

# PETROGRAPHY AND DEPOSITIONAL CONDITIONS OF THE COAL SEAMS OF THE WAŁBRZYCH FORMATION, INTRASUDETIC BASIN, SW POLAND

Petrografia i warunki depozycji pokładów węgla formacji wałbrzyskiej  
w niecce śródsudeckiej (SW Polska)

**Maria MASTALERZ**

Institute of Geological Sciences, University of Wrocław  
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland

## CONTENTS

Abstract . . . . .	47
Introduction . . . . .	48
Geological characteristics of the study area . . . . .	48
Methods and techniques . . . . .	51
Sampling . . . . .	51
Microscopic observations . . . . .	51
Interpretation of the results . . . . .	51
Petrological and facial characteristics of the coal seams . . . . .	52
Lithotype composition . . . . .	52
Maceral and microlithotype composition . . . . .	54
Coal facies . . . . .	56
Lithofacial characteristics of clastic sediments . . . . .	59
Clastics underlying the seams . . . . .	59
In-seam clastics . . . . .	61
Clastics overlying the seams . . . . .	63
Relationship between clastic sedimentation and peat deposition . . . . .	64
Commencing and termination of the coal seams . . . . .	69
Deposition of the coal seams . . . . .	71
Conclusions . . . . .	73
References . . . . .	74
Streszczenie . . . . .	78

**ABSTRACT.** Coal-bearing strata of the Intrasudetic Basin comprise three lithostratigraphic units: the Wałbrzych Formation (Namurian A), Biały Kamień Formation (Namurian B, C) and Żacler Formation (Westphalian A, B, C?). The Wałbrzych Formation contains about 30 coal seams; a few of them are of industrial importance. The coal is typified by low sulphur content, usually no more than 1% and variable ash content. In the study area, the coal is of medium to low-volatile bituminous rank; vitrinite reflectance  $R_0$  max ranges from 0.8 to 2.0%, volatile matter content from 29 to 16%.

The coal seams of the Wałbrzych Formation contain mainly banded coal. Bright and dull lithotypes occur only sporadically. There is a great variability with respect to the proportion of banded lithotypes in the profile of the Wałbrzych Formation. An amount of banded and banded dull coals increases towards

the top of the formation at the expense of banded bright coal. The amount of dull coal is low in all the seams studied and it does not exceed 5% of their thickness. There are generally two types of vertical lithotype successions in the seams. Type 1 is characterized by the presence of bright lithotypes interlayered with clastics. In type 2 clastic partings occur between the successions of lithotypes from bright to dull; sometimes certain links are missing. The area with a succession of type 1 was probably unstable during peat deposition. A fast, differentiated rate of subsidence caused drowning and, consequently, influx of clastic material. A succession of type 2 may signify stable areas with a fast but uniform rate of subsidence. Such conditions favoured deposition of thick peat layers with plant succession adopted to an increasingly thicker water cover.

Comparison of the mean content of three maceral groups for the 680, 678, 672, and 664/665 seams has revealed that in the Wałbrzych Formation there is a tendency of decreasing-upward vitrinite content, from more than 90% in the 680 seam to about 60% in the 664/665 seam. Exinite content increases upward from 0.5 to 10%. There is no regularity in inertinite content. Variation of microlithotype composition corresponds to that of macerals. Vitrite content decreases upward while trimacerite shows a reverse tendency.

There is a distinct relationship between coal and clastic deposition. This is manifested by correlation e.g. between roof/bottom lithology and seam thickness, distribution of coarse-grained clastic zones below the seams and seam thickness pre-peat topography and distribution of coal facies, petrographic composition of the coal etc. The 675, 672 and 664/665 seams are of diachronous character while the 678 one seems to be isochronous. The termination of the coal seams resulted from gradual drowning of the peat-bogs (e.g. the 661, 662 seams) or channel avulsion (e.g. the 678 seam). In the 672 and 664/665 seams these two factors were relevant.

Microfacial analysis of the coal supplemented with lithofacial analysis of the surrounding clastics have permitted reconstruction of depositional conditions of the coal seams studied. The 678 seam deposited in very stable conditions. Peat deposition started almost isochronally over the entire area and it took place mostly in telmatic forest moor and rarely in lim-

no-telmatic forest moor. Peat was temporarily subjected to oxidized conditions. The swamp was removed from main locus of fluvial activity. Temporarily it was fed by meteoric water. Organic matter decayed in acidic conditions, pH below 4.5. The termination of peat growth was caused by abrupt influx of coarse-grained sediments. The deposition of the 672 seam started in low-lying areas located between distributary channels or in abandoned channels. Peat deposited in variable facial conditions: telmatic and limno-telmatic forest moors, telmatic and limno-telmatic reed moors and open moor. Contemporaneous fluvial activity sometimes interrupted peat deposition. The swamp was of low-lying type, fed by surface- and groundwaters. The termination of the seam was of diachronous character and took place mainly as a result of gradual drowning of the swamp, sporadically due to channel avulsion. In the 664/665 seam peat-forming plants encroached upon the area of variable stability and with well defined channel and overbank zones. Peat deposition commenced in low-lying morphologically areas between distributary channels, while channel zones were blanketed with peat much later. The coal represents a wide range of peat facies from telmatic forest moor to open moor. Organic matter decayed in a low-lying swamp fed by surface- and groundwaters under pH about 4.6, however, neutral conditions appeared temporarily in the swamp. The termination of the seam resulted from gradual drowning of the swamp as well as channel avulsion.

## INTRODUCTION

Facies models are increasingly being used as predictive tools in the exploration for coal deposits. Most published sedimentation models of coal-bearing environments are based almost entirely on clastic facies, with little or no discussion of coal facies (Horne *et al.* 1978; Ryer 1981). On the other hand, most coal petrologists and geochemists tend to study coal beds in isolation from their overall context. Although, it has been mentioned that depositional conditions of coal-bearing strata influence some features of coal seams as well as coal properties while well formulated depositional models should have a high predictive value at both the exploration and production levels (McCabe 1984), to date there is lack of detailed studies how the facies distribution of clastics influences the petrological composition of associated coal.

The purpose of this paper is to discuss petrological composition of coal and its relationship

with associated sedimentary rocks in order to reconstruct depositional conditions of coal seams. The Wałbrzych Formation has been chosen as a study area because the coal seams of this unit are of relatively low rank, compared to other formations in the Intrasudetic Basin, which enabled the microfacial analysis of the coal. So far such studies have not been carried out in this area.

This paper forms a part of the doctoral dissertation researched by the author in the Institute of Geological Sciences of Wrocław University and supervised by Prof. dr hab. Wiesław Gabzdyl from Silesian Technical University in Gliwice. Doc. dr hab. Barbara Kwiecińska, Academy of Mining and Metallurgy, Kraków and Prof. dr hab. Kazimierz Dziedzic, Wrocław University, made very helpful comments and corrections. Geologists from the Thorez mine: Kazimierz Kmak and Krzysztof Kominowski assisted in underground observations and sampling. Jerzy Skowroński interpreted data obtained by means of X-ray diffraction method and Jerzy Stachowiak kindly prepared some photographs.

## GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE STUDY AREA

The Intrasudetic Basin is a structural unit located in the northern periphery of the Bohemian Massif. It is filled with a thick sedimentary succession of early Carboniferous to late Cretaceous ages (Fig. 1); there are no late Triassic and early Cretaceous sediments.

Coal-bearing strata of the Intrasudetic Basin comprise three lithostratigraphic units: the Wałbrzych Formation (Namurian A), Biały Kamień Formation (Namurian B and C) and Żacler Formation (Westphalian A, B and C?) (Fig. 2). The Wałbrzych Formation is best exposed in the north-

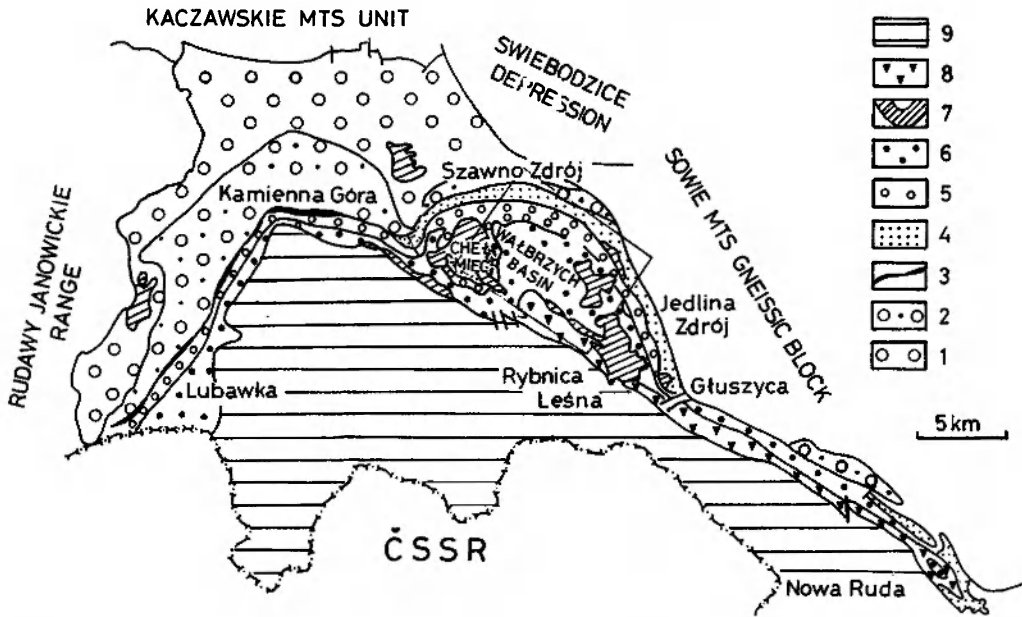


Fig. 1. Geological sketch-map of the Intrasudetic Basin (simplified fragment of the *Geological Map of Lower Silesia* edited by L. Sawicki, 1967). 1 – “Older” Culm; 2 – “Younger” Culm; 3 – Przedwojów Horizon; 4 – Wałbrzych Formation; 5 – Biały Kamień Formation; 6 – Żacler Formation; 7 – Upper Paleozoic volcanites; 8 – Glinik Beds and Ludwikowice Beds; 9 – younger sediments. Rectangular contour marks the study area

Szkic geologiczny niecki śródsudeckiej (uproszczony fragment *Mapy geologicznej Regionu Dolnośląskiego* pod red. L. Sawickiego, 1967). 1 – kulm „starszy”; 2 – kulm „młodszy”; 3 – poziom z Przedwojowa; 4 – formacja wałbrzyska; 5 – formacja białokamięńska; 6 – formacja żaclerska; 7 – górnopaleozoiczne wulkanity; 8 – warstwy glinickie i ludwikowickie; 9 – utwory młodsze. Obszar badań został obwiedziony prostokątnym konturem

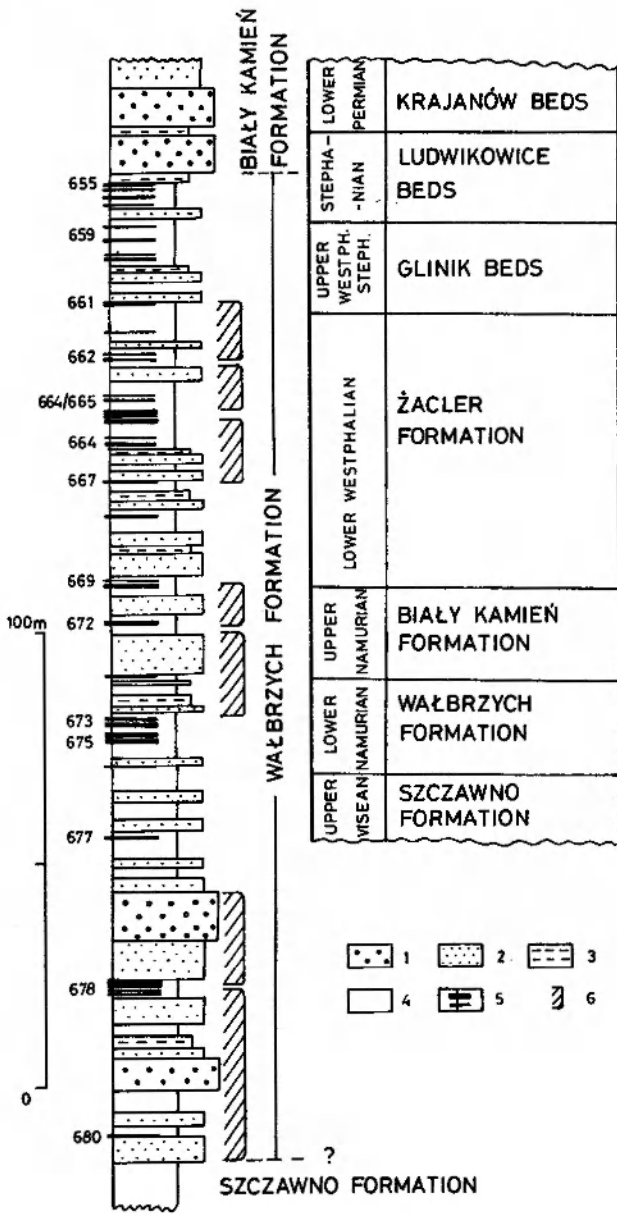
ern part of the Intrasudetic Basin, Wałbrzych Basin (Fig. 1), where this succession is cropping out as a narrow belt from Jabłów in the west to Jedlina Zdrój and Głuszyca in the southwest (Fig. 1). The sediments of this formation are also exposed around the Chełmiec rhyodacite massif. West of the Wałbrzych Basin, so-called „Przedwojów horizon”, represented by sandstones and mudstones is an equivalent of this formation (Dziedzic 1960, 1961, 1971; Górecka 1964; Grocholski 1974).

In the Wałbrzych Basin, the Wałbrzych Formation is underlain by the Szczawno Formation, so-called „culm of Szczawno” (Teisseyre 1950), consisting of mudstones and conglomerates in the lower part while mudstones and sandstones occur in the upper one. In the Szczawno Formation two environmental associations can be distinguished: basin floor/submarine fans and fan deltas (K. Mastalerz 1987). These sediments correspond to the late Viséan (Żakowa 1958a, b; Jerzykiewicz 1965).

The Szczawno Formation passes gradually to the Wałbrzych Formation in the western part of the Wałbrzych Basin (Teisseyre 1958, 1961; Dziedzic 1960, 1961, 1971; Grocholski 1960, 1965, 1974), while in the eastern part contacts between the Wałbrzych Formation and the older sediments are of tectonic character (Dathe, Berg 1912; Berg 1925). There is no agreement about the character of

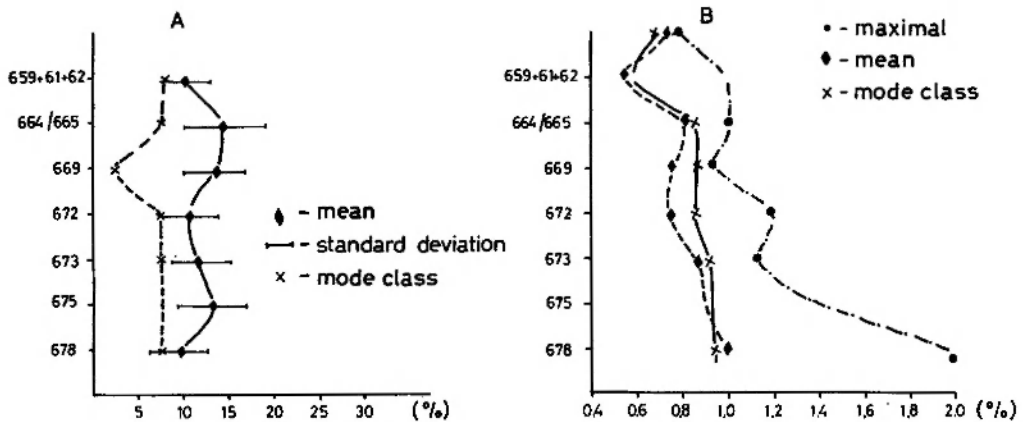
the upper boundary of the Wałbrzych Formation. Some authors suggest distinct unconformity and stratigraphic gap between this and the overlying Biały Kamień Formation (Grocholski 1960, 1965, 1974; Augustyniak, Białas 1962; Augustyniak, Grocholski 1970), while others claim conformable depositional contact (Dziedzic 1960, 1961, 1971; Górecka 1962, 1964, 1969). The thickness of the Wałbrzych Formation ranges from 200 to 300 m in the Wałbrzych Basin and decreases both to the west and to the east. The sediments are of fluvial origin and only the lower part of the unit may represent a delta plain environment (Nemec 1985).

Coal seams constitute 5–6% of the thickness of the Wałbrzych Formation with the maximum coal thickness in the northern and eastern peripheries of the Wałbrzych Basin, where also the lowest amount of coarse-grained sediments is noticed. The seams are relatively thin: most often about 1 m and only sporadically do they reach 3 m. There is a large variation of seam thickness; thinning, pinching out, splitting and erosive scouring are frequently noticed in the seams. The coal is typified by low sulphur content, usually no more than 1%, and variable ash content (Fig. 3) and, in the study area, it represents medium to low-volatile bituminous rank. Vitrinite reflectance  $R_{\text{max}}$  ranges from 0.8 to 2.0%, volatile matter content from 29 to 16% (M. Mastalerz 1988; Mastalerz, Jones 1988).



**Fig. 2.** Lithological section of the Wałbrzych Formation and its lithostratigraphic position. 1 - conglomerates; 2 - sandstones; 3 - siltstones; 4 - mudstones; 5 - coal seams; 6 - intervals studied

Profil litologiczny formacji wałbrzyskiej i jej pozycja litostratigraficzna. 1 - zlepierce; 2 - piaskowce; 3 - mułowce; 4 - iltowce; 5 - pokłady węgla; 6 - badane odcinki profilu



**Fig. 3.** Ash (A) and sulphur (B) content in the seams  
Zawartość popiołu (A) i siarki (B) w pokładach

## METHODS AND TECHNIQUES

## SAMPLING

All the coal seams available in the Thorez mine in 1983–1986 were studied underground in terms of lithotypes and type of clastic partings. The emphasis was put also on the lithological character of roof and floor rocks. A number of the sections and samples studied is presented in Table 1.

**Table 1.** Number of the samples and sections studied  
Wykaz analizowanych profili pokładowych oraz prób poddanych badaniom petrograficznym

Seam Pokład	Number of sections Liczba profilu	Number of coal samples Liczba prób węgla		Total Razem
		pellet ziarnowych	lump kawałkowych	
664/665	8	65	65	130
672	3	19	19	38
678	4	19	19	38
680	1	6	6	12
		Total		218

Channel and lump samples were collected from every lithotype. The former were used to determine maceral and microlithotype composition, while the latter enabled measurements of vitrinite reflectance and studying of the structure of macerals and microlithotypes. When coal structure made it impossible to recognize lithotypes, seams were divided into a few parts arbitrarily. The main criterion of division was the presence of clastic partings, while a number of channel samples between partings depended on the thickness of coal benches. Clastic partings as well as roof and floor rocks were also sampled.

Coal samples were prepared into polished blocks according to methods recommended by International Committee for Coal Petrography (Stach's Textbook... 1982; Gabzdyl 1984). Thin sections were prepared from clastic rocks while fine-grained sediments were analysed by X-ray diffraction method.

## MICROSCOPIC OBSERVATIONS

Before microscopic studies all polished blocks were examined megascopically in order to check and, if necessary, revise descriptions made underground. Leitz Ortolux and Zeiss Standard microscopes were used for optical studies of coal, while thin sections were observed with a Jena Pol Universal microscope.

Lump samples were used to study the structure of macerals and microlithotypes with respect to size, form, orientation etc. Vitrinite reflectance was also measured on these samples. On every sample 50 reflectance measurements were taken using standards of the following values of reflectance: 0.59, 0.917, 3.34. Having measured reflectance values, bireflectance ( $R_0\text{max} - R_0\text{min}$ ) and bireflectance index ( $R_0\text{max} - R_0\text{min}/R_0\text{max}$ ) were calculated. Pellet samples enabled determination of maceral and microlithotype composition. Automatic point-counters, Eltinor and Swift model 500, were applied in the study. Maceral and microlithotype analyses were carried out separately, Telocollinite, telinite, desmocollinite, semifusinite + fusinite, micrinite, macrinite, inertodetrinite, sporinite, remaining macerals of the exinite group as well as clay minerals, pyrite, carbonates and silica were counted in maceral analysis, while vitrite, clarite, inertite, vitrinite, durite, duroclarite, clarodurite, vitrinertoliptite as well as carbargillite, carbopyrite and carbankerite were considered in microlithotype analysis. Distinguishing of the above mentioned components was caused by their applicability for the reconstruction of coal facies.

## INTERPRETATION OF THE RESULTS

To study lithotype succession, megascopic seam profiles were prepared and compared with each other. For the thickest seam of the Wałbrzych Formation, 664/665, vertical lithotype successions were studied by means of the embedded Markov chain method (Powers, Easterling 1982).

Maceral and microlithotype analyses were the basis of the reconstruction of the facial conditions of the coal seams. For facies analysis based on microlithotype composition, the diagram of Hacquebard and Donaldson (1969) was applied. This diagram follows the results by Teichmüller (1950, 1962), Teichmüller and Thompson (1958) and Osvald (1937). In this study it has been slightly modified to suit the coal studied.

Osvald (1937) distinguished three zones within a peat-bog which depend on the position of water level:

- terrestrial – above high water level,
- telmatic – between high and low water levels,
- limnic – subaquatic deposition.

These zones are strongly related to four subenviron-

ments of peat-bogs distinguished by Teichmüller (1950):

- forest terrestrial moor,
- forest moor,
- reed moor,
- open moor.

Hacquebard and Donaldson (1969), comparing coal facies with modern analogues give the following characteristics of these four zones:

- forest terrestrial moor: fusite-clarite,
- forest moor: clarite rich in vitrinite,
- reed moor: cuticlocarite and duroclarite,
- open moor: clarodurite, durite and carbar-gillite.

Facial conditions of the coal were also reconstructed on the grounds of maceral composition. According to Diessel (1982) telocollinite + telinite + semifusinite + fusinite/alginate + sporinite + inertodetrinite ratio signifies the input of forest material to the peat-bog, while telinite + telocollinite/fusinite + semifusinite ratio indicates humidity

of the peat-bog. Diessel has defined also tissue preservation index (*TPI*) as telinite + telocollinite + fusinite + semifusinite/desmocollinite + macrinite + inertodetrinite and gelification index (*GI*) as vitrinite + macrinite/semifusinite + fusinite + inertodetrinite and he has found the interrelation between these facial indicators and the environments of clastic deposition for coal-bearing sequences of Australia.

Lithological data collected by mine geologists were used to analyse clastic facies of the Wałbrzych Formation. On the basis of these data a set of lithofacial and isopach maps was prepared and interpreted with reference to depositional conditions. Coal facies together with the interpretation of lithofacial maps permitted to reconstruct depositional conditions of the coal seams as well as to establish the relationship between peat deposition and clastic sedimentation within the Wałbrzych Formation.

## PETROLOGICAL AND FACIAL CHARACTERISTICS OF THE COAL SEAMS

### LITHOTYPE COMPOSITION

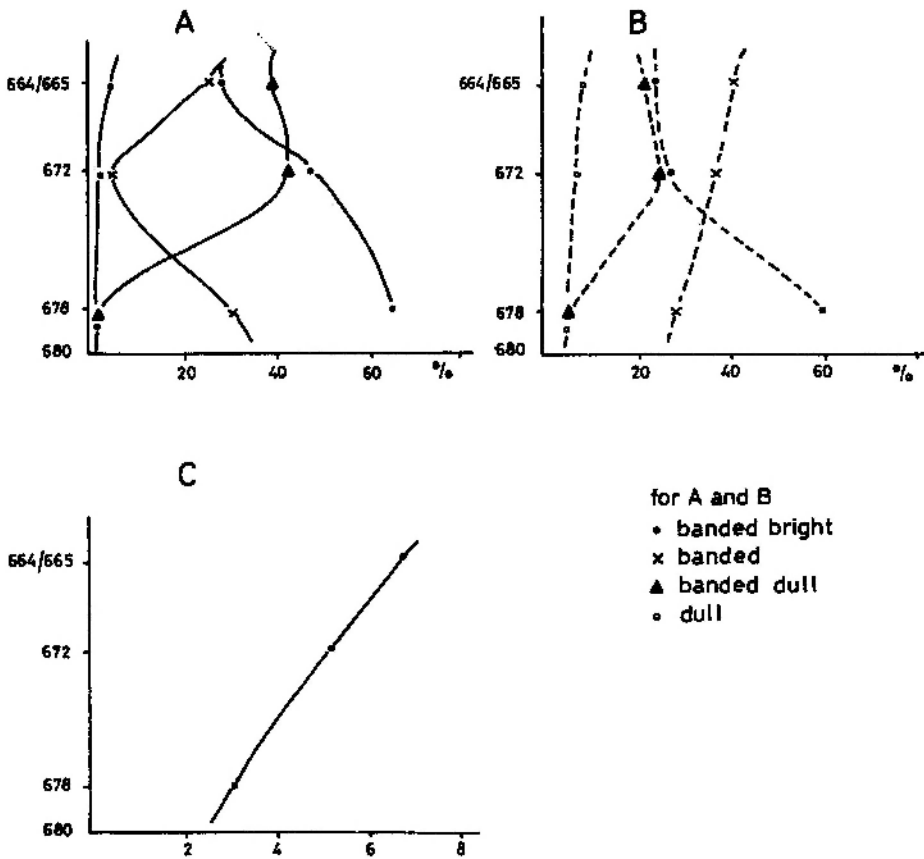
In the study area, the coal seams of the Wałbrzych Formation contain mainly banded coal which, according to Stopes' terminology (1919) should be predominantly classified as clarain. Bright and dull lithotypes occur only sporadically. In this paper clarain has been subdivided into three varieties depending on the proportions of bright bands. In this way, the following classification of coal has been applied in this study: bright, banded bright, banded, banded dull, dull and fibrous. The same or very similar classification was used also by other workers (Benes, Dopita 1954; Hacquebard *et al.* 1964; Diessel 1965). 5 mm section was taken as the minimal thickness of a lithotype.

There is a great variability in the proportions of banded lithotypes in the coal seams studied. In the lower part of the Wałbrzych Formation, the 678 seam, a high amount of banded bright coal, both with respect to thickness and frequency of occurrence, has been noticed (Fig. 4A, B). In the younger coal seams, 672 and 664/665, the amount of banded bright coal decreases in favour of banded and banded dull coals. In banded bright, banded dull and dull coals, the increase in appearance frequency is associated with the increase in their thickness, while in banded coal this tendency is no longer

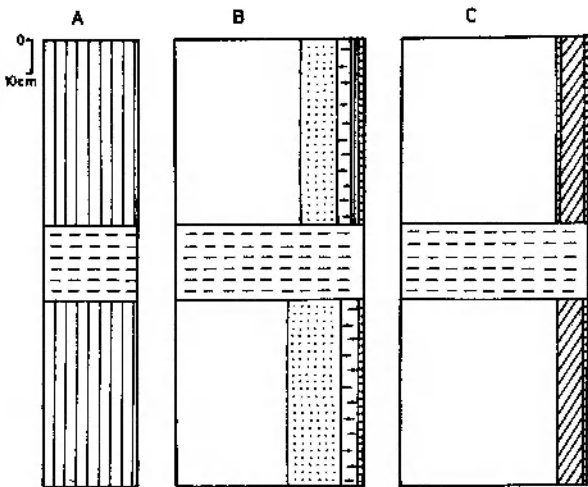
noticed. The amount of dull coal is low in all the seams studied and it does not exceed 5% of their thickness; the number of dull layers and their thickness increase towards the younger seams. In the same direction, the changes of megascopic character of coal, expressed as a number of lithotypes per 1 m of a vertical coal profile become more frequent and lithotype thickness decreases (Fig. 4C).

There are generally two types of vertical lithotype successions in all the seams studied. Type 1 is signified by the presence of bright lithotypes inter-layered with clastics (Fig. 5). In type 2 clastic partings occur between the successions of lithotypes from bright to dull; at places some links are missing (Fig. 6–9). In a sequence of type 2, relatively bright lithotypes occur directly above clastic partings or they from the bottom part of the seams, which was also noticed in some other coal basins (Smith 1957, 1962, 1968; Cameron, 1978; Hower, Wild 1982; Hunt, Hobday 1984; Warwick 1985; Esterle, Ferm 1986; Cairncross, Cadle 1988). Dull coal is present above clastic partings sporadically and its dull appearance is related to the increased amount of mineral matter rather than to the presence of dull coal components. At places the profiles studied represent the combination of the above mentioned types.

Embedded Markov chain method has been ap-



**Fig. 4.** Lithotype composition of the seams. *A* – based of thickness of lithotypes; *B* – based of occurrence frequency of particular lithotypes; *C* – number of lithotypes per 1 m of a vertical seam profile  
**Skład litotypowy pokładów.** *A* – na podstawie miąższości litotypów; *B* – na podstawie częstości występowania poszczególnych litotypów; *C* – liczba litotypów na 1 m odcinka pionowego profilu pokładu

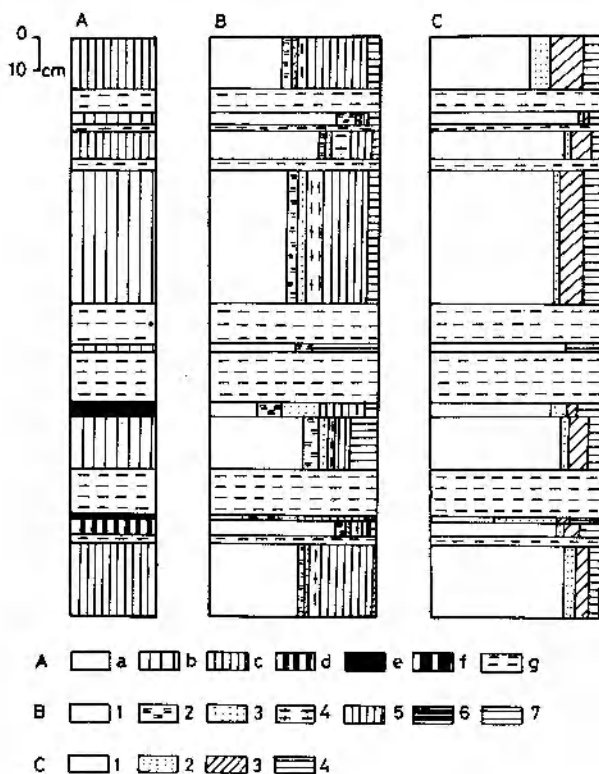


**Fig. 5.** Petrographic section of the 664/665 seam (no. 12). For explanation see Fig. 6. Sections numbers correspond to those in Fig. 22–29

Profil petrograficzny pokładu 664/665 (nr 12). Objasnienia jak na fig. 6. Numery profili petrograficznych pokrywają się z ich oznakowaniem na fig. 6. 22–29

plied to test the vertical lithotype succession for the 664/665 seam (K. Mastalerz, M. Mastalerz 1986). Two transitions have turned out to be non-random and statistically important: banded bright → clastics and banded dull → dull. The statistically obtained results correspond to the above mentioned lithotype succession. The transition from banded bright to clastics signifies a succession of type 1. Areas with this type of succession were unstable during peat deposition. Fast, differentiated rate of subsidence brought about drowning and, consequently, influx of clastic material (Shibakoka, Smyth 1975; Smyth, Cook 1976; Tavener-Smith 1979). The transition from banded dull to dull (type 2) may characterise relatively stable areas with fast but uniform rate of subsidence. Such conditions favoured deposition of thick peat layers with plant succession adopted to an increasingly thicker water cover.

No lateral regularity of lithotype distribution has been noticed in the study area. Sometimes pro-



**Fig. 6.** Petrographic section of the 664/665 seam (no. 4). *A* – lithotype composition: *a* – bright, *b* – banded bright, *c* – banded, *d* – banded dull, *e* – dull, *f* – carbonaceous shale, *g* – mudstone; *B* – microlithotype composition: 1 – vitrinite, 2 – clarite, 3 – vitrinertite, 4 – inertite, 5 – trimacerite, 6 – carbargillite, 7 – clastics; *C* – maceral composition: 1 – vitrinite, 2 – exinite, 3 – intertinite, 4 – mineral matter

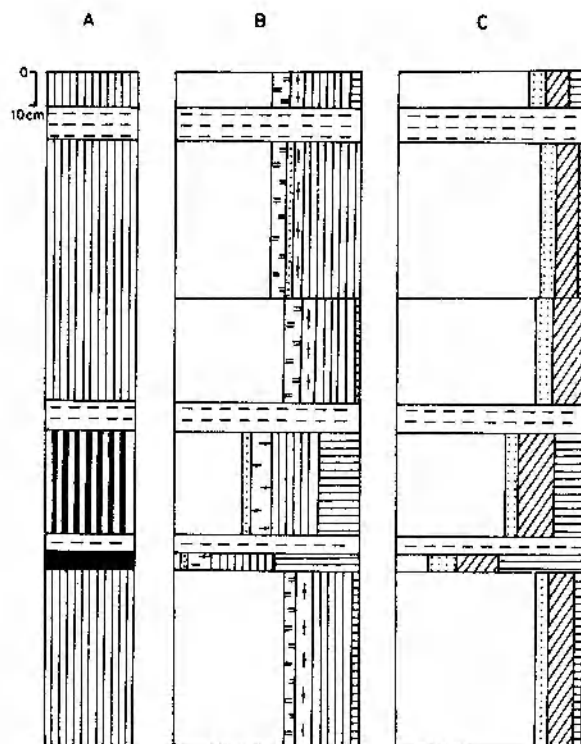
Profil petrograficzny pokładu 664/665 (nr 4). *A* – litotypy: *a* – błyszczący, *b* – pasemkowy błyszczący, *c* – pasemkowy, *d* – pasemkowy matowy, *e* – matowy, *f* – łupek węglisty, *g* – mułowiec; *B* – mikrolitotypy: 1 – wityryt, 2 – klaryt, 3 – wityryneryt, 4 – inertyt, 5 – trimaceryt, 6 – karbargilit, 7 – skała płona; *C* – macerały: 1 – wityrynit, 2 – egzynit, 3 – inertynit, 4 – substancja mineralna

files of various lithotype successions are located close to each other. This may result from the fact that a pre-peat environment was differentiated with respect to relief, lithofacies and a rate of subsidence, which prevented development of a distinct tendency for the area as a whole.

#### MACERAL AND MICROLITHOTYPE COMPOSITION

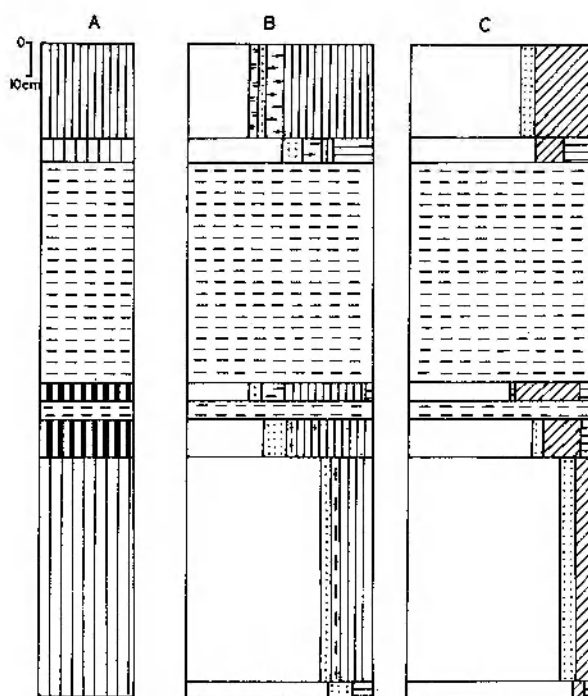
Maceral and microlithotype composition of the coal studied is presented in Figure 10, Table 2, while Plates I–VI show particular macerals. The 578 seam displays most uniform petrographic composition while the 672 and 664/665 seams are of highly variable petrographic character.

Comparison of the mean content of three maceral groups for the 680, 678, 672 and 664/665 seams



**Fig. 7.** Petrographic section of the 664/665 seam (no. 10). For explanation see Fig. 6.

Profil petrograficzny pokładu 664/665 (nr 10). Objaśnienia jak na fig. 6.



**Fig. 8.** Petrographic section of the 664/665 seam (no. 5). For explanation see Fig. 6.

Profil petrograficzny pokładu 664/665 (nr 5). Objaśnienia jak na fig. 6.



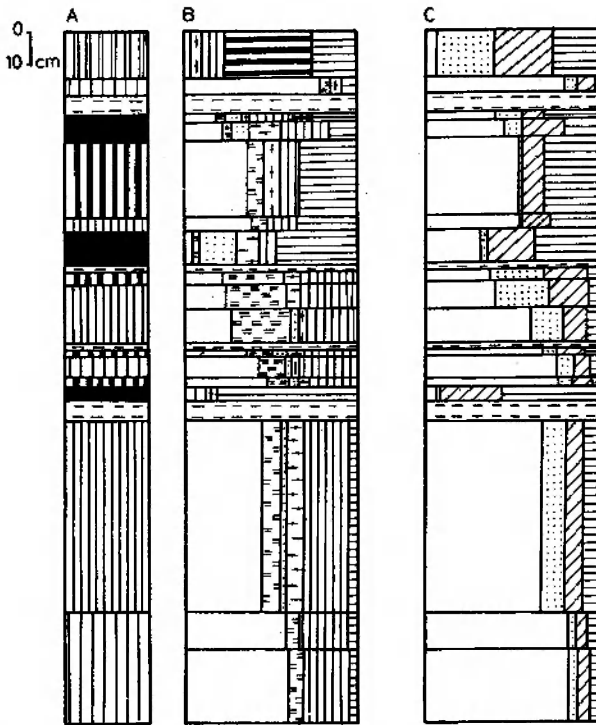


Fig. 9. Petrographic section of the 664/665 seam (no. 3). For explanation see Fig. 6.

Profil petrograficzny pokładu 664/665 (nr 3). Objaśnienia jak na fig. 6.

has revealed that in the Wałbrzych Formation there is a tendency of decreasing-upward vitrinite content (Fig. 11, Table 2). A distinct jump in the content of vitrinite is noticed between the 680 and 678 seams, while for the other seams this decrease is gradual. In the 680 seam, vitrinite content always exceeds 90%, in the younger ones it ranges from 73% (678) to 65% (664/665).

Exinite content increases upward; in the 680 seam there is only a trace amount of this maceral group, while in the 664/665 seam it attains about 10% (Fig. 11). Inertinite content is the lowest in the 680 seam and rapidly increases in the 678 seam to 24%; in the 664/665 seam its content decreases to 18%. The amount of mineral matter increases towards the top of the Wałbrzych Formation. It occurs mainly as clay minerals, pyrite and carbonates (Pl. VII), ranging from 1 to 7% (Fig. 11).

Variations of microlithotype composition follow those of macerals (Fig. 12). Vitrinite content decreases upward while trimacerite shows a reverse tendency. The latter attains 1% in the 680 seam and increases up to 30% in the 664/665 seam. The amounts of inertite and vitrinertite are relatively uniform in the formation profile and they do not exceed 10%.

While analysing the variation in the amount of maceral groups in particular seams it has turned out that there is a tendency of decreasing vitrinite amount from the bottom towards the top (Fig. 8, 9). Such a tendency is best developed in thick seam profiles poor in clastic partings. In the profiles with numerous clastic partings this tendency is disrupted for a profile as a whole but in particular coal benches the tendency of the same type is noticed (Fig. 9). Profiles which contain coal with a high amount of vitrinite from the bottom to the top are much less frequent (Fig. 13), while the situation where the lowest amount of vitrinite occurs in the middle part of the seams is observed sporadically (Fig. 14)

Exinite content increases towards the top of the seams only where the tendency of increasing-up-

Table 2. Maceral and microlithotype composition of the seams of the Wałbrzych Formation  
Skład macerałów i mikrolitotypów pokładów węgla formacji wałbrzyskiej

Seam pokład	Maceral analyses Analizy macerałów				Microlithotype analyses Analizy mikrolitotypów						
	V	E	I	M	Vt	Cl	Vit	In	T	D	C
664/665	50-81 (68)*	0-22 (10)	10-21 (16)	1-14 (10)	40	5	13	11.2	25.3	0.5	5
672	50-82 (70)	1-17 (7)	12-24 (18)	2-9 (5)	56.1	3	7.8	11.3	16.6	0.2	5
678	67-84 (74)	2-6 (3)	12-29 (21)	1-3 (2)	61.5	1	5.6	9.5	17.7	0.7	4
680	90-98 (92)	0-1 (0.5)	0-8 (6)	0-5 (1.5)	90	1.5	3	2	3	0	0.5

\* Mean value in brackets. Wartość średnia w nawiasach.

Note: V - vitrinite; E - exinite; I - inertinite; M - mineral matter; Vt - vitrinite; Cl - clarite; Vit - vitrinertite; In - inertite; T - trimacerite; D - durite; C - carbominerite + mudstone.

Uwaga: V - wityrynit; E - egzynit; I - inertynit; M - substancja mineralna; Vt - wityryt; Cl - klaryt; Vit - wityrynertyt; In - inertyt; T - trimaceryt; D - duryt; C - karbomineryt + mułowiec.

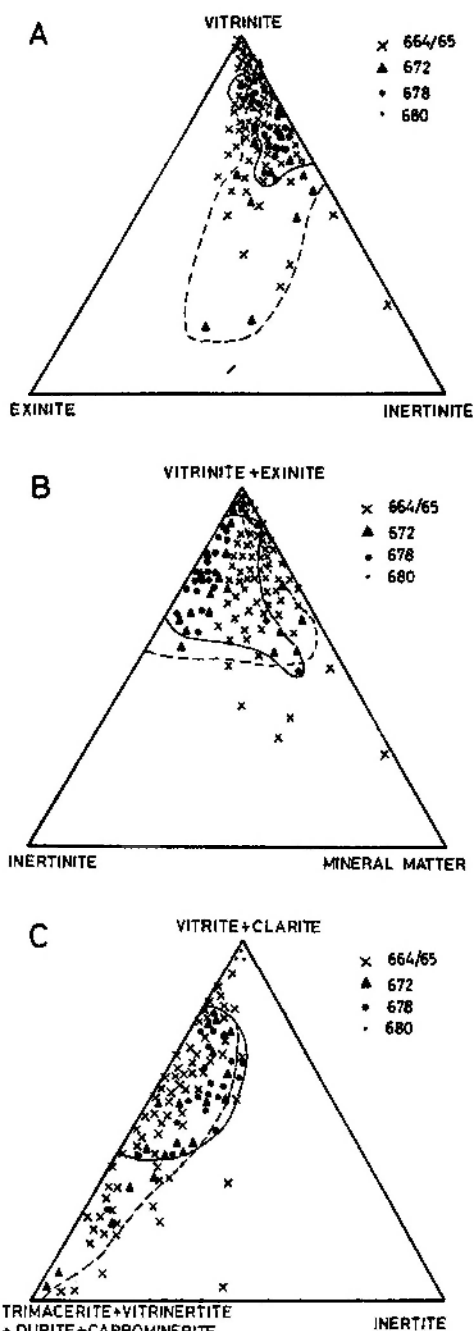


Fig. 10. Petrographic composition of the seams. *A* – macerals, mineral matter free; *B* – macerals with mineral matter; – microlithotypes

Skład petrograficzny pokładów. *A* – macerały bez uwzględnienia substancji mineralnej; *B* – macerały + substancja mineralna; *C* – mikrolitotypy

ward vitrinite content is observed. In the other cases this tendency no longer exists. Inertinite content does not change regularly while the increase in mineral matter is noticed around clastic partings (Fig. 8, 14). A type of microlithotype variation follows the maceral one. Vitrite content decreases upward in the seams while trimacerite increases in this direction. There are considerable variations in

the mutual proportions of vitrinertite, duroclarite and clarodurite. Durite occurs sporadically and only in the top part of the seams (Fig. 9).

There is a distinct relationship between maceral, microlithotype and lithotype composition of the coal. Bright and banded bright coals are characterized by high amount of vitrinite and vitrite, while the increased amount of exinite, inertinite and mineral matter and, consequently, trimacerite, durite and carbominerite is noticed in banded dull and dull coals (Mastalerz 1988). In spite of this general regularity, some lithotypes mainly banded, banded dull and dull display a great variability of petrographic composition (Fig. 15–17), which was the basis for distinguishing of a few groups within particular lithotypes (Mastalerz 1988).

### COAL FACIES

Facial diagrams for the Wałbrzych Formation show that a peat-forming environment became more differentiated towards the top of the formation (Fig. 18). The 680 seam comprises only banded bright coal containing more than 90% of vitrinite. The coal represents telmatic forest moor (Fig. 18). However, it is worth mentioning that in other regions of the Wałbrzych Basin this seam is probably of cannel-like character and therefore the results obtained here cannot be regarded as typical of the whole seam. This seam in the profiles studied occurred as a discontinuous horizon of low thickness.

In the 678 seam, almost all banded bright and banded dull and dull ones – limno-telmatic forest moor (Fig. 19). Among banded coal, a variety with increased inertinite content dominates (Mastalerz 1988). Banded dull coal is represented by a variety rich in inertinite, which corresponds to telmatic forest moor. All the dull coal formed in a deeper part of limno-telmatic forest moor. There has not been recorded terrestrial, reed and open moors in this seam (Fig. 19). Gelification index (*GI*) varies from 2.7 to 12 while tissue preservation index (*TPI*) from 3 to 7 (Fig. 20). The indices signifying humidity and input of forest material change considerably between the particular profiles studied (Fig. 21), which indicates changeability of both wetness and forest material input during the deposition of this seam.

The 672 coal seam represents all the coal facies except the terrestrial one (Fig. 18). All banded bright coal was deposited in telmatic forest moor. Banded coal with increased exinite amount repre-

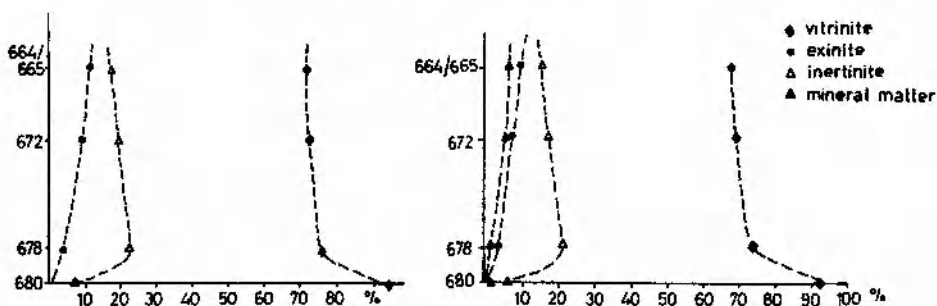


Fig. 11. Mean maceral composition of the seams  
Średni skład macerałów badanych pokładów

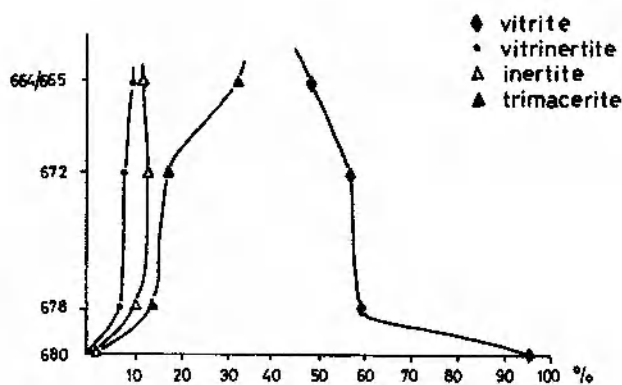


Fig. 12. Mean microlithotype composition of the seams  
Średni skład mikrolitotypów badanych pokładów

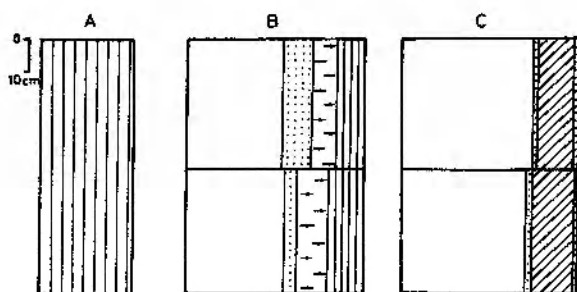


Fig. 13. Petrographic section of the 678 seam (no. 2). For explanation see Fig. 6.  
Profil petrograficzny pokładu 678 (nr 2). Objaśnienia jak na fig. 6.

sents telmatic reed moor, while that enriched in inertinite — telmatic forest moor. Banded dull coal has been noticed sporadically and, in a facial diagram, it is placed in a limno-telmatic or even telmatic zone, because of its high inertinite amount (Fig. 19). Banded dull coal sometimes displays an increased amount of mineral matter and then it is related to limno-telmatic reed moor and open moor. Each of the three profiles studied petrographically shows different facial characteristics, which suggests variable peat-forming conditions. *GI* varies from 1 to more than 20 and *TPI* from 1 to more

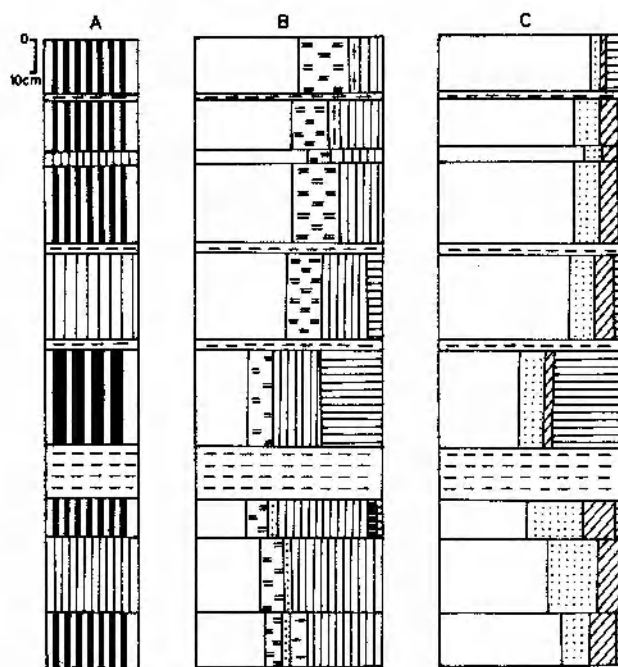


Fig. 14. Petrographic section of the 664/665 seam (no. 5). For explanation see Fig. 6.  
Profil petrograficzny pokładu 664/665 (nr 5). Objaśnienia jak na fig. 6.

than 10, most often being in a range of 1 to 7 (Fig. 20). Two remaining indices are also very variable (Fig. 21).

The 664/665 coal seam, like the 672, represents a wide range of peat-forming facies: from telmatic forest moor to open moor (Fig. 18). Only the forest terrestrial moor has not been recorded. The majority of banded bright and banded coals are related to telmatic forest moor. Banded dull coal represents all the coal facies except the terrestrial and open moors (Fig. 19). The varieties with increased inertinite amount represent a telmatic zone, both forest and reed moors, while those of high mineral matter amount indicate a limno-telmatic zone (Mastalerz 1988). Dull coal was formed in open moor as well as in the limno-telmatic one, both reed and

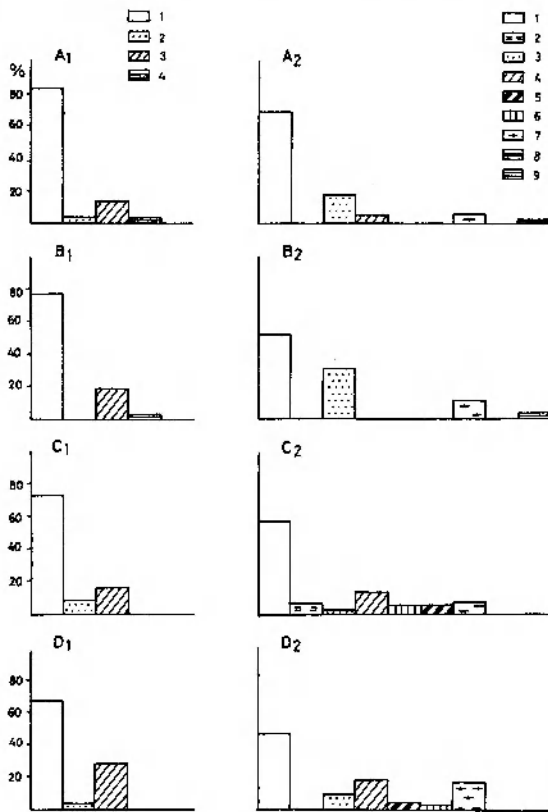


Fig. 15. Maceral ( $A_1-D_1$ ) and microlithotype ( $A_2-D_2$ ) composition of lithotypes.  $A$  – banded bright,  $B-D$  – banded coal:  $B$  – group without exinite,  $C$  – group enriched in exinite,  $D$  – group enriched in intertinite. Macerals: 1 – vitrinite; 2 – exinite; 3 – inertinite; 4 – mineral matter. Microlithotypes: 1 – vitrite; 2 – clarite; 3 – vitrinertite; 4 – duroclarite; 5 – clarodurite; 6 – vitrinertoliptite; 7 – inertite; 8 – durite; 9 – carbominerite

Skład macerałów ( $A_1-D_1$ ) i mikrolitotypów ( $A_2-D_2$ ) litotypów.  $A$  – pasemkowy błyszczący,  $B-D$  – pasemkowy:  $B$  – grupa bezegzynitowa,  $C$  – grupa wzbogacona w egzynit,  $D$  – grupa wzbogacona w inertynit. Macerały: 1 – wityryt; 2 – egzynit; 3 – inertynit; 4 – substancja mineralna. Mikrolitotypy: 1 – wityryt; 2 – klaryt; 3 – wityryneryt; 4 – duroklaryt; 5 – klaroduryt; 6 – wityryneroliptyt; 7 – inertyt; 8 – duryt; 9 – karbomineryt

forest.  $GI$  is in order of 0.7 to almost 100; frequently from 1 to 20 (Fig. 20).  $TPI$  varies from 0.7 to 9. The indices which signify wetness and forest material input are very changeable in the profiles studied (Fig. 21), which confirms a very differentiated peat-forming environment.

Most coal of the Wałbrzych Formation represents telmatic forest moor. Reed plants played the dominant role in seam formation much less frequently. Limno-telmatic forest moor and open moors were also widely represented. Sporadically there appeared conditions favouring reed vegetation in a limno-telmatic zone. The terrestrial zone has not been recorded at all. In fact, the coal representing a terrestrial zone is present in the material studied

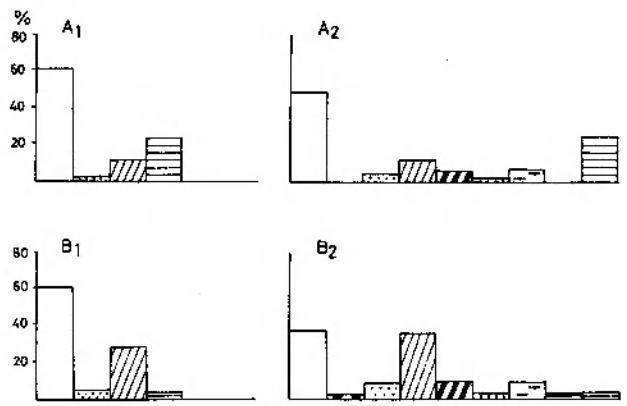


Fig. 16. Maceral ( $A_1-B_1$ ) and microlithotype ( $A_2-B_2$ ) composition of banded dull coal.  $A$  – group enriched in mineral matter;  $B$  – group enriched in intertinite

Skład macerałów ( $A_1-B_1$ ) i mikrolitotypów ( $A_2-B_2$ ) węgla pasemkowego matowego.  $A$  – grupa wzbogacona w substancję mineralną;  $B$  – grupa wzbogacona w inertynit

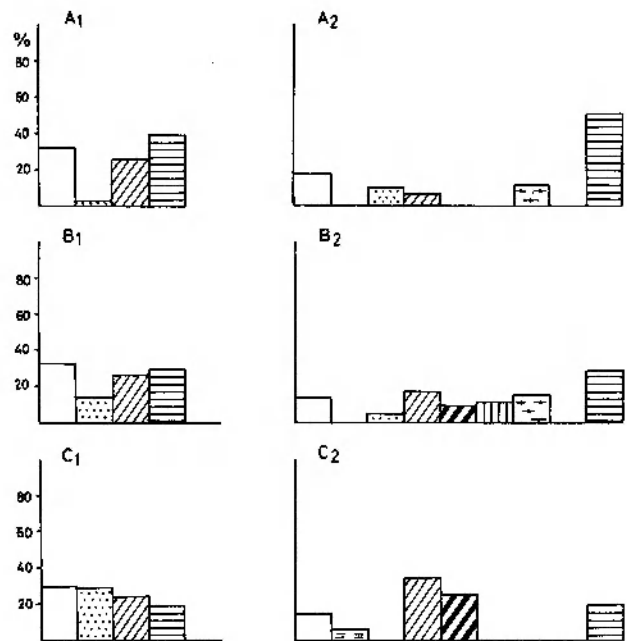


Fig. 17. Maceral ( $A_1-C_1$ ) and microlithotype ( $A_2-C_2$ ) composition of coal.  $A$  – group enriched in mineral matter;  $B$  – group enriched in exinite and mineral matter;  $C$  – group with high amount of exinite

Skład macerałów ( $A_1-C_1$ ) i mikrolitotypów ( $A_2-C_2$ ) węgla pasemkowego matowego.  $A$  – grupa wzbogacona w substancję mineralną;  $B$  – grupa wzbogacona w egzynit i substancję mineralną;  $C$  – grupa o wysokiej zawartości egzynitu

but it occurs as thin, discontinuous microlayers and, therefore, has not been recorded in microlithotype composition.  $GI$  in the seams varies considerably and most often ranges from 2 to 15, while tissue preservation index usually equals 1 to 6 and only exceptionally it is lower than 1. The high wetness index accompanied by high index of forest

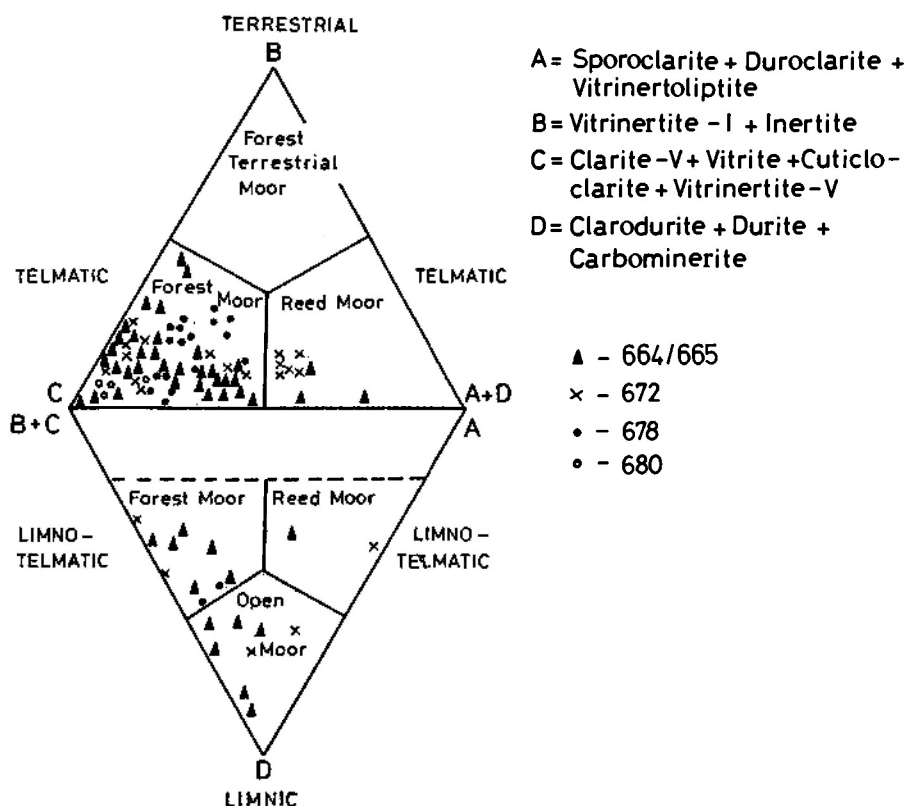


Fig. 18. Facies diagram of the seams  
Diagram facjalny badanych pokladów

material input is worth noticing in this formation.

The seams of the lower part of the Wałbrzych Formation (680, 678) represent relatively uniform facial conditions; they were formed in telmatic (680) and limno-telmatic forest moors (678). All facial indicators do not show large dispersions. In

contrast, the 672 and 664/665 seams were deposited in much more variable conditions. They represent all coal facies except the terrestrial one and they are typified by highly variable facial parameters such as *GI*, *TPI* etc.

## LITHOFACIAL CHARACTERISTICS OF CLASTIC SEDIMENTS

### CLASTICS UNDERLYING THE SEAMS

Comparison of the maps of the amount of coarse-grained clastics below the seams (Fig. 22) has revealed that within the Wałbrzych Formation distribution of the zones dominated by coarse clastics is relatively constant. However, there is slight difference between the lower part of the formation, under the 672 seam (Fig. 22A) and probably 669 (detailed facies distribution under this seam is not known because of insufficient number of data) in the upper part. In the lower part there is meandering course of a sandstone belt with the main zone oriented E–W. Under younger seams there is a distinct,

straight sandstone belt of NE orientation (Fig. 22B, C, D).

Thickness of the clastic intervals below the seams in the lower part of the formation is also different from that in the upper part. Under the 678, 672 and 669 seams the highest thickness is noticed in the eastern part of the study area (Fig. 23A, B), while in the central and SW parts, the interval thickness is the lowest. In the upper part of the succession the highest thickness is observed in the central part of the study area, which corresponds to a high sandstone content under the seams (Fig. 22C, D).

In the case of the 678 seam, a pre-peat environment was uniform lithofacially (Fig. 24A); under the

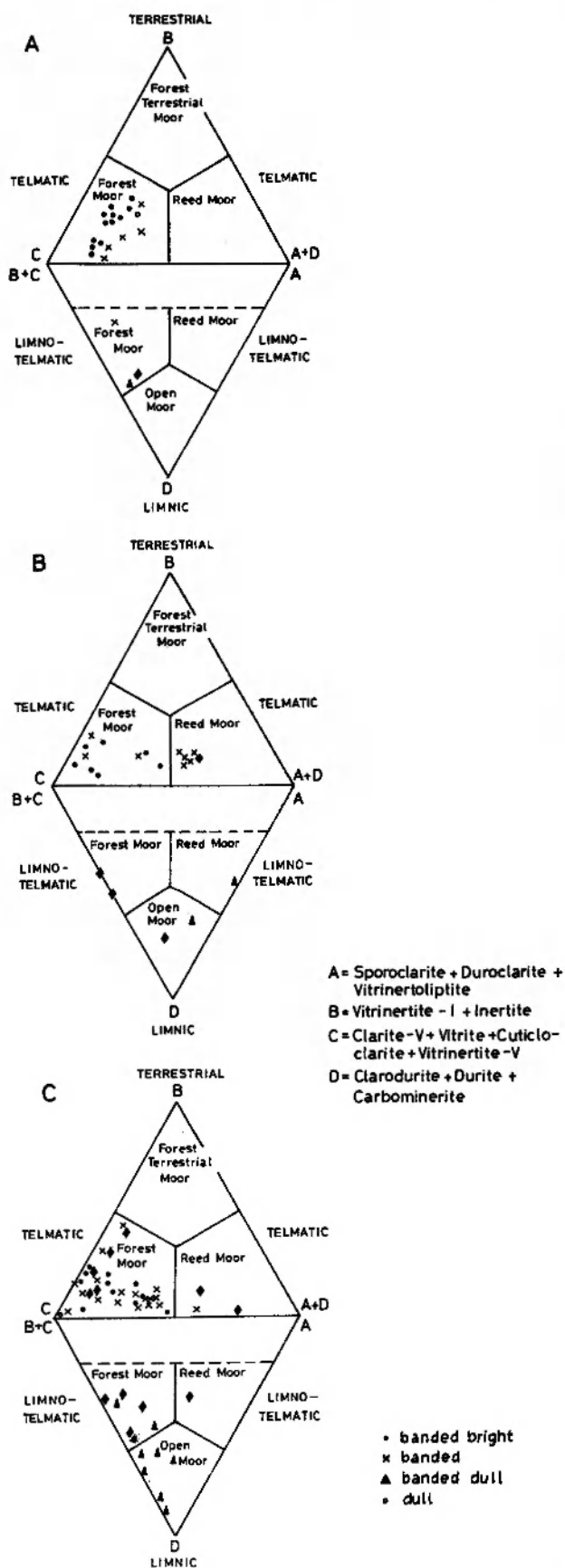


Fig. 19. Facies diagram of the seams with reference to lithotypes. A, B, C

Diagram facjalny pokładów z uwzględnieniem litotypów.

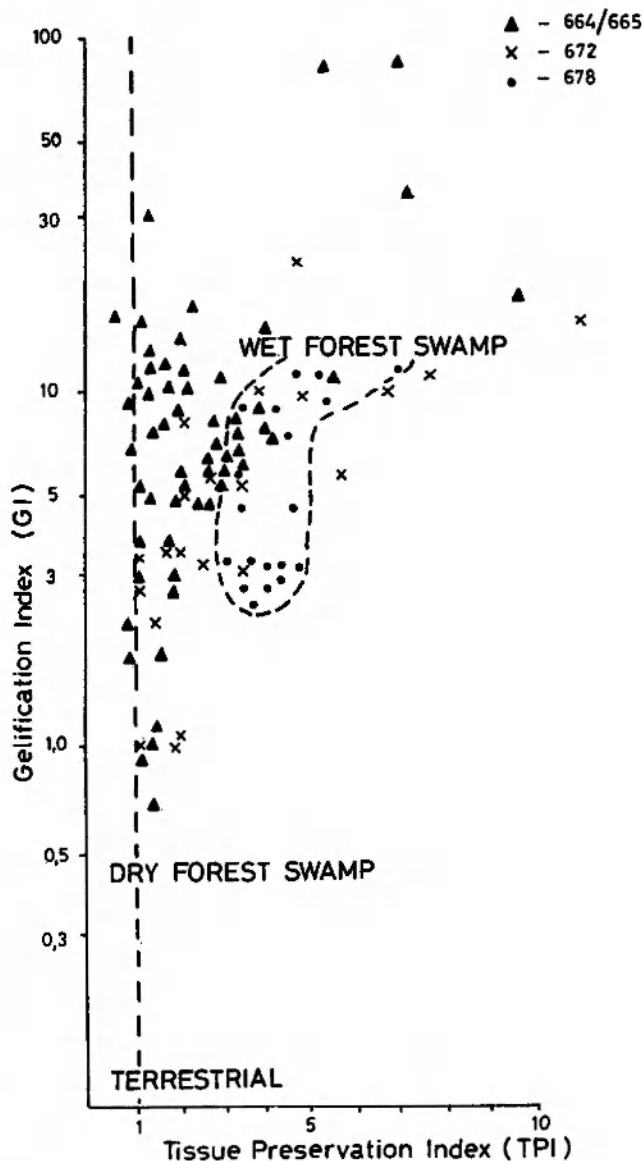


Fig. 20. GI/TPI relationship of the seams  
Relacje GI/TPI w badanych pokładach

seam fine-grained sediments cover almost the whole study area while sandstones are found sporadically. An environment was more differentiated lithofacially at the time when the deposition of the 672 seam started (Fig. 24B). Sandstones and sandy shales are frequent; the geometry of their bodies suggests fluvial channels. A distinct sandstone belt of E-S orientation occurs under the 664/665 seam (Fig. 24C). This belt constituted probably a relatively large channel before peat deposition. In the topmost part of the formation (Fig. 24D) fine-grained sediments prevail under the seams, while coarse-grained clastics appear sporadically as small, isolated bodies.

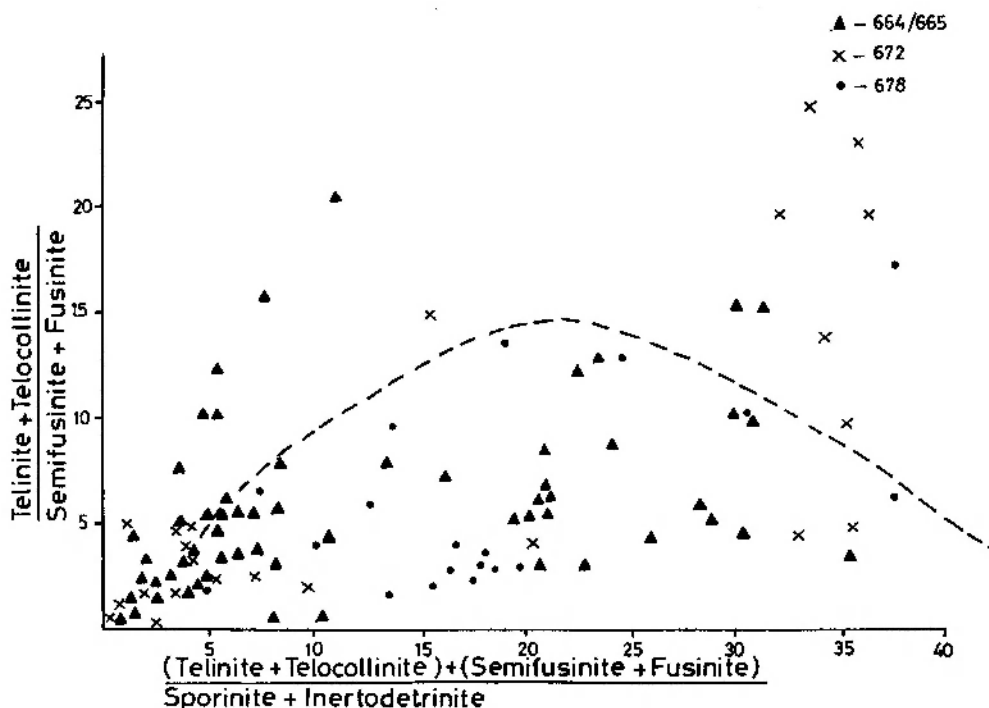


Fig. 21. Relationship between indices signifying wetness and forest material input in the seams  
Wskaźniki określające wilgotność i udział materiału drzewnego w badanych pokładach

#### IN-SEAM CLASTICS

In the coal seams studied five types of clastic partings have been distinguished: carbonaceous claystones, siltstones, tonsteins, siderites and conglomerates.

Carbonaceous claystones are of restricted lateral extent and form lenses up to 40 cm in thickness. They pass into coal or mudstones both laterally and vertically. Their bottom contacts are abrupt while the top ones are usually gradational. On a microscopic scale parallel lamination, marked by numerous coal lenses is visible (PL. VIII, 1). Carbonaceous claystones are composed mainly of clay minerals. Quartz is subordinate and scattered irregularly in clay matrix. Their megascopic and microscopic features indicate a calm, low energetic sedimentary environment, probably in local morphological depressions. Pirofusinite layers observed sometimes directly below claystones may suggest sedimentation in fire splays (Staub, Cohen 1978; Kravits, Crelling 1981; Taylor 1981).

Siltstones and silty shales are typified by relatively large lateral extent and uniform thickness, reaching a few tens of centimetres. They show parallel lamination, marked sometimes by the increase in grain size in the middle parts of layers. Their contacts are abrupt. Rounded quartz grains, clay minerals and sporadic coal clasts are observed

under microscope. Sometimes there occurs a very fine-grained variety composed of clay minerals and coal clasts (PL IX, 1). Then quartz grains are absent. Structural and textural features of these sediments suggest their connection with fluvial channels; they can represent flood plain or crevasse splay sediments (Taylor 1981).

Tonsteins form grey-brown layers a few centimeters thick. They have been found in the 675, 672, 664/665 and 662 seams (Lipiarski 1985). They are composed mainly of kaolinite (Fig. 25). Feldspars are often affected by kaolinitization processes. Pirogenic, angular quartz grains are also found in some tonsteins. Organic matter is highly decayed and seems to be destroyed by microorganisms. Tonsteins of all the seams studied are typified by crystalline and gel-grain structure (PL. VIII, 2, 3, PL. IX, 2, 3) but they differ from each other by a degree of the development of these structures as well as by the proportion of the amount of crystals and gel-grains of clay minerals and feldspars to the dense, uniformly polarized kaolinitic groundmass. It is commonly accepted that tonsteins are related to volcanic activity, particularly to ash falls (Spears 1970; Bohor *et al.* 1976; Spears, Kanaris-Sotiriou 1979; Povear *et al.* 1980; Ryer, Langer 1980; Bohor, Triplehorn 1981; Yi-Ping Zhou 1982; Addison *et al.* 1983).

A parting composed of siderite has been found

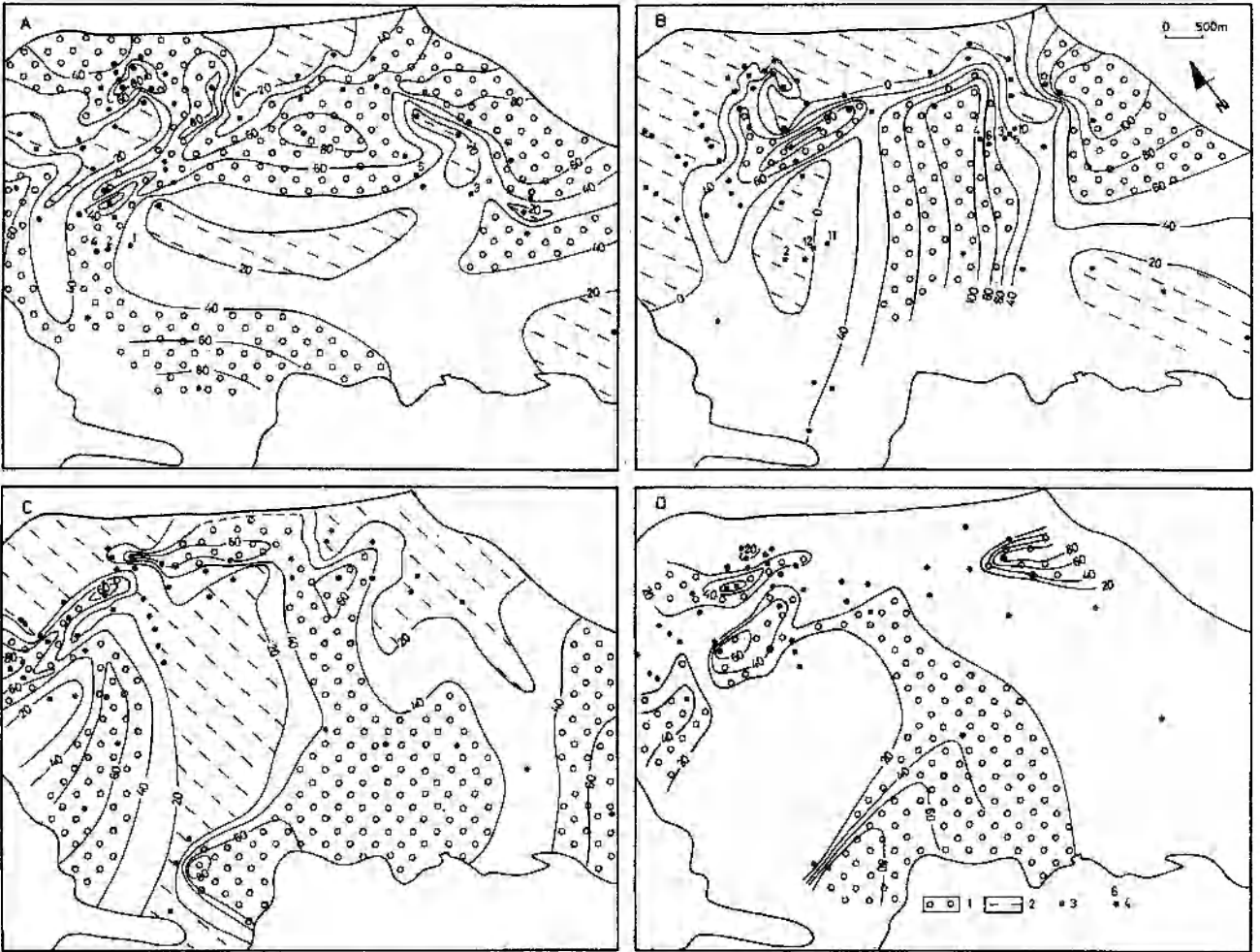


Fig. 22. Amount of coarse-grained sediments (%) within clastic intervals below the seams. A – 672; B – 664/665; C – 662; D – 661. 1 – areas of the highest amount; 2 – areas of the lowest amount; 3 – location of data; 4 – location of petrographic sections

Udział osadów gruboziarnistych (%) w interwałach klastycznych pod pokładami. A – 672; B – 664/665; C – 662; D – 661. 1 – najwyższe wartości; 2 – najniższe wartości; 3 – dane; 4 – lokalizacja profili petrograficznych

only in the 664/665 seam (Fig. 26). It occurs as a brownish discontinuous horizon of about 1 cm in thickness. Its presence suggests reduction conditions (Bustin *et al.* 1983) and probably neutral character of the environment (Cecil *et al.* 1981, 1982).

Conglomerates usually constitute a part of thick partings and display sedimentological features typical of in-channel deposits. Their occurrence indicates that in the study area channel avulsion took place during deposition of peat layers.

Thickness of clastic partings and their distribution in the seams of the Wałbrzych Formation varies to a relatively great extent (Fig. 27). In the 678 seam clastic partings occur sporadically. They have been found only in a few places as thin lenses of carbonaceous claystones. The 672 and 669 seams comprise thick, often above 1 m partings. Their thickness and distribution (Fig. 27A) suggest that

partly they represent flood plain or crevasse splay deposits related to fluvial channels outside the study area. The 664/665 seam shows different pattern of clastic partings (Fig. 27B, C). The highest thickness is recorded in NE and S parts of the study area, where the seam is split into two benches. Detrital material was also transported from outside of the study area, however, at places there appeared channel avulsion to the swamp, as inferred from the presence of coarse-grained sediments within the partings. There is no relationship between the number of partings and their thickness in the seam (Mastalerz 1988). In the younger seams such thick partings no longer occur (Fig. 27D) and in the 661 and 655 seams clastic partings are almost absent.

The NE part of the study area favoured clastic material input during the deposition of all the



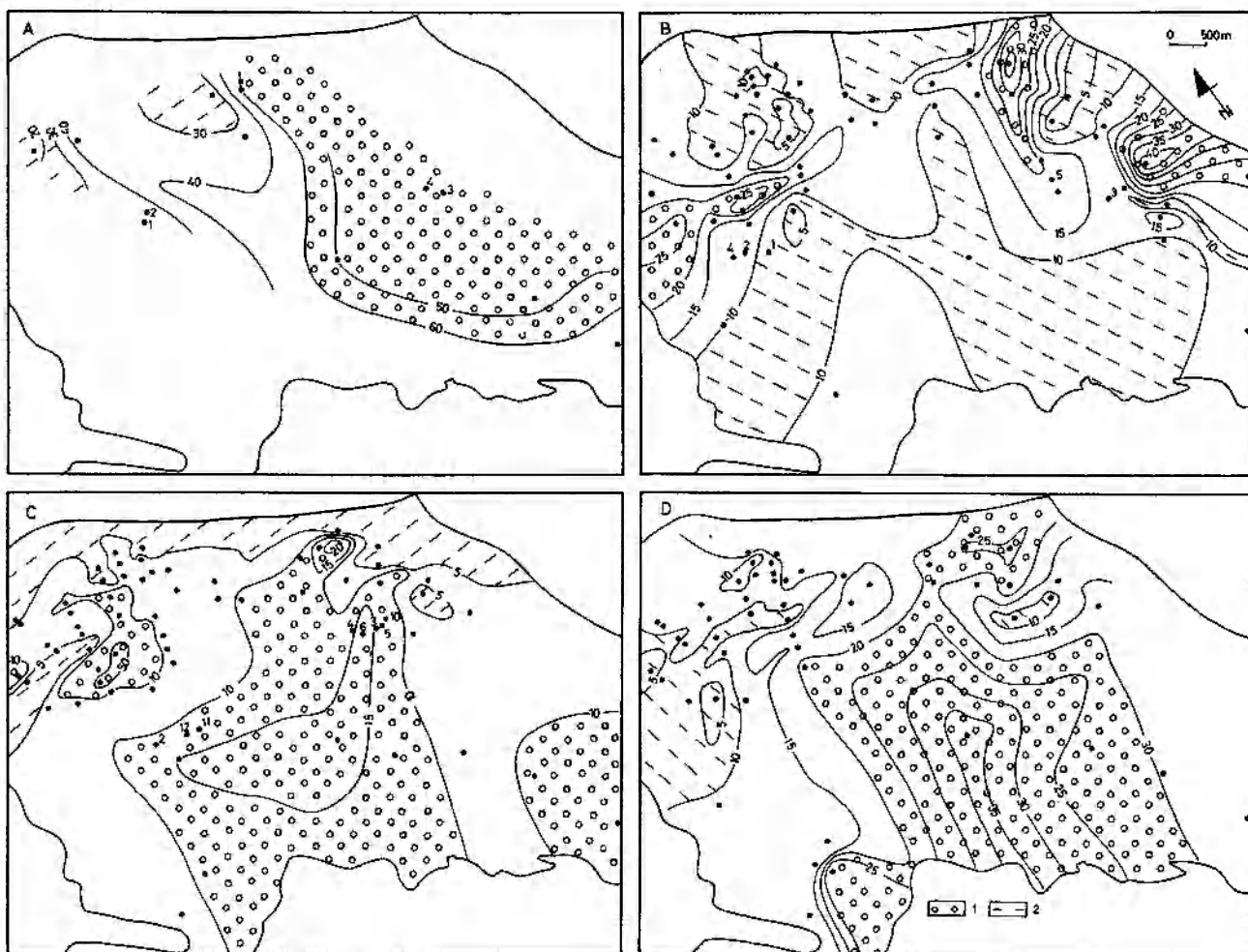


Fig. 23. Thickness of clastic intervals below the seams (in m). A – 678; B – 672; C – 664/665; D – 662; 1 – areas of the highest thickness; 2 – areas of the lowest thickness

Miąższość interwałów klastycznych pod pokładami (w m). A – 678; B – 672; C – 664/665; 1 – najwyższe wartości; 2 – najniższe wartości

seams studied. Thick partings are likely to be a result of channel avulsion to a peat-bog as well as crevasse processes. Such processes can result from the rapid increase in a subsidence rate, which, in turn, can be connected with synsedimentary tectonic activity (Weisenfluh, Ferm 1984; Fielding 1984, 1986; Broadhurst, France 1986). Thin clastic lenses deposited in local depressions of compaction or fire origin, while tonsteins signify the episodes of volcanic activity and they are the product of reworking of tuff material.

#### CLASTICS OVERLYING THE SEAMS

Above the 678 seam sandstones and conglomerates dominate. Only the belt of E–W orientation is of fine-grained character (Fig. 28A). The sandstone-conglomerate sequence above the seam is thick and always approaches 100% of the thickness

of a 20 m profile above the seam. The 672 and 669 seams are covered both with fine and coarse-grained sediments. Coarse clastics form distinct zones and their geometry suggests distributary channels (Fig. 28B). These channels were probably active for a long time; similar facies distribution occurs at least in a 20 m interval above the seam (Mastalerz 1988).

The 664/665 seam is topped by sandstones and conglomerates in the southern part of the study area, while in the northern part it is overlain chiefly by fine-grained sediments (Fig. 28C). Coarse clastic zones must have been very mobile after the termination of the seam deposition. In the topmost part of the Wałbrzych Formation fine-grained sediments prevail above the seams. Above the 662 seam sandstones occur only as small, isolated bodies (Fig. 28D), while above the 661 seam mudstones predominate, however, sandstones and silty shales tend to form narrow zones.

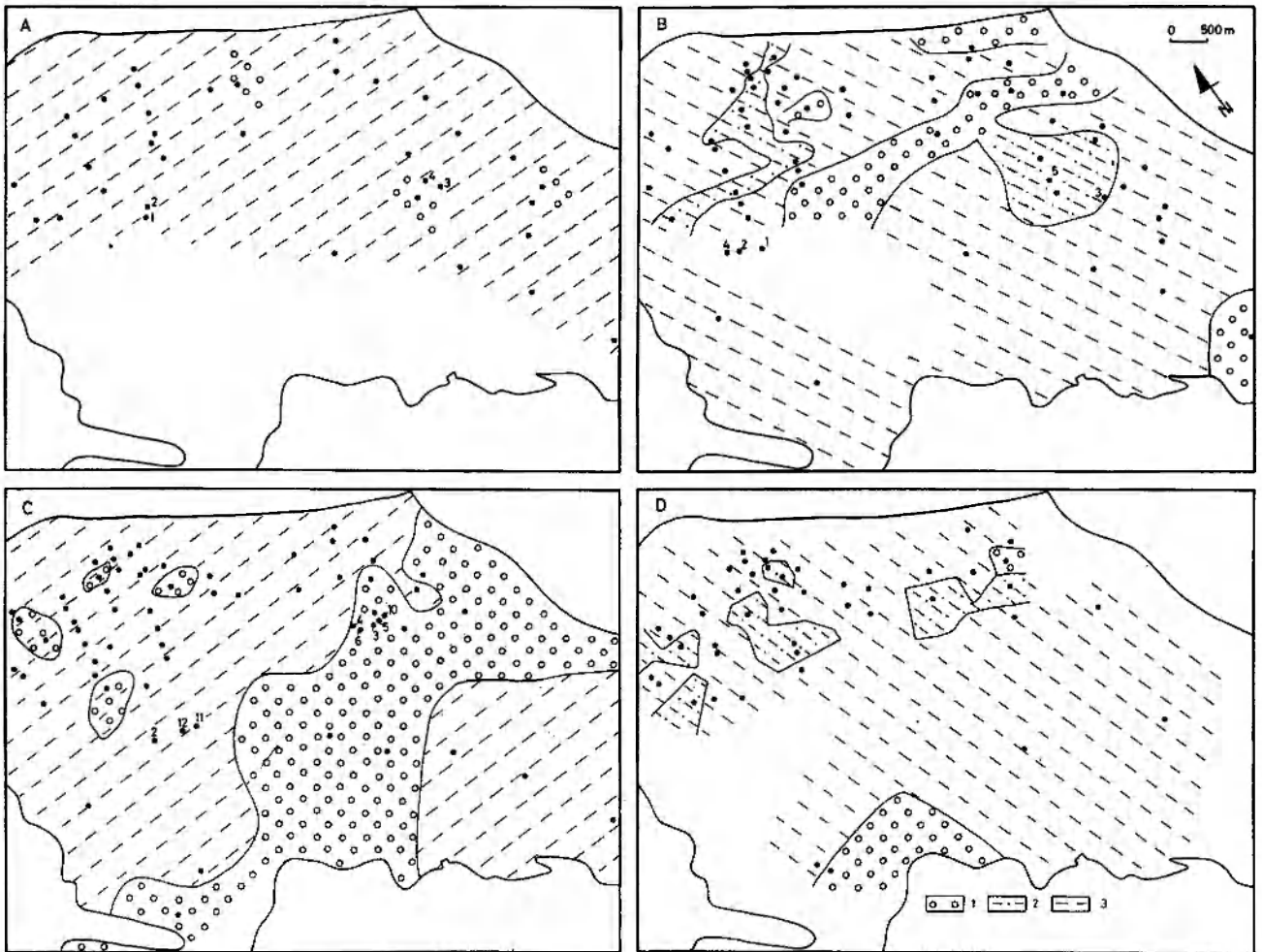


Fig. 24. Lithofacies preceding peat deposition. A - 678; B - 672; C - 664/665; D - 662; 1 conglomerates + sandstones; 2 - siltstones + silty shales; 3 - mudstones

Litofacje poprzedzające deponycję torfową A - 678; B - 672; C - 664/665; D - 662; 1 - piaskowce + zlepierce; 2 - łupki piaszczyste; 3 - mułowce

Present facies distribution does not necessarily reflect the character of the distribution directly after the termination of the coal seam deposition. This refers particularly to sandstone/conglomerate lithofacies (McCabe 1984); in-channel environment may have removed fine-grained sediments and even peat layers.

#### RELATIONSHIP BETWEEN CLASTIC SEDIMENTATION AND PEAT DEPOSITION

The interaction between peat coal deposition and clastic sedimentation was considered in terms of the following relationships:

- thickness of a clastic interval below a seam, sandstone content in this interval and seam thickness,
- sandstone content in a clastic interval below a seam, and thickness and a number of clastic partings within a seam,

- roof and bottom lithology and seam thickness,

- distribution of sandstone zones below a seam, pre-peat topography and coal petrology as well as thickness and type of clastic partings. Some of these relationships in the Wałbrzych Formation were mentioned earlier (K. Mastalerz, M. Mastalerz 1984). The thickness of the seams studied is presented in Fig. 29.

The best correlation between thickness of an underlying interval and sandstone content in it has been noticed for the 669 seam, where the increase in sandstone content is strongly associated with the increase in interval thickness. This may suggest that the present thickness of the interval was controlled to the great extent by compaction (Weller 1959; Fielding 1984). For the 672, 664/665, 662 and 661 seams this relationship is hardly noticeable, which suggests that the area inhabited by peat-forming plants was of variable stability. This prevent-

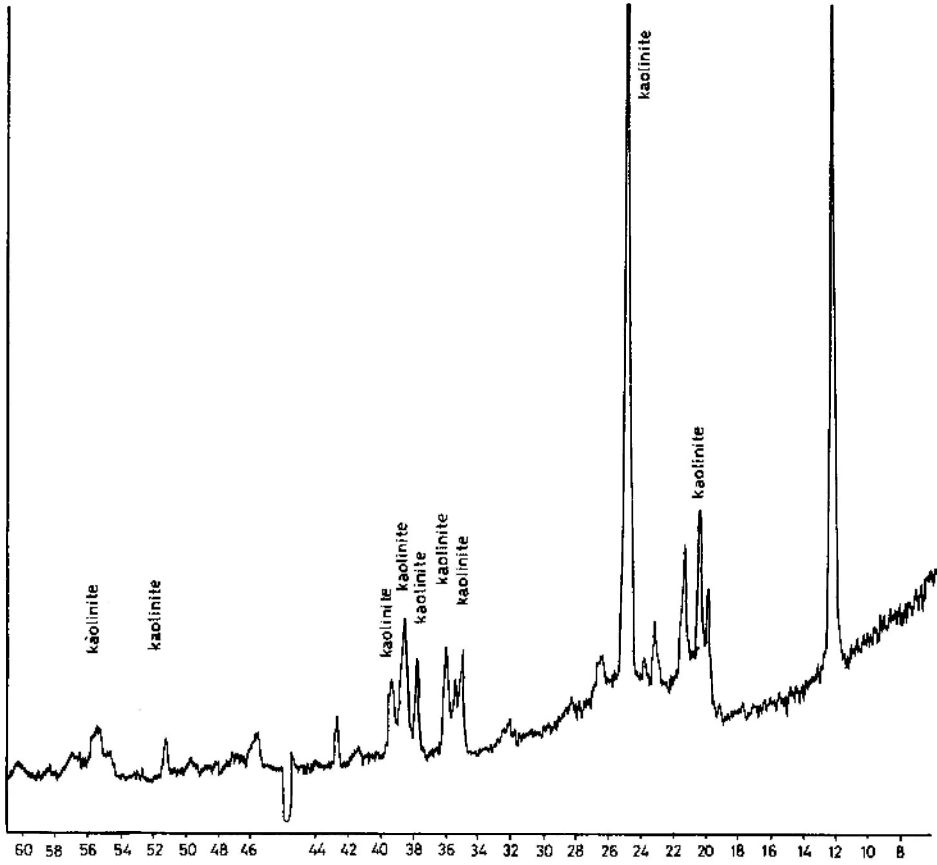


Fig. 25. X-ray diffraction pattern of tonstein from the 664/665 seam  
 Rentgenogram tonsztajnu z pokładu 664/665

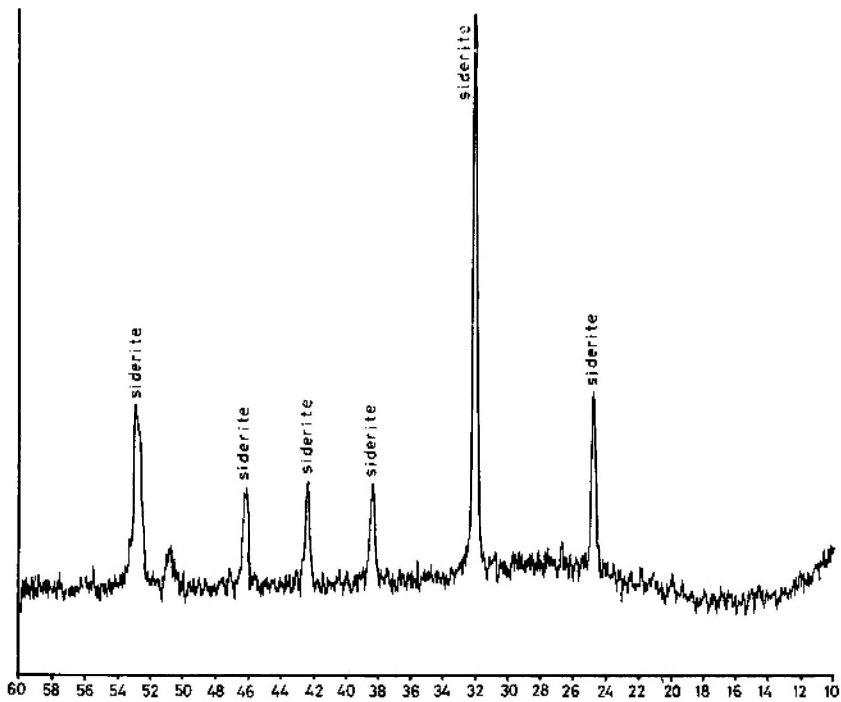
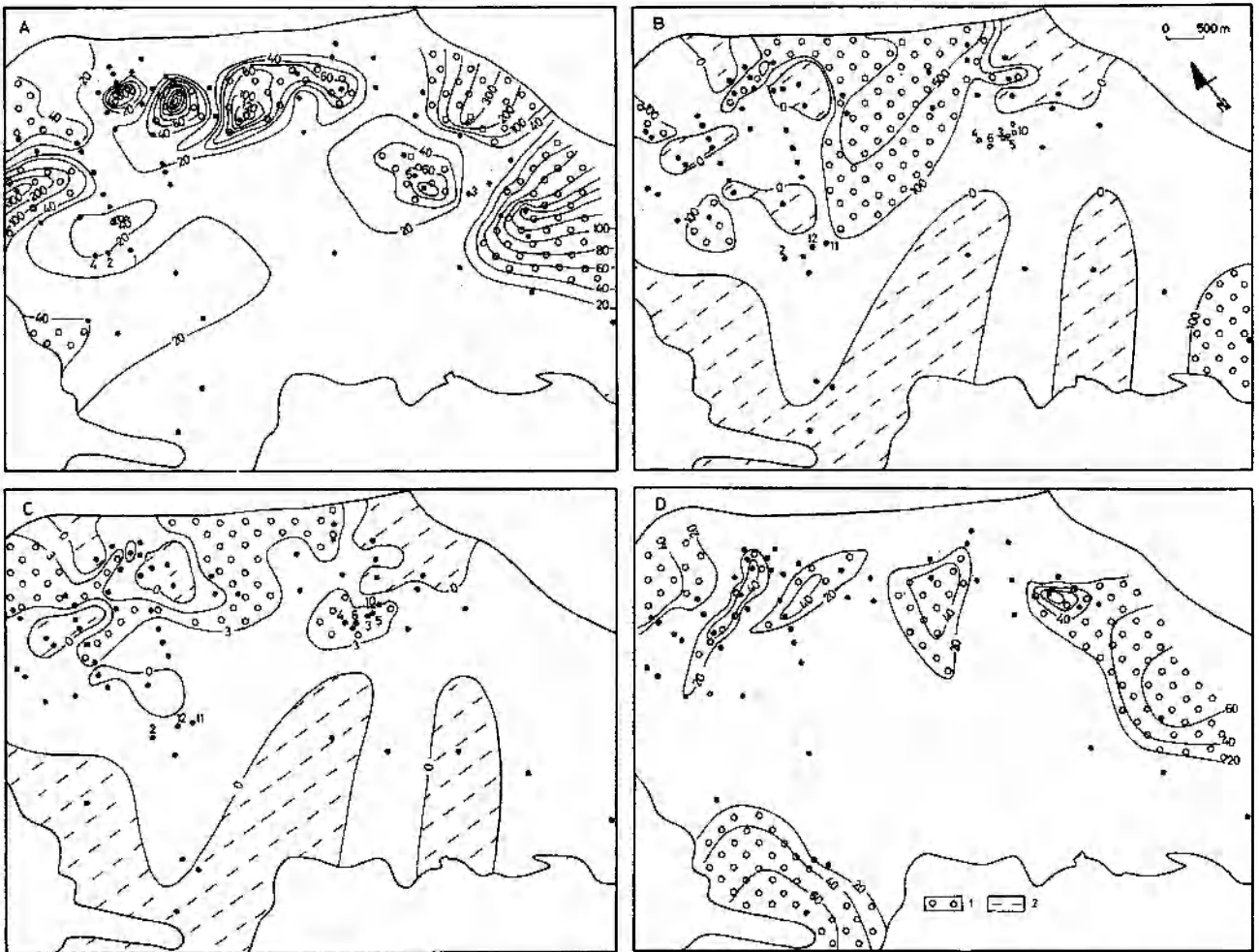


Fig. 26. X-ray diffraction pattern of the siderite parting from the 664/665 seam  
 Rentgenogram przerostu syderytowego z pokładu 664/665



**Fig. 27.** Thickness of clastic partings in the seams. *A* – 672; *B* – 664/665; *C* – 664/665 – number of clastic partings; *D* – 662.  
 1 – areas of highest thickness; 2 – areas of the lowest thickness

Miąższość przewarstwień klastycznych w pokładach. *A* – 672; *B* – 664/665; *C* – 664/665 – liczba przewarstwień; *D* – 662.  
 1 – najwyższe wartości; 2 – najniższe wartości

ed the development of marked correlations for the study area as a whole, although for some subareas this correlation is distinct.

There is a distinct relationship between sandstone content in the clastic interval and thickness of the seam overlying this interval. For the 672 and 662 seams the increase in sandstone content is accompanied by the increase in seam thickness (Fig. 30). This suggests that abandoned channels were very favourable to peat deposition. That these channels were not active during peat deposition is also inferred from the lack of clastic partings in the seams, just above these channel zones. Consequently some hiatus must have appeared between clastic and peat deposition. In the 672 seam there are also cases when very low sandstone content is associated with high seam thickness, which suggests that at the time of peat deposition there existed rapidly

subsiding regions distant from channel zones. In contrast, in the 669 seam the increase in sandstone content is accompanied by the decrease in seam thickness. This, in turn, suggests that peat-forming plant community favoured overbank areas which constituted probably depressions when peat deposition started. There is no relationship for the 661 seam, where the zones of high sandstone content are very rare and could not have had significant impact on seam geometry. The relationship for the 664/665 seam is also unclear. It is likely that before peat deposition it was a very unstable area, which made it difficult to develop any tendencies for the study area as a whole.

There is a distinct correlation between a number and thickness of clastic partings and coarse-grained sediment content below respective seams (Fig. 30). Channel zones were not favourable to

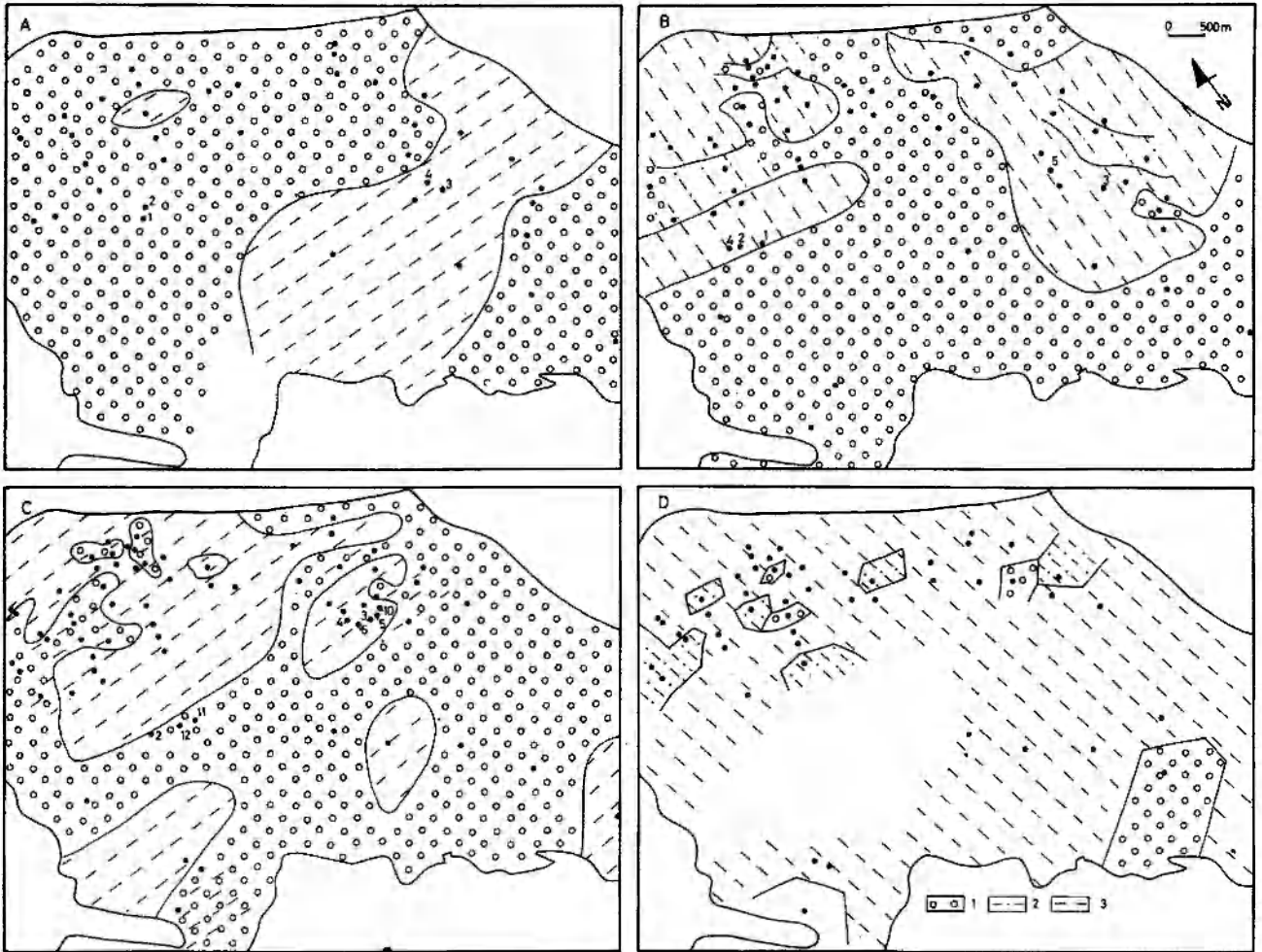


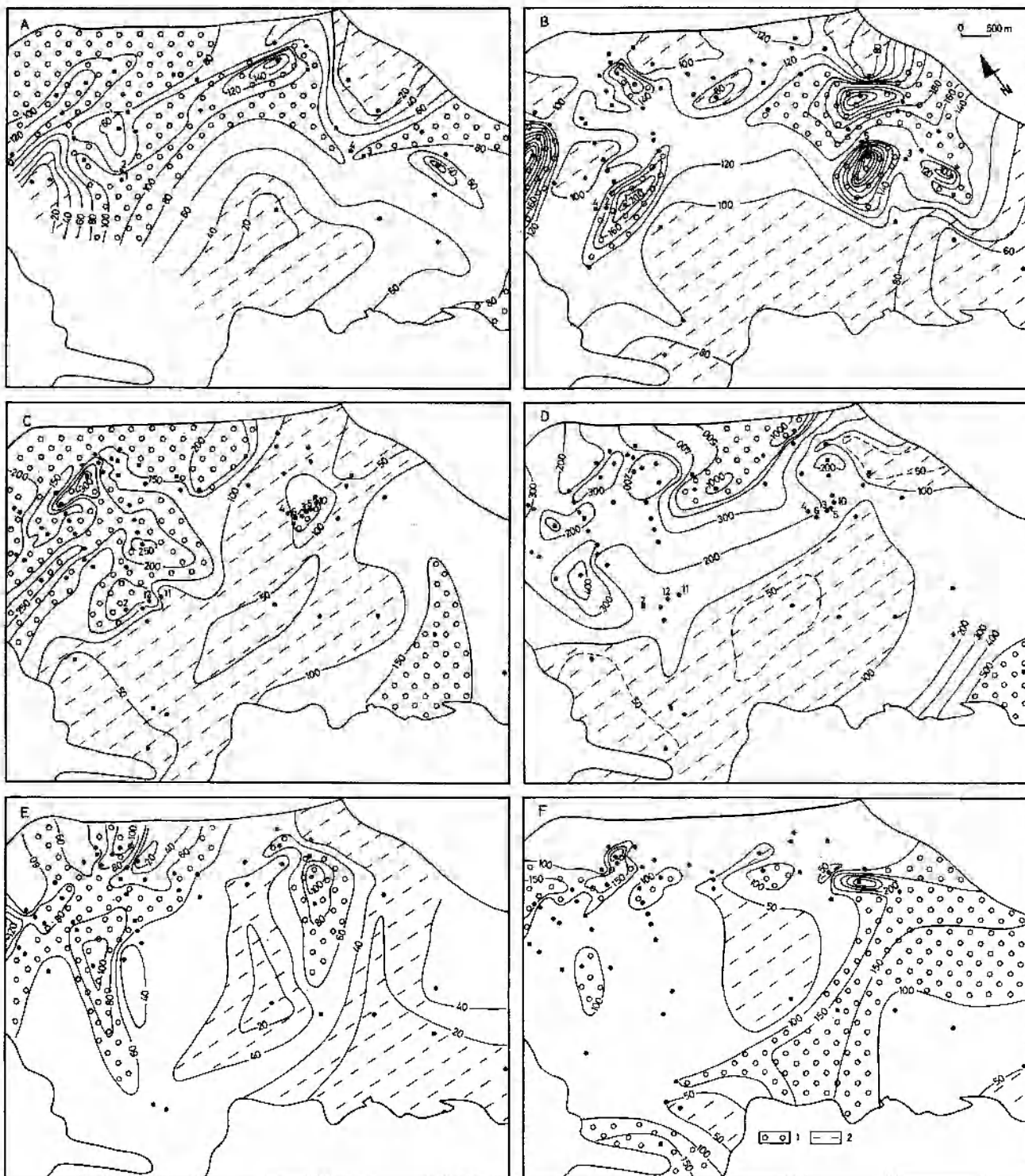
Fig. 28. Lithofacies following peat deposition. A - 678; B - 672; C - 664/665; D - 662; 1 - conglomerates + sandstones; 2 - siltstones + silty shales; 3 - mudstones

Litofacje stwierdzone w stropie pokładów. A - 678; B - 672; C - 664/665; D - 662; 1 - piaskowce + zlepnie; 2 - łupki piaszczyste; 3 - mułowce

the formation of clastic partings. They were typified by high stability because of a low rate of compaction and because of the fact that these zones, often morphologically elevated, were not accessible to clastic material input. In contrast, in the cases when distributary channels were temporarily active at the time of peat deposition, e.g. 664/665 seam, a number and thickness of clastic partings increases towards channel zones.

The seams reach their highest thickness above fine-grained sediments (Fig. 31), which suggests that it was an environment of fine-grained sediments which favoured peat deposition, because it guaranteed relatively constant humidity, useful for the deposition and preservation of peat. At places, lower seam thickness is noticed under coarse-grained sediments. This, in turn, can indicate the influence of erosive scouring on seam thickness.

A subenvironment preceding peat deposition strongly influenced coal type. In the proximity of active channels the coal is typified by a high amount of vitrinite, which signifies high amount of woody material input. Such a coal represents telmatic forest moor. High stability of channel zones and frequent invasions of clastics prevented developing regular petrographic sequences in seam profiles. Overbank zones, often morphologically undulated at the time when peat deposition started, were characterized by a high but uniform subsidence rate and favoured the deposition of thick peat layers (Cohen 1973; Kosters 1983). As a result, thick coal seams with a well marked tendency of decreasing-upward amount of vitrinite developed in such zones. Here components, of which precursors were reed plant community, play a considerable role in the composition of the coal seams.



**Fig. 29.** Thickness of the seams. *A* – 678; *B* – 672; *C* – 664/665 (without clastic partings); *D* – 664/665, including clastic partings; *E* – 662; *F* – 661; 1 – areas of the highest thickness; 2 – areas of the lowest thickness

Miąszość pokładów. *A* – 678; *B* – 672; *C* – 664/665 (bez przerostów); *D* – 664/665 z przerostami; *E* – 662; *F* – 661.  
1 – najwyższe wartości; 2 – najniższe wartości

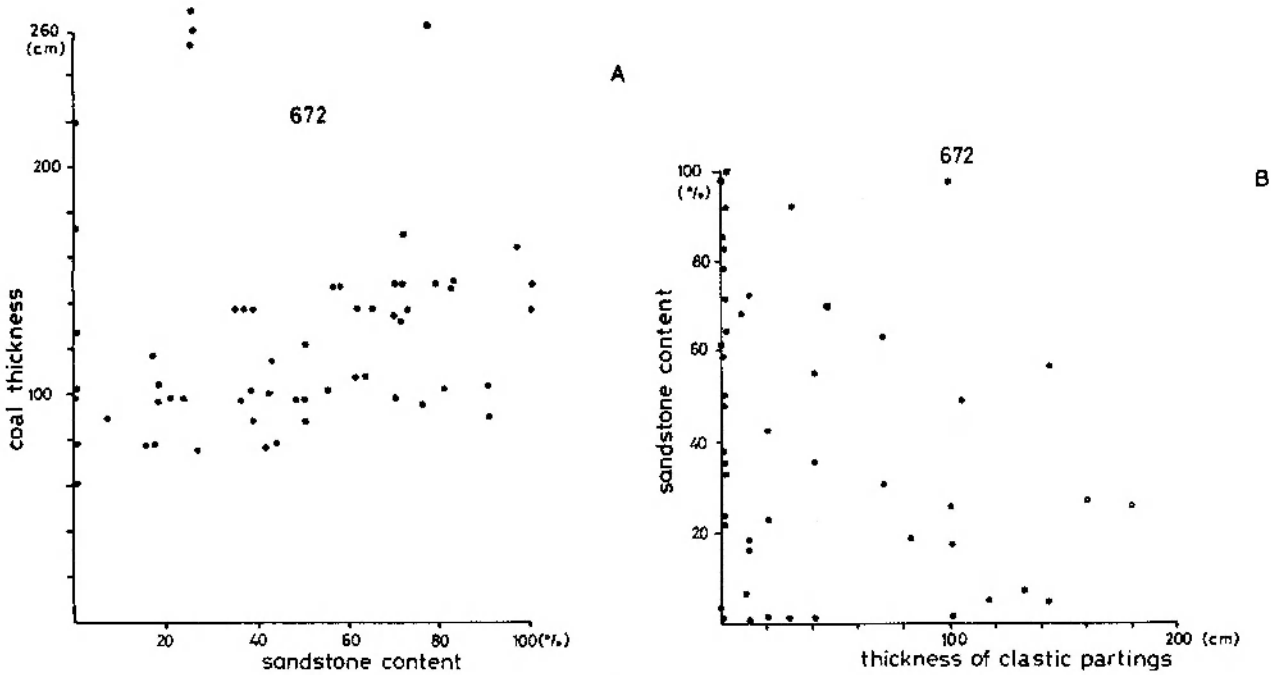


Fig. 30. Selected relationships, the 672 seam  
Wybrane zależności, pokład 672

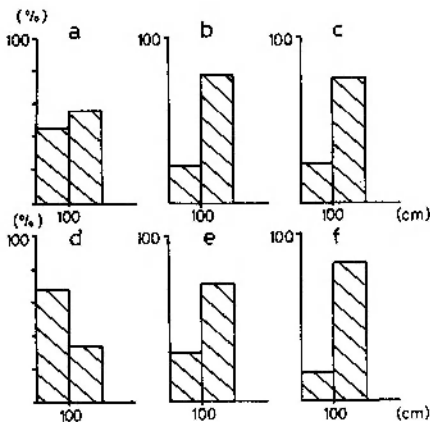


Fig. 31. Histograms of seam thickness with reference to roof/floor lithology. *a* – under sandstones; *b* – under siltstones; *c* – under mudstones; *d* – above sandstones; *e* – above siltstones; *f* – above mudstones  
Histogramy miąższości pokładów w odniesieniu do litologii skał stropowych i spągowych. *a* – pod mułowcami; *b* – pod łupkami ilastymi; *c* – pod mułowcami; *d* – nad piaskowcami; *e* – nad łupkami ilastymi; *f* – nad mułowcami

### COMMENCING AND TERMINATION OF THE COAL SEAMS

In some seams of the Wałbrzych Formation there is strong evidence of their diachronous character. In the 675, 672 and 664/665 seams there are tonstein layers persistent laterally which represent time horizons. On the basis of their position in coal seams it is possible to determine in which regions peat deposition started and in which direction it expanded. Figure 32 depicts cross-sections of the 672 and 664/665 seams with reference to the time horizon represented by tonstein layers.

In the 664/665 seam peat deposition commen-

ced in the low-lying areas are located to the east and to the west from the sandstone belt (Fig. 32A), while the channels zones became a site of peat deposition much later. Assuming the reduction of volume during transformation from peat into bituminous coal for 1:7 (Anderson, Muller 1975; Spackman *et al.* 1976; Frasier *et al.* 1978; Klein, Dupre 1980; Ryer, Langer 1980; Barber 1981; Styan, Bustin 1983a, b; White 1986; Winton 1986) and a rate of peat deposition for 1 mm per year one can assess that the time difference between the commence-

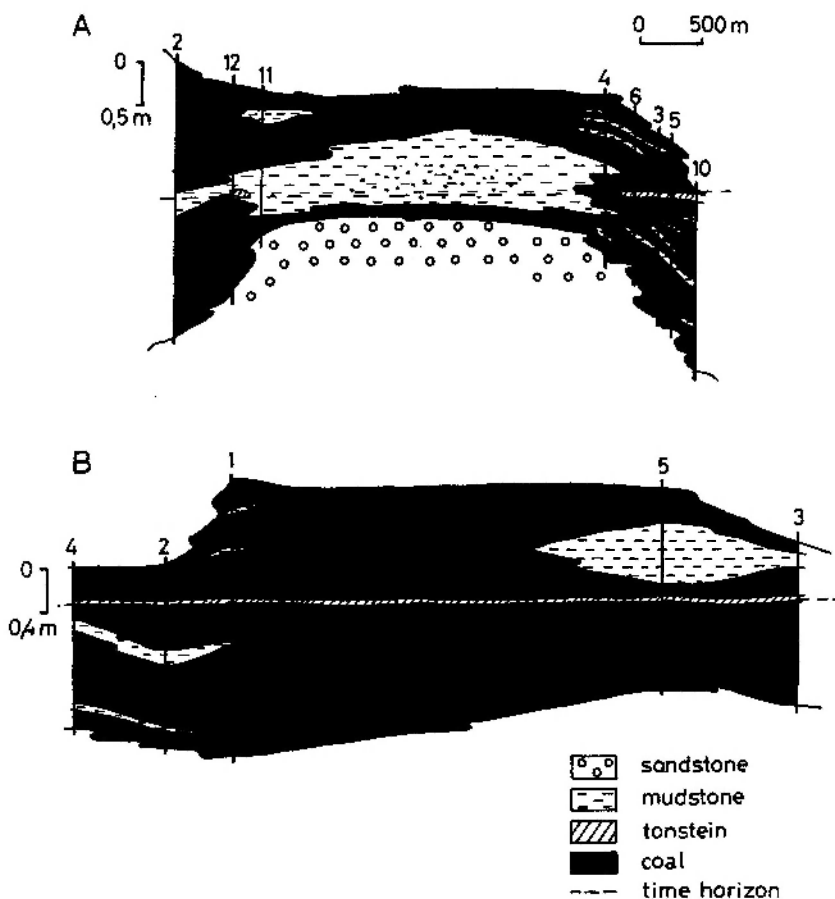


Fig. 32. Cross-sections of the seams studied. A — 664/665; B — 672

Przekroje poprzeczne pokładów A — 664/665; B — 672

ment of peat deposition in channel zones and that in overbank ones is in a range of 10 000 years (neglecting the difference in a rate of deposition of particular lithotypes). Similar situation is noticed for the termination of peat growth. When in the profile no. 10 peat deposition ended (Fig. 32A), in the profiles no. 2, 11, 12 peat deposited for the next few thousand years. In the profiles no. 5 and 10 there are fine-grained sediments, thus, removal of the topmost part of the seam by erosion is unlikely. Similar phenomena are also observed in the 672 seam (Fig. 32B). From the moment when peat deposition started in the profile no. 1 to the moment of its commencement in the profile no. 5 about 5000 years must have passed. The termination of peat deposition in the profiles no. 2 and 4 took place much earlier than in the profile no. 1. Evidently diachronous character is typical also of the 675 coal seam, where the tonstein layer appears in various positions in the seam profile.

In contrast, the deposition of peat in the case of the 678 seam started approximately simultaneously over the entire area. The pre-peat environment was uniform lithofacially and morphologically. A smooth-

ed, low-lying surface at the moment when peat deposition started was also suggested by other authors (Mastalerz, Kurowski 1989). The thickness of the seam is relatively uniform and clastic partings are very rare. In such circumstances it is reasonable to consider this seam to be of isochronous character.

Analysis of lithotype-clastic transitions in the Wałbrzych Formation suggests two possible reasons for the termination of the coal seams: drowning of peat-bogs and avulsion of channels into peat-bogs. Both these phenomena are observed in modern alluvial and delta plains (Fisk 1944; Smith 1983; McCabe 1984).

In the case of avulsion peat deposition was disrupted rapidly, as in the 678 seam. Gravel-bed braided rivers (Mastalerz, Kurowski 1989) invaded the swamp and, because of high mobility of the zones of sedimentation and erosion, they brought about the formation of thick sequences composed of coarse-grained in-channel sediments. Channel avulsion has also been recorded for some parts of the 672 and 664/665 seams, however, on a smaller scale than in the 678 seam. In the zones of channel avul-



sion, the coal is rich in vitrinite and interlayered with clastic partings. Since such a coal signifies unstable areas with a fast, changeable subsidence rate it is concluded that channel avulsion resulted from the abrupt increase in subsidence rate.

Gradual drowning of peat bogs took place in the regions of a high but uniform rate of subsidence. In such regions there are distinct variations in petrographic composition of the coal in seam profiles, which is reflected by a decreasing-upward amount of vitrinite accompanied by increasing-upward exinite and mineral matter content. In the topmost parts of the seams high amount of trimacerite with abundant inertinite anisotropic fragments are noticed (Pl. X, 1). These inertinite fragments are accompanied by vitrinite clasts of much higher reflectance than that of vitrinite groundmass (Pl. X, 3, 4), sometimes with the evidence of thermal alterations. Trimacerite is enriched in mineral matter. These features suggest that an environment became increasingly wetter and of higher energy.

## DEPOSITION OF THE COAL SEAMS

Facial analysis of the coal supplemented with lithofacial analysis of the surrounding clastic sediments have enabled the reconstruction of depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation.

The 680 coal seam originated in small local depressions. Peat-forming matter was decayed in telmatic forest moor, under highly acidic conditions of pH less than 4.5 (Cecil *et al.* 1985). Such conditions favoured preservation of vitrinite while hindered formation and preservation of mineral matter. At times local lakes appeared and peat deposition of humosapropelite type took place.

The 678 seam deposited in very stable conditions. Peat deposition started almost isochronically over the entire study area on a peneplenized surface of uniform lithofacial character. Only the eastern part of the study area was slightly unstable, which favoured the deposition of thin in-seam clastic partings. Peat deposition was also of uniform character. Predominantly it took place in telmatic forest moor and rarely in limno-telmatic forest moor. Peat was temporarily subjected to oxidized conditions, occasionally accompanied by fires generated by the spontaneous combustion, which resulted in relatively high amount of inertinite, mainly fusinite and semifusinite (Cohen, Spackman 1977; Scott, Collinson 1978; Teichmüller 1982). Peat deposition took place in highly acidic conditions, pH below 4.5,

In a few instances, the profiles no. 3, 5, 10 of the 664/665 seam and sporadically in the 672 seam, coal breccia is present in the topmost parts of the seams. It may occur as trimacerite, sometimes durite or inertite fragments enveloped by calcite or as the fragments of various microlithotypes in vitrinite background. These fragments are angular, displaced, sometimes turned around in relation to each other (Pl. X, 2); sometimes they pass gradually to surrounding coal. An environment of high-water regime and temporarily neutral character is responsible for the formation of this breccia. Hower *et al.* (1987), describing similar breccias, relate them to highly energetic conditions in the zone of marine influence. Coal breccia of the seams studied passes upward into fine-grained sediment of overbank origin. The described sequence may have been a result of gradual rise of water table up to the point of drowning of the peat bogs and, consequently, the invasion of clastic sediments.

as inferred from high vitrinite amount, low pyrite content and only kaolinitic character of clay minerals (Staub, Cohen 1979; Bustin *et al.* 1983; Davis *et al.* 1984). The area studied was removed from main locus of fluvial activity. This permitted continuous peat growth which was only sporadically interrupted by minor incursions of silty material. Temporarily the peat bog was fed by meteoric water when annual precipitation exceeded evaporation, which is typical of raised swamps and corresponds well with small amount of ash and pyrite in the coal (Fig. 33). The termination of peat deposition was caused, almost over the entire area, by abrupt, intense influx of petrographically-mature coarse-grained sediment related to gravel-bed braided rivers.

The deposition of the 672 seam encroached upon the alluvial plain with well-defined channel and overbank zones. The bottom boundary of the seam is of distinct diachronous character. Peat deposition started in the low-lying areas located between tributary channels or in abandoned channels. The latter, because of differential compaction of underlying silt and mud could have become also undulated (Winter 1982). Markedly higher thickness of the seam above the areas with the dominance of coarse-grained sediments indicates that channel zones were very favourable to peat deposition. Peat deposition in variable facial conditions: tel-

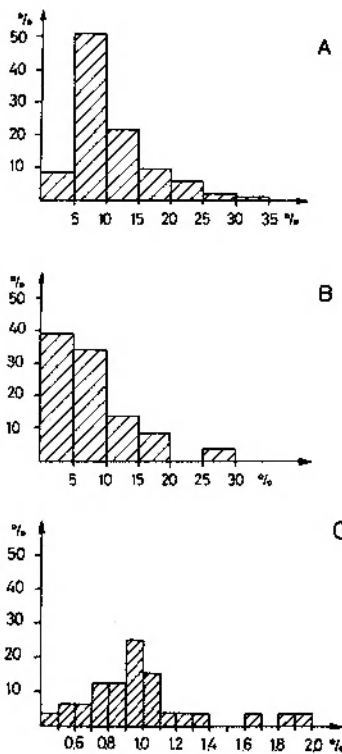


Fig. 33. Ash and sulphur content of the 678 seam. *A* – ash content; *B* – ash content after washing process; *C* – sulphur content

Zawartość siarki i popiołu w pokładzie 678. *A* – zawartość popiołu; *B* – zawartość popiołu po płukaniu; *C* – zawartość siarki

matic and limno-telmatic reed moors, telmatic and limno-telmatic forest moors and open moor. Only the terrestrial zones has not been recorded in the seam. There appeared contemporaneous fluvial activity which interrupted peat deposition. Also tuff fall took place during peat deposition, resulting in the tonstein layer. Moderate ash content, low sulphur content (Fig. 34) and only kaolinite character of clay minerals suggest acidic conditions and together with the presence of clastic partings point to a low-lying swamp fed by surface- and groundwaters (Fiedler, Reissig 1964; Littke 1986). The termination of the seam was of diachronous character and took place mainly as a result of gradual drowning of the swamp, sporadically due to channel avulsion.

In the 669 seam overbank zones were most favourable to peat deposition. It was rather a stable area with a uniform rate of subsidence. Geochemical character of the swamp was similar to that of the 672 seam, which is evidenced by ash and sulphur content.

In the 664/665 seam peat-forming plants encroached upon the area differentiated with respect to stability and with well-defined channel and over-

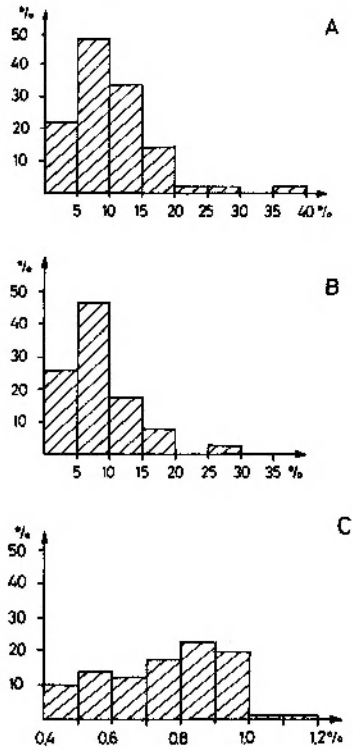
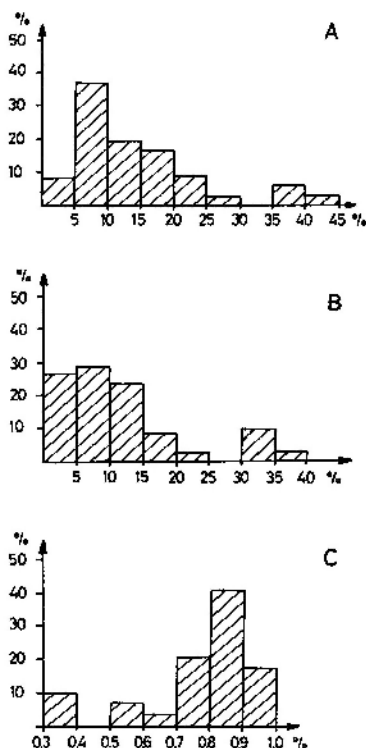


Fig. 34. Ash and sulphur content of the 672 seam. *A* – ash content; *B* – ash content after washing process; *C* – sulphur content

Zawartość siarki i popiołu w pokładzie 672. *A* – zawartość popiołu; *B* – zawartość popiołu po płukaniu; *C* – zawartość siarki

bank zones. Peat deposition commenced in low-lying morphologically areas between distributary channels, where channel zones were blanketed with peat much earlier. A rate of peat deposition as well as that of subsidence was not uniform in the study area, which is manifested by the presence of thick clastic partings in northeastern and southeastern parts. The seam represents a wide range of peat facies from telmatic forest moor to open moor. The lower, vitrinite-rich part of the seam suggests that the bulk of vegetation transformed to peat was woody material, while the upper, relatively dull portion of the seam originated from peat deposited under wetter, less favourable conditions. Peat deposition was disrupted by tuff fall recorded as the tonstein layer. Variable ash content, the presence of clastic, mainly claystone partings consisting only of kaolinite indicate conditions typical of a low-lying swamp fed by surface- and groundwaters. These features and low sulphur content evidence also a moderately acidic environment (Fig. 35) with pH about 4.6 (Cecil *et al.* 1985). The presence of the siderite partings may suggest that neutral conditions appeared temporarily in the swamp. The termination of the seam was a result of gradual



**Fig. 35.** Ash and sulphur content of the 664/665 seam. *A* — ash content; *B* — ash content after washing process; *C* — sulphur content

Zawartość siarki i popiołu w pokładzie 664/665. *A* — zawartość popiołu; *B* — zawartość popiołu po płukaniu; *C* — zawartość siarki

drowning of the swamp as well as channel avulsion.

The 662, 661 and 659 seams have similar characteristics. In all of them peat-forming plants encroached upon the area lithofacially variable. The swamps were of highly acidic character and probably temporarily worked as raised swamps. Their termination took place due to drowning and, consequently, fine-grained sediments covered the peat.

## CONCLUSIONS

On the basis of the obtained results the following conclusions may be drawn:

1. Clarain coal dominates in the coal seams of the Wałbrzych Formation. In the lower part of the formation there is a high amount of banded bright coal, while towards the top of the formation proportion of banded and banded dull coals increases at the expense of banded bright. Dull coal content does not exceed 5%. Such a variability reflects the changes of the depositional environment, which became more diversified lithofacially when time went on.

2. In the coal seams studied there are two types of vertical lithotype sequences. The first type is manifested by bright lithotypes interlayered with clastic partings. The other is defined by the succession of lithotypes from bright at the bottom to dull at the top between clastic partings. This variability may result from a variable rate of subsidence within the study area.

3. Within the Wałbrzych Formation there is a tendency of decreasing-upward vitrinite amount accompanied by increasing-upward content of exinite, inertinite and mineral matter. The amount of trimacerite increases upward at the expense of vitrite. This tendency suggests that organic matter deposited under an increasingly deeper water cover with time.

4. In spite of general correspondence between lithotype and maceral/microlithotype composition, some lithotypes show a wide range of petrographic composition. This refers to banded, banded dull and dull coals.

5. The peat-forming environment became more differentiated towards the top of the formation. The 680 seam represents mainly telmatic forest moor. In the 678 seam, banded and banded bright coal represent telmatic forest moor, while banded dull and dull ones — limno-telmatic forest moor. In the 672 and 664/665 seams all the coal facies but the terrestrial one are represented.

6. Gelification index of the coal studied ranges from 2 to 15 and tissue preservation index from 0,7 to 6. There is also a great variability in forest material input and humidity of a peat-forming environment.

7. Distribution of coarse-grained clastic dominated zones under the seams is relatively uniform. Sandstone belts form elongated bodies of northeastern orientation. However, there is a slight difference in this pattern between the lower and upper part of the formation. This difference is also manifested by the thickness pattern of the clastic intervals below the seams. A pre-peat environment was very uniform lithofacially under the 678, 662 and 661 seams where mudstones underlie the seams

almost over the entire area. Under the 672 and 664/665 seams sandstones and silty shales occur frequently, suggesting their geometry of distributary channels existence.

8. Five types of clastic partings have been distinguished: carbonaceous claystones, siltstones, tonsteins, siderites and conglomerates. Carbonaceous claystones reflect sedimentation in local depressions of compaction origin and fire splays. Siltstones are related to fluvial channels and may represent flood plain or crevasse splay sediments. Tonsteins, tuffogenic sediments, signify periods of volcanic activity. Siderite partings indicate reduction conditions and the neutral character of the environment. Conglomerates and sandstones constitute typical in-channel sediments. The northeastern part of the study area was the most favourable to clastic input during sedimentation of the Namurian sequence.

9. There are distinct relationships between clastics and coal with respect to e.g. sandstone content within the clastic interval below an individual seam and seam thickness, roof/bottom lithology and seam thickness, thickness/amount of clastic partings and sandstone content within a clastic interval below a seam etc.

10. The pre-peat environment influenced petro-

graphic composition of the coal in the seams studied. The lithofacially uniform pre-peat environment of the 678 seam is responsible for the high, relatively constant amount of vitrinite. In the 672 seam the coal rich in exinite and with decreasing-upward vitrinite amount overlies channel zones, while that above overbank zones is typified by diminished amount of exinite. In contrast, in the 664/665 seam the coal rich in vitrinite and with numerous clastic partings overlies channel zones. Overbank zones were more favourable to peat deposition, which resulted in the thick seam with a decreasing-upward vitrinite amount. Here average vitrinite amount is lower than above channel zones or in their proximity.

11. The 675, 672, 664/665 seams are of diachronous character, while the 678 seam seems to be isochronous. The termination of the seams was brought about by gradual drowning of the peat-bogs in the case of the 661 and 662 seams or channel avulsion, e.g. 678 seam. In the 672 and 664/665 seams these two factors played considerable role in terminating peat deposition.

Wrocław, April 1989

Translated by M. Mastalerz

## REFERENCES

- ADDISON R., HARRISON R. K., LAND D. H., YOUNG B. R., 1983: Volcanogenic tonsteins from Tertiary Coal Measures, East Kalimantan, Indonesia. *Int. J. Coal Geol.*, 3, 1–30.
- ANDERSON J. A. R., MULLER J., 1975: Palynological study of a Holocene peat and a Miocene coal deposit from NW Borneo. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 19, 291–351.
- AUGUSTYNIAK K., BIAŁAS Z., 1962: *Analiza materiałów dotyczących zróżnicowania litologicznego warstw białokamięskich i żaclerskich*. Arch. Inst. Geol., Wrocław (unpublished).
- AUGUSTYNIAK K., GROCHOLSKI A., 1970: Geological structure and outline of the development of the Intra-Sudetic Depression. *Biul. Inst. Geol.*, 17, 87–114.
- BARBER K. E., 1981: *Peat Stratigraphy and Climate Change*. Balkena, Rotterdam, 219 pp.
- BENES K., DOPITA M., 1954: Predbezna zprava k petrografii uhelných slojí v ostravsko-karvinském revíru. *Prir. Sb. Ostr. Kraje*, 15.
- BERG G., 1925: Die Gliederung des Oberkarbons und Rotligenden im niederschlesisch-bohmischen Becken. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 46, 68–84.
- BOHOR B. F., HATCH J. R., HILL D. J., 1976: Tonstein partings in Tertiary coals of the Rocky Mountain region. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 60, 651.
- BOHOR B. F., TRIPLEHORN D. M., 1981: Volcanic origin of the flint clay partings in the Hazard No. 4 (Fire Clay) coal bed of the Breathitt Formation in Eastern Kentucky. *Ann. Geol. Soc. Am. Coal Div. Field Trip Gdbk, Kentucky Geol. Surv.*, 49–54.
- BROADHURST F. M., FRANCE A. A., 1986: Time represented by coal seams in the Coal Measures of England. *Int. J. Coal Geol.*, 6, 43–54.
- BUSTIN R. M., CAMERON A. R., GRIEVE D. A., KALKREUTH W. D., 1983: Coal petrology, its principles, methods and applications. *Short Course Notes*, 3, 230.
- CAIRNCROSS B., CADLE A. B., 1988: Paleoenvironmental control on coal formation, distribution and quality in the Permian Vryheid Formation, East Witbank Coalfield, South Africa. *Int. J. Coal Geol.*, 9, 343–370.
- CAMERON A. R., 1978: Megascopic description of coal with particular reference to seams in Southern Illinois. In: R. R. Dutcher (ed.), *Field Description of Coal*. *Am. Soc. Testing Materials, Spec. Techn. Publ.*, 661, 33–40.
- CECIL C. B., RANDAL III A. H., STANTON R. W., DULONG F. T., RUPPERT L. F., 1981: A geochemical model for the origin of low-ash and low-sulfur coal. *GSA, Cincinnati Field Trip*, 4, 175–177.
- CECIL C. B., STANTON R. W., DULONG F. T., RENTON J. J., 1982: *Geologic factors that control mineral matter in coal*. In: *Atomic and Nuclear Methods in Fossil Energy Research*, 323–335.
- CECIL C. B., STANTON R. W., NEUZIL S. G., DULONG F. T., RUPPERT J. F., PIERCE B. S., 1985: Paleoclimate

- controls on Late Paleozoic sedimentation and peat formation in the Central Apalachian Basin (USA). *Int. J. Coal Geol.*, 5, 195–230.
- COHEN A. D., 1973: Possible influences of subpeat topography and sediment type upon the development of the Okefenokee Swamp-Marsh complex of Georgia. *Southeastern Geology*, 3, 141–151.
- COHEN A. D., SPACKMAN W., 1977: Phytogenic organic sediments and sedimentary environments in the Everglades – Mangrove Complex, Part II. The origin, description, and classification of the peats of Southern Florida. *Palaeontographica B*, 162, 71–114.
- DATHE E., BERG G., 1912: Erläuterungen zu Geologische Karte. Blatt Waldenburg. *Konigl. Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- DAVIS A., RUSSEL S. J., RIMMER S. M., YEAKEL J. D., 1984: Some genetic implications of silica and aluminosilicates in peat and coal. *Int. J. Coal Geol.*, 3, 293–314.
- DIESSEL C. F. K., 1965: Correlation of macro- and micropetrography of some New South Wales coals. In: J. T. Woodcock, R. T. Madigan, R. G. Thomas (ed.), *Proc. General*, 6, 8th Commonw. Min. Metall. Congr., Melbourne, 669–677.
- 1982: An appraisal of coal facies based on maceral characteristics. *Austr. Coal Geol.*, 4, 478–483.
- DZIEDZIC K., 1960: Niektóre problemy geologiczne związane z kulkową ostrogą Jabłowa (Sudety Środkowe). *Acta Geol. Polon.*, 10, 339–353.
- 1961: Tektonika kulkowej ostrogi Jabłowa. On the tectonics of the Culm of the flexure of Jabłów. *Acta Geol. Polon.*, 11, 483–506.
- 1971: Sedymentacja i paleogeografia utworów górnokarbońskich w niecce śródsudeckiej. Sedimentation and paleogeography of the Upper Carboniferous deposits in the Intrasudetic depression. *Geol. Sudetica*, 5, 7–75.
- ESTERLE J. S., FERM J. C., 1986: Relationship between petrographic and chemical properties and seam geometry, Hance seam, Beneathitt Formation, Southeastern Kentucky. *Int. J. Coal Geol.*, 6, 199–214.
- FIEDLER H. J., REISSIG H., 1964: *Lehrbuch der Bodenkunde*. Jena, 544 pp.
- FIELDING C. R., 1984: A coal depositional model for the Durham Coal Measures of NE England. *J. Geol. Soc. London*, 141, 919–931.
- 1986: The anatomy of a coal seam split, Durham coalfield, Northeast England. *J. Geol.* 21, 54–57.
- FISK H. N., 1944: Geological investigations of the alluvial valley of the Lower Mississippi River. *U. S. Army Corps. Eng., Mississippi River Comm.*, Vicksburg, 78 pp.
- FRAZIER D. E., OSANIK A., ELSIK W. C., 1978: Environments of peat accumulation – coastal Louisiana. *Proc. Gulf-Cst. Lignite Conf., Texas Bur. Econ. Geol., Rep. Invest.*, 90, 5–20.
- GABZDYL W., 1984: Petrografia węgla. *Skrypty Uczelniane Politechniki Śląskiej*, 1184, 311.
- GÓRECKA T., 1962: *Próba korelacji pokładów węgla warstw wałbrzyskich i profil warstw białokamięńskich*. Arch. Inst. Geol., Wrocław (unpublished).
- 1964: Warstwy z Białego Kamienia w świetle badań sporowych (abstr.). *Kwart. Geol.*, 8, 958–959.
- 1969: Stratygrafia warstw z Białego Kamienia w północno-wschodniej części niecki śródsudeckiej na podstawie badań palynologicznych. Stratigraphy of the Biały Kamień Beds in the north-eastern part of the Intra-Sudetic trough on the ground of palynological research. *Biul. Inst. Geol.*, 230, 167–291.
- GROCHOLSKI A., 1960: Uwagi na temat budowy geologicznej zachodniej części Wałbrzycha. Notes on geological structure of western region of Wałbrzych. *Kwart. Geol.*, 4, 632–646.
- 1965: Wulkanity niecki wałbrzyskiej w świetle badań strukturalnych. The volcanic rocks in the Wałbrzych Basin in the light of structural studies. *Biul. Inst. Geol.*, 191, 5–57.
- 1974: Problemy stratygrafii silezu w Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym. Stratigraphical problems of the Silesian in the Lower Silesian Coal Basin. *Kwart. Geol.*, 18, 63–78.
- HACQUEBARD P. A., CAMERON A. R., DONALDSON J. R., 1964: Die Ablagerungen bedingungen des Flozes Harbour im Sydney – Köhlengebiet von Neuschottland. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 12, 331–356.
- HACQUEBARD P. A., DONALDSON J. R., 1969: Carboniferous coal deposition associated with flood-plain and limnic environments in Nova Scotia. In: E. C. Dapples, M. E. Hopkins (ed.), *Environments of Coal Deposition. Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 114, 143–191.
- HORNE J. C., FERM J. C., CARUCCIO F. T., BAGANZ B. P., 1978: Depositional models in coal exploration and mine planning in Appalachia region. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, 12, 2379–2411.
- HOWER J. C., TRINKLE E. J., GRAESE A. M., NEUDER G. L., 1987: Ragged edge of the Herrin (No. 11) coal, Western Kentucky. *Int. J. Coal Geol.*, 7, 1–20.
- HOWER J. C., WILD G. D., 1982: Petrographic variation in the Springfield (No. 9) coal in the Western Kentucky. *Int. J. Coal Geol.*, 2, 17–30.
- HUNT J. W., HOBDAJ D. K., 1984: Petrographic composition and sulphur content of coals associated with alluvial fans in the Permian Sydney and Gunnedah Basins, eastern Australia. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 7, 43–60.
- JERZYKIEWICZ T., 1965: Nowa fauna kulkowa z Konradowa koło Wałbrzycha. New Culm fauna from Konradów near Wałbrzych. *Acta Geol. Polon.*, 15, 217–238.
- KLEIN J. P., DUPRE W. R., 1980: Depositional environment of Quaternary peats, Yukon Delta, Alaska, Alaska. *Proc. Fourth Symp. Geology of Rocky Mountain Coal, Col. Geol. Surv.*, 14–16.
- KOSTERS E. C., 1983: *Louisiana peat resources*. Techn. Rep. La geol. Surv. DOE(FE)05113, 63 pp.
- KRAVITS C. M., CRELLING J. C., 1981: Effects of overbank deposition on the quality and maceral composition of the Herrin (No. 6) Coal (Pennsylvanian) of Southern Illinois. *Int. J. Coal Geol.*, 1, 195–212.
- LIPIARSKI I., 1985: Tonsztajny w pokładach węgla karbonu górnego depresji śródsudeckiej i ich praktyczne znaczenie. *Referaty II Konf. Nauk.-Techn., Wałbrzych*, 151–172.
- LITTKE R., 1986: Petrology and genesis of Upper Carboniferous seams from the Ruhr-region, West Germany. *Int. J. Coal Geol.*, 5.
- MASTALERZ K., 1987: Sedymentacja w basenie śródsudeckim na przełomie dolnego i górnego karbonu. *Przew. 58 Zjazdu PTG, Wałbrzych*, 131–141.
- MASTALERZ K., KUROWSKI L., 1989: Model sedymentacji dolnych warstw wałbrzyskich w NW części niecki wałbrzyskiej. *Acta Univ. Wratislav.*, 1053, *Pr. Geol.-Miner.*, 15, 3–29.
- MASTALERZ K., MASTALERZ M., 1984: Dyferencjalna kompakcja i subsydencja w serii węglonośnej na przykładzie warstw wałbrzyskich (dln. namur). Differential compaction and subsidence in coal-bearing strata, an example from the Wałbrzych Formation (Lower Namurian). *Geo-*

- logia Formacji Węglonośnych Polski, VII Symp., Streszcz. ref., 32–37.
- 1986: Cykliczność sedimentacji pokładu 664/665 warstw wałbrzyskich. Cyclical sedimentation of the 664/665 coal seam of the Wałbrzych Formation. *Prz. Geol.*, 2, 67–71.
- MASTALERZ M., 1988: *Warunki sedimentacji pokładów węgla formacji wałbrzyskiej w niecce sobięcińskiej*. Arch. Inst. Nauk Geol., Uniw. Wrocław, Wrocław, 79 (unpublished).
- MASTALERZ M., JONES J. M., 1988: Coal rank variation in the Intrasudetic Basin, SW Poland. *Int. J. Coal Geol.*, 10, 79–97.
- MCCABE P. J., 1984: Depositional environments of coal and coal-bearing strata. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 7, 13–42.
- NEMEC W., 1985: Warstwy wałbrzyskie (dolny namur) w Zagłębiu Wałbrzyskim: analiza aluwialnej sedimentacji w basenie węglowym. Wałbrzych Beds (Lower Namurian, Wałbrzych Coal Measures): analysis of alluvial sedimentation in a coal basin. *Geol. Sudetica*, 19, 7–73.
- OSVALD H., 1937: *Myrar och myrodling* (Peatlands and their cultivation), Stockholm, 436 pp.
- PEVEAR D. R., WILLIAMS V. E., MUSTOE G. E., 1980: Kaolinite, smectite, and K-rectorite in bentonites: relation to coal rank at Tulameen, British Columbia. *Clays Clay Miner.*, 28, 241–254.
- POWERS D. W., EASTERLING G. R., 1982: Improved methodology for using embedded Markov chains to describe cyclical sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 3, 913–923.
- RYER T., 1981: Deltaic coals of Ferron Sandstone Member: predictive model for Cretaceous coal-bearing strata of Western Interior. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 11, 2323–2340.
- RYER T. A., LANGER A. W., 1980: Thickness change involved in the peat-to-coal transformation for a bituminous coal of Cretaceous age in central Utah. *J. Sedim. Petrol.*, 50, 987–992.
- SCOTT A. C., COLLINSON M. E., 1978: Organic sedimentary particles: results from scanning electron microscope studies of fragmentary plant material. In: Scanning Electron Microscopy in the Study of Sediments, *Geol. Abstracts*, 137–168.
- SHIBAOKA M., SMYTH M., 1975: Coal petrology and the formation of coal seams in some Australian sedimentary basins. *Econ. Geol.*, 70, 1463–1473.
- SMITH A. H. V., 1957: The sequence of microspore assemblages associated with the occurrence of crassidurite and coal seams of Yorkshire. *Geol. Mag.*, 5, 345–363.
- 1962: The palaeoecology of Carboniferous peats based on the microspores and petrography of bituminous coals. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 19, 423–473.
- 1968: *Seam profiles and seam characters*. In: D. G. Murchison, T. S. Westoll (ed.), *Coal and Coal-bearing Strata*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 31–40.
- SMITH D., 1983: Anastomosed fluvial deposits: modern examples from western Canada. In: Modern and Ancient Fluvial Systems. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 6, 155–168.
- SMYTH M., COOK A. C., 1976: Sequence in Australian coal seams. *Math. Geol.*, 5, 529–547.
- SPACKMAN W., COHEN A. D., GIVEN P. H., CASAGRANDE D. J., 1976: *The comparative study of the Okefenokee Swamp and the Everglades-mangrove swamp-marsh complex of southern Florida*. A short course presentation of the Penn. State University, 430 pp.
- SPEARS D. A., 1970: A kaolinite mudstone (tonstein) in the British Coal Measures. *J. Sedim. Petrol.*, 40, 386–394.
- SPEARS D. A., KANARIS-SOTIRIOU R., 1979: A geochemical and mineralogical investigations of some British and other European tonsteins. *Sedimentology*, 26, 407–425.
- Stach's Textbook of Coal Petrology*, 1982: Third edition, Gebrüder Borntraeger, Berlin–Stuttgart, 535 pp.
- STAUB J. R., COHEN A. D., 1979: The Snuggedy Swamp of South Carolina: a back barrier estuarine coal-forming environment. *J. Sedim. Petrol.*, 49, 133–144.
- STOPES M. C., 1919: On the four visible ingredients in banded bituminous coal. *Proc. Roy. Soc. B.*, 90, 470–487.
- STYAN W. B., BUSTIN R. M., 1983a: Sedimentology of Fraser River delta peat deposits: coal maceral and microlithotype precursors in temperate-climate peats. *Int. J. Coal Geol.*, 3, 102–143.
- 1983b: Petrography of some Fraser River delta peat deposits: coal maceral and microlithotype precursors in temperate-climate peats. *Int. J. Coal Geol.*, 2, 321–370.
- TAVENER-SMITH R., 1979: Regional control on coal seam occurrence in the North-east Karoo Basin. *South African J. Sci.*, 75, 353–355.
- TAYLOR M., 1981: Preparation and analysis of coal seam and data utilizing paleoenvironment modelling, Hazard 7 Coal, Eastern Kentucky. *Int. J. Coal Geol.*, 1, 213–233.
- TEICHMÜLLER M., 1950: Zum petrographischen Aufbau und Werdegang der Weichbraunkohle (mit Berücksichtigung genetischer Fragen der Steinkohlenpetrographie). *Geol. Jb.*, 64, 429–488.
- 1962: Petrologische Untersuchungen an der miozänen Braunkohle von Bornhausen am Harz. *Geol. Jb.*, 79, 685–706.
- 1982: The geological basis of coal formation. In: *Stach's Textbook of Coal Petrology*, 3rd ed., 5–86.
- TEICHMÜLLER M., THOMPSON P. W., 1958: Vergleichende mikroskopische und chemische Untersuchungen der wichtigsten Fazies-Typen im Hauptfloz der niederheinischen Braunkohle. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 2, 573–598.
- TEISSEYRE H., 1950: Problem kulmu w Sudetach Środkowych i próba jego podziału na obszary na północ od Wałbrzycha. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 169–171.
- 1958: Sedymentacja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach Środkowych. *Kwart. Geol.*, 2, 576–591.
- 1961: O problemie niezgodności między dolnym i górnym karbonem w Sudetach Środkowych. On the problem of unconformity between the Lower and Upper Carboniferous in the Middle Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol.-Geogr.*, 9, 53–61.
- WARWICK P. D., 1985: *Depositional environments and petrology of the Felix coal interval (Eocene), Powder River Basin, Wyoming*. Ph. D. thesis, The Graduate School, Kentucky Univ., 333 pp.
- WEISENFLUH G. A., FERM J. C., 1984: Geologic controls on deposition of the Pratt seam, Black Warrior Basin, Alabama. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 7, 349–360.
- WELLER J. M., 1959: Compaction of sediments. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 43, 273–310.
- WHITE J. M., 1986: Compaction of Wyodak coal Powder River Basin, Wyoming, USA. *Int. J. Coal Geol.*, 6, 139–147.
- WINTON R. B., 1986: Characteristic feature and compaction of plant tissues traced from permineralized peat to coal in Pennsylvanian coals (Desmoinesian) from the Illinois Basin. *Int. J. Coal Geol.*, 6, 21–41.
- WINTER M. F. W., 1982: Palaeotopography and fluvial sedi-

- mentation as sub-regional controls on coal seam distribution and thickness in the Highveld Coalfield. *Sedimentology* 82, *Abstr., 3rd Symp. Sedim. Div., Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg*, 11–12.
- YI-PING ZHOU, YOU-LIANG REN, BOHOR B. T., 1982: Origin and distribution of tonsteins in Late Permian coal seams of Southwestern China. *Int. J. Coal Geol.*, 2, 49–77.
- ŻAKOWA H., 1958a: Biostratygrafia morskich osadów dolnego karbonu na obszarze Wałbrzyskiego Miasta. Biostratigraphy of the Lower Carboniferous marine deposits of the area of Wałbrzych Miasto. *Pr. Inst. Geol.*, 19, 1–211.
- 1958b: Górny wizen dolniokarbońskiej niecki śródsudeckiej. Upper Visean of the Lower Carboniferous, Intrasudetic Basin. *Kwart. Geol.*, 2, 609–625.

# PETROGRAFIA I WARUNKI DEPOZYCJI POKŁADÓW WĘGLA FORMACJI WAŁBRZYSKIEJ W NIECCE ŚRÓDSUDECKIEJ (SW POLSKA)

Maria MASTALERZ

Institut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego  
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

## Streszczenie

**ABSTRAKT:** Seria węglonośna niecki śródsudeckiej składa się z trzech jednostek litostratigraficznych: formacji wałbrzyskiej (namur A), białokamińskiej (namur B, C) i żaclerskiej (westfal A, B, C?). Formacja wałbrzyska zawiera około 30 pokładów węgla, z których kilka ma znaczenie przemysłowe. Węgiel charakteryzuje się niską zawartością siarki (zazwyczaj poniżej 1%) i zmienną zawartością popiołu. Na badanym obszarze jest to średnio i wysoko uwęglony węgiel o zawartości części lotnych od 29 do 16% i refleksyjności wityrnytu od 0,8 do 2%.

Pokłady węgla formacji wałbrzyskiej zawierają głównie węgiel pasemkowy. Odmiany matowe i błyszczące występują sporadycznie. Stwierdza się duże zróżnicowanie udziału węgla pasemkowych błyszczących, pasemkowych i pasemkowych matowych w profilu formacji. Udział węgla pasemkowych błyszczących i pasemkowych wyraźnie maleje ku stropowi formacji na rzecz węgla pasemkowych matowych i matowych. W pokładach stwierdzono generalnie dwa typy pionowej sekwencji litotypów. W typie 1 litotypy błyszczące przewarstwiają się ze skałą płonną, a w typie 2 pomiędzy przewarstwieniami klastycznymi obserwuje się przejście od litotypów błyszczących w spągu do litotypów matowych w stropie. Typ 1 prawdopodobnie charakteryzuje obszary niestabilne w czasie depozycji torfowej, o szybkim i niejednakowym tempie subsydencji, co powodowało szybkie zatopienie torfowiska i w konsekwencji inwazję materiału klastycznego. Typ 2 natomiast wskazywałby na obszary stabilne, o szybkim i względnie stałym tempie subsydencji, co umożliwiało depozycję grubych ławic torfu z sukcesją roślinną przystosowaną do coraz wilgotniejszych warunków.

Porównanie średniej zawartości trzech grup macerałów dla pokładów 680, 678, 672 i 664/665 wykazało, że w obrębie formacji wałbrzyskiej zaznacza się tendencja malejącej ku górze zawartości wityrnytu, od ponad 90% w pokładzie 680 do około 60% w pokładzie 664/665. Zawartość egzynitu rośnie ku stropowi formacji od 0,5% do 10%, natomiast nie zauważono regularności w zmianie zawartości inertyrnytu. Zmienność mikrolitotypów naśladuje zmienność macerałów. Zawartość wityrnytu maleje ku stropowi na rzecz trimacerytu.

Obserwuje się wyraźne związki pomiędzy depozycją torfową a sedymentacją klastyczną. Wyrażone są one np. korelacją pomiędzy litologią stropu/spągu a miąższością pokładów, rozmieszczeniem stref z przewagą osadów gruboklastycznych pod

pokładami a miąższością pokładów, topografią sprzed rozwoju torfowiska a rozmieszczeniem facji węglowych, składem petrograficznym węgla itd. Pokłady 675, 672 i 664/665 mają wyraźnie diachroniczny charakter, a pokład 678 jest względnie izochroniczny. Zakończenie depozycji torfowej spowodowane zostało stopniowym zatopieniem torfowisk (np. pokłady 661 i 662) lub awulsją koryt na ich obszar (np. pokład 678). W przypadku pokładów 672 i 664/665 obydwa wymienione czynniki przyczyniły się do zakończenia depozycji torfu.

Analiza mikrofacjalna węgla uzupełniona analizą litofacjalną osadów klastycznych otaczających pokłady umożliwiła rekonstrukcję warunków depozycyjnych badanych pokładów. Pokład 678 tworzył się w bardzo spokojnych warunkach. Depozycja torfu rozpoczęła się prawie jednocześnie na całym badanym obszarze i odbywała się w strefie telmatycznej, rzadko limno-telmatycznej torfowiska leśnego. Torfowisko położone było poza zasięgiem działalności koryt fluwialnych, a okresowo zasilane było głównie przez wody opadowe. Substancja organiczna ulegała rozkładowi w środowisku kwaśnym o pH poniżej 4,5 a torf okresowo eksponowany był na oddziaływanie tlenu atmosferycznego. Zakończenie depozycji torfu spowodowane było awulsją koryt i nagłą dostawą grubookruchowego materiału. Depozycja pokładu 672 rozpoczęła się od opuszczonych koryt, a także obniżeni pomiędzy korytami. Przebiegała ona w warunkach telmatycznych i limno-telmatycznych zarówno torfowiska leśnego, jak i szuwarowego, jak również w strefie wód otwartych, a przerywana była dostawą materiału detrytycznego, a także opadem tufu wulkanicznego. Torfowisko było typu niskiego, zasilane przez wody powierzchniowe i gruntowe. Zakończenie depozycji torfu miało charakter diachroniczny i nastąpiło w wyniku zarówno zatopienia, jak i awulsji koryt. W przypadku pokładu 664/665 roślinność torfotwórcza wkroczyła na obszar zróżnicowany pod względem tempa subsydencji. Depozycja torfu rozpoczęła się od obniżeni pomiędzy korytami rozprowadzającymi, strefy korytowe zostały zasiedlone znacznie później. Węgiel reprezentuje szeroki zespół facji, od telmatycznej strefy leśnej do strefy wód otwartych. Było to torfowisko niskie, przeważnie z pH poniżej 4,6, jakkolwiek okresowo charakter torfowiska zmieniał się na neutralny. Zakończenie depozycji torfu było wynikiem zatopienia torfowiska, lokalnie awulsji koryta.

## WSTĘP

Większość prezentowanych przez sedymentologów modeli środowiskowych formacji węglonośnych opiera się na analizie facji klastycznych. W modelach tych nie bierze się pod uwagę lub jedynie wspomina się o facjach węglowych (Horne *et al.* 1978; Ryer 1981). Z kolei petrografowie i geochemicy wyspecjalizowani w analizach węgla rozpatrują węgiel w izolacji od skał klastycznych, wśród których on występuje. Bardzo rzadko natomiast zdarzają się próby powiązania sedymentacji fitogenicznej z klastyczną.

Jednym z głównych założeń pracy była kompleksowa analiza pokładów węgla i skał klastycznych występujących w ich sąsiedztwie. Miała ona na celu wykazanie związku między sedymentacją klastyczną i fitogeniczną oraz przedstawienie możliwości pełnego obrazu depozycji pokładów węgla (torfu). Do realizacji tego zagadnienia wybrano formację wałbrzyską na obszarze

niecki wałbrzyskiej (fig. 1, 2). Wybór formacji wałbrzyskiej był podyktowany względnie niskim stopniem uwęglenia (niższym niż w innych formacjach tego obszaru) w dostępnych wyrobiskach górniczych, co umożliwiło przeprowadzenie analizy mikrofacjalnej węgla. Kolejnym zagadnieniem było przedstawienie składu petrograficznego węgla w obrębie formacji wałbrzyskiej. Do tej pory takie badania nie były na tym obszarze prowadzone.

Pokłady węgla stanowią 5–6% miąższości formacji wałbrzyskiej. Zazwyczaj są to pokłady cienkie, poniżej 1 m, a tylko sporadycznie osiągają 3 m. Węgiel charakteryzuje się niską zawartością siarki (zazwyczaj poniżej 1%) i zróżnicowaną zawartością popiołu (fig. 3). Zawartość części lotnych w badanym węglu wynosi od 16 do 29%, a refleksyjność wityrnytu ( $R_p$ , max) od 0,8 do 2% (M. Mastalerz 1988).

Wszystkie pokłady dostępne do obserwacji w wyrobiskach



górnicych Kopalni „Thorez” w latach 1983–1987 były profilowane i opróbowane. Liczbę profili i prób prezentuje tabela 1. Z każdego litotypu pobrano próbkę bruzdową i kawałkową. Opróbowane również zostały przewarstwienia klastyczne oraz skały występujące w stropie i spągu pokładów. Z próbek węgla wykonano preparaty ziarnowe i kawałkowe stosując procedurę zalecaną przez Międzynarodowy Komitet Petrologii Węgla. Badania optyczne przeprowadzono stosując mikroskopy Leitz Ortholux i Zeiss Standard Universal. Ilościowe analizy składu petrograficznego węgla wykonano na zglądach ziarnowych, stosując automatyczne zliczacz punktów Eltiner i Swift model 500.

## PETROGRAFICZNA I FACJALNA CHARAKTERYSTYKA POKŁADÓW

**Skład litotypowy.** Pokłady węgla formacji wałbrzyskiej zawierają głównie węgiel klarynowy. Odmiany matowe i błyszczące występują sporadycznie. Celem zróżnicowania węgla klarynowego podzielono go na 3 odmiany: pasemkowy błyszczący, pasemkowy i pasemkowy matowy. W obrębie formacji wałbrzyskiej stwierdzono dużą zmienność udziału poszczególnych odmian klarynu (fig. 4). W pokładzie 678 (dolna część formacji wałbrzyskiej) stwierdza się wysoki udział węgla pasemkowego błyszczącego, tak pod względem miąższości warstewek jak i częstości występowania. W pokładach młodszych (672, 664/665) ilość węgla pasemkowego błyszczącego maleje na rzecz węgla pasemkowego matowego i matowego. Zawartość węgla matowego jest niska i nie przekracza 5% miąższości każdego pokładu.

W badanych pokładach stwierdzono 2 typy pionowej sekwencji litotypów. Typ 1 charakteryzuje się tym, że litotypy błyszczące przelawicają się ze skałami klastycznymi (fig. 5). W typie 2 pomiędzy przewarstwieniami klastycznymi stwierdza się sukcesję litotypów od błyszczących w spągu do matowych w stropie, czasem z brakiem niektórych ogniów (fig. 6–9). Typ 1 prawdopodobnie wskazuje obszar niestabilny. Szybkie i zróżnicowane tempo subsydencji powodowało zatopienie torfowiska i szybką inwazję materiału klastycznego (Shibaoka, Smyth 1975; Smyth, Cook 1976; Tavener-Smith 1979). Typ 2 może charakteryzować względnie stabilne obszary, o szybkim, ale względnie stałym tempie subsydencji. Takie warunki sprzyjały depozycji grubych ławic torfu z roślinnością torfowiskową przystosowaną do coraz głębszej pokrywy wodnej. Nie udało się stwierdzić regularności w lateralnym rozmieszczeniu litotypów.

**Skład macerałów i mikrolitotypów.** Skład macerałów i mikrolitotypów badanych pokładów prezentuje tabela 2 i figura 10, a szczególnie macerały prezentowane są na planszach I–VI. Pokład 678 cechuje się jednorodnością petrograficzną, natomiast pokłady 672 i 664/665 wykazują bardzo zróżnicowany skład petrograficzny.

Porównanie średnich zawartości 3 grup macerałów dla pokładów 680, 678, 672 i 664/665 ujawniło, że w obrębie formacji wałbrzyskiej zaznacza się tendencja malejącej ku górze zawartości wityrynytu, od ponad 90% dla pokładu 680 do około 60% w pokładzie 664/665 (tab. 2, fig. 11). Zawartość egzynitu wzrasta ku stropowi formacji od śladowych ilości w pokładzie 680 do 10% w pokładzie 664/665. Zawartość inertynytu jest najniższa w pokładzie 680, raptownie wzrasta w pokładzie 678 (do 24%) i następnie maleje do 18%. Zawartość substancji mineralnej wzrasta ku stropowi formacji, wahając się od 1 do 7%; występuje ona głównie jako minerały ilaste, piryt i węglany (pl. VII). Zmiany mikrolitotypów dobrze korespondują ze zmianami macerałów (fig. 12). Zawartość wityrytu maleje od spągu ku stropowi formacji, natomiast zawartość trimacerytu rośnie

Analizy macerałów i mikrolitotypów wykonywano oddzielnie. W trakcie analiz macerałów zliczano: telokolinit, telinit, desmokolinit, semifuzynit + fuzynit, mikrynit, inertodetrynit, sporynit, pozostała część grupy egzynitowej oraz minerały ilaste, piryt, węglany i kwarc; w trakcie analiz mikrolitotypów brano pod uwagę: wityryt, klaryt, inertyt, wityrynertyt, duryt, duroklaryt, klaroduryt, wityrynertolityt oraz karbargilit, karbopiryt i karbankeryt. Analizy petrograficzne stały się podstawą interpretacji facjalnych pokładów, a uzupełnione analizą litofacjalną osadów klastycznych otaczających pokłady dały podstawy do rekonstrukcji warunków depozycji pokładów węgla.

w tym kierunku. Udział inertytu i wityrynertytu jest względnie stały w profilu formacji i nie przekracza 10%.

Występują wyraźne zależności między składem litotypów i składem macerałów i mikrolitotypów. Węgiel pasemkowy błyszczący i pasemkowy charakteryzuje się dużą zawartością wityrynytu i wityrytu, natomiast zwiększone zawartości inertynytu, egzynitu i substancji mineralnej obserwujemy w węglu pasemkowym matowym i matowym. Niezależnie od tej prawidłowości, niektóre litotypy, głównie pasemkowe, pasemkowe matowe i matowe wykazują duże zróżnicowanie składu petrograficznego (fig. 15–17).

**Facje węglowe.** Diagramy facjalne dla pokładów formacji wałbrzyskiej wykazują, że środowisko torfotwórcze stało się bardziej zróżnicowane z upływem czasu (fig. 18). Pokład 680 zawiera głównie węgiel pasemkowy błyszczący o zawartości wityrynytu ponad 90% (fig. 18) i reprezentuje on telmatyczną strefę leśną. Jednakże należy wspomnieć, że w innych częściach niecki wałbrzyskiej pokład ten ma prawdopodobnie charakter humosapropelowy i dlatego też wyniki uzyskane tutaj nie mogą być uważane za reprezentatywne dla całego pokładu, tym bardziej że pokład ten występuje jako nieciągły horyzont o niskiej miąższości.

W pokładzie 678 prawie wszystkie węgle pasemkowe błyszczące i pasemkowe reprezentują telmatyczne torfowisko leśne, tymczasem pasemkowe matowe i matowe – limno-telmatyczne torfowisko leśne (fig. 19). W węglu pasemkowym dominuje odmiana o zwiększonej zawartości inertynytu (M. Mastalerz 1988). Węgiel pasemkowy matowy jest reprezentowany również przez odmianę bogato inertynitową, która odpowiada telmatycznej strefie leśnej. Węgiel matowy jest związany z głębszą częścią limno-telmatycznej strefy leśnej. Strefy terestrialna, szuwarowa oraz wód otwartych nie zostały zarejestrowane w składzie badanego węgla tego pokładu. Wskaźnik żelifikacji waha się od 2,7 do 12, a wskaźnik zachowania materiału tkankowego od 3 do 7 (fig. 20). Wskaźniki facjalne określające wilgotność oraz udział materiału drzewnego są zróżnicowane w poszczególnych analizowanych profilach (fig. 21), co wskazuje zmienność tych parametrów podczas depozycji pokładów.

Pokład 672 reprezentuje wszystkie facje torfowiskowe z wyjątkiem terestrialnej (fig. 18). Węgiel pasemkowy błyszczący związany jest z telmatyczną strefą leśną. Węgiel pasemkowy o zwiększonej zawartości egzynitu reprezentuje telmatyczną strefę szuwarową, a o zwiększonej zawartości inertynytu – telmatyczną strefę leśną (M. Mastalerz 1988). Węgiel pasemkowy matowy stwierdzano sporadycznie (fig. 19); był on związany z limno-telmatyczną, a nawet telmatyczną strefą z powodu dużej zawartości inertynytu. Ten typ węgla zawierał czasami podwyższoną zawartość substancji mineralnej w takich przypadkach reprezentował on limno-telmatyczną strefę szuwarową lub stre-

fę wód otwartych. Każdy z profilów tego pokładu badanych petrograficznie reprezentuje różne charakterystyki facjalne. Wskaźnik żelifikacji waha się od 1 do ponad 20, wskaźnik zachowania materiału tkankowego od 1 do ponad 10, najczęściej 1–7 (fig. 20). Dwa pozostałe wskaźniki facjalne są również bardzo zróżnicowane (fig. 21).

Pokład 664/665, podobnie jak 672, reprezentuje szeroki zespół środowisk facjalnych, od telmatycznej strefy leśnej do strefy wód otwartych (fig. 18). Jedynie terestrialna strefa leśna nie została tutaj zarejestrowana. Większość węgla pasemkowego błyszczącego i pasemkowego jest związana z telmatyczną strefą leśną. Węgiel pasemkowy matowy reprezentuje wszystkie

facje oprócz terestrialnej i wód otwartych (fig. 19). Odmiana o podwyższonej zawartości inertynitu jest związana z telmatyczną strefą, zarówno leśną jak i szuwarową, a odmiana o podwyższonej zawartości substancji mineralnej tworzyła się w strefie limno-telmatycznej. Węgiel matowy związany jest ze strefą wód otwartych, a także strefą limno-telmatyczną, leśną i szuwarową. Wskaźnik żelifikacji dla węgla tego pokładu zmienia się od 0,7 do prawie 100, najczęściej 1–20, a wskaźnik zachowania materiału tkankowego waha się od 0,7 do 9 (fig. 20). Bardzo zmienne są również wskaźniki oznaczające wilgotność oraz udział materiału drzewnego w badanych profilach (fig. 21), co potwierdza duże zróżnicowanie środowiska torfotwórczego.

## LITOFACJALNA CHARAKTERYSTYKA OSADÓW KLASTYCZNYCH

*Osady podścielające pokłady węgla.* Porównanie map zawartości osadów gruboklastycznych pod pokładami ukazuje, że w obrębie formacji wałbrzyskiej rozkład stref o dominacji osadów gruboklastycznych jest nieco odmienny w części dolnej i w górnej (fig. 22). W części dolnej, pod pokładami 672 i prawdopodobnie 669, stwierdza się meandrujący układ tych stref o głównej orientacji E–W (fig. 22 A). W części górnej obserwuje się prosty pas piaskowcowy o NE orientacji (fig. 22 B, C, D). Różnica pomiędzy dolną i górną częścią formacji zaznaczona jest również w rozkładzie miąższości interwałów klastycznych między pokładami (fig. 23). Pod pokładami 678, 672 i 669 najwyższa miąższość notowana jest we E części badanego obszaru (fig. 23 A, B). W wyższej części formacji największą miąższość obserwuje się w części centralnej obszaru, co odpowiada strefom o dużej zawartości osadów gruboklastycznych pod pokładami (fig. 23 C, D).

Pod pokładem 678 występują osady drobnoklastyczne prawie na całym badanym obszarze (fig. 24 A); piaskowce stwierdzone są sporadycznie. Środowisko było bardziej zróżnicowane litofacjalnie w momencie zasiedlenia przez roślinność torfotwórczą w przypadku pokładu 672 (fig. 24 B). Piaskowce i łupki piaszczyste są pospolite, a ich układ sugeruje trakty fluwialne. Wyraźny pas piaskowcowy o E–W orientacji występuje pod pokładem 664/665 (fig. 24 C). W najwyższej części formacji osady drobnociarniste znów wyraźnie dominują pod pokładami, a piaskowce i łupki piaszczyste występują w postaci niewielkich, izolowanych ciał (fig. 24 D).

*Przewarstwienia klastyczne w pokładach.* W trakcie przeprowadzonych badań w badanych pokładach zostało wyróżnionych 5 typów przewarstwień klastycznych: iłowce węgliste, mułowce, tonsztajny, syderyt i zlepienie.

Iłowce węgliste tworzą soczewki do 40 cm miąższości. W profilu pionowym i lateralnie przechodzą w węgiel lub mułowce. Ich dolne kontakty są ostre, górne zaś – gradacyjne. Pod mikroskopem widoczna jest laminacja równoległa, podkreślona ułożeniem licznych klastów węglowych (pl. VIII, 1). Iłowce węgliste składają się z minerałów ilastych i klastów węglowych; kwarc jest sporadyczny i nieregularnie rozrzucony w ilastym matrix. Cechy megaskopowe i mikroskopowe tych osadów wskazują spokojne, niskoenerygetyczne środowisko. Warstewki pirofuzynitowe obserwowane lokalnie poniżej iłowców sugerują sedymentację w obniżeniach pochodzenia pożarowego (Staub, Cohen 1979; Kravits, Crelling 1981; Taylor 1981).

Mułowce i mułowce piaszczyste mają względnie duże rozprzestrzenienie lateralne i osiągają do kilkudziesięciu cm miąższości. Wykazują one równoległą laminację, podkreśloną czasem przez wzrost wielkości ziarna w środkowej części ławicy. Kontakty warstw są ostre. Pod mikroskopem widoczne są ziarn

na kwarcu, minerały ilaste i klasty węglowe. Cechy strukturalno-teksturalne tych osadów sugerują związek z korytami fluwialnymi; mogą to być osady powodziowe lub krewasowe.

Tonsztajny występują w postaci kilkucentymetrowych warstwek o dużym rozprzestrzenieniu lateralnym. Zostały one stwierdzone w pokładach 675, 672, 664/665 i 662. Kaolinit jest jedynym minerałem ilastym wchodzącym w ich skład (fig. 25); z innych minerałów stwierdza się kwarc, skałen, a także substancję węglową. Tonsztajny wszystkich pokładów charakteryzują się strukturą krupową i krystaliczną (pl. VIII, 2, 3; IX, 2, 3), jakkolwiek różnią się między sobą stopniem wykształcenia tych struktur, a także stosunkiem zawartości kryształów i agregatów o strukturze krupowej do kaolinitowego tła. Pochodzenie tonsztajnowe wiąże się powszechnie z działalnością wulkaniczną, a zwłaszcza z opadem tufu (Spears 1970; Bohor *et al.* 1976; Spears, Kanaris-Sotiriou 1979; Pevear *et al.* 1980; Ryer, Langer 1980; Bohor, Triplehorn 1981; Yi-Ping Zhou *et al.* 1982; Addison *et al.* 1983).

Przewarstwienie zbudowane z syderytu stwierdzone zostało tylko w pokładzie 664/665 (fig. 26). Jego obecność może wskazywać na warunki redukcyjne (Bustin *et al.* 1983) i przypuszczalnie neutralny charakter środowiska (Cecil *et al.* 1981, 1982).

Zlepienie zazwyczaj stanowią część grubszych przewarstwień, a ich cechy sedymentologiczne są typowe dla osadów korytowych. Zatem ich obecność wskazuje, że okresowo dochodziło do awulsji koryt na obszar torfowiska.

Miąższość i rozmieszczenie przewarstwień klastycznych w obrębie pokładów formacji wałbrzyskiej świadczy, że NE część badanego obszaru była bardziej podatna na inwazję materiału klastycznego w czasie depozycji wszystkich pokładów (fig. 27).

*Osady klastyczne przykrywające pokłady.* Rozkład litofacji klastycznych nad pokładami wykazuje duże zróżnicowanie. Powyżej pokładu 678 dominują piaskowce i zlepienie (fig. 28A). Tylko pas o E–W orientacji ma drobnociarnisty charakter. Pokład 672 jest przykryty zarówno drobnociarnymi, jak i grubociarnymi osadami (fig. 28B). Grubociarniste osady tworzą strefy, których przebieg sugeruje koryta rozprzeczające. Powyżej pokładu 664/665 występują piaskowce i zlepienie w południowej części badanego obszaru, a osady drobnociarniste w części północnej (fig. 28C). W najwyższej części formacji, nad pokładami 661 i 662, dominują osady drobnociarniste (fig. 28D). Obecny rozkład litofacji nad pokładami często nie jest układem pierwotnym. Dotyczy to zwłaszcza tych miejsc, gdzie nad pokładami stwierdzamy litofacje piaszczyste czy zlepieniowe (McCabe 1984); środowisko korytowe mogło usuwać grube pakiety złożonych wcześniej osadów.

*Związek sedimentacji klastycznej i fitogenicznej.* Związek pomiędzy sedimentacją klastyczną i fitogeniczną rozpatrywany był w aspekcie następujących zależności: a) miąższość klastycznych interwałów poniżej pokładów, zawartość piaskowca w tych interwałach a miąższość pokładów, b) zawartość piaskowca w interwałach pod pokładami a miąższość i ilość przerostów w pokładach, c) litologia stropu i spągu a miąższość pokładów, d) rozmieszczenie stref piaskowcowych poniżej pokładów a petrografia węgla. Miąższość badanych pokładów prezentuje figurę 29.

Najwyraźniejszą korelację pomiędzy miąższością nizejległego interwału klastycznego a zawartością piaskowca w tym interwale obserwuje się w pokładzie 669, gdzie wzrostowi zawartości piaskowca towarzyszy wzrost miąższości interwału (M. Mastalerz 1988). Może to wskazywać, że obecna miąższość interwału była w dużej mierze kontrolowana przez kompaktację (Weller 1959; Fielding 1984). Dla pokładów 672, 664/665, 662 i 661 te zależności są bardzo niewyraźne. Sugeruje to, że obszar zasiedlany przez roślinność torfowiskową był zróżnicowany pod względem stabilności, co uniemożliwiło wykształcenie się tych zależności dla obszaru badań jako całości. Natomiast dla niektórych części obszaru istnieją dość wyraźne korelacje nawet i dla tych pokładów.

Istnieje zależność pomiędzy miąższością pokładów a zawartością osadów grubodetrytycznych w interwałach klastycznych

pod pokładami. Dla pokładów 672 i 662 wzrost zawartości osadów grubodetrytycznych pod pokładami jest stowarzyszony ze wzrostem miąższości pokładów (fig. 30). Dla pokładu 669 relacja ta jest odwrotna, a dla 664/665 nie zaobserwowano wyraźnej zależności. Istnieje wyraźny związek pomiędzy litologią skał stropowych i spągowych a miąższością pokładów (fig. 31). Nad osadami drobnoziarnistymi pokłady grubieją, pod gruboziarnistymi – cienieją.

Subśrodowisko poprzedzające depozycję torfową miało duży wpływ na petrografię węgla. W pobliżu aktywnych koryt fluwialnych węgiel charakteryzuje się wysoką zawartością wityrynytu, co oznacza duży udział materiału drzewnego. Taki węgiel reprezentuje telmatyczną strefę leśną. Stabilność stref korytowych oraz częste inwazje materiału klastycznego uniemożliwiły rozwój regularnej zmienności petrograficznej w obrębie pokładów. W strefach pozakorytowych roślinność formacji szuwarowej odgrywała dużą rolę na torfowiskach, stąd też w takich strefach z reguły obserwujemy podwyższoną zawartość egzynitu. Takie obszary charakteryzowały się wysokim, ale stałym tempem subsydencji, co umożliwiło deponowanie grubych ławic torfu z zespołem roślinnym przystosowanym do coraz wilgotniejszych warunków. Dlatego też w pokładach obserwujemy wyraźną tendencję zmniejszającej się ku stropowi zawartości wityrynytu.

## ROZPOCZĘCIE I ZAKOŃCZENIE DEPOZYCJI TORFOWEJ

Obecność warstewek tonsztajnow w pokładach formacji wałbrzyskiej umożliwia nam wnioskowanie, które miejsca były najwcześniej zasiedlane przez roślinność torfowiskową i w którym kierunku rozwijała się depozycja torfu. W pokładzie 664/665 depozycja torfu została zapoczątkowana w miejscach obniżonych, położonych na E i W od głównego pasa piaskowcowego (fig. 32A), natomiast strefy korytowe stały się miejscem depozycji torfu znacznie później. Zakładając redukcję objętości przy przejściu od torfu do średnio uwęglonego węgla kamiennego na 1:7 (Ryer, Langer 1980; Winton 1986 i in.), a tempo depozycji torfowej na 1 mm/rok (Spackman *et al.* 1976; Frazier *et al.* 1978; Styran, Bustin 1983a,b) uzyskamy różnicę czasu pomiędzy rozpoczęciem depozycji torfu w strefach pozakorytowych a jej rozpoczęciem w strefach korytowych rzędu 10000 lat. Podobne zjawiska obserwujemy w przypadku zakończenia depozycji torfu. Od momentu, gdy zakończyła się ona, w profilu 10 (fig. 32A) do jej zakończenia w profilach 2, 11, 12 upłynęło kilka tysięcy lat. W profilach 5 i 10 nad węglem występują osady drobnoziarniste, zatem usunięcie górnej części pokładu przez erozję wydaje się mało prawdopodobne. W przypadku pokładu 672 również mamy wyraźne przejawy diachronizmu pokładu (fig. 32B). Od momentu rozpoczęcia depozycji torfu w profilu 1 do jej rozpoczęcia w profilu 5 upłynęło około 5000 lat. Zakończenie depozycji w profilach 2 i 4 miało miejsce dużo wcześniej niż w profilu 1. Ewidentnie diachroniczny jest również pokład 675, w którym warstewka tonsztajnu występuje w różnych pozycjach. Natomiast pokład 678 ze względu na małą miąższość przerostów, jednolity charakter depozycji torfowej oraz względnie stałą miąższość można uznać za izochroniczny.

Analiza przejść pomiędzy węglem a osadami klastycznymi

sugeruje dwie możliwe przyczyny przerwania depozycji torfu pokładów formacji wałbrzyskiej: stopniowe pogłębienie torfowisk prowadzące do zatopienia oraz awulsja koryt na obszary torfowiskowe. Obydwa zjawiska znane są ze współczesnych środowisk aluwialnych i deltowych (Fisk 1944; Smith 1983; McCabe 1984). W przypadku awulsji koryt depozycja torfu kończyła się nagle, jak w pokładzie 678. Efekty awulsji były również obserwowane w pokładach 672 i 664/665, ale na mniejszą skalę. W strefach awulsji węgiel charakteryzuje się wysoką zawartością wityrynytu, a także zawiera dużą ilość przewarstwień klastycznych. Ponieważ taki węgiel oznacza obszar niestabilny, o szybkim i zmiennym tempie subsydencji, wydaje się, że awulsja była rezultatem nagłej zmiany tempa subsydencji.

Powolne zatopianie torfowisk miało miejsce w warunkach spokojnych, na obszarach o wysokim, ale stałym tempie subsydencji. W takich obszarach obserwuje się wyraźne zmiany składu petrograficznego w pokładach, wyrażające się zmniejszeniem zawartości wityrynytu ku stropowi pokładu. W stropowych partiach pokładów obserwuje się wysokie zawartości trimacerytu z dużą ilością anizotropowych, inertynitowych fragmentów (pl. X, 1). Stowarzyszone są one z wityrynitowymi klasami o dużo wyższej refleksyjności niż tło wityrynitowe (pl. X, 3, 4). Trimaceryt jest również wzbogacony w substancję mineralną. Takie cechy węgla sugerują wzrastającą wilgotność i energię środowiska (Hower *et al.* 1987). W kilku przypadkach w stropie pokładów 672 i 664/665 stwierdza się brekcję węglową. Występuje ona w formie trimacerytowych, czasem durytowych i inertytowych fragmentów otoczonych przez kalcyt czy jako fragmenty różnych mikrolitotypów w wityrynitowym tle (pl. X, 2). Obecność brekcji węglowej w stropie pokładów również wskazuje, że środowisko stawało się wyżej energetyczne.

## OBRAZ DEPOZYCJI POKŁADÓW WĘGLA

Analiza mikrofacjalna węgla, jak również analiza facjalna osadów klastycznych otaczających pokłady stała się podstawą rekonstrukcji warunków depozycyjnych pokładów węgla (torfu) w obrębie formacji wałbrzyskiej. Pokład 680 tworzył się w lokalnych obniżeniach terenu. Substancja organiczna była rozkładana w telmatycznej strefie leśnej w warunkach torfowiska kwaśnego o pH poniżej 4,5, co sprzyjało zachowaniu wityrynytu. Czasami dochodziło do pogłębiania torfowisk, co prowadziło do sedimentacji humosapropelitowego typu.

Pokład 678 tworzył się w bardzo spokojnych warunkach. Depozycja torfu rozpoczęła się prawie równocześnie na całym badanym obszarze, na zrównanej i ujednoczonej litofacjalnie powierzchni. Część E badanego obszaru była bardziej niestabilna, co sprzyjało sedimentacji cienkich przewarstwień klastycznych. Depozycja torfu przebiegała w strefie telmatycznej i limno-telmatycznej torfowiska leśnego. Torf był okresowo ekspozowany na warunki utleniające, często związane z pożarami, co dało w efekcie wysoką zawartość inertynytu, głównie fuzytytu i semifuzytytu. Substancja organiczna ulegała rozkładowi w warunkach kwaśnych, pH poniżej 4,6, co wynika z wysokiej zawartości wityrynytu, niskiej zawartości pirytu i tylko koalinitowego składu minerałów ilastych (Staub, Cohen 1979; Bustin *et al.* 1983; Davis *et al.* 1984). Obszar depozycyjny zlokalizowany był poza zasięgiem wpływu koryt, co umożliwiło intensywną depozycję torfową. Okresowo torfowisko było prawdopodobnie zasilane przez wody opadowe, roczna precipitacja przewyższała odpływ, co jest cechą charakterystyczną dla torfowisk wysokich i dobrze koresponduje z niską zawartością popiołu i siarki w węglu (fig. 33). Depozycja torfu została przerwana przez szybką, intensywną dostawę gruboziarnistego materiału związanego z żwirowymi rzekami roztokowymi.

Depozycja torfowa pokładu 672 wkroczyła na równię aluwialną z dobrze rozwiniętymi strefami korytowymi i pozakorytowymi. Dolna granica pokładu ma wyraźnie diachroniczny charakter. Depozycja torfu rozpoczęła się w opuszczonych korytach, a także w obniżeniach pomiędzy nimi. Większa miąższość pokładu nad strefami korytowymi świadczy, że opuszczone koryta bardzo sprzyjały depozycji torfowej. Torf był de-

ponowany w zróżnicowanych warunkach facjalnych: od telmatycznej strefy leśnej do strefy wód otwartych. Jedynie strefa terestrialna nie została zarejestrowana w węglu. Depozycja torfu była przerywana przez uaktywniające się strefy korytowe, a także opad tufu wulkanicznego. Średnia zawartość popiołu, niska siarki (fig. 34) i kaolinitowy charakter minerałów ilastych sugerują kwaśne środowisko, a razem z obecnością przewarstwień klastycznych wskazują na torfowisko niskie zasilane przez wody powierzchniowe i gruntowe (Fiedler, Reissig 1964; Little 1986). Przerwanie depozycji torfu miało diachroniczny charakter i nastąpiło głównie jako wynik zatopienia torfowiska, sporadycznie awulsji koryt na jego obszar.

W przypadku pokładu 664/665 roślinność torfowiskowa zasiedliła obszar zróżnicowany pod względem stabilności, z różnymi strefami korytowymi i pozakorytowymi. Depozycja torfu rozpoczęła się od miejsc obniżonych morfologicznie pomiędzy korytami rozprowadzającymi, w strefy korytowe wkroczyła znacznie później. Tempo depozycji torfowej, podobnie jak tempo subsydencji, nie były jednakowe na badanym obszarze, o czym świadczy obecność grubych przewarstwień klastycznych w NE i SE części badanego obszaru. Węgiel reprezentuje szeroki wachlarz facji węglowych od telmatycznej leśnej do wód otwartych. Dolne, bogato wityrytowe partie pokładu sugerują, że większość vegetacji była typu drzewnego. Górna zaś, względnie matowa część tworzyła się w wilgotniejszych warunkach, sprzyjających rozwojowi roślinności typu szuwarowego. Depozycja torfu była przerywana przez opad tufu, a także dostawę materiału detrytycznego przez uaktywniające się koryta. Zróżnicowana zawartość popiołu (fig. 35), obecność klastycznych, głównie mułowcowych przerostów o kaolinitowym składzie wskazują na warunki typowe dla torfowisk niskich. Te cechy oraz niska zawartość siarki (fig. 35) świadczą o dużej kwasowości środowiska, pH poniżej 4,6. Jednakże obecność syderytowego przerostu może wskazywać, że okresowo torfowisko zmieniło swój charakter na neutralny. Zakończenie depozycji torfowej nastąpiło w rezultacie stopniowego zatopienia, a lokalnie awulsji koryt.

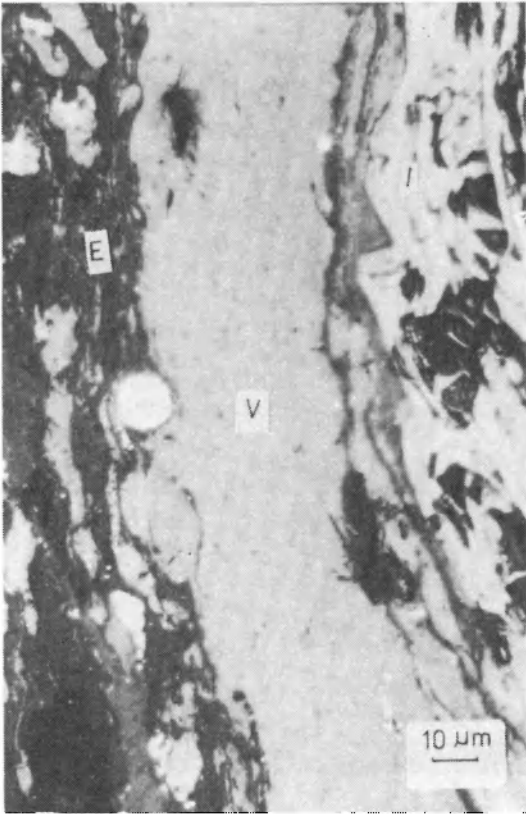
Wrocław, kwiecień, 1989

## **PLATES AND EXPLANATIONS**

## PLATE I – PLANSZA I

### Maceral composition of coal Skład maceralny węgla

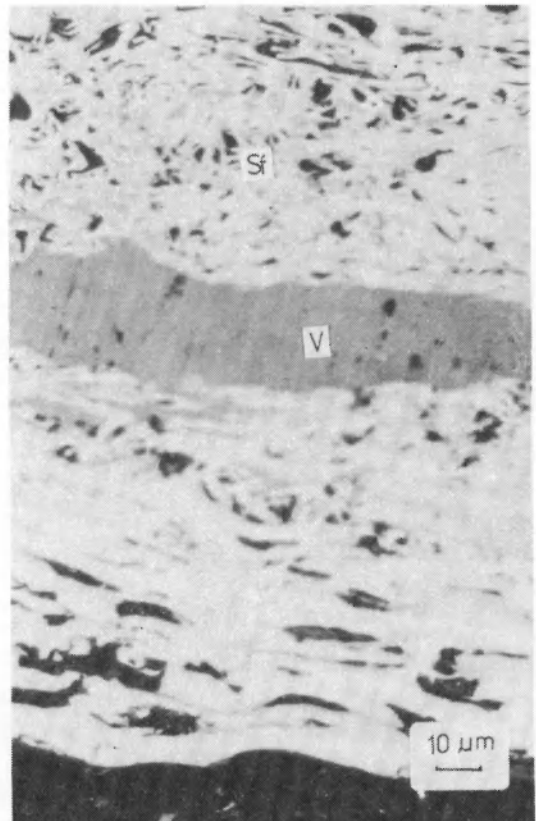
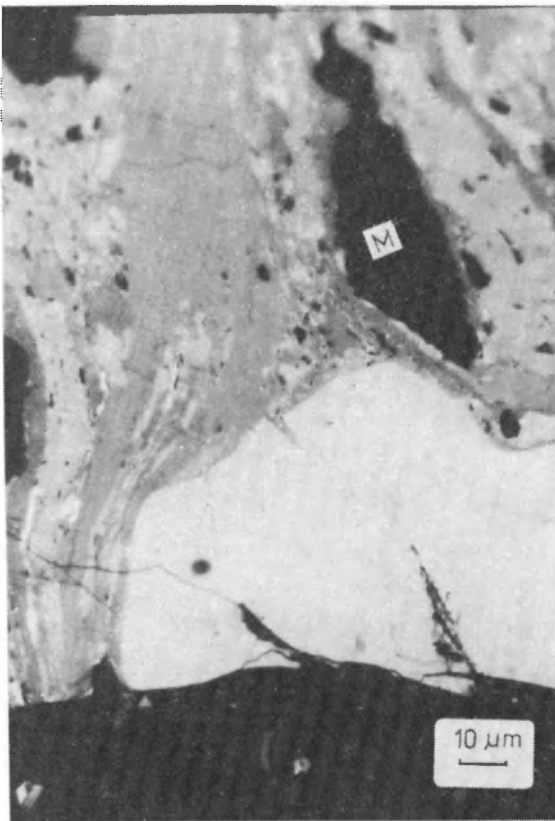
1. Vitrinite (V) surrounded by inertinite (I) and exinite (E). 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Witrynit (V) otoczony przez inertynit (I) i egzynit (E). Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
2. Exinite (dark grey) surrounded by vitrinite (grey) and inertinite (right upper corner). 672 seam. Reflected light, oil immersion.  
Egzynit (ciemnoszary) otoczony przez witrynit (szary) i inertynit (w prawym górnym rogu). Pokład 672. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
3. Macrinite (white) in vitrinite-inertinite coal enriched in mineral matter (M). 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Makrynit w otoczeniu witrynit-inertynitowego węgla wzbogaconego w substancję mineralną (M). Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
4. Vitrinite layer (V) between two types of semifusinite (sf). 678 seam. Reflected light, oil immersion.  
Warstwa witrynit (V) między dwoma typami semifuzynitu (sf). Pokład 678. Światło odbite, obiektyw imersyjny.



1



2



4

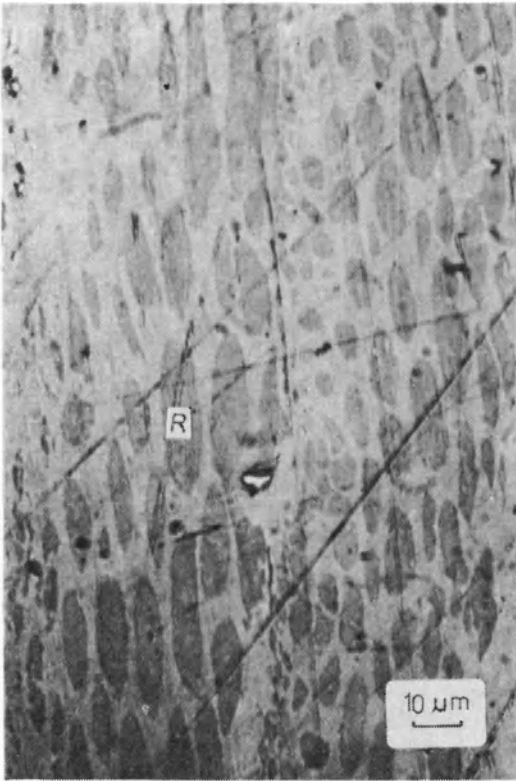
maria MASTALERZ — Petrography and depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation, Intrasudetic Basin, SW Poland  
Petrografia i warunki depozycji pokładów węgla formacji wałbrzyskiej w niecce śródsudeckiej (SW Polska)

**PLATE II – PLANSZA II**

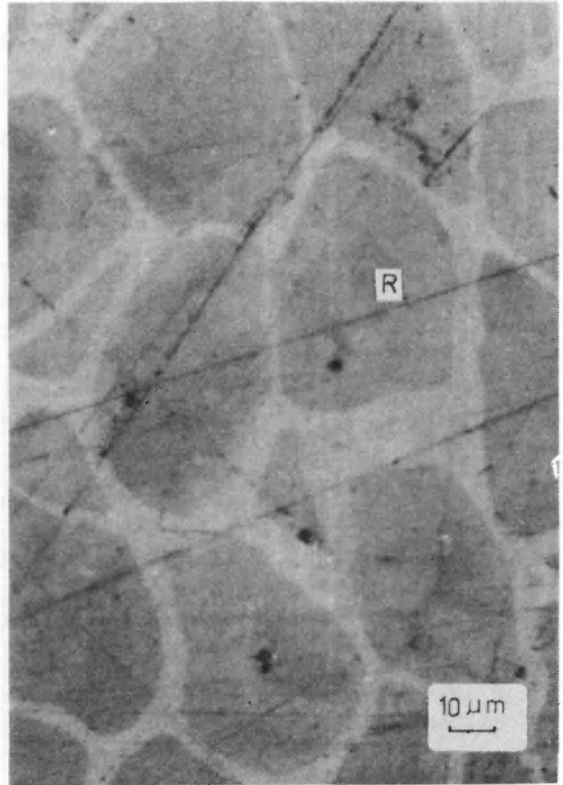
**Vitrinite coal  
Węgiel wityrynitowy**

1. Telinite with cells infilled with resinite (R). Note gradual decrease in cell size. 672 seam. Reflected light, oil immersion.  
Telinit o komórkach wypełnionych rezynitem (R). Zauważ stopniowe zmniejszanie się wielkości komórek. Pokład 672. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
2. Telinite with big cells infilled with resinite (R). 672 seam. Reflected light, oil immersion.  
Telinit z dużymi komórkami wypełnionymi rezynitem (R). Pokład 672. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
3. Pseudovitrinite with relicts of cell structure and few slit-like openings. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Pseudowityrynit ze śladami struktury komórkowej i kilkoma szczelinkami. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
4. Pseudovitrinite with slightly curved slit-like openings. 678 seam. Reflected light, oil immersion.  
Pseudowityrynit z lekko wygiętymi szczelinkami. Pokład 678. Światło odbite, obiektyw imersyjny.





1



2



3



4

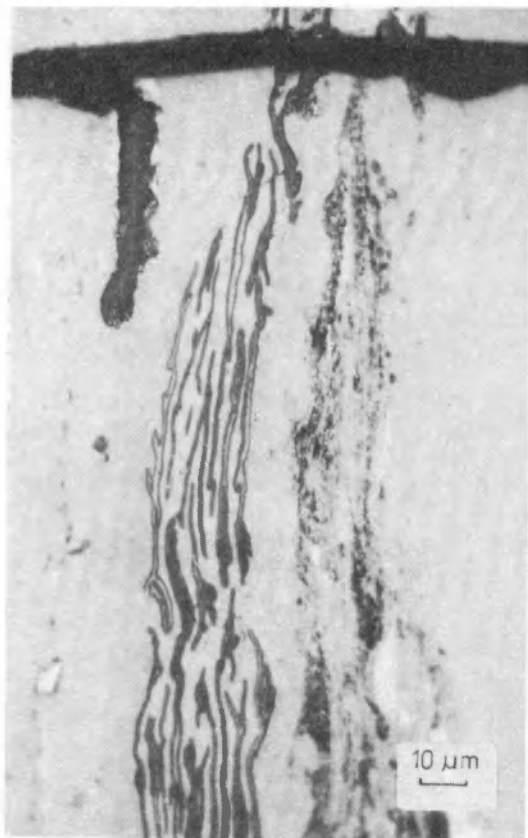
Maria MASTALERZ - Petrography and depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation, Intrasudetic Basin, SW Poland  
Petrografia i warunki depozycji pokładów węgla formacji wałbrzyskiej w niecce śródsudeckiej (SW Polska)

### PLATE III – PLANSZA III

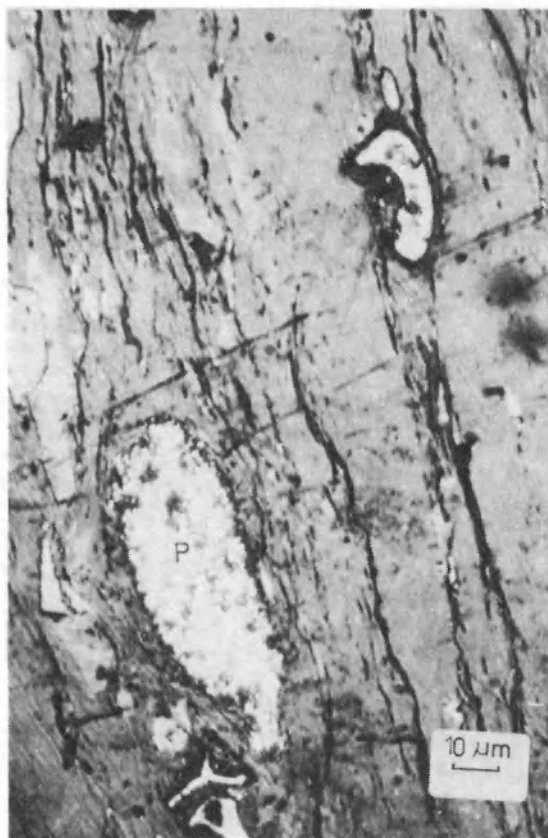
#### Coal rich in exinite

#### Węgiel o dużej zawartości egzynitu

1. Spores (dark grey) in vitrinite groundmass. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Spory (ciemnoszare) w wityrynitowym tle. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
2. Vitrinite (grey) with abundant sporinite (black wisps), inertinite (white) and framboidal pyrite (P). 672 seam. Reflected light, oil immersion.  
Wityrynit (szary) ze sporynitem (czarne pasemka), inertynitem (biały) i pirytem framboidalnym (P). Pokład 672. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
3. Sporinite (S) in vitrinite often impregnated with resinite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Sporynit (S) w wityrynicie często impregnowany rezynitem. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
4. Concentration of sporinite. Scleritinite (Sc) in the background of vitrinite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Nagromadzenie sporynitu. Sklerotynit (Sc) w wityrynicie. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.



1



2



3



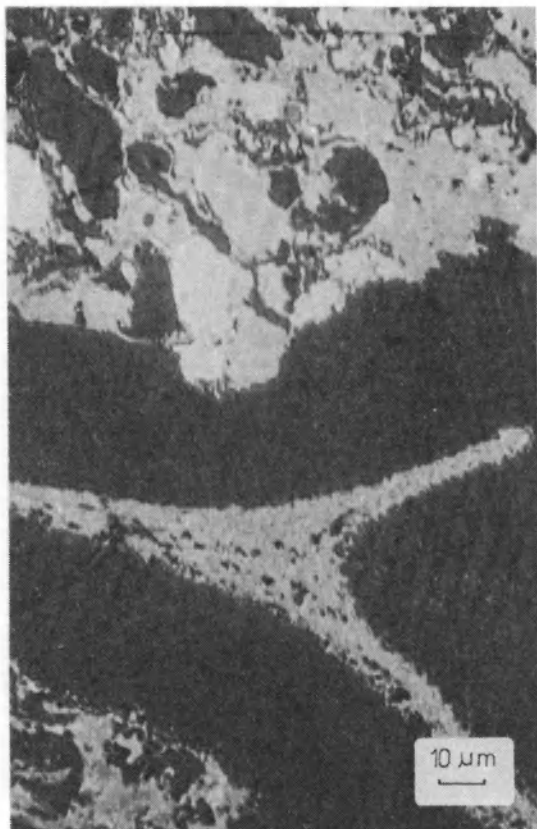
4

Maria MASTALERZ - Petrography and depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation, Intrasudetic Basin, SW Poland  
 Petrografia i warunki depozycji pokładów węgla formacji wałbrzyjskiej w niecce śródsudeckiej (SW Polska)

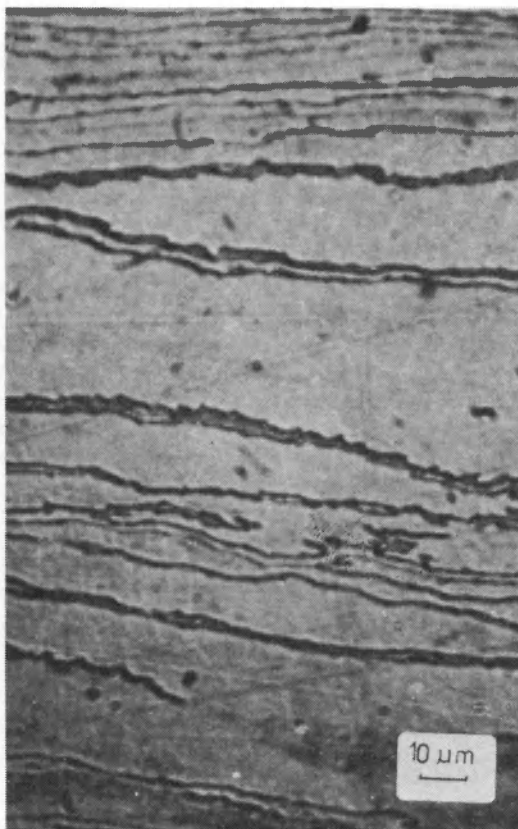
**PLATE IV — PLANSZA IV**

**Coal rich in exinite  
Węgiel o dużej zawartości egzynitu**

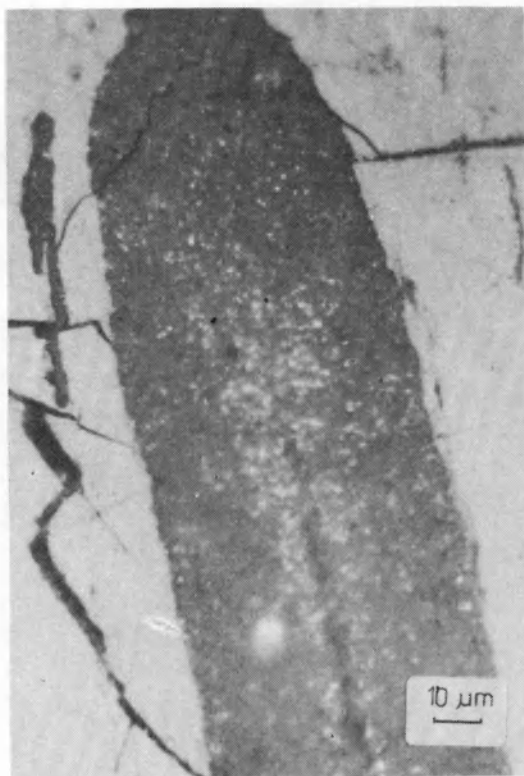
1. Megaspore in clarodurite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Megaspóra w klarodurycie. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
2. Cuticularite; numerous cuticles (dark grey) in vitrinite background. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Klaryt kutikulowy; liczne kutikule (ciemnoszare) w wityrynitowym tle. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
3. Fragment of sporangium surrounded by vitrinite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Fragment sporangium otoczonego przez wityrynit. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
4. Duroclarite enriched in mineral matter. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Duroklaryt o dużej zawartości substancji mineralnej. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.



1



2



3



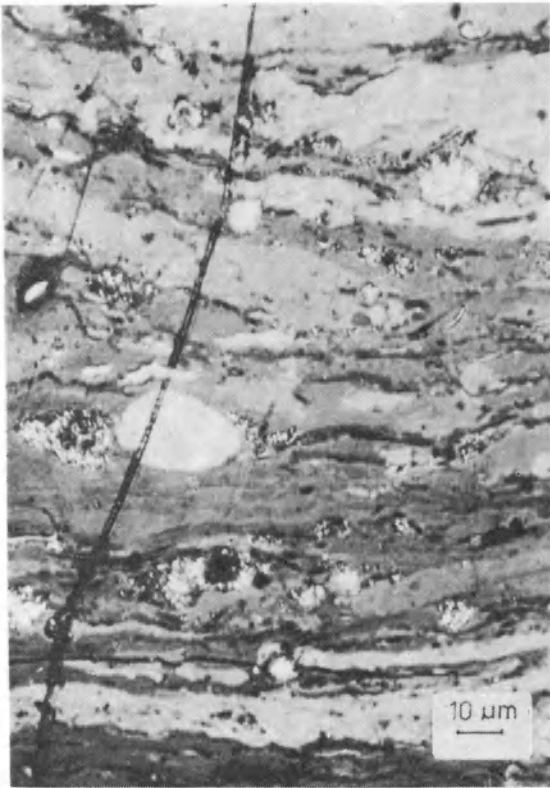
4

Maria MASTALERZ - Petrography and depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation, Intrasudetic Basin, SW Poland  
Petrografia i warunki depozycji pokładów węgla formacji wałbrzyskiej w niecce śródsudeckiej (SW Polska)

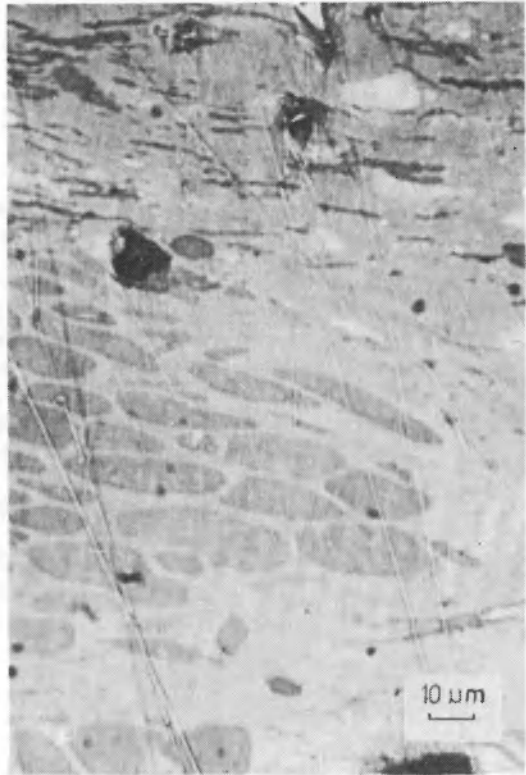
**PLATE V – PLANSZA V**

**Trimacerite and durite coal  
Trimacerytowy i durytowy węgiel**

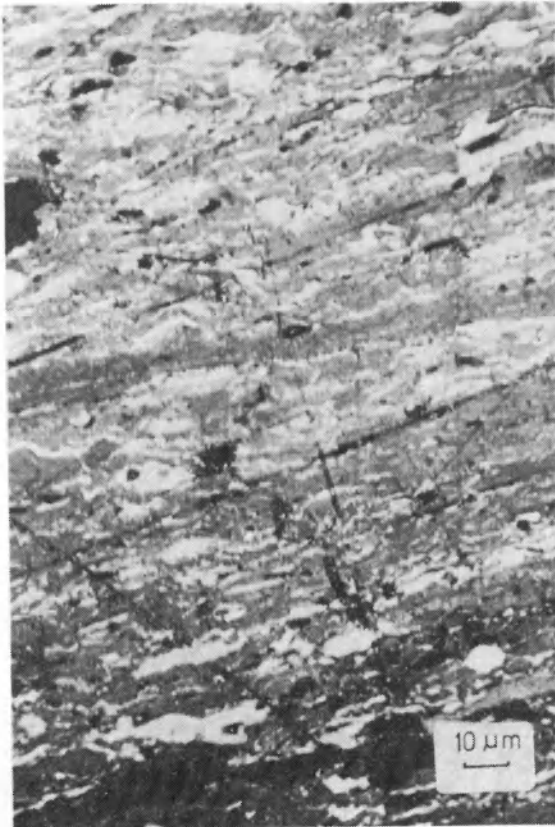
1. Clarodurite (upper part) passing to duroclarite (lower part). Note high amount of pyrite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Klaroduryt (górną część) przechodzący w duroklaryt (dolną część). Zauważ dużą ilość pirytu. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
2. Telinite surrounded by duroclarite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Telinit w otoczeniu duroklarytu. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
3. Durite. Inertinite is represented mainly by inertodetrinite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Duryt. Inertynit reprezentowany jest głównie przez inertodetrynit. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
4. Durite. Inertinite is represented by macrinite and interodetrinite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Duryt. Inertynit jest reprezentowany przez makrynit i interodetrynit. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.



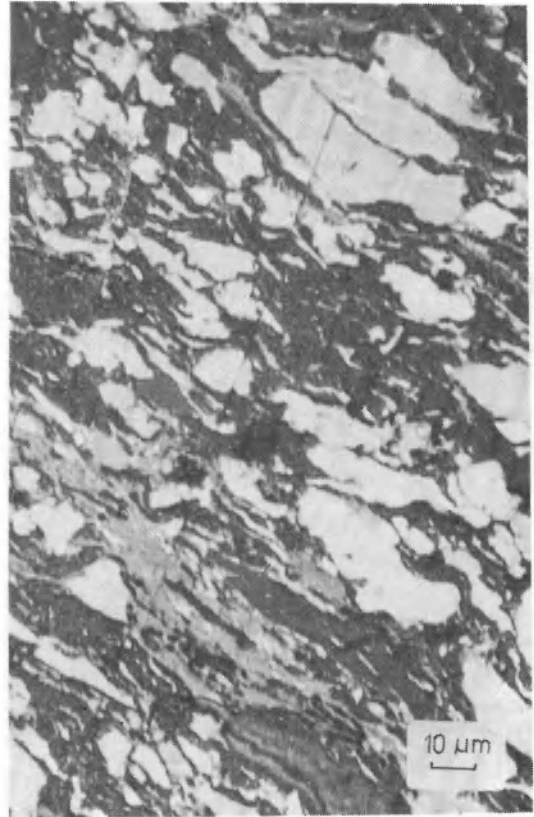
1



2



3



4

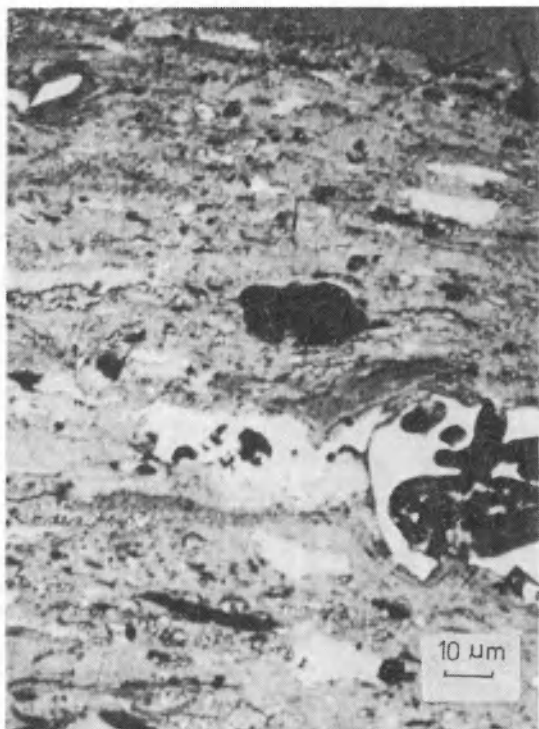
Maria MASTALERZ – Petrography and depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation, Intrasudetic Basin, SW Poland  
Petrografia i warunki depozycji pokładów węgla formacji wałbrzyskiej w niecce śródsudeckiej (SW Polska)

**PLATE VI – PLANSZA VI**

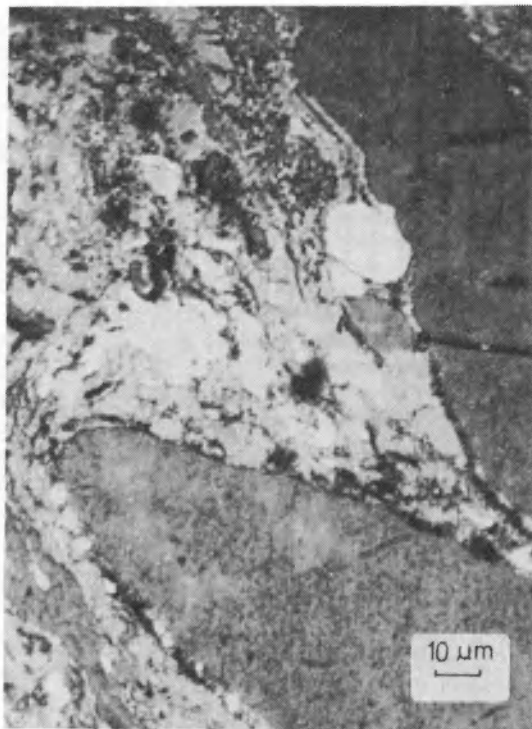
**Humo-sapropelic coal  
Węgiel humosapropelitowy**

1. Cannel coal. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Węgiel typu kennelskiego. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
2. Fragment of megaspore in cannel coal. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Fragment megaspory w węglu typu kennelskiego. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
3. Cannel coal with sclerotinite (bottom). 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Sklerotynit (dolna część) w węglu typu kennelskiego. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
4. Telinite layer with resinite in cells enveloped by cannel coal of micrinitized groundmass. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Warstewka telinitu o komórkach wypełnionych rezynitem otoczona przez węgiel typu kennelskiego o zmikrynityzowanym tle. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.

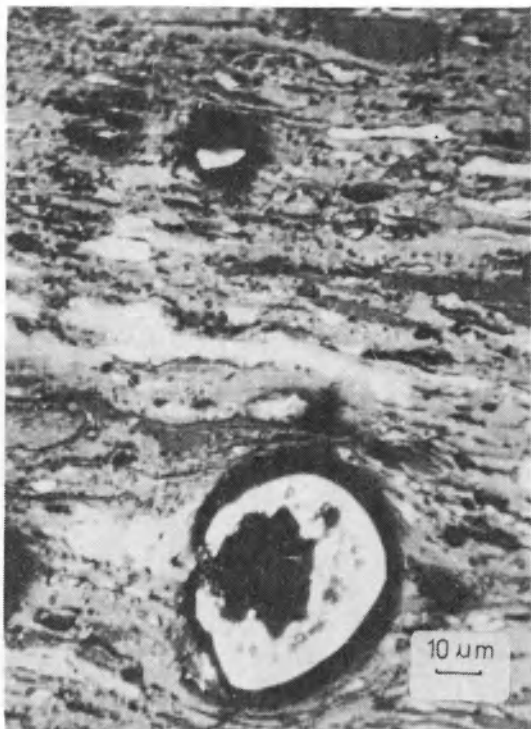




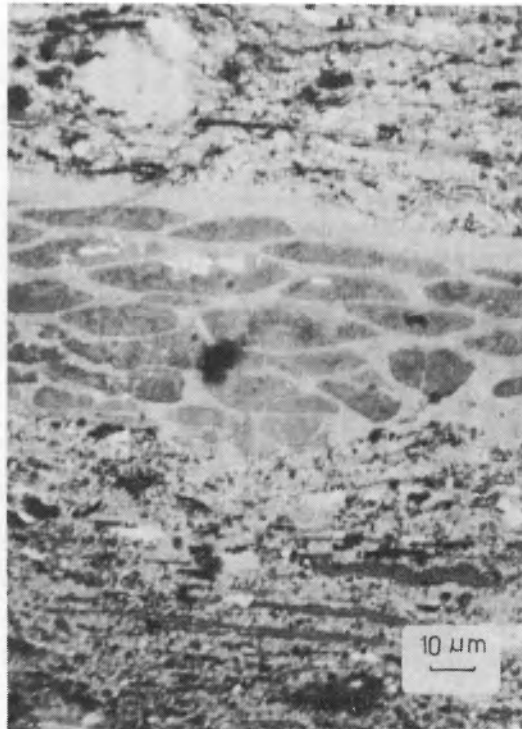
1



2



3



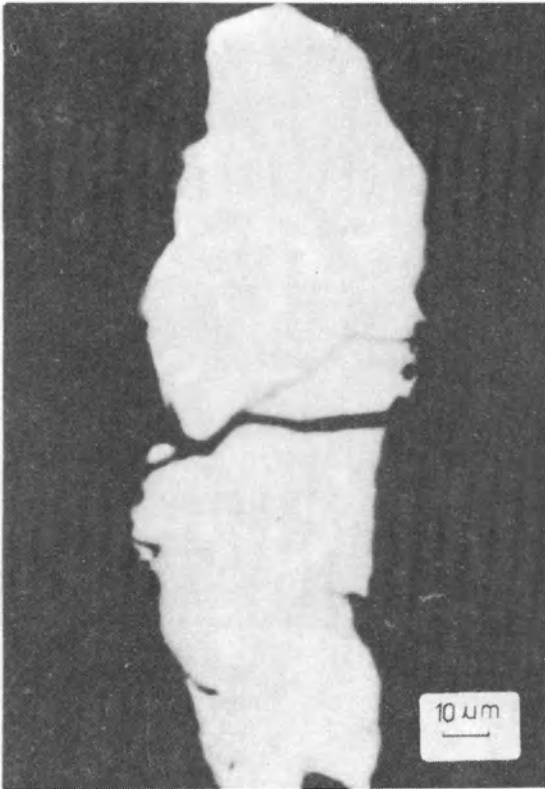
4

Maria MASTALERZ — Petrography and depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation, Intrasudetic Basin, SW Poland  
Petrografia i warunki depozycji pokładów węgla formacji wałbrzyjskiej w niecce śródsudeckiej (SW Polska)

**PLATE VII – PLANSZA VII**

**Mineral matter in coal  
Substancja mineralna w węglu**

1. Chalcopyrite in coal. 672 seam. Reflected light, oil immersion.  
Chalkopiryt w węglu. Pokład 672. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
2. Clay minerals associated with vitrinite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Minerały ilaste w węglu. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
3. Carbonates in some cells of fusinite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Węglany w niektórych komórkach w fuzynicie. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
4. Pyrite and clay minerals in coal. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Piryt i minerały ilaste w węglu. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.



1



2



3



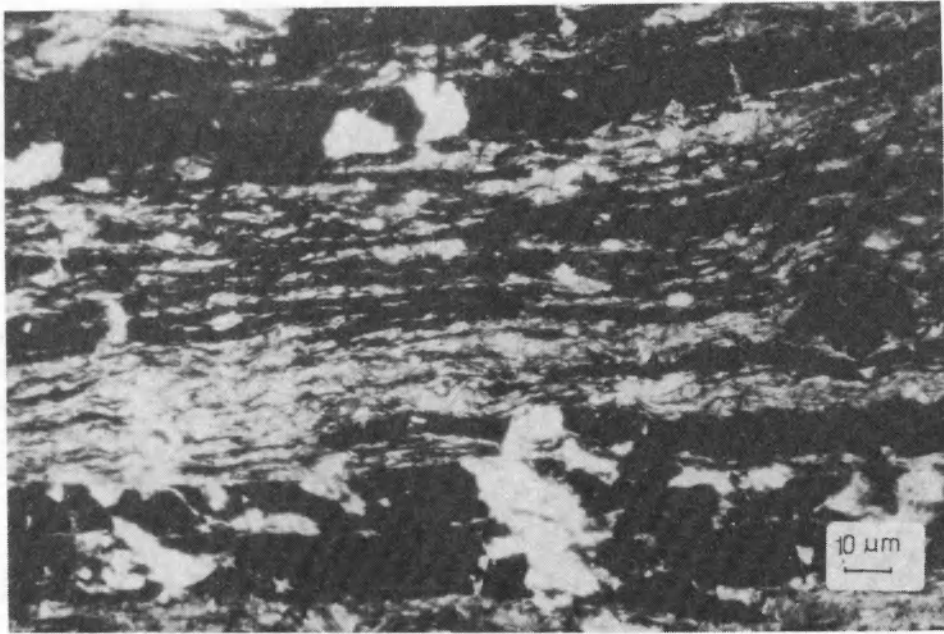
4

Maria MASTALERZ — Petrography and depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation, Intrasudetic Basin, SW Poland  
Petrografia i warunki depozycji pokładów węgla formacji wałbrzyskiej w niecce śródsudeckiej (SW Polska)

**PLATE VIII – PLANSZA VIII**

**Clastic partings  
Przewarstwienia klastyczne**

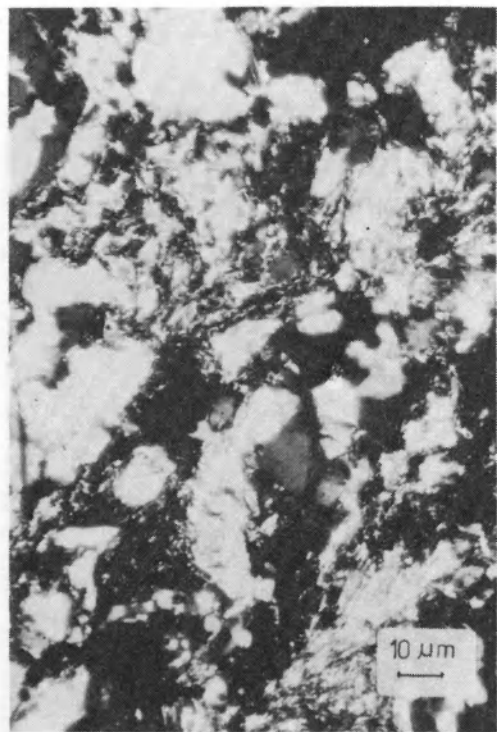
1. Carbonaceous claystone. Transmitted light.  
Iłowiec węglisty. Światło przechodzące.
2. Tonstein of gel-group structure. 664/665 seam. Transmitted light.  
Tonsztajn o strukturze krupowej. Pokład 664/665. Światło przechodzące.
3. The same field. Crossed polars.  
Ten sam obraz. Skrzyżowane nikole.



1



2



3

Maria MASTALERZ – Petrography and depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation, Intrasudetic Basin, SW Poland

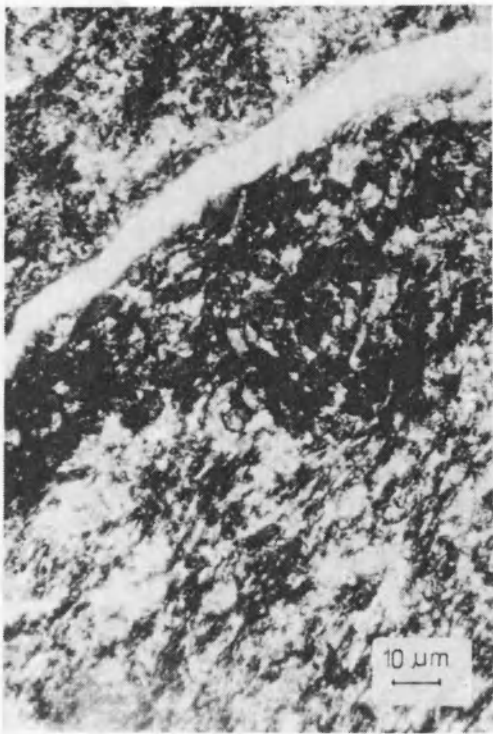
Petrografia i warunki depozycji pokładów węgla formacji wałbrzyskiej w niecce śródsudeckiej (SW Polska)

**PLATE IX – PLANSZA IX**

Clastic partings

Przewarstwienia klastyczne

1. Fine-grained variety within a siltstone parting. 672 seam. Transmitted light.  
Drobnoziarnista odmiana w mulowcu. Pokład 672. Światło przechodzące.
2. Tonstein of gel-group structure. In the centre big kaolinite. 662 seam. Transmitted light.  
Tonsztajn o strukturze krupowej. W centrum duży agregat kaolinitu. Pokład 662. Światło przechodzące.
3. Tonstein. Note pseudomorphose kaolinite after feldspar. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Tonsztajn. Zauważ pseudomorfozowy kaolinit po skaleniu. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.



1



2



3

Maria MASTALERZ – Petrography and depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation, Intrasudetic Basin, SW Poland  
Petrografia i warunki dpozycji pokładów węgla formacji wałbrzyskiej w niecce śródsudeckiej (SW Polska)

**PLATE X – PLANSZA X**

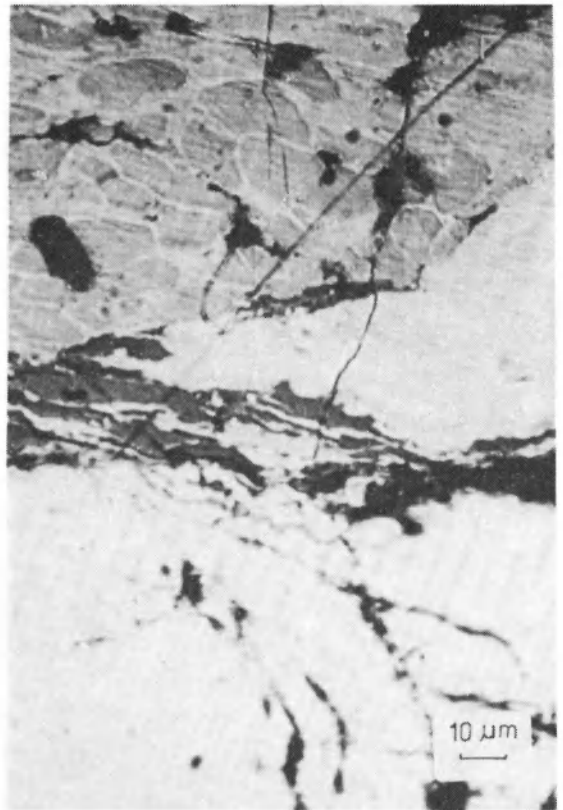
**Breccia coal  
Węgiel typu brekcyjowego**

1. Anisotropic, inertinite clast in trimacerite. 664/665 seam. Reflected light, crossed polars, oil immersion.  
Anizotropowy inertynitowy klast w trimacerycie. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
2. Coal breccia. Telinite contacts with anthracite fragment. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Brekcja węglowa. Telinit kontaktuje z antracytowym fragmentem. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
3. Anisotropy of high reflectance vitrinite clast. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Anizotropia w wityrinitowym kłaście o wysokiej refleksyjności. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.
4. Angular clast of high reflectance, vesiculated coal surrounded by lower reflectance coal; exinite and vitrinite. 664/665 seam. Reflected light, oil immersion.  
Angularny klast wysokorefleksyjnego, porowatego węgla otoczony przez węgiel o niższej refleksyjności; wityrinit i egzynit. Pokład 664/665. Światło odbite, obiektyw imersyjny.





1



2



3



4

Maria MASTALERZ - Petrography and depositional conditions of the coal seams of the Wałbrzych Formation, Intrasudetic Basin, SW Poland  
Petrografia i warunki depozycji pokładów węgla formacji wałbrzyskiej w niecce śródsudeckiej (SW Polska)