0,62		
1474,5	młc	60	30	10			0,64	1,22			
widnik IG 1	1003,4	C _n	psc	35	5	60			0,49		D blina
	1079,9		psc	50	30	20			0,55	0,70	
	1081,8		w g, psc	35	5	60			0,54		
	1085,1		ilc	50	10	10	30		0,73	1,02	
	1267,9		w g, psc	90	10				0,67		
	1354,5		psc	90		10			0,72		
	1455,2	ilc	60	10	10	20		0,74	1,37	Terebina	
	1787,3	C _v	wap, ilc	50	10	20	20		0,75	1,20	Huczwy
	1866,2		ilc	50	10	20	20		0,76		
	1868,0		młc	80		20			0,81		
	1870,3		łpk, w g	70	10	20			0,82		
1901,3	młc		80	10	10			0,84			
1903,2	ilc	90		10			0,85				
Strzelce IG 2	440,5	C _n	młc	100					0,65	0,80	Terebina
	477,0		ilc, młc	60	20	10	10		0,63	0,83	
	555,3		młc, psc	100					0,71		
	603,0		ilc,	60	20	10	10		0,80	0,87	
	684,4		młc, ilc	90	10				0,82		
	717,2	C _v	młc	90		10			0,83		Huczwy
Terebin IG 5	553,8	C _n	młc	95	5				0,57	0,62	D blina
	579,0		psc, w g	70	10	20			0,60	0,70	
	719,9		ilc	70	10	20			0,63	0,75	
	780,2		młc	80	5	15			0,66	0,82	
	920,2		młc	85	15				0,75		
	1080,2		młc	40	10		50		0,76		
	1253,0	C _v	ilc, w g.	60	20	20			0,75	1,42	Huczwy

T a b e l a 1 c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Tyszowce IG 2	598,8	C _w	młc	85	5	5		5	0,59	1,12	D blina
	956,1	C _n	młc	80	10	5	5		0,85	1,26	
	1247,6	C _v	psc	70	10		5	15	1,15	1,37	Huczwy
	1362,3		iłc	60	20		10	10	1,18		
Ułhówek IG 1	900,0	C _n	młc	50	5	15	30		0,84	1,30	D blina
	1077,1		młc	70	10	5	15		0,85		
	1127,0		młc, psc	80	10	5	5		0,88	1,30	Terebina
	1279,0	C _v	iłc	75	5		20		0,95	1,40	Huczwy
	1324,0		młc	70	15		15		1,00	1,20	
	1413,5		młc	60	5		35		1,03		
	1544,3		iłc	50	5		45		1,02	1,25	
1662,0		iłc, młc	60	10		30		1,05	1,40		
Warka IG 1	2432,0	C _n	psc, młc	60	10	15	15		0,72	0,93	Terebina
	2468,6		psc	60	10	20	10		0,74	0,87	
	2478,0		psc, młc	70	10	10	10		0,74	1,02	
	2622,5	C _v	iłc	70	10	20			0,76		
Wilga IG 1	2450,0	C _w	młc	70	20	10			0,55	0,97	Huczwy
	2461,4		psc	50	20	30			0,56	0,65	
	2464,0		psc	60	10	30			0,55	0,70	
	2471,9		psc	60	20	20			0,55		
	2475,8		łpk w g.	60	10	30			0,58		
	2476,5		iłc w g.	90	10				0,64		
	2496,1		psc, młc	60	10	30			0,63		
	2498,4		młc	75	15	10			0,65		
	2541,5		młc	90	10				0,66	1,19	
	2600,8		psc	70	10	20			0,64	0,75	
	2728,3		młc	70	5	20	5		0,66	0,91	
	2769,5		iłc	80	10	10			0,73		
	2830,9		psc	80	10	10			0,69	0,83	
	2880,0		psc, młc	80	10	5	5		0,64	0,79	
	2937,5		młc, psc	60	20	10	10		0,68	0,90	
	3012,0	C _n	iłc, młc	10	10	10	50	20	0,62	0,84	Terebina
3065,6	iłc		80	5	15			0,60	1,02		
3094,2	C _v	młc, psc	60	20	10	10		0,75		Huczwy	
Zemborzyce 1	1843,3	C _v	łpk, w g	70	20	10			0,85		Huczwy
Zemborzyce 4	2330,2	C _v	młc	80	5	10	5		0,84		Huczwy
	2634,0		młc	70	10	5	15		0,86	1,10	
Zubowice IG 5	1048,1	C _n	młc, psc	90	10				0,81		D blina
	1176,2		łpk, w g	100					0,83		
	1263,1		młc	90	10				0,82		
	1320,2		łpk, w g	100					0,76		
	1551,3	młc	80	10	10			0,84		Terebina	
Zubowice IG 5	1684,1	C _v	iłc	80	10	10			0,86		Huczwy
	1819,5		iłc	70	10		20		0,88		
	1945,1		iłc	70	10	10	10		0,92		

T a b e l a 1 c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
abieniec 1	2215,0	C _w	młc, psc	60	25	15			0,62	1,28	lubelska
	2526,6		młc, ilc	60	20	15	5		0,60	1,08	
	2628,3		młc	70	20	10			0,61	1,14	
	2773,6		ilc	70	15	10	5		0,61	1,30	
	2782,5	C _n	psc	60	25	15			0,62	1,28	D blina
	2793,9		młc, psc	60	30	10			0,61	1,00	
	2917,3		ilc	80	5	10	5		0,62	1,05	Terebina
	2924,7		ilc	70	15	10	5		0,62	0,97	
3056,4		ilc	80	15		5		0,64	0,97		
ebrak IG 1	1303,5	C _{w+n}	łpk	70	10	15	5		0,56	0,67	D blina
	1328,1		ilc	65	20	15			0,62		
elechów 1	1371,5	C _v	wap	40	10	15	35	5	0,64	1,20	Huczwy
yrów 2	2803,0	C _w	młc	70	20	10			0,53		Magnuszewa
	2858,9		młc	50	15	35			0,55		
	2997,1		psc	20	20	60			0,56	0,67	lubelska
	3033,7		psc	30	20	50			0,56		

Obja nienia do tabel 1–3:

