

LITHOLOGY AND SEDIMENTATION OF UPPER JURASSIC MASSIVE LIMESTONES NEAR BOLECHOWICE, KRAKÓW-WIELUŃ UPLAND, SOUTH POLAND

Jacek MATYSZKIEWICZ & Marcin KRAJEWSKI

*University of Mining and Metallurgy; Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection;
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland*

Matyszkiewicz, J. & Krajewski, M., 1996. Lithology and sedimentation of Upper Jurassic massive limestones near Bolechowice, Kraków-Wieluń Upland, south Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 66: 285-301.

Abstract. The major constituent of Upper Jurassic limestones which build Brama Bolechowicka (Bolechowice Gate, a group of valley-wall limestone rocks near Kraków) is massive limestone representing a complex of cyanobacterial-sponge carbonate buildups. Talus sediments of the buildup are present as clastic limestones exposed in isolated crags. Apparent bedding planes visible in the massive limestones are dissolution-widened fractures, fault joints and gently inclined shearing fractures in fault-related flexures. Limestones exposed ESE from Brama Bolechowicka represent interbiohermal facies and clastic sediments of variable age and origin. The Jurassic strata exposed ESE from Brama Bolechowicka lie within a wide fault zone which separates the Ojców Block from the Krzeszowice Graben. The variable dipping directions of these strata are caused mainly by the presence of hinge faults within this fault zone.

Abstrakt. Zasadniczą część górnourajskich wapieni tworzących Bramę Bolechowicką stanowi kompleks cyjanobakteryjno-gąbkowych budowli węglanowych wykształconych jako wapienie masywne. Osady talusa budowli są reprezentowane przez wapienie detrytyczne budujące pojedyncze skałki Bramy Bolechowickiej. Powierzchnie nieciągłości w wapieniach masywnych są spękaniem ciosowymi, szczelinami uskokowymi i połączonymi ścięciami tektonicznymi w obrębie fleksury przyuskokowej. Osady odsłaniające się na ESE od Bramy Bolechowickiej reprezentują facje międzybiohermalne oraz osady detrytyczne o zróżnicowanym wieku i genezie. Występowanie na ESE od Bramy Bolechowickiej utworów jurajskich o zróżnicowanym wykształceniu, ale generalnie młodszych od facji obserwowanych w Dolinie Bolechowickiej ma przyczyny tektoniczne, a nie sedimentacyjne. Zmienne kierunki nachyleń tych utworów są spowodowane głównie obecnością uskokuw zawiasowych w rozległej strefie uskokuwej oddzielającej płytę ojcowską od rowu krzeszowickiego.

Key words: carbonate buildups, microfacies, Upper Jurassic, Kraków region, Southern Poland

Manuscript received 18 April 1996, accepted 30 August 1996

INTRODUCTION

Structure and origin of limestone rocks on the Kraków-Wieluń Upland attract the attention of geologists for many years. The opinions on these topics were based on results of sedimentological, mineralogical, palaeontological and tectonic studies. The modern research technique is a combination of mesoscopic observations and microfacies analysis. Where structure of the limestones is indistinct, these two must be supported by mesoscopic observations. Unbalanced adherence to only one of these methods may lead to quite erroneous conclusions according to Kutek *et al.* (1977).

The Jurassic limestone crags are a specific place for sedimentological studies; they often require rock-climbing techniques for close inspection of structures visible on exposed rock surface and for sampling. Detailed mesoscopic

and microfacies investigations can not be replaced by observation from a long distance; this provides information only on relief which is controlled by combination of sedimentological, diagenetic, tectonic and climatic factors.

In 1995, the second author (M. K.) collected samples along vertical lines on four cliff faces within the rock group of Brama Bolechowicka (Bolechowice Gate): Filar Pokutników and Zamarła Turnia on the west slope of the valley, Filar Wallischa and Żółta Ścianka on the east slope. The sample collection was accompanied by detailed observation and registration of mesoscopic sedimentary structures. The authors studied also the lithology of sediments in the other rocks of the Bolechowicka valley and in small quarries adjacent to Brama Bolechowicka on its ESE side. Microfacies analysis and interpretation was performed by the first author (J. M.)

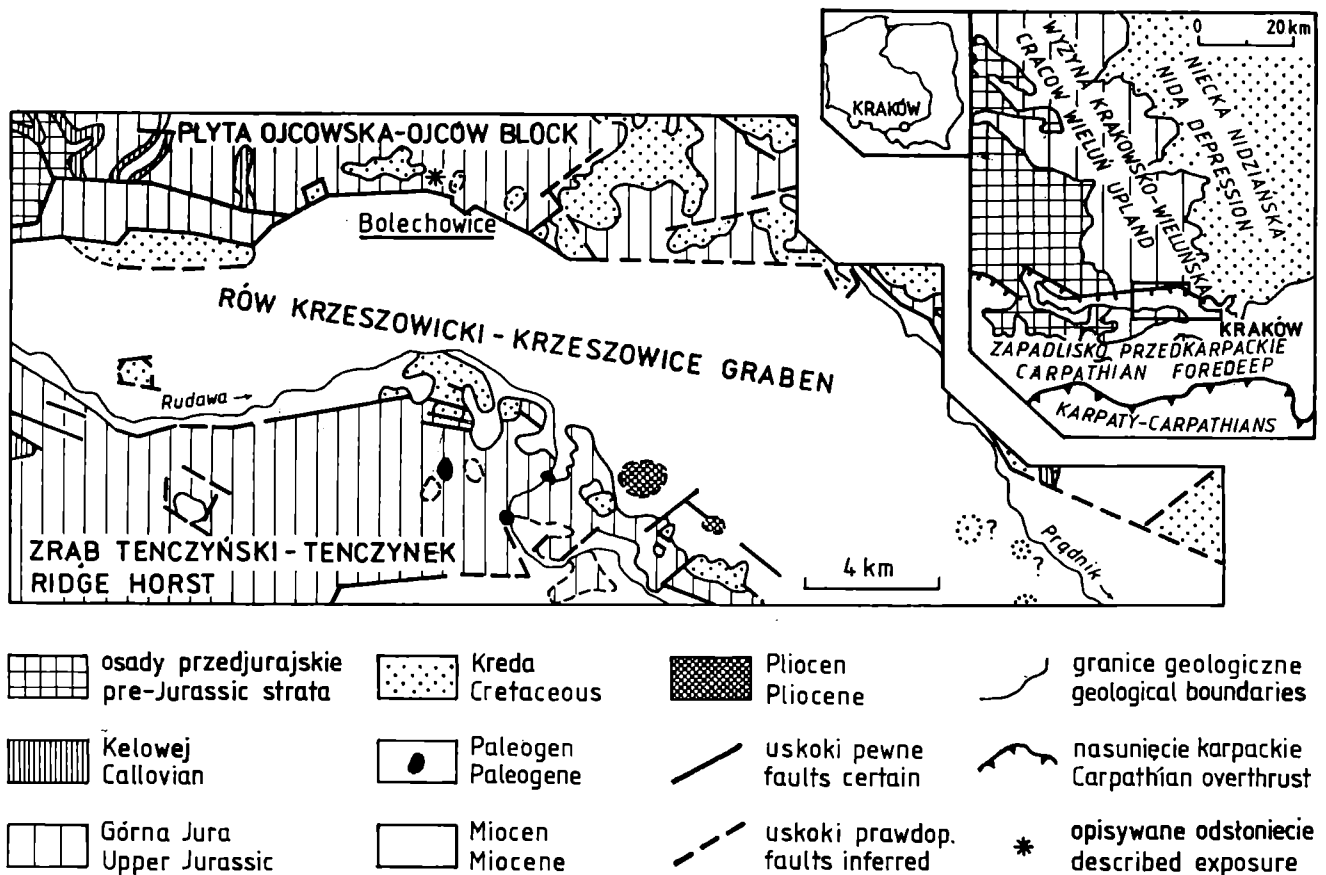


Fig. 1 Location of the study area (after Rutkowski, 1989 and Gradziński, 1972, simplified)

History of investigations

There are few papers on mesoscopic and microfacies structure of Jurassic rocky limestones near Kraków (Dzubyński, 1952; Bukowy, 1960; Golonka & Haczewski, 1971; Głazek & Wierzbowski, 1972; Hoffmann & Matyszkiewicz, 1989; Matyszkiewicz & Felisiak, 1992; Matyszkiewicz, 1989, 1990, 1993, 1994, 1996). In the light of these papers the Jurassic limestones are carbonate buildups whose main constructors were sponges and cyanobacteria in broadly varying proportions and whose degree of rigid framework development increases upsection. The buildups could coalesce during their growth, and thus form extensive biohermal complexes rising above the surrounding sea floor. Stratified limestones with cherts originated on their slopes and in the interbiohermal areas. Basinal facies in the form of alternating marls and platy limestones were laid down in the deepest parts of the basin, removed from the biohermal complexes (Małecki, 1958; Felisiak, 1988; Matyszkiewicz, 1990).

Typical for the lower part of the Oxfordian sequence in the Kraków area are so called *loose bioherms* (*sensu* Trammer, 1989) built up mainly of siliceous sponges. In the Middle Oxfordian these bioherms are replaced with sponge-cyanobacterial and cyanobacterial-sponge buildups (Hoffmann & Matyszkiewicz, 1989), locally developed in the

form of so called *pseudonodular* (zrostkowy) limestones (Dzubyński, 1952; Gradziński, 1972; Matyszkiewicz, 1994). The term pseudonodular limestone is used to describe limestone composed of small (up to 5 cm) subangular nodules. The nodules have diffuse boundaries and are densely packed; they also stand out during weathering and easily fall out from weathered rock, when struck with a hammer. In the Upper Oxfordian the dominating types are already cyanobacterial-sponge buildups (Matyszkiewicz, 1989) and cyanobacterial buildups of the *Tubiphytes* reef type (Matyszkiewicz & Felisiak, 1992). According to Matyszkiewicz (1994, 1996) the evolution of the Jurassic carbonate buildups in the Kraków area was controlled by progressive shallowing during Oxfordian, recorded in the whole belt of epicontinental seas framing the Tethys Ocean from the north (Leinfelder, 1993).