C_{in} — turnej; C_w — westfal; C_n — namur; C_v — wizen; C₁ — karbon dolny; ilc — iłowiec; młc — mułowiec; łpk — łupek; psc — piaskowiec; wap — wapie ; w g. — w giel; mrl — margiel; wit. — witynit; iner. — inertynit; lip. — liptynit; sap. — asocjacja organiczno-mineralna typu sapropelowego; bit. — bitumin; R_{o,r} — u redniona warto refleksyjno ci witynit lub bituminu „in situ” mierzona w wietle niespolaryzowanym; R_{max}* — u redniona maksymalna refleksyjno witynit lub bituminu mierzona w wietle spolaryzowanym; R_{red}. — u redniona warto refleksyjno ci witynit pochodz cego z redepozycji

Explanations to Tables 1–3:

C_{in} —Tournaisian; C_w — Westphalian; C_n — Namurian; C_v — Visean; C₁ — Lower Carboniferous; ilc — siltstone; młc — mudstone; łpk — shale; psc — sandstone; wap — limestone; w g. — coal; mrl — marl; wit. — vitrinite; iner. — inertinite; lip. — liptinite; sap. — organo-mineral association sapropelic type; bit. — bitumen; R_{o,r} — random value of the vitrinite reflectivity in unpolarized light; R_{max}* — random maximum value of the vitrinite reflectivity in polarized light; R_{red}. — random value of the reworked vitrinite

Tabela 2a

Analiza mikroskopowa materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu na obszarze pomorskim (strefa Koszalin–Wierzchowo)

Microscopical analysis of the organic matter dispersed in the Carboniferous sediments on the Pomerania area (Koszalin–Wierzchowo zone)

Otwory wiertnicze	Głębokość (m)	Stratygrafia	Litologia	Skład petrograficzny rozproszonej materii organicznej (%)					$R_{o,r}$ R_{max}^* (%)	R_{red} (%)	Formacja
				wityryt	inertyryt	lipityryt	sapropel	bitumin			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Biały Bór 3	3206,5	C _{tn}	psc	80	10	5	5		0,65	0,92	S polna
	3291,0		itc	60	10	20	10		0,72	1,14	
Białogard 3	3175,6	C _{tn}	psc, itc	50	25	5	20		0,82	1,15	Gozdu
Białogard 10	3161,8	C _{tn}	wap, itc	45	25	5	25		0,83	1,22	S polna
Bielica 1	3407,0	C _{tn}	wap	55	20	10	15		0,83	1,30	S polna
	3447,5		młc	50	20	5	25		0,84	1,10	
	3585,0		łpk	65	5		30		0,86	1,60	
	3707,3		mrl	60	10	5	25		0,88	1,12	
Biesiekierz 1	2890,5	C _{tn}	młc	50	10		20	20	0,98	1,30	Gozdu
	2925,5		itc	10	5		60	25	1,00	1,80	
	2929,0		psc	50	30		10	10	1,30	2,70	
	2929,1		itc	50	20		20	10	1,80*	2,60	
	2967,0		psc	65	20		10	5	1,10	1,30	
	3106,9		psc	65	30			5	1,20	1,25	
Chmielno 1	3595,1	C _{tn}	młc	70	25	5			0,75	1,13	Gozdu
	3889,5		młc	70	20	10			0,74		
	3956,2		młc	75	15	10			0,75	1,17	S polna
	4014,1		itc	70	20	10			0,77	1,15	
	4132,7		młc	70	5	20	5		0,80	1,20	
	4197,7		itc	70	10	10	10		0,82	1,29	
Daszewo R3p	3190,0	C _{tn}	psc	40	10	20	20	10	0,58	1,25	Gozdu
	3199,6		wap	40	10	20	20	10	0,62	0,95	
	3242,0		itc	20	10	30	30	10	0,65	1,45	S polna
	3366,0		wap, itc	30	10	25	20	15	0,69	1,44	
Daszewo 19k	3230,2	C _{tn}	itc	25	25	20	25	5	0,64	1,16	S polna
Daszewo 17p	3434,0	C _{tn}	itc	40	20	20	10	10	0,70	1,00	S polna
	3472,6		itc	50	10	30	10		0,70	1,05	
	3501,3		itc	30	10	20	30	10	0,72	1,43	
Drzewiany 1	2485,8	C _{tn}	młc	40	15	25	20		0,54	0,96	Drzewian
	2618,0		itc	50	10	20	10	10	0,62	0,74	
	2897,5		młc, psc	50	15	15	10	10	0,67	0,81	Gozdu
	3180,3		itc	55	20	10	10	5	0,70	1,23	S polna
Dygowo 1	3450,0	C _{tn}	itc	45	20	5	20	10	0,84	1,40	Gozdu
	3625,5		młc, psc	45	20	15	10	10	0,82	1,26	
	3749,0		młc	40	20		20	20	1,50		

T a b e l a 2 a c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Dygowo 1	3804,0	C _{tn}	młc, psc	30	50	15	5		0,76	1,38	Gozdu
	3930,0		itc	40	20	10	10	20	0,83	1,28	S polna
D wirzyno 3	2860,0	C _{tn}	wap	40	30	10	10	10	0,63	0,85	Gozdu
	3010,5		wap	20	50	15	10	5	0,76	1,08	
	3031,0		itc	30	30	20	10	10	0,75	1,03	
	3094,0		itc	50	20	10	10	10	0,82	1,12	
Gorzysław 2	2619,0	C _{tn}	itc	65	25		10		1,20	1,48	S polna
	2819,8		psc, itc	80	20				1,20	1,34	
Gorzysław 8	3151,7	C _w	itc	85	15				0,91	1,43	Wolina
	3216,8	C _{tn}	itc,psc	55	15	10	15	5	0,95	1,21	S polna
Gorzysław 9	3155,5	C _{tn}	wap, itc	40	20		30	10	1,10	1,34	S polna
	3164,3		wap, itc	50	15		25	10	1,19	1,50	
	3180,5		wap, itc	40	20		20	20	1,20	1,60	
	3183,0		wap, itc	50	15		25	10	1,24	1,80	
	3197,4		wap, itc	40	10		30	20	1,26	1,80	
	3201,5		wap	30	15		35	20	1,30	1,85	
Gozd 3	2579,2	C _{tn}	psc, itc	60	10	10	20		0,52	0,65	Gozdu
Grzybnica IG 1	2629,5	C _{tn}	młc	40	40	5	15		0,72		Gozdu
	2629,7		młc	40	20	25	15		0,73		
	2640,9		młc	65	20	10	5		0,75	1,20	
	2702,0		młc	60	20	20			0,75		
	2864,8		młc	60	10	10	20		0,76	1,25	
	2923,2		młc	60	20	10	10		0,78		
Kamie Pomorski 7	3275,2	C _w	itc	80	20				1,40		Regi
	3362,0		psc, itc	60	10		15	15	1,42	1,72	
	3409,0		itc, psc	90	10				1,51*		
Karsina 1	2243,4	C _{tn}	psc	70	10	10	10		0,67	1,28	Drzewian
	2481,5		psc	60	20	10	5	5	0,69	1,21	
Kłanino 3	2505,0	C _{tn}	psc	65	15	10	5	5	0,46	0,65	Gozdu
	2632,0		psc	65	15	15	5		0,53	0,85	
	2768,1		psc	40	60				0,57	1,50	
	3039,2		psc	30	40	25	5		0,55	0,84	
Koszalin IG 1	2349,3	C _v	młc	60	10	20	10		0,54	0,80	Drzewian
	2398,5		młc, psc	60	15	25			0,58	0,78	
	2410,7		itc	40	20	10	20	10	0,55	1,06	
	2532,0		młc	80	10	10			0,59	0,85	
	2500,9		młc	40	20	40			0,58	0,81	
	2583,1		itc	30	20	20	30		0,58	0,74	
	2644,3		psc	80	5	15			0,66	1,22	
	2697,4		młc	30	25	20	15	10	0,54	1,23	
	2701,3		itc	70	20	10			0,54	0,87	
	2723,2		młc	70	10	20			0,73	1,08	
2759,3	psc	40	10	50			0,63	0,79			

T a b e l a 2 a c d.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Koszalin IG 1	2858,7	C _v	młc	80		20			0,68	1,01	Drzewian
	2987,8		psc	65	5	30			0,68	0,83	
Niekłonice 1	2545,5	C _{tn}	iłc	60	10	25	5		0,45	0,74	Gozdu
Rosnowo 1	3103,0	C _{tn}	iłc	50	25		25		1,10	1,85	Drzewian
	3267,8		młc	60	20		20		1,10	2,00	Gozdu
Rzeczenica 1	2908,4	C _t	iłc	80	5		15		1,00	1,68	S polna
	2947,0		iłc	70	10		20		1,05	1,65	
Sarbinowo 1	2492,5	C _w	młc	70	10	20			0,50	0,88	Wolina
	2522,0		psc, iłc	70	10	20			0,54	0,92	
	2560,5	C _v	iłc	60		30	10		0,53	0,84	Drzewian
	2657,2		psc	75	10	15			0,60	1,30	
	2716,0		iłc	60	10	5	20	5	0,74	1,17	
Strze ewo 1	3520,2	C _w	psc	90	10				1,28	1,68	Regi
	3811,5		psc, młc	75	20			5	1,35	1,79	Wolina
Trzebusz 1	2846,0	C _w	psc, młc	65	20		10	5	1,05	1,25	Regi
Ustronie IG 1	3145,0	C _{tn}	młc, psc	80	10		5	5	0,89	1,42	Drzewian
	3169,9		psc, iłc	70	15		10	5	0,90	1,50	

Tabela 2b

Analiza mikroskopowa materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu na obszarze pomorskim (strefa Moracz–Byczyna)

Microscopical analysis of the organic matter dispersed in the Carboniferous sediments on the Pomerania area (Moracz–Byczyna zone)

Otwory wiertnicze	Głębokość (m)	Stratygrafia	Litologia	Skład petrograficzny rozproszonej materii organicznej (%)					$R_{o,r}$ R_{max}^* (%)	R_{red} (%)	Formacja
				witrynit	inertynit	liptynit	sapropel	bitumin			
Czaplinek IG 1	5250,0	C _a	iłc	50	10		20	20	2,60*		Nadarzyc
	5262,0		iłc	60	10		20	10	1,77*		
	5330,0		iłc	70	10		10	10	1,83*	2,30	
	5712,0	C _v	iłc	60	10		20	10	2,12*		Łob onki
	5773,5		iłc	60	20		10	10	2,15*	2,70	
	5909,0		wap	60	10		20	10	2,70*	3,15	
	5911,0		młc	60	10		20	10	2,93*	3,90	
	6006,0		młc	65	20		10	5	3,12*	3,22	
Moracz IG 1	4269,0	C _n	iłc	80	15		5		1,45	2,00	Nadarzyc
	4275,0		iłc	80	10		10		1,50*	1,55	
	4283,0		iłc	90	10				1,50*	2,00	
	4290,0		iłc	90			5	5	1,40	1,98	
	4403,0	C _v	iłc	90			5		1,60*	2,17	Czaplinka
	4619,0		iłc, wap	85	5		5	5	1,87*	1,97	
	4631,0		młc	80			10		2,00*	2,98	
	4693,6		iłc	80	5		5	10	1,90*	2,20	
4713,1	młc, psc	80	10		5	5	1,85*	2,00	Łob onki		
Piaski PIG 2	3817,0	C _v	młc	90	10				0,96	1,27	Czaplinka
	4562,0		młc	80	15		5		1,02	1,43	
Wilcze IG 1	4799,5	C _v	psc	60	30		5	5	1,25	1,65	Łob onki
	4989,0		psc	60	40				1,40	2,00	
Zabartowo 1	4691,2	C _v	młc	80	15		5		1,60*	2,34	Łob onki
Zabartowo 2	4410,0	C _v	młc	70	20		10		1,56*	1,69	Łob onki
	4548,0		młc	70	20		10		1,67*	1,94	
	4565,0		młc	60	25		15		1,69*	1,96	
Byczyna 1	5668,2	C _v	młc	70	10		15	5	2,50*	3,00	Łob onki
	5671,5		młc	70	10		15	5	2,75*	3,30	

Tabela 2c

**Analiza mikroskopowa materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu
na obszarze Bałtyku**

Microscopical analysis of the organic matter dispersed in the Carboniferous sediments
on the Baltic area

Otwory wiertnicze	Gł boko (m)	Stratygrafia	Litologia	Skład petrograficzny rozproszonej materii organicznej (%)					$R_{o,r}$ R_{max}^* (%)	$R_{red.}$ (%)	Formacja
				witrynit	inertynit	liptynit	sapropel	bitumin			
K1	3958,5	C_w	młc	70	20		5	5	3,70*		Regi
	3961,0		młc	70	20			10	3,05*		
	3963,5		młc	70	15		5	10	2,70*		Wolina
	3966,7		młc	85	10			5	2,40*		
K9	3882,5	C_w	iłc	80	20				1,18	1,90	Wolina
	3967,3		psc/iłc	70	25				1,07	1,21	
	3983,3		iłc	80	20				1,15		
L2	2596,6	C_w	młc	80	20				1,20	1,40	Wolina
	2598,9		iłc	80	10		5	5	1,22	1,63	
	2677,4	C_v	iłc	60	25		15		1,27	1,70	Gozdu
	2681,2		wap	70	10		20		1,16		
	2683,5		wap	80	10		5	5	1,05	1,30	

Tabela 3

Analiza mikroskopowa materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu na obszarze NW obrzeżenia Gór wi tokrzyskich

Microscopical analysis of the organic matter dispersed in the Carboniferous sediments on the NW margin of the wi tokrzyskie Mts

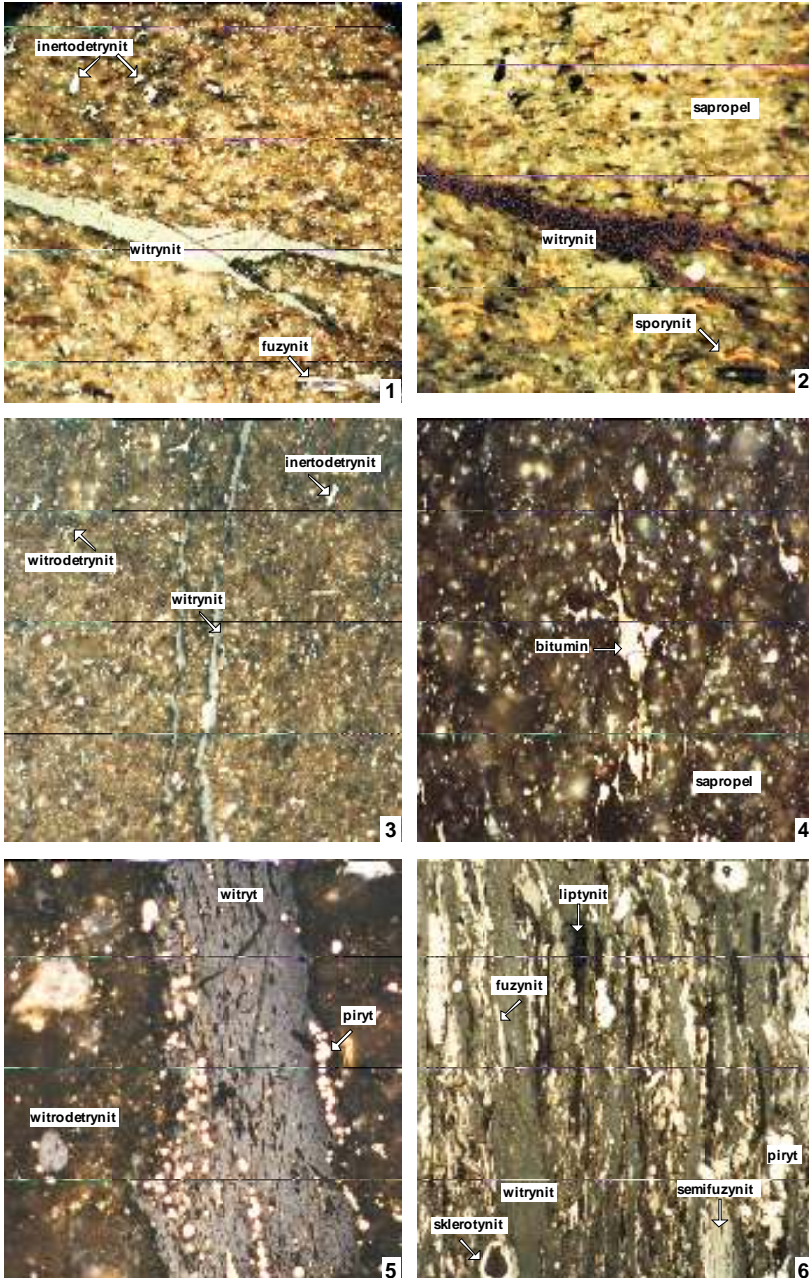
Otwory wiertnicze	Głębokość (m)	Stratygrafia	Litologia	Skład petrograficzny rozproszonej materii organicznej (%)					$R_{o,r}^{max}$ (%)	R_{red} (%)
				witynit	inertynit	liptynit	sapropel	bitumin		
Budziszewice IG 1	5061,0	C _v	wap	60			40		2,20*	
	5382,0		iłc, młc	30	10		30	30	2,35*	
	5384,0		iłc	25	75				2,40*	
	5450,0		iłc	20	20		30	30	2,60*	3,50
	5627,0		iłc, młc	40	20		20	20	2,63*	
Buków 2	5145,7	C ₁	młc	50	10		10	20	2,73*	3,80
Nie win PIG 1	2330,0	C _v	iłc, psc	75	15		10		1,70*	
	2336,0		młc	60	20		20		1,70*	2,00
	2341,0		iłc, młc	60	10		30		1,70*	2,00
	2343,7		młc	60	5	5	30		1,73*	1,93
Opoczno PIG 2	2996,7	C _w	psc	100					2,44*	3,28
	3006,3		łpk	100					2,22*	3,27
	3015,5		psc	100					2,54*	3,37
Ostałów PIG 2	2513,0	C _w	iłc	80	20				1,60	2,08
	2555,8		młc	90	10				1,64	2,10
	2615,5		iłc	90	10				1,60	1,99
	2677,1		psc	90	10				1,88*	
	2804,7		iłc	90	10				1,86*	1,97
	2849,1		iłc	95	5				1,75	1,82
Przysucha 1	2760,0	C _w	młc	80	20				2,08*	
	2837,0		iłc	75	25				2,12*	
	3026,0		młc	70	25		5		2,12*	2,93
	3149,0		iłc	70	30				2,20*	
	3388,0		psc	70	30				2,24*	3,37
	3416,0		iłc	70	20		10		2,25*	
	3417,0		iłc	70	10		15	5	2,26*	3,61
	1690,8		młc	50	20		20	10	1,90*	
1733,2	iłc	50	20		20	10	2,00*			
1890,6	młc	60	20		20		2,30*			
2059,3	psc, iłc	60	30		10		2,33*			
2151,2	iłc	60	25		10	5	2,44*			
2498,0	młc	50	25		15	10	2,50*			
2578,6	psc, młc	40	40		15	5	2,70*			
erechowa 1	4126,1	C _v	młc	60	25		10	5	1,90	2,40
	4139,2		młc	70	15		10	5	2,08	2,50

TABLICE

TABLICA I

- Fot. 1. Pasemko wityrynytu, fuzynit oraz inertodetrynit. Otwór widnik IG 1, gł b. 1787,3 m; wizen górny, fm Huczwy. $R_{o,r} = 0,75\%$. światło białe, imersja olejowa. 1 cm = 50 μm .
Layer of vitrinite, fusinite and inertodetrinite. widnik IG 1 borehole, depth 1787.3 m; Upper Viséan; Huczwa Fm. $R_{o,r} = 0.75\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 50 μm .
- Fot. 2. Ten sam obraz co na fot. 1 po wzbudzeniu fluorescencji w świetle niebieskim. Wityrynit słabo fluoryzuje w kolorze brązowym, liczny sporynit fluoryzuje w kolorze żółtym i żółto-pomarańczowym oraz fluoryzuje w kolorze żółto-zielonym asocjacja organiczno-mineralna typu bitumicznego (sapropel). światło niebieskie. 1 cm = 50 μm .
The same view as on Fot. 1 in fluorescence mode (blue light excitation). Very weak fluorescent vitrinite brown in colour; abundant yellow and orange fluorescing sporinite and organo-mineral association bituminous type (sapropel). Blue light, dry. 1 cm = 50 μm .
- Fot. 3. Laminy wityrynytu, okruchy wirodetrynytu oraz inertodetrynytu. Otwór Ruskie Piaski IG 2, gł b. 2393,0 m; wizen, fm Huczwy. $R_{o,r} = 0,96\%$. światło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
Laminae of vitrinite, chips of vitrodetrinite and inertodetrinite. Ruskie Piaski IG 2 borehole, depth 2393.0 m; Viséan, Huczwa Fm. $R_{o,r} = 0.96\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 50 μm .
- Fot. 4. Anizotropowy stały bitumin współwystępuje z masą mineralno-organiczną typu bitumicznego (sapropel) (nie fluoryzuje). Otwór Czaplinek IG 1, gł b. 5250,0 m; namur, fm Nadarzyce. $R_{max} = 2,60\%$. światło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
Anisotropic solid bitumen in mineral-organic association of bituminous type not fluorescence (sapropel). Czaplinek IG 1 borehole, depth 5250.0 m; Namurian; Nadarzyce Fm. $R_{max} = 2.60\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 5. Pasma wityrytu zbudowane z kolotelinitu impregnowanego pirytem oraz wirodetrynit. Otwór Moracz IG 1, gł b. 4283,0 m; namur, fm Nadarzyce. $R_{o,r} = 1,50\%$. światło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
Layer of vitrite impregnated of pyrite and vitrodetrinite. Moracz IG 1 borehole, depth 4283.0; Namurian; Nadarzyce Fm. $R_{o,r} = 1.50\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 6. Trimaceryt: wityrynit, inertynit (semifuzynit, fuzynit, sklerotynit), liptynit oraz piryt. Otwór Dorohuczka IG 1, gł b. 1345,5 m; westfal, fm lubelska. $R_{o,r} = 0,84\%$. światło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
Trimacerite: vitrinite, inertinite (semifusinite, fusinite, sclerotinite), liptinite and pyrite. Dorohuczka IG 1 borehole, depth 1345.5 m; Westphalian; Lublin Fm. $R_{o,r} = 0.84\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .

TABLICA I

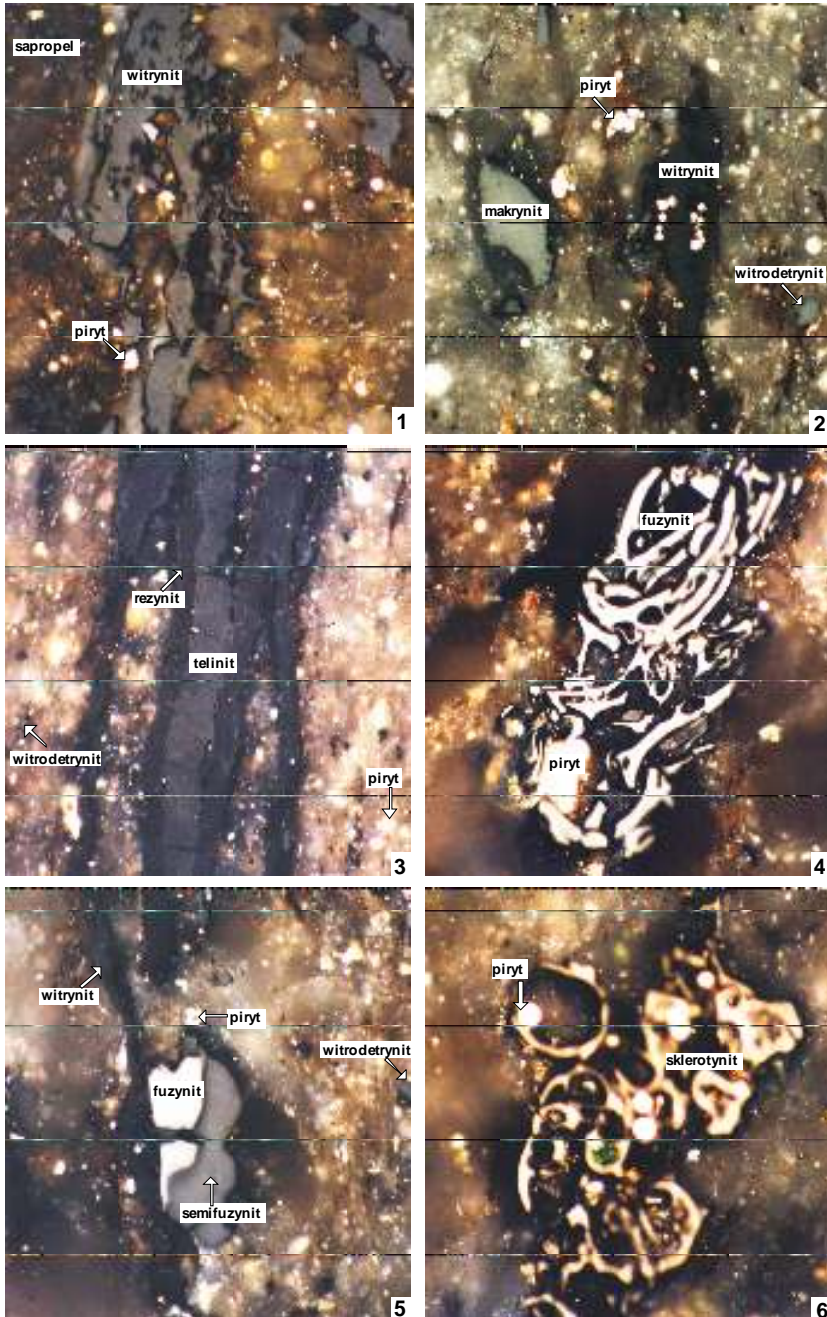


Izabella GROTEK — Zmienne stopnia uw glenia materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu wzdlu brzegu platformy wschodnioeuropejskiej Polski

TABLICA II

- Fot. 1. Witrynit in situ stanowi cy lokalnie spoiwo typu kontaktowego, skupiska bezstrukturalnej asocjacji mineralno-organicznej typu bitumicznego (sapropel) oraz piryt. Otwór Daszewo R3p, gł b. 3199,0 m; turnej, fm Gozdu $R_{o,r} = 0,58\%$. wiatło białe, imersja olejowa; 1 cm = 20 μm .
Vitrinite in situ locally forming contact-pore cement and concentration of structureless organo-mineral association bituminous type (sapropel) and pyrite. Daszewo R3p borehole, depth 3199.0 m; Tournaisian, Gozd Fm. $R_{o,r} = 0.58\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 2. Soczewka witrynit, wtrodetrynit, makrynit oraz fromboidalny piryt. Otwór Gorzysław 8, gł b. 3216,8 m; turnej, fm S polna. $R_{o,r} = 0,95\%$. wiatło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
Lance of vitrinite, vitrodetrinite, macrinite and pyrite framboids. Gorzysław 8 borehole, depth 3216.8 m; Tournaisian, S polno Fm. $R_{o,r} = 0.95\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 3. Telinit z zachowan struktur komórkow i komórkami wypełnionymi rezynitem (w przekroju podłu nym), wtrodetrynit oraz piryt. Otwór abieniec 1, gł b. 2773,6 m; westfal, fm lubelska. $R_{o,r} = 0,61\%$. wiatło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
Telinit with preserved cellular structure and resinite cell fillings (axial section), vitrodetrinite and pyrite. abieniec 1 borehole, depth 2773.6 m; Westphalian, Lublin Fm. $R_{o,r} = 0.61\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 4. Fuzynit o pokruszonych ciankach komórek, skupienia fromboidalnego pirytu. Otwór Karsina 1, gł b. 2243,4 m; turnej, fm Drzewian. $R_{o,r} = 0,65\%$. wiatło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
Fusinite with broken cell walls and concentrations of pyrite framboids. Karsina 1 borehole, depth 2243.4 m; Tournaisian, Drzewiany Fm. $R_{o,r} = 0.65\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 5. Lamina i soczewki witrynit, bezstrukturalny semifuzynit, fuzynit oraz wtrodetrynit. Otwór Magnuszew IG 1, gł b. 2965,5 m; westfal, fm D blina. $R_{o,r} = 0,65\%$. wiatło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
Lamina and lances of vitrinite, structureless semifusinite, fusinite and vitrodetrinite. Magnuszew IG 1 borehole, depth 2965.5 m; Westphalian, D blin Fm. $R_{o,r} = 0.65\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 6. Sklerotytnit oraz fromboidalny piryt. Otwór Kłanino 3, gł b. 2768,1 m; turnej, fm Gozdu; $R_{o,r} = 0,57\%$. wiatło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
Sclerotinite and pyrite framboids. Kłanino 3 borehole, depth 2768.1 m; Tournaisian, Gozd Fm. $R_{o,r} = 0.57\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm

TABLICA II

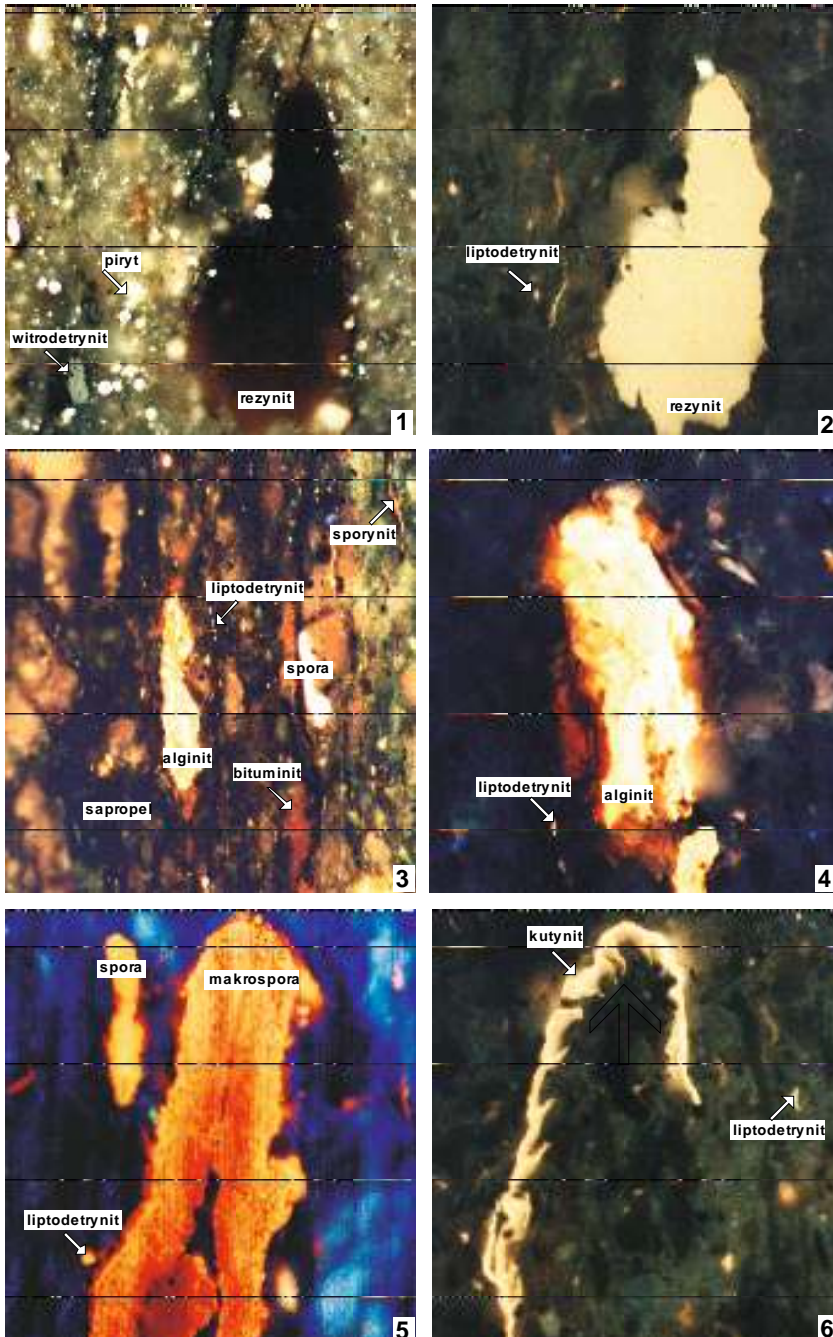


Izabella GROTEK — Zmienne stopnia uw glenia materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu wzdlu brzegu platformy wschodnioeuropejskiej Polski

TABLICA III

- Fot. 1. Owalne ciało rezynitu, soczewki i okruchy witrodetrynitu oraz skupienia framboidalnego pirytu. Otwór St ęca 2, gł b. 2293,5 m; westfal, fm lubelska. $R_{o,r} = 0,68\%$. światło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
Oval-shaped body of resinite, lenses and chips of vitrodetrinite and pyrite framboids. St ęca 2 borehole, depth 2293.5 m; Westphalian, Lublin Fm. $R_{o,r} = 0.68\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 2. Ten sam obraz co na fot. 1 po wzbudzeniu w świetle niebieskim. Intensywnie fluoryzujący w kolorze żółtym rezynit oraz nieliczny liptodetrynit. światło niebieskie, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
The same view as on Fot. 1 in fluorescence mode (blue light excitation). Intensively yellow fluorescing resinite and liptodetrinite. Blue light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 3. Soczewka alginitu intensywnie fluoryzująca w kolorze żółtym, brunatny bituminit, żółto-pomarańczowy liptodetrynit, sporynit oraz zielonkawa fluoryzująca asocjacja organiczno-mineralna typu bitumicznego (sapropel). Otwór Dygowo 1, gł b. 3625,1 m; turnej, fm Gozdu. $R_{o,r} = 0,82\%$. światło niebieskie, obiektów suchy. 1 cm = 20 μm .
Intensively, yellow fluorescing lence of alginite, bituminite brown in colour, yellow to orange liptodetrinite, sporynite and organo-mineral association bituminous type (sapropel) greenish in colour. Dygowo 1 borehole, depth 3625.1 m; Tournaisian, Gozd Fm. $R_{o,r} = 0.82\%$. Blue light, dry. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 4. Soczewka alginitu fluoryzująca w kolorze jasno żółtym. Otwór Garwolin 1, gł b. 2239,3 m; westfal, fm lubelska. $R_{o,r} = 0,62\%$. światło niebieskie, obiektów suchy. 1 cm = 20 μm .
Yellow fluorescing lence of alginite. Garwolin 1 borehole, depth 2239.3 m; Westphalian, Lublin Fm. $R_{o,r} = 0.62\%$. Blue light, dry. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 5. Fragment makrospory, mikrospora oraz liptodetrynit fluoryzujący intensywnie w kolorze żółtym do pomarańczowo-brunatnego. Otwór Strzelce IG 2, gł b. 477,0 m; namur, fm Terebina. $R_{o,r} = 0,70\%$. światło niebieskie, obiektów suchy. 1 cm = 20 μm .
Part of macrospora, microspora and liptodetrinite intensively yellow to orange brown fluorescing. Strzelce IG 2 borehole, depth 477.0 m; Namurian, Terebin Fm. $R_{o,r} = 0.70\%$. Blue light, dry. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 6. Intensywnie fluoryzująca w kolorze żółtym wstążka kutynitu oraz liptodetrynit. Otwór St ęca 2, gł b. 2293,5 m; westfal, fm lubelska. $R_{o,r} = 0,68\%$. światło niebieskie, obiektów suchy. 1 cm = 20 μm .
Belt of cutinite intensively yellow fluorescing and liptodetrinite. St ęca 2 borehole, depth 2293.5 m; Westphalian, Lublin Fm. $R_{o,r} = 0.68\%$. Blue light, dry. 1 cm = 20 μm .

TABLICA III

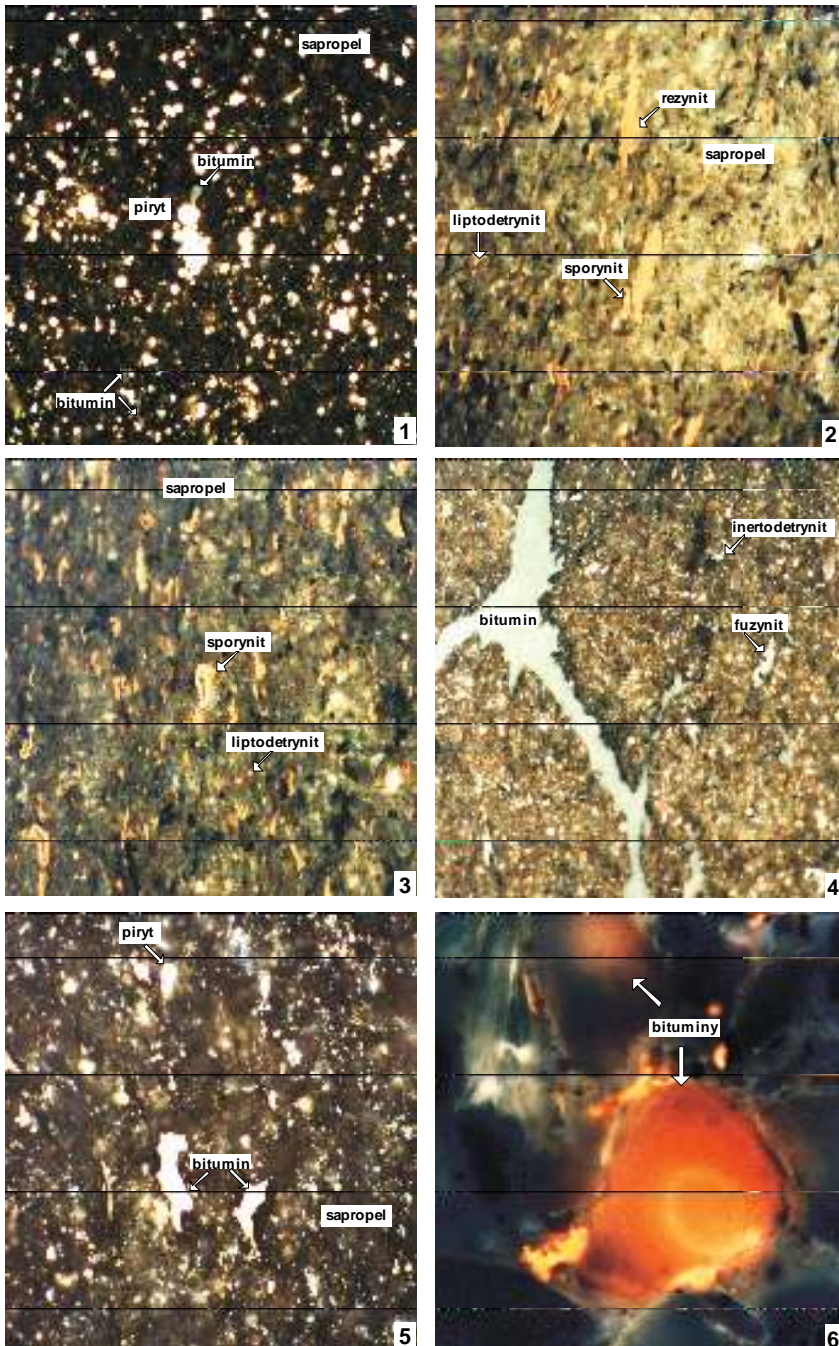


Izabella GROTEK — Zmienne stopnia uw glenia materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu wzdlu brzegu platformy wschodnioeuropejskiej Polski

TABLICA IV

- Fot. 1. Organiczno-mineralna masa podstawowa typu bitumicznego (sapropel) zawieraj ca drobne cz stki bituminu oraz liczne skupienia fromboidalnego pirytu. Otwór Białopole IG 1, gł b. 773,0 m; namur, fm Terebina. $R_{o,r} = 0,72\%$. wiatło białe, imersja olejowa. 1 cm = 50 μm .
 Organo-mineral groundmass bituminous type (sapropel) with fine particles of bitumen and abundant pyrite framboid. Białopole IG 1 borehole, depth 773.0 m; Namurian, Terebin Fm. $R_{o,r} = 0.72\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 50 μm .
- Fot. 2. Organiczno-mineralna masa podstawowa typu bitumicznego (sapropel) fluoryzuj ca w kolorze ółto-zielonym z obfitym liptodetrynitem, soczewkami rezynitu oraz sporynitem. Otwór widnik IG 1, gł b. 1876,2 m; wizen górny, fm Huczwy. $R_{o,r} = 0,76\%$. wiatło niebieskie, obiektyw suchy. 1 cm = 50 μm .
 Yellow-green fluorescing organo-mineral groundmass bituminous type (sapropel) with abundant liptodetrinite, lences of resinite and sporinite. widnik IG 1 borehole, depth 1876.2 m; Upper Viséan, Huczwa Fm. $R_{o,r} = 0.76\%$. Blue light, dry. 1 cm = 50 μm .
- Fot. 3. Mineralno-organiczna masa podstawowa typu bitumicznego (sapropel) fluoryzuj ca w kolorze zielonkawym z obfitym liptodetrynitem oraz sporynitem. Otwór widnik IG 1, gł b. 1085,0 m; namur, fm D blina. $R_{o,r} = 0,73\%$. wiatło niebieskie, obiektyw suchy. 1 cm = 50 μm .
 Greenish fluorescing organo-mineral groundmass bituminous type (sapropel) with abundant liptodetrinite and sporinite. widnik IG 1 borehole, depth 1085.0 m; Namurian, D blin Fm. $R_{o,r} = 0.73\%$. Blue light, dry. 1 cm = 50 μm .
- Fot. 4. Stały bitumin w szczelinie, fuzynit oraz inertodetrynit. Otwór Tyszowce IG 2, gł b. 1362,3 m; wizen górny, fm Huczwy. $R_{o,r} = 1,15\%$. wiatło białe, imersja olejowa. 1 cm = 20 μm .
 Solid bitumen in microfractur, fusinite and inertodetrinite. Tyszowce IG 2 borehole, depth 1362.3 m; Upper Viséan, Huczwa Fm. $R_{o,r} = 1.15\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 5. Stały bitumin w przestrzeni porowej w podstawowej masie mineralno-organicznej typu bitumicznego (sapropel). Otwór Biesiekierz 1, gł b. 2929,1 m; turnej, fm Gozdu. $R_{o,r} = 1,80\%$. wiatło białe, imersja olejowa; 1 cm = 20 μm .
 Solid bitumen in pores in the mineral-organic groundmass bituminous type (sapropel). Biesiekierz 1 borehole, depth 2929.1 m; Tournaisian, Gozd Fm. $R_{o,r} = 1.80\%$. White light, oil immersion. 1 cm = 20 μm .
- Fot. 6. Impregnacja bitumiczna w przestrzeni porowej piaskowca intensywnie fluoryzuj ca w kolorze pomara czowo-czerwonym. Otwór Karsina 1, gł b. 2481,5 m; turnej, fm Drzewian. $R_{o,r} = 0,69\%$. wiatło niebieskie, obiektyw suchy. 1 cm = 20 μm .
 Bituminous impregnations (intensively orange-redish fluorescing) in sandy bed. Karsina 1 borehole, depth 2481.5 m; Tournaisian, Drzewiany Fm. $R_{o,r} = 0.69\%$. Blue light, dry. 1 cm = 20 μm .

TABLICA IV



Izabella GROTEK — Zmienne stopnia uw glenia materii organicznej rozproszonej w utworach karbonu wzdlu brzegu platformy wschodnioeuropejskiej Polski