One major period of bioherm destruction, clearly marked in the Jurassic sequence of the Kraków area (Małecki, 1958; Głazek & Wierzbowski, 1972; Matyszkiewicz, 1994, 1996), took place probably at the end of Oxfordian (?beginning of Kimmeridgian). Its possible equivalent is the upper marly horizon (Burzewski, 1969) found in boreholes in the Nida Depression area (Fig. 1). Redeposited sediments are common also in the Middle Oxfordian sediments exposed in the quarry in Młynka and its close vicinity. It is not clear if these sediments represent a regional stage of bioherm destruction or are a local phenomenon related to the

existence of a synsedimentary fault in this area (Matyszkiewicz, 1993; Wieczorek & Krobicki, 1994).

The Jurassic sediments of the Kraków area were the subject of numerous tectonic studies (Dźułyński, 1953; Małecki, 1958; Bogacz, 1967; Gradziński, 1962, 1972; Krokowski, 1984; Rutkowski, 1986; Felisiak, 1988). The results of these studies indicate that apart from numerous faults the limestones are cut by several systems of joints, and fault zones in the northern margin of the Krzeszowice Graben are accompanied by so called low-angle shears, related to near-fault flexures (Krokowski, 1984).

Inclined surfaces macroscopically discernible in the Jurassic limestones near Kraków have been a subject of prolonged discussion. Their origin was attributed to tectonics (Dźułyński, 1953; Gradziński, 1972; Krokowski, 1984; Rutkowski, 1986), deposition (Małecki, 1956; Bukowy, 1960; Gradziński, 1972; Rutkowski, 1986; Felisiak, 1983, 1988; Matyszkiewicz & Felisiak, 1992) or deposition and diagenesis (Dźułyński, 1952; Gradziński, 1972; Matyszkiewicz, 1989). Distinction between joints and bedding planes is easy in bedded limestones (Gradziński, 1972, p. 293) while in massive limestones it requires detailed studies of microfacies or analysis of tectonic mezostructures. The use of mesoscopic observations alone may result in confusion of joints and low-angle shearing planes widened by solution with bedding planes. Among many sites where the inclined surfaces are observed, only two exposures have detailed microfacies evidence – those in Piekary (Matyszkiewicz, 1989), where the inclined surfaces are due to differential compaction of massive and bedded limestones and in Mydlniki (Rutkowski, 1986; Matyszkiewicz & Felisiak, 1992) where their nature is depositional.

Microfacies have been not hitherto studied in the rocks that make up Brama Bolechowicka. Tectonics of the SW part of the Kraków-Wieluń Upland, including the area of Bolechowice, was studied in detail by Krokowski (1984). Basing on the study of mesostructures, he concluded that the limestones are cut by several joint systems and that they are deformed by flexures. The flexures occur along the whole northern margin of the Krzeszowice Graben for which wide fault zones are characteristic (Bogacz, 1967; Krokowski, 1984). Discontinuity surfaces inclined toward ESE are, according to Krokowski (1984) low-angle shearing planes inclined at about 30-40° “caused by flexural bending of strata in vicinity of major faults” (Krokowski, 1984, p. 92). The flexural deformations are also visible in the Bolechowicka valley (Krokowski, 1984, p. 83).

The lithology of the limestones in Brama Bolechowicka and directly east of it was recently discussed by Koszarski (1995) who included the limestones to the upper part of the Upper Oxfordian (Koszarski, 1995, p. 11), estimated their position above the base of the Jurassic at about 170-290 m (Koszarski, 1995, p. 11), and considered these limestones to be redeposited sediments. The inclined surfaces in the limestones of Brama Bolechowicka are, according to this author, of depositional origin, “sole surfaces of strata are erosional” (ibidem, p. 15), and “individual bedding surfaces continue towards N and NW which is visible in another rocks of Brama Bolechowicka and Bolechowicka valley” (ibidem, p.

15). Sediments exposed on the slope adjacent to Brama Bolechowicka on ESE were described by him as transgressively overlying “turbidites and debrites–calcirudites, grading into calcarenites” (ibidem, p. 15), inclined to SE near Brama Bolechowicka and “in the east margin of the next eastward valley in Bolechowice” are “steeply inclined to W and NW” (ibidem, p. 15). “Slides on plastically deformed thin lenses of chert” should occur in the sediments inclined to SE (ibidem, p. 15), allegedly indicating transport of material to SES, as well as “postdepositional initial slumping relocations, indicating movement of packets deformed in this way to S and SE” (ibidem, p. 15). Thicknesses of beds are claimed to decrease upsection, and to be on average about 1 m in its middle part. Describing the sediments in small, isolated quarries ESE of Brama Bolechowicka, Koszarski describes their relative age using the terms “older” and “younger”, which enables him to correlate sediments situated on the slope at various elevations and inclined in various directions and to conclude that they build one “great depositional syncline” (ibidem, p. 16) whose inclinations are related to “deposition by mud flows on a steeply inclined reef slope, intensely aggraded by sediments (prograding)” (ibidem, p. 16). The massive limestones in Brama Bolechowicka are, according to him “the older part of the sediment sequence prograding on the slope of this syncline” (ibidem, p. 16). Basing on these observations, Koszarski (1995) determines the minimum range of sea bottom elevation at 80 m.

GEOLOGICAL SETTING AND REMARKS ON STRATIGRAPHY

The Kraków region is situated in the southern part of the Kraków-Wieluń Upland (Fig. 1). The Jurassic sediments in this southern part differ markedly from those in other areas (Kutek, 1994). The differences consist in much lower thickness of preserved Jurassic sediments (up to ca. 300 m in the eastern part and much less in the west), incompleteness of the section as compared to the areas on the north and east, and clear lithological differences. The reason for the distinctiveness of this area was its negligible subsidence in Jurassic time, caused by the presence of low-density granitoid masses in the basement (Kutek, 1994). The lack of compensation of sediment accumulation by subsidence (Kutek, 1994, p. 213; Matyszkiewicz, 1994, p. 428) caused that the Kraków region existed in Jurassic time as a distinct raised element, especially favourable for the development of carbonate buildups. The analysis of lithology of Jurassic limestones in the Kraków area requires thus a special caution in adaptation of models created for other areas. This applies especially to such a discussion of the basin depth and bottom relief which assumes a persistent inclination towards the Tethys ocean in the whole area of the Polish fragment of the shelf (see Matyja & Wierzbowski, 1996).

Upper Jurassic sediments near Kraków are represented by the Oxfordian stage. The presence of Kimmeridgian sediments has been not palaeontologically proven (Głazek & Wierzbowski, 1972), though it can not be completely

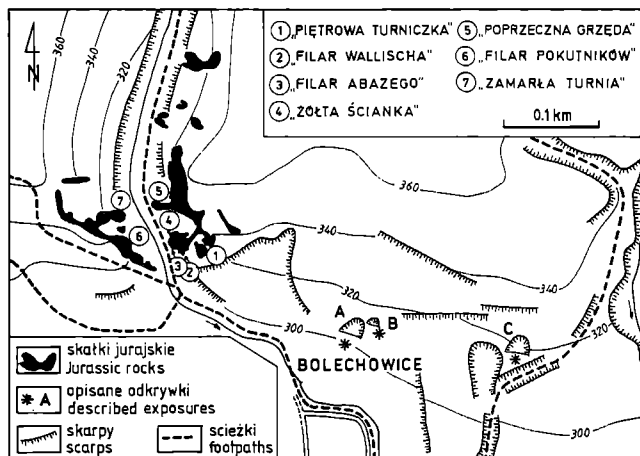


Fig. 2 Location sketch of Brama Bolechowicka and its vicinity. The western part and rock names after Baran & Opozda (1985)

ruled out (Bukowy, 1957, 1962; Matyszkiewicz, 1996). Biostratigraphical zonation of the higher part of the Jurassic sediments is difficult because of the paucity of ammonites in the massive limestones. The attribution to an ammonite zone is based on a few exposures where ammonites were found and whose elevation above the top of the Dogger is known. Assuming that the thicknesses of the Malm sediments in tectonic depressions and neighbouring horsts are similar (Rutkowski, 1986) it may be accepted that the exposures which occur at the same or similar elevation over the top of the Dogger belong to the same ammonite zone. This method lacks precision in the Jurassic sediments of the Kraków region which feature marked variations in palaeorelief and numerous faults. Moreover, the thickness of Jurassic on the Ojców block is much lower than in the Krzeszowice Graben (Rutkowski, 1986).

The rock pylons of Brama Bolechowicka are situated within the area of the northern margin of the Krzeszowice Graben, adjacent to a major fault zone. The faults in this zone are related to Early Paleogene fault movements. They were created probably still before Eocene and were subsequently rejuvenated in Miocene time (Rutkowski, 1989, in press). The complex structure of the fault-adjointing zone is demonstrated by the presence of tectonic en échelon faults found at the northern margin of the Krzeszowice Graben east and west of the Bolechowice valley (Fig. 1). According to Bogacz (1967), the main fault which separates the Ojców block from the Krzeszowice Graben is a composite fault, composed of many smaller successively downthrown blocks which compose a tectonic megabreccia. The amount of displacement along any given block may vary due to the hinge geometry of many faults (Bogacz, 1967, p. 54).

The rock pylons of Brama Bolechowicka are situated probably about 100 m above the bottom of the Jurassic. This estimate is based on data from boreholes made in the sixties on the Ojców Upland: K-2, K-2a, K-3, K-4 and K-6, situated about 2 km west of Brama Bolechowicka, near Karniowice and from borehole Bęбло, situated about 6 km to the north. The total preserved thickness of Jurassic does not ex-

ceed 91 m in any of these boreholes. In boreholes situated in the Krzeszowice Graben, K-5 in Karniowice and B-1 (about 0.5 km south of Kobylany), the preserved thicknesses of the Jurassic equal 225 and 240 m, respectively.

The lack of ammonites has hitherto precluded precise determination of the age of the pylons of Brama Bolechowicka and the exposures ESE of it. The accepted estimate of the elevation of the pylons above the bottom of the Jurassic seems to indicate to a higher part of the Middle Oxfordian.

Methods

The basic methods applied were mesoscopic observations and microfacies analysis. Detailed sampling along vertical sections of Filar Wallischa, Żółta Ścianka, Filar Pokutników and Zamarła Turnia, made while descending on a rope along the cliffs, provided 59 oriented samples (Fig. 3). The samples were cut and polished, 29 vertically oriented large-size thin sections were made from the samples. Detailed observations of sedimentary structures were made while descending the cliffs of Filar Abazego, Piętrowa Turniczka and Poprzeczna Grzęda. Additional samples, collected from selected sites in Bolechowicka valley, were used to make polished sections and 7 thin sections.

Geopetal structures in Filar Pokutników were used to determine approximate position of horizontal plane during deposition and its present inclination. Because the samples were oriented only vertically, and their horizontal orientation was only approximate, it was accepted that the post-depositional tilt of the rock is indicated by the greatest angle of inclination of geopetal structures observed in thin sections, and repeats at least three times in the same thin section, in order to eliminate casual measurements.

Frequencies of occurrence of all components were determined in each thin section by semiquantitative method. The frequency of occurrence of each microfacies of Dunham (1962) was determined in each thin section and polished section (Table 1).

Detailed sampling was also done in the exposures situated on the slope ESE of Brama Bolechowicka. Polished sections were made of all 20 samples taken there and 5 oriented thin sections for the sakes of comparison. The locations of these exposures are shown on a map which also shows the southern part of the Bolechowicka valley (Fig. 2).

MEZOSCOPIC AND MICROFACIES CHARACTERISTICS OF LIMESTONES IN THE AREA OF BRAMA BOLECHOWICKA

Brama Bolechowicka

The main lithological types are present in the limestone rocks which make up Brama Bolechowicka: massive limestone and clastic limestone. Most rocks, except for the southernmost ones on the eastern slope – Filar Wallischa and Piętrowa Turniczka – are built of light-coloured massive limestone in various shades of colour, strongly lithified. Sedimentary structures are in most cases poorly discernible

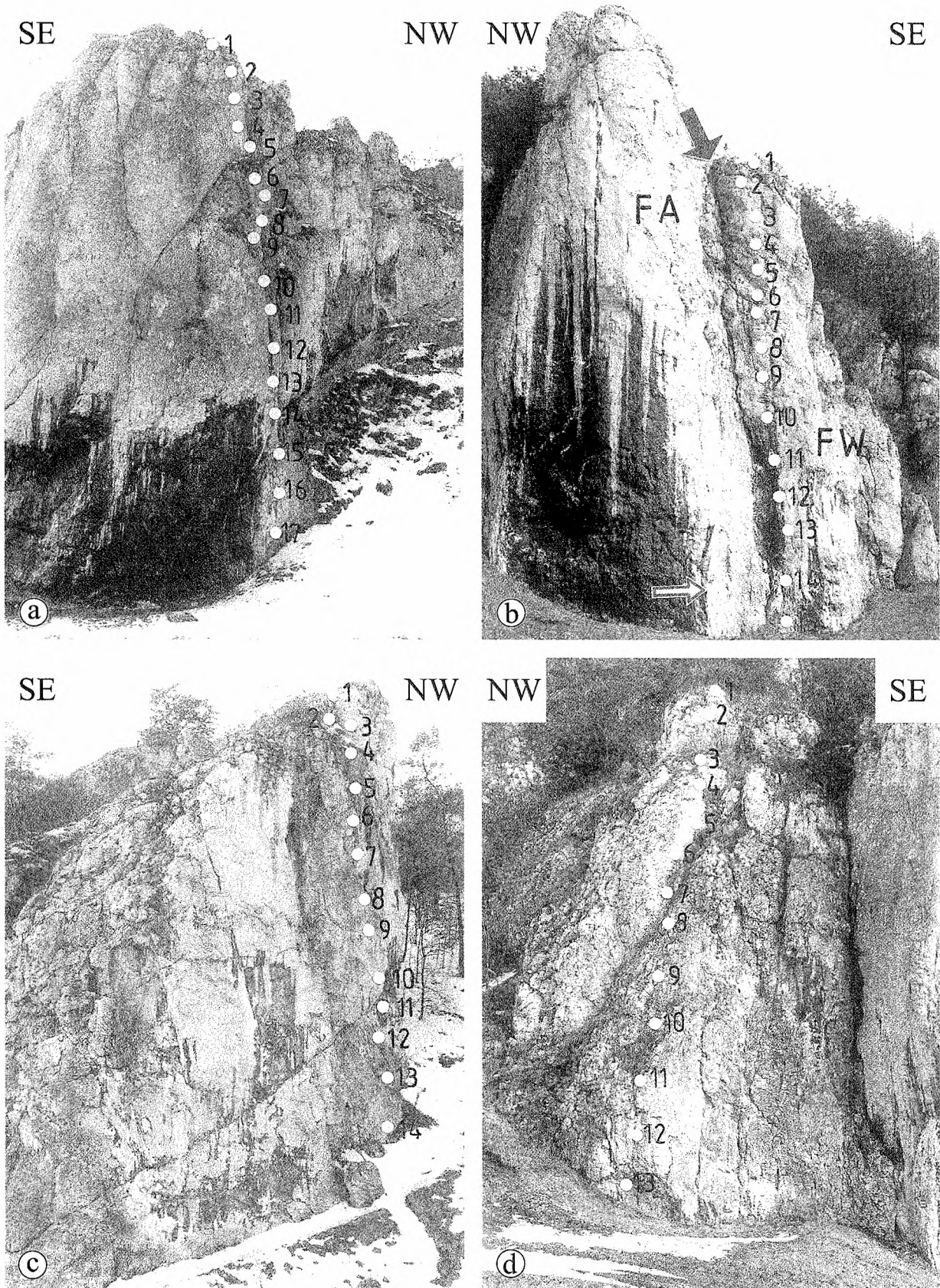


Fig. 3 Sample locations on slopes of Bolechowicka valley. **a** – on Filar Pokutników, west slope, height of rock – 35 m; **b** – on Filar Wallischa, east slope. Filar Abazego (FA) is separated from Filar Wallischa (FW) by a fault plane widened by dissolution (black arrow). The white arrow points an easily accessible place on FA where stromatolitic structures can be observed *in situ*. Height of FW – 20 m; **c** – on Zamarta Turnia, west slope, height of rock about 30 m; **d** – on Żółta Ścianka, east slope, height of rock 15 m

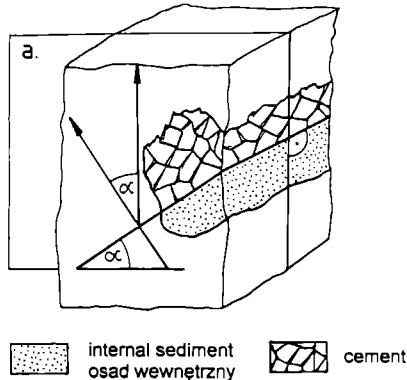


Fig. 4 Determination of the angle of deflection of rock from its original horizontal position indicated by geopetal structures. The angle of dip of internal sediment – α equals the angle of deflection of the rock from the original vertical. Only a section parallel to the plane *a* shows the true inclination of the top of internal sediment in the geopetal structure. The visible angle is lower in every other section. In an extreme case, in a section perpendicular to the plane *a*, the top of internal sediment will be seen horizontal

mezoscopically. Well discernible stromatolitic structures are well visible in lower, easily accessible part of Filar Abazego; they occur also in the higher parts of the cliff (Fig. 3b).

Numerous surfaces of discontinuity are visible in massive limestones, especially in the southern part of the valley (Figs. 5, 6, 12). These surfaces may be divided into two types. The first includes steep, locally vertical surfaces, especially well visible in the rocks on the western slope of the valley. The second type are gently inclined surfaces, inclined to ESE or SE, visible in the western slope on Filar Pokutników and Zamarła Turnia as well as in the eastern slope on Poprzeczna Grzęda. The dip of these surfaces is greatest in the southernmost part of the valley and it gradually decreases northwards. The values of dip measured at the base of Filar Pokutników are 42–55° and at the base of Zamarła Turnia 40°. The relationship between the discontinuity surfaces and sedimentary structures could not be determined because of poor visibility of structures in the massive limestone.

Filar Wallischa and the lower part of Piętrowa Turniczka are built of clastic limestone which includes individual thin (about 0.1 m) beds, some of them with sharp boundaries, built of well sorted grains up to 3 mm in diame-

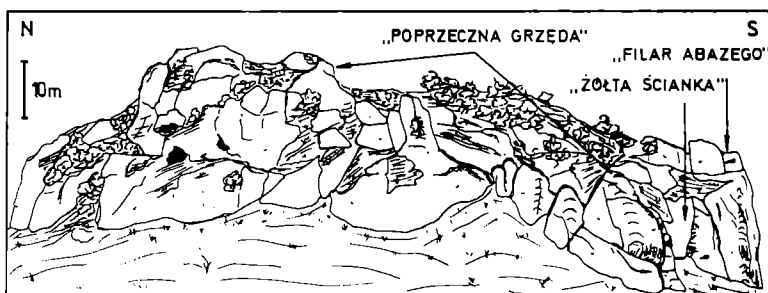


Fig. 5 View of the eastern slope of Bolechowicka valley (after Baran & Opozda, 1985; slightly modified and simplified)

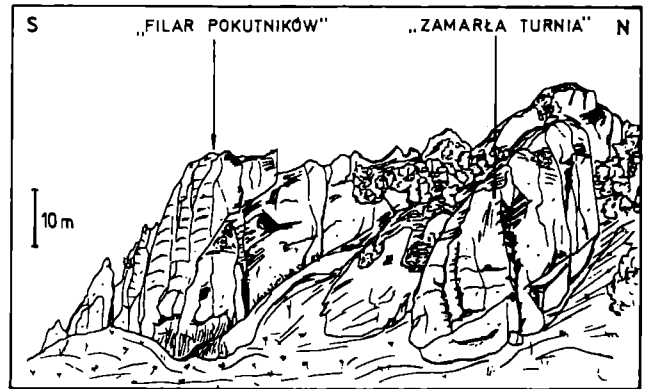


Fig. 6 View of the western slope of Bolechowicka valley (after Baran & Opozda, 1985; slightly modified and simplified)

ter. They are inclined to SE at an angle of about 25°. No transition was observed between the massive and clastic limestones. Piętrowa Turniczka is an isolated crag and Filar Wallischa is separated by a vertical, fissure, widened by dissolution from Filar Abazego built of massive limestone (Fig. 3b).

Biolithite is the dominant microfacies in the massive limestone that builds the major part of Brama Bolechowicka, wackestone is subordinate (Table 1; Figs. 7, 8). Fauna observed in thin sections consists mainly of calcified siliceous sponges and their spicules, encrusting and benthic foraminifers, serpulids, bryozoans and echinoderms. The main rock-forming element are cyanobacterial structures in the form of crusts, stromatolites and thrombolites (cf. Matyszkiewicz, 1994; Dromart *et al.*, 1994). Wackestone consists mostly of peloids, small tuberoids and oncoids. Common transitions from wackestone to cyanobacterial biolithites are visible in thin sections. Low density of sampling does not permit to attempt a detailed analysis of the variability of fauna in the vertical sections of the buildups.

Numerous growth cavities and burrows are visible in the biolithite. Most of them have geopetal fillings which permit to determine the position of original horizontal plane. The angle of inclination of geopetal infillings in sample 17 taken from Filar Pokutników is about 30° (Fig. 9), and this value (the greatest in the studied thin sections) was accepted as the value of postdepositional tilt (see Fig. 4). No significant differences were found between the microfacies of the parts of rock separated by discontinuity surfaces (sample pairs 5–6 and 14–15 in Filar Pokutników, 10–11 in Zamarła Turnia).

Filar Wallischa and the lower part of Piętrowa Turniczka differ in their microfacies from other sampled rocks (Table 1; Fig. 10). The clastic limestone consists of micritic packstone and – especially in the lower part of the exposure – grainstone. The grains include numerous *Tubiphytes*, micritized ooids, fragments of calcareous sponges and numerous brachiopods, bryozoans, tuberoids and intraclasts. Sorting and roundness are variable. Non-sorted sediment, lacking directional sedi-

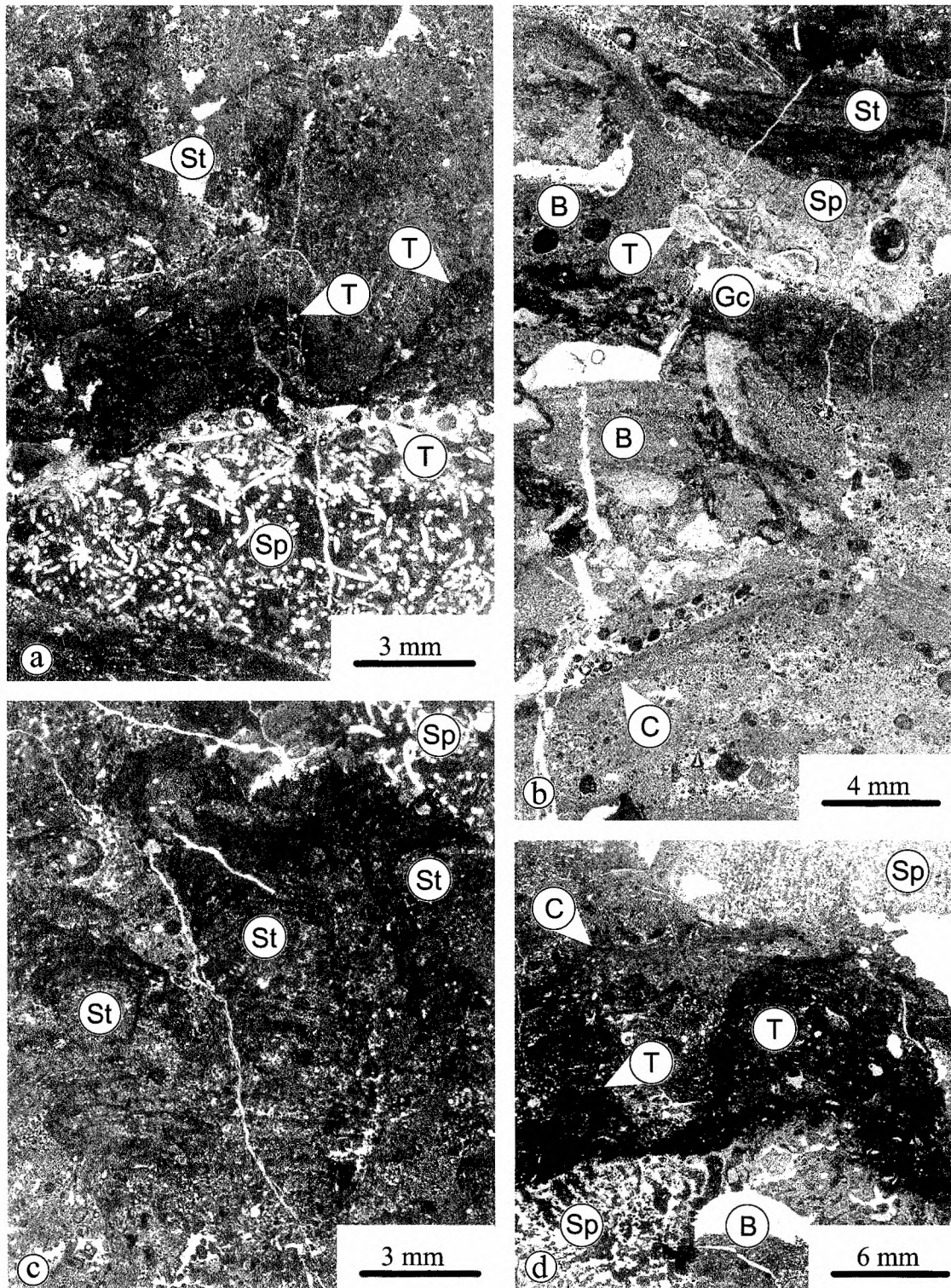


Fig. 7 Microfacies in Filar Pokutników. **a** – cyanobacterial-sponge biolithite. Cyanobacterial structures – thrombolites (T) and stromatolites (St) overgrowing a calcified siliceous sponge encrusted by serpulids (S). Filar Pokutników; thin section, sample no. 6; **b** – cyanobacterial-sponge biolithite. Sediment bound by cyanobacterial structures – crusts (C) and stromatolites (St) was subject to early lithification which enabled the development of a rigid framework. The presence of the rigid framework is documented by growth cavities (Gc) whose walls are encrusted by serpulids (S) and numerous borings (B) in the sediment filled with internal sediment. Calcified siliceous sponge (Sp) visible in the upper part. Filar Pokutników; thin section; sample no. 10; **c** – cyanobacterial-sponge biolithite with numerous columnar stromatolites (St). Calcified siliceous sponge (Sp) in the upper right. Filar Pokutników; thin section; sample no. 8; **d** – sponge-cyanobacterial biolithite. Calcified siliceous sponges (Sp) in the lower and upper part; between them numerous cyanobacterial structures – thrombolites (T) and crusts (C). A boring (B) filled with internal sediment is visible in the sponge at the bottom. Filar Pokutników; thin section; sample no. 3

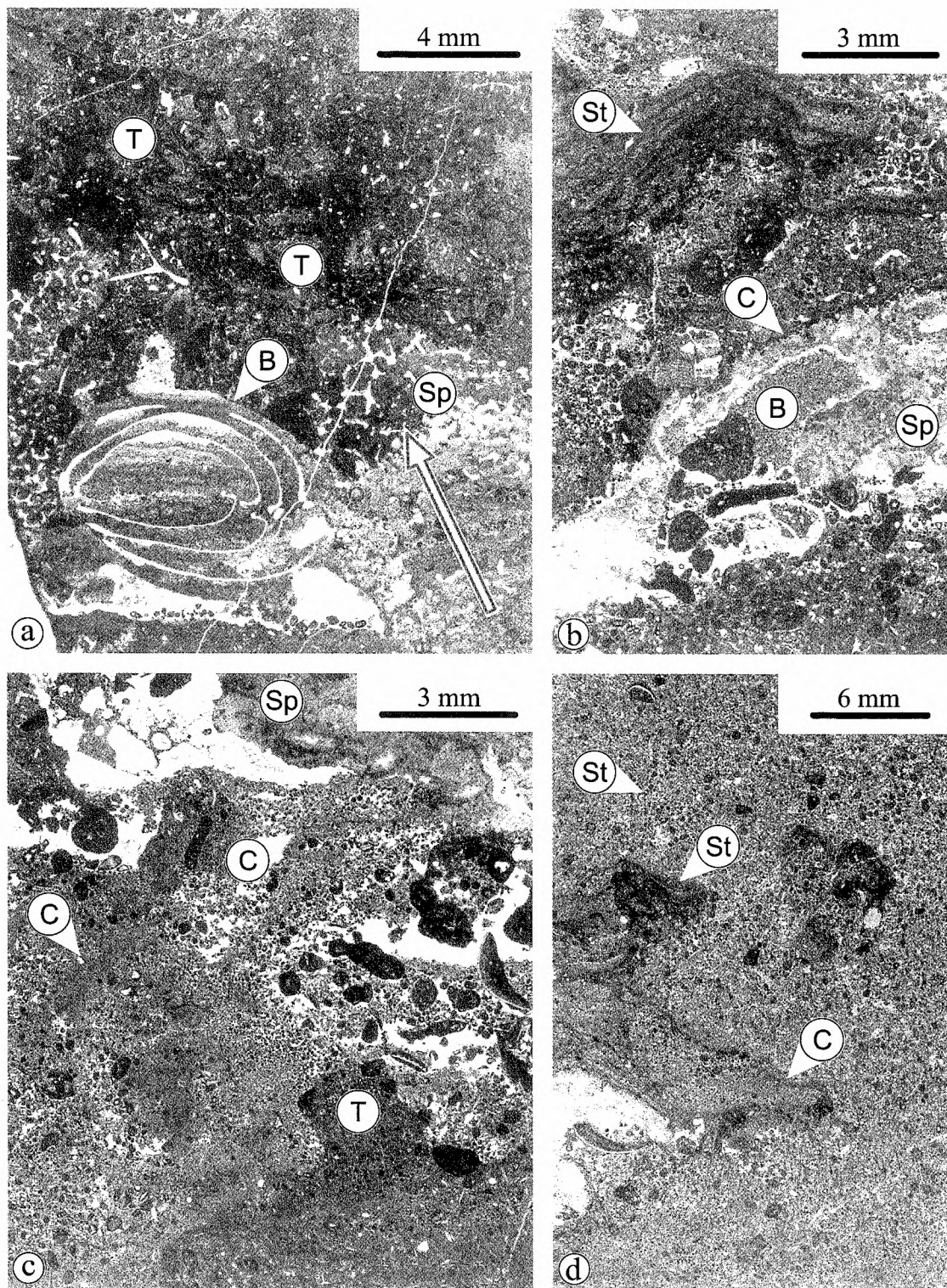


Fig. 8 Microfacies in Żółta Ścianka and Zamarła Turnia. **a** – sponge-cyanobacterial biolithite. Calcified siliceous sponge (Sp) displaying an extensive boring (B) with the shell of the boring organism preserved and geopetal filling. Thrombolites profusely encrusted with foraminifers are growing on the siliceous sponge. The arrow indicates the present position of top. Żółta Ścianka; thin section; sample no. 10; **b** – cyanobacterial-sponge biolithite. Calcified siliceous sponge (Sp) with obliterated internal structure, overgrown with cyanobacterial crusts (C) and stromatolites (St). Boring (B) visible in the sponge is filled with internal sediment. Zamarła Turnia; thin section; sample no. 2; **c** – cyanobacterial-sponge biolithite (in the lower and upper part) with a layer of wackestone (left) passing to micritic grainstone (right). Numerous initial crusts (C) visible in the wackestone. Thrombolite (T) at the bottom, calcified siliceous sponge (Sp) with obliterated internal structure, at the top. Żółta Ścianka; thin section; sample no. 12; **d** – cyanobacterial boundstone, locally wackestone. Cyanobacterial structures: stromatolites (St) and crusts (C) stabilizing so called peloid sand. Zamarła Turnia; thin section; sample no. 7

mentary structures predominates. Some samples include cyanobacterial crusts, some of them with distinct borings. Geopetal fillings are sporadic. The basic differences in composition of constituents in comparison to the massive limestone consist in the common presence of oncoids, micritized ooids and *Tubiphytes*, a slightly greater amount of calcareous sponges and gastropods, the appearance of oysters and a marked decrease in the number of siliceous sponges.

Exposures ESE of Brama Boleschowicka

The exposures in small quarries situated ESE of the pylons of Brama Boleschowicka are situated at various elevations on the slope falling towards the village of Boleschowice (Fig. 2). Distinct terraces are marked in the slope. They are inclined in various directions, some diagonally to the slope. Detailed investigations were made in three quarries (Fig. 2: A, B, C).

An exposure about 7.5 m high, situated directly behind the last houses of the village (Fig. 2: A; Fig. 11) reveals bedded limestones. The section starts with a 3.5 m thick complex of strongly lithified cream coloured bedded wackestone-floatstone. Thickness of beds increases from 0.15 m at the bottom to 0.5 m at the top. Lenses of chert, up to 0.1 m thick, and occasionally slightly bent upwards or downwards, occur locally at the layer boundaries. Isolated chert nodules up to 0.15 m in diameter occur also within the beds. The micritic matrix includes abundant fauna represented by centimetric fragments of siliceous sponges, corals, and echinoid spines, brachiopods and echinoderm plates. The lowest beds include numerous *Tubiphytes* and cyanobacterial coatings encrusted by foraminifers. The rock does not display directional structures, and the grains embedded in the micritic matrix are not sorted.

The wackestone is overlain by weathered marl 0.1 m thick, overlain in turn by 2.8 m thick complex of bedded clastic limestones (floatstone-rudstone), separated by two intercalations of marl, 0.1 m thick. The beds are 0.3-0.8 m thick, and the grain size attains 5 cm. The sediment is poorly sorted. Discernible fauna includes poorly preserved ammonites, siliceous and calcareous sponges, echinoderms and brachiopods. Bioclasts are preserved complete or in large fragments. Locally, horizontal arrangement of elongated bioclasts and inverted grading are discernible within the beds. Displacements of some portions of sediment along arcuate surfaces are visible in clastic limestones (Fig. 11). Attitude of the beds, measured at the top of the highest bed is 350/12 NE. The section terminates with an irregular block, about 1 m in diameter, in which clastic limestone passes laterally into wackestone in the direction perpendicular to the wall of the exposure, towards NE.

About 5 m NE from the described outcrop, at the level of its top there is an exposure about 1 m wide and about 1.5 m high (Fig. 2: B), of fractured bedded wackestone with bedding attitude 358/10 E. The bed thicknesses are about 0.5 m thick at the bottom and they decrease to about 5 cm in the middle part of the outcrop, and again increase to about 0.2 m.

Another outcrop (Fig. 2: C) is situated in the west slope

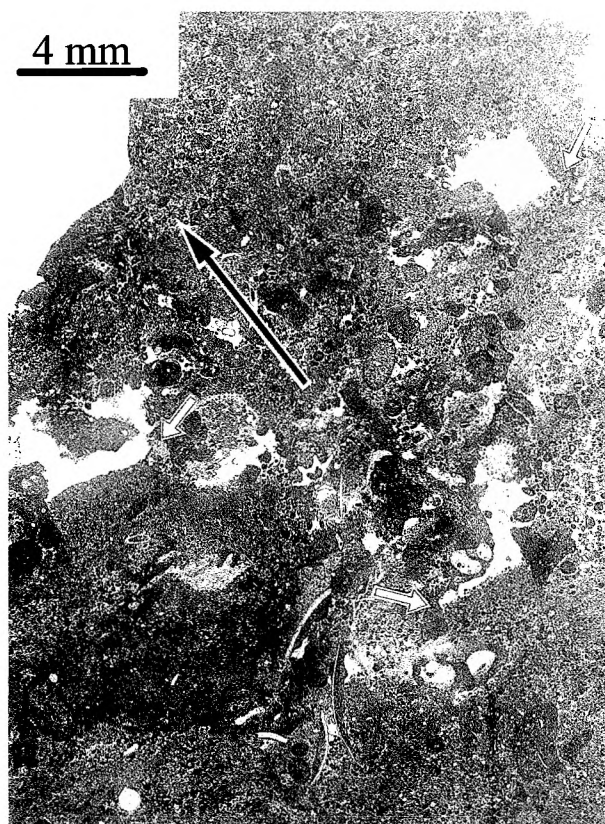


Fig. 9 Sample no. 17 from Filar Pokutników, in which the inclination of internal sediment in geopetal structures (arrows) was measured. The top of internal sediment is parallel in all fillings, which excludes randomness. Black arrow indicates the original position of the top. The present position of the bottom-top direction is parallel to the longer side of the photo. Thin section

of the valley parallel to Boleschowicka valley, and lying about 500 m east of it. A scarp about 20 m long and about 3 m high exposes several isolated rocks built mostly of indistinctly bedded wackestone. Only the westernmost rock includes in the wackestone a set of two layers of micritic clastic limestone, 0.2 m and 0.1 m thick, thinning out eastwards to zero over the distance of one metre. Grain diameters in these beds attain about 1 mm. The beds of micritic clastic limestone are inclined to NW or W, but strike and dip could not be measured.

Moreover, directly east of the eastern pylon of Brama Boleschowicka and on the whole slope north of the village of Boleschowice there occur scattered exposures of non-bedded or indistinctly bedded wackestone and clastic limestones of variable dips.

DISCUSSION

The rocks sampled in the sections of Filar Pokutników, Zamarła Turnia and Żółta Ścianka, as well as other rocks in the valley except for Filar Wallischa and Piętrowa Turniczka consist of biolithites (Table 1; Figs. 7, 8). The main components of the biolithites are calcified siliceous sponges

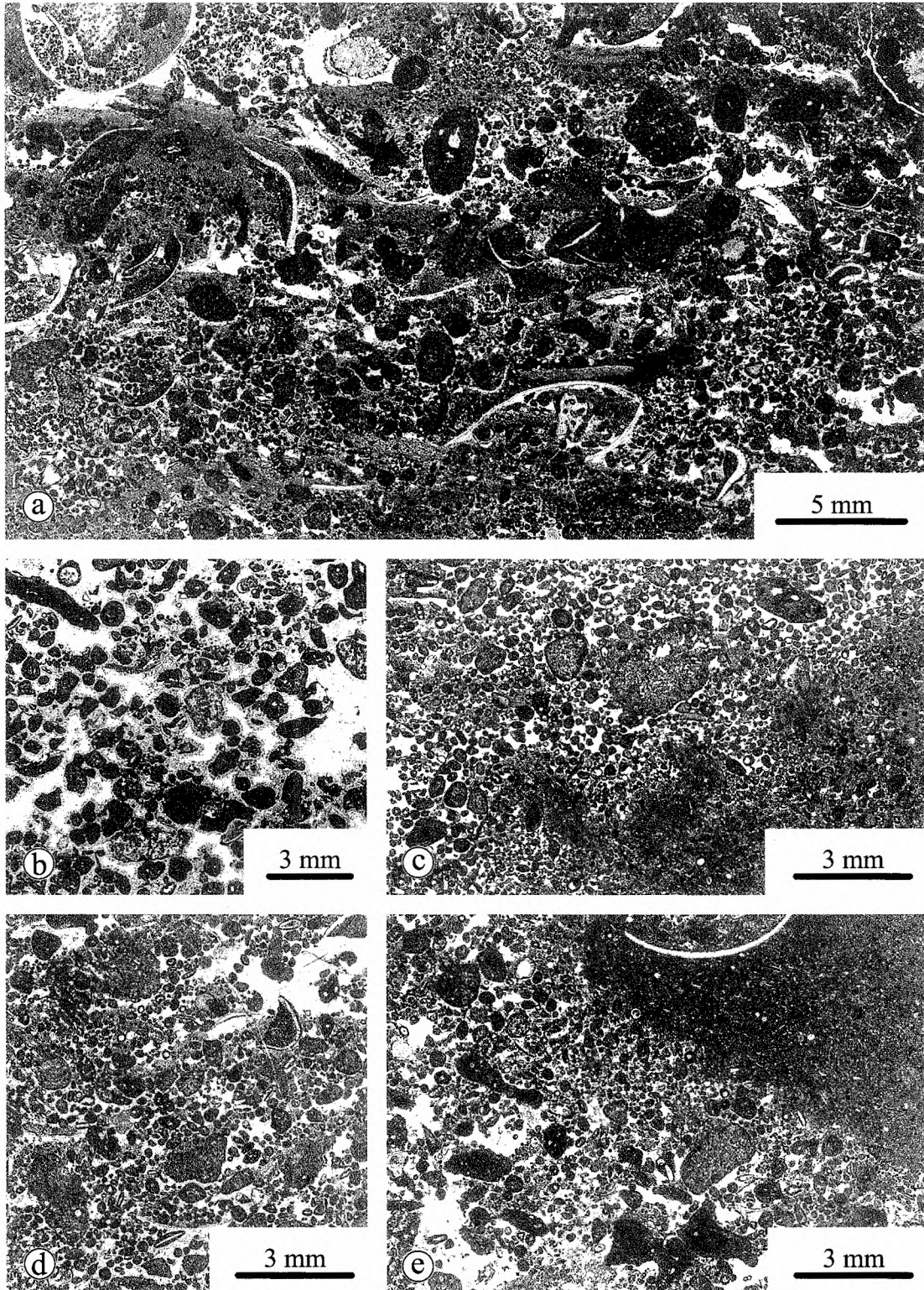


Fig. 10 Microfacies in Filar Wallischa. **a** – wackestone, locally with grains exceeding 2 mm in diameter (floatstone); locally packstone. Randomly distributed shells of brachiopods, bryozoan fragments, tuberoids, intraclasts, oncoids and *Tubiphytes* are recognizable among the grains. Poor sorting and rounding of larger grains is noticeable. Filar Wallischa; thin section; sample no. 10; **b** – grainstone. Note poor sorting and rounding and the lack of carbonate mud. Filar Wallischa; thin section; sample no. 15; **c** – wackestone (in the lower right) passing to packstone with poorly sorted grains. Filar Wallischa; thin section; sample no. 13; **d** – packstone, locally wackestone. Poorly sorted grains include numerous tuberoids, intraclasts and small oncoids. Filar Wallischa; thin section; sample no. 12; **e** – wackestone (at upper right) passing to packstone with numerous *Tubiphytes*. Filar Wallischa; thin section; sample no. 5

Table 1

Microfacies observed in thin sections and polished sections made from samples collected in Dolina Bolechowicka. Samples numbers same as in Fig. 3

Filar Pokutników				Filar Wallischa				Zamarła Turnia				Żółta Ścianka				
sample próbna	boundstone biolityt	packstone ziarnit mikrytowy	wackestone waka wapienna	sample próbna	boundstone biolityt	grainstone ziarnit	packstone ziarnit mikrytowy	wackestone waka wapienna	sample próbna	boundstone biolityt	packstone ziarnit mikrytowy	wackestone waka wapienna	sample próbna	boundstone biolityt	packstone ziarnit mikrytowy	wackestone waka wapienna
1		■	■	1		■	■	■	1	■			1	■		■
2	■			2	■			■	2	■		■	2	■	■	
3	■			3	■				3		■	■	3	■		■
4	■		■	4	■			■	4	■		■	4	■		■
5	■		■	5			■	■	5			■	5	■		
6	■			6	■		■		6	■	■	■	6	■		
7	■		■	7	■			■	7	■		■	7	■		■
8	■		■	8	■		■		8	■		■	8	■		■
9	■			9			■	■	9	■			9	■		■
10	■			10			■	■	10	■		■	10	■		■
11	■			11		■	■		11	■		■	11	■		
12	■		■	12		■	■	■	12	■		■	12	■	■	■
13	■			13			■	■	13	■		■	13	■		■
14	■		■	14		■	■		14	■			14	■		
15	■		■	15		■		■	15		■	■	15	■		■
16	■		■	16	■			■	16	■		■	16	■		■
17	■		■	17				■	17			■	17			■

■	- 25% area of thin-section or polished slab
■	- 50% area of thin-section or polished slab
■	- 75% area of thin-section or polished slab
■	- 100% area of thin-section or polished slab

and cyanobacterial structures of thrombolites and stromatolites type. The results of the microfacies studies allow to conclude that major part of massive limestones of Brama Bolechowicka are developed as cyanobacterial-sponge buildups with well developed rigid framework, proved by numerous growth cavities and lithophag borings in sponge mummies and cyanobacterial structures. Such sediments are typical of the Late Jurassic shelf seas bordering the Tethys ocean from the north (Leinfelder, 1993; Matyszkiewicz, 1994; Dromart *et al.*, 1994).

The cyanobacterial-sponge buildups in Bolechowicka valley are intergrown and they form a large biohermal complex. Its integral part are also those parts of massive limestone which are developed as wackestones and micritic grainstones (Fig. 8d). This observation corresponds well with the observations by Koch *et al.* (1994) and Schaller and

Koch (1996), according to whom the major part of some Jurassic biohermal complexes in southern Germany (Schwäbischen Alb) is formed of so called peloid sands (peloid – lithoclast – ooid sand facies).

Biolithites of Bolechowicka valley include distinctly less fossils in comparison with buildups described from the highest part of the section (Matyszkiewicz & Felisiak, 1992). The absence of calcareous algae, thick-shelled bivalves and gastropods, as well as paucity of *Tubiphytes* and calcareous sponges indicate deposition well below the wave base.

The original position of horizontal plane, restored from the analysis of geopetal infillings in Filar Pokutników is inclined about 30° to the actual horizon (Fig. 9). It is possible, however, that this tilt angle may be greater (Fig. 4). The lack of marked differences in lithology between the rocks sepa-

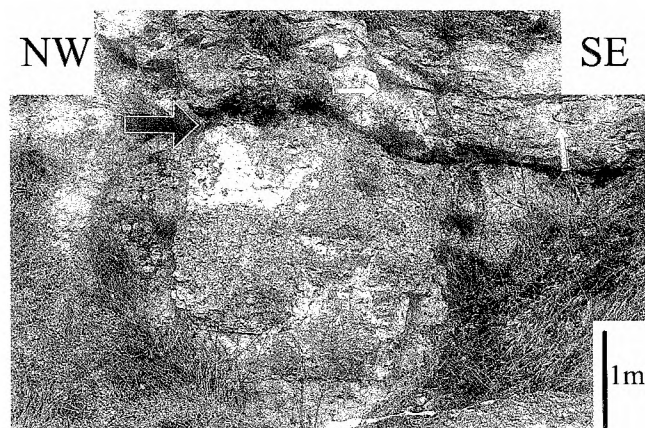


Fig. 11 Exposure of wackestone and clastic sediments on the slope ESE of Brama Bolechowicka (point A in Fig. 2). A fissure filled with weathered marl (*black arrow*) separates indistinctly bedded wackestone with cherts (below the fissure) from clastic limestones (floatstone-rudstone) alternating with marls (*above*). Lateral movements of sediment along arcuate surfaces (*white arrows*) in the clastic limestone are related to slumping disturbances. Similar disturbances are not observed in wackestone

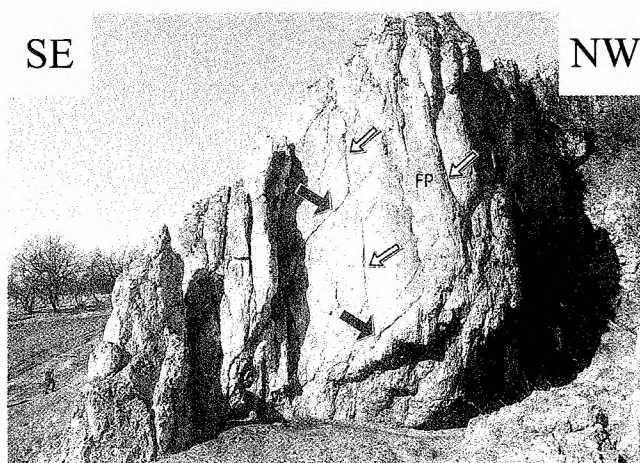


Fig. 12 Southern part of Bolechowicka valley; west slope. Filar Pokutników (FP) lies within the zone of near-fault flexure, which passes southward into brittle deformation. Steep, nearly vertical surfaces on FP are joints (*white arrows*). Rocks south of FP are probably separated by fault-plane fissures. The discontinuity surfaces on FP, sloping southward (*black arrows*) are low-angle tectonic shears

rated by discontinuity surfaces in Filar Pokutników and Zamarła Turnia indicate tectonic origin of these surfaces. The present angles of dip of the discontinuity surfaces are the sum of their primary inclination and rotation of limestone blocks in the vicinity of faults; the rotation probably occurred during reactivation of faults.

The vertical or steeply inclined discontinuity surfaces cutting through the limestones (Fig. 12) are probably joints belonging to several joint systems (see Krokowski, 1984). Numerous vertical fractures in the rocks of the southernmost parts of the valley are probably fault planes widened by karst processes (Fig. 3b), related to the wide zone of faults which separates the Ojców Block from the Krzeszowice Graben. A part of these faults used pre-existing joint systems (cf. Gradziński, 1962, p. 479). A different origin have the discontinuity surfaces dipping gently to the south (Fig. 12). After the reduction of their dip (55°) measured at the base of Filar Pokutników by the angle equal to the inclination of geopetal structures in sample 17, i.e. by 30° , we obtain 25° as the angle of their original dip. This dip is similar to dips of gentle shearing planes in fault-adjacent flexures in the zone of the northern margin of the Krzeszowice Graben (Krokowski, 1984). Partial dissolution of these fractures is due to karst processes.

The structure of Filar Wallischa and of the lower part of Piętrowa Turniczka is markedly different from that of the other rocks in Bolechowicka valley. The latter are built mostly of fine-grained clastic limestone (Table 1; Fig. 10). A part of its components, i. e. *Tubiphytes*, micritized ooids and calcareous sponges occur only sporadically in the cyanobacterial-sponge buildups forming Brama Bolechowicka. Instead, these constituents are common in the buildups situated about 150-200 m above the bottom of the Jurassic and formed in much shallower sea, within the reach of the wave base (Matyszkiewicz & Felisiak, 1992; Matyszkiewicz,

1996). The occurrence of cyanobacterial crusts, borings in these crusts and prevalent lack of sorting and directional structures in the grainstones indicates discontinuous deposition. Filar Wallischa and the lower part of Piętrowa Turniczka probably represent deposit of a talus of a carbonate buildup, accumulated mostly when the buildup attained the stage of a *Tubiphytes* reef and reached the zone of the wave base. The vertical variability of the buildup confirms the distinct shallowing trend observed during the Oxfordian and noted within the whole area of the northern shelf of the Tethys ocean (Leinfelder, 1993; Leinfelder *et al.*, 1994). This trend is especially well marked in the Kraków region because deposition was not fully compensated by subsidence (Kutek, 1994; Matyszkiewicz, 1994).

Deposition of the talus sediments was discontinuous and limited to the vicinity of the carbonate buildup. The sediment originated from the destruction of the buildup was temporarily laid down at its base. During the break in the debris supply cyanobacterial crusts covered the sediment surface, stabilizing it and forming initial rigid framework. Poor sorting and rounding of grains in the clastic limestones indicate their short transport distance. Well sorted and rounded sediment is present only in Piętrowa Turniczka in thin layers of diffuse boundaries. These layers probably represent storm sediments, laid down on a flat, gently inclined bottom. It seems that the present dip of the talus sediments is mainly of tectonic origin. Filar Wallischa and the lower part of Piętrowa Turniczka are situated in the same distance from the fault zone that separates the Ojców Block from the Krzeszowice Graben as the massive limestones in which the flexural deformation was ascertained. We may thus suppose that the clastic limestones were also tectonically disturbed. Flexural deformations in homogenous massive limestones certainly passed southwards to brittle deformation, especially at the contact of two lithological varieties. The dis-

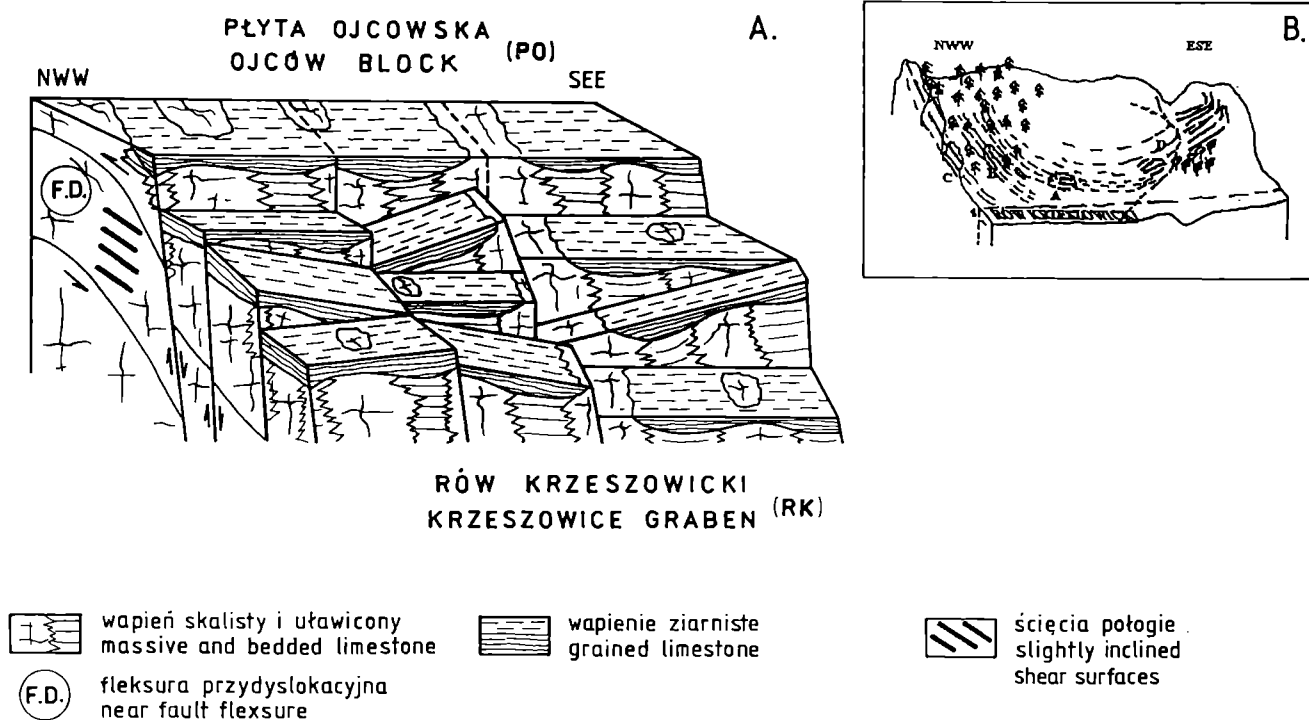


Fig. 13 Interpretation of the structure in the area of Brama Bolechowicka by the present author (A) and Koszarski (1995) (B). A – tectonic blocks in the fault zone which separates Ojców Block (PO) from the Krzeszowice Graben (RK) (without giving account to later differential erosion of Jurassic sediments in PO and RK, and without Quaternary sediments). Near-fault flexure passes southward into discontinuous deformation. The vertical displacement on the main fault consists of displacements on numerous secondary faults, some of which are hinge faults. This results in the occurrence on the slope of sediments from the younger part of the section, not preserved on PO and dipping in various directions, and of a fault-related megabreccia (for the sakes of clarity not shown on the drawing). Correlation of sediments in isolated outcrops on the slope and estimates of palaeorelief depth are impossible without precise stratigraphical markers

tinct fracture between Filar Wallischa and Filar Abazego, i.e. at the contact of the clastic limestone with the massive limestone is probably a fault fracture widened by karst dissolution (Fig. 3b).

The southeastward dip of the talus sediments is probably caused by one of secondary hinge faults whose presence in the fault zones of the northern margin of Krzeszowice Graben was shown by Bogacz (1967, p. 54). The presence of hinge faults in the area of Bolechowice is also indicated by the presence of several distinct, flat terraces marked in the slope ESE of Brama Bolechowicka and differentiation of bed dips observed in numerous isolated locations.

The sediments exposed on the slope ESE of Brama Bolechowicka are developed as bedded or non-bedded wackestone and clastic limestones. It seems that the bedded, mostly, thin-bedded, wackestone with numerous flattened lenses of chert on bedding planes represents interbiohermal facies, and its non-bedded variety corresponds to peripheral parts of bioherms (see Matyszkiewicz, 1989). Interbiohermal facies formed on slopes of the buildups and in depressions between them, so that deposition *in situ* prevailed during the initial stage of the buildup development. At this stage thick-bedded limestones with cherts originated, whose microfacies are similar to those of the massive limestone (Matyszkiewicz, 1989). Such sediments are not exposed in the area under discussion.

During the growth of the buildup, when the bottom relief increased, the sediment laid down in the interbiohermal depressions was enriched in carbonate debris and mud transported from the higher parts of the buildup. Much more frequent supply of allochemic components was reflected in decreasing thickness of beds. Regular distribution of the flat cherts which are related to bedding planes points to the lack of postdepositional deformations in the wackestones. Sporadically observed gentle bending of the chert lenses are probably of diagenetic origin. The occurrence of *Tubiphytes* and single corals suggests that these sediments are not coeval with the preserved parts of cyanobacterial-sponge buildups in Brama Bolechowicka and that they represent interbiohermal facies of buildups developed as *Tubiphytes* reefs.

Clastic limestones have various origins. In the greatest of the described outcrops (Fig. 2: A; Fig. 1) clastic limestones (floatstone-rudstone) intercalated with marls overlie wackestones. Lateral transition of clastic limestones into wackestones is present in the upper part of the outcrop. The presence of inverse grading in the clastic limestones indicates that they may be turbidites or tempestites filling an erosional channel elongated in NW-SE direction. Numerous deformations visible in these sediments (Fig. 11) indicate their partial redeposition in a submarine slump. The lack of clear palaeotransport indices does not permit unambiguous

determination of the position of the source area. It seems, however, that these sediments represent the main phase of the carbonate buildup destruction, which took place at the latest Oxfordian (? earliest Kimmeridgian) (Głazek & Wierzbowski, 1972; Matyszkiewicz, 1994, 1996).

At another locality (Fig. 2: C) individual beds of micritic clastic limestones (wackestone-floatstone) which occur within the wackestones wedge out over a short distance. Such interfingering of facies suggests that the micritic clastic limestones belong to a talus of a carbonate buildup, formed already during the buildup's growth.

It seems thus that the exposures situated ESE of Brama Bolechowicka lie within various tectonic blocks within a fault zone. The occurrence there of deposits generally younger than those exposed in Bolechowicka valley is due to tectonic not sedimentary causes. The thickness of preserved Upper Jurassic sediments within the Ojców Block is by more than 100 m lower than beneath the bottom of the Krzeszowice Graben, because of erosion. We may thus assume that the preserved thicknesses of Upper Jurassic in lowered tectonic blocks within the fault zone increase towards the Krzeszowice Graben, and that top parts of these blocks contain progressively younger deposits, not preserved on the Ojców Block (Fig. 13a).

Correlation of sediments in isolated exposures of various lithology and dip was made by Koszarski (1995) by assuming (i) the presence of only one, major fault which separates the Ojców Block from the Krzeszowice Graben and (ii) an *a priori* determination of age relationships between sediments in isolated outcrops. The first assumption permitted Koszarski (1995) to treat the slope north of Bolechowice village as an incompletely exposed wall of an outcrop in which all observed dips are of depositional origin (Fig. 13B). The consequence of this assumption was purely geometrical connection of inclined deposits of various facies from selected outcrops into one depositional syncline (Fig. 13B).

The complex pattern of facies relationships in sediments from isolated outcrops situated on the slope ESE of Brama Bolechowicka is mostly the result of the presence of hinge faults and of a megabreccia zone in the fault zone which separates the Ojców Block from the Krzeszowice Graben (Fig. 13A). The variability of angles and directions of dip, impossibility of stratigraphical correlation in isolated outcrops, and, first of all, the complete lack of data on facies of Upper Jurassic deposits in the Krzeszowice Graben directly south of Brama Bolechowicka, rule out the possibility of restoring the positions of bioherms, interbiohermal and basal zones in this area. Estimates of palaeorelief elevations based on the presence of inclined discontinuity surfaces in the carbonate buildups in the area of Brama Bolechowicka (Koszarski, 1995) are devoid of any supporting evidence, similarly as the hypothesis on the predominance of clastic limestones, not supported by facts.

Acknowledgements

The authors thank the reviewer Professor R. Gradziński for his insightful and helpful review, Professor S. Dżużyński and

Professor J. Rutkowski for discussion and generous help, Professor B. A. Matyja and Docent T. Merta for discussion in the field, Dr T. Leśniak for providing access to the manuscript of the geological map of the vicinity of Bolechowice, Dr I. Felisiak for numerous inspiring discussions and Mrs M. Kuśmierk for drawing the figures. The study was supported within the project AGH no. 11. 140. 54.

REFERENCES

- Baran, K. & Opozda, T., 1985. *Skałki podkrakowskie. Przewodnik wspinaczkowy.* (in Polish). T. 2; Wyd. "Kraj", Warszawa-Kraków, 112pp..
- Bogacz, K., 1967. The geological structure of the northern border of the Krzeszowice Graben. (in Polish; English summary). *Prace Geol. Oddz. PAN w Krakowie*, 41: 1-94.
- Bukowy, S., 1957. New data about the Kimmeridgian in the vicinity of Cracow. (in Polish; English summary). *Przegl. Geol.*, 1957 (2): 90-91.
- Bukowy, S., 1960. Submarine slides in the rocky limestones near Cracow. (in Polish; English summary). *Biul. Inst. Geol.*, 155: 153-168.
- Bukowy, S., 1962. The profile of Jurassic and Cretaceous series at Raciborowice near Cracow. (in Polish; English summary). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 32: 197-209.
- Burzewski, W., 1969. Les conditions structurales du Jurassique de la region d'Olkusz et de Wolbrom comme bordieres pour les gisements petroliferes du Bassin de Nida. (in Polish; French summary). *Prace Geol. Oddz. PAN w Krakowie*, 61: 3-91.
- Dromart, G., Gaillard, C. & Jansa, L. F., 1994. Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of Western Tethys. In: Bertrand-Sarfati, J. & Monty, C. (eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*, 295-318, Kluwer Academic Publishers.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, E. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks.* *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 1: 108-121.
- Dżużyński, S., 1952. The origin of the Upper Jurassic limestones in the Cracow area. (in Polish; English summary). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21: 125-180.
- Dżużyński, S., 1953. Tectonics of the southern part of the Cracow Upland. (in Polish; English summary). *Acta Geol. Polon.*, 3: 325-440.
- Felisiak, I., 1983. Struktury sedymentacyjne w wapieniach oksfordu w Forcie Skała w Krakowie. (in Polish) *Spraw. Kom. Nauk Geol. PAN*, 25: 186-188.
- Felisiak, I., 1988. *Budowa geologiczna obszaru między Krakowem, Zabierzowem i Morawicą.* (in Polish, unpubl. Thesis; Biblioteka AGH Kraków), 161pp.
- Głazek, J. & Wierzbowski, A., 1972. On the alleged Kimmeridgian transgression in the Cracow Upland. (in Polish; English summary). *Acta Geol. Polon.*, 22: 45-69.
- Golonka, J. & Haczewski, G., 1971. Głony i struktury biosedymentacyjne w wapieniach skalistych górnej jury okolic Krakowa. (in Polish) *Kwart. Geol.*, 15: 1033-1034.
- Gradziński, R., 1962. Origin and development of subterranean karst in the southern part of the Cracow Upland. (in Polish; English summary). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 32: 429-492.
- Gradziński, R., 1972. *Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa.* (in Polish). Wyd. Geol., Warszawa, 355pp.
- Hoffmann, M. & Matyszkiewicz, J., 1989. Wykształcenie litologiczne i sedymentacja osadów jury w kamieniołomie "Młynka". (in Polish) W: Rutkowski, J., (ed.), *Przewodnik 69 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 78-83, Wyd. AGH Kraków.
- Koch, R., Senowbari-Daryan, B. & Strauss, H., 1994. The Late

- Jurassic 'Massenkalk Fazies' of Southern Germany; calcareous sand piles rather than organic reefs. *Facies*, 31: 179-208.
- Koszarski, A., 1995. Tradycja a nowoczesność w interpretacji warunków powstawania wapieni górnej jury krakowskiej. Szczególna rola procesów redepozycji. Studium terenowe. (in Polish) In: Doktor, M., Głuszek, A., Gmur, D. & Słomka, T. (eds.), *Tradycja a Nowoczesność w Interpretacjach Sedymentologicznych. Materiały Konferencyjne IV Krajowego Spotkania Sedymentologów*, 9-22, Pol. Tow. Geol., Kraków.
- Krokowski, J., 1984. Mesoscopic structural studies of the Permo-Mesozoic deposits in the South-Eastern part of the Silesian-Cracow Upland (Southern Poland). (in Polish; English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 54: 79-121.
- Kutek, J., 1994. Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. *Acta Geol. Polon.*, 44: 167-221.
- Kutek, J., Wierzbowski, A., Bednarek, J., Matyja, B. A. & Zapaśnik, A., 1977. Notes on the Upper Jurassic stratigraphy in the Polish Jura Chain. (in Polish; English summary). *Przegl. Geol.*, 25: 438-445.
- Leinfelder, R. R., 1993. Upper Jurassic reef types and controlling factors. *Profil*, 5: 1-45.
- Leinfelder, R. R., Krautter, M., Latemser, R., Nose, M., Schmid, D. U., Schweigert, G., Werner, W., Keupp, H., Brugger, H., Herrmann, R., Rehfeld-Kiefer, U., Schroeder, J. H., Reinhold, C., Koch, R., Zeiss, A., Schweizer, V., Christmann, H., Menges, G. & Luterbacher, H., 1994. The origin of Jurassic reefs: current research developments and results. *Facies*, 31: 1-56.
- Małecki, J., 1958. Notes on the geology and geomorphology of the Cracow Upland between Zabierzów and Ojców. (in Polish; English summary). *Zesz. Nauk AGH. Geologia*, 15: 3-21.
- Matyja, B. A. & Wierzbowski, A., 1996. Sea-bottom relief and bathymetry of Late Jurassic sponge megafacies in Central Poland. In: Riccardi, A. C. (ed.) *Advances in Jurassic Research. GeoResearch Forum*, 1-2: 333-340, Transtec Publ.
- Matyszkiewicz, J., 1989. Sedimentation and diagenesis of the Upper Oxfordian cyanobacterial-sponge limestones in Piekary near Kraków. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 59: 201-232.
- Matyszkiewicz, J., 1990. *Zróżnicowanie facjalne wapieni górnego oksfordu okolicy Krakowa*. (in Polish, unpubl. Thesis; Biblioteka AGH Kraków), 98 pp.
- Matyszkiewicz, J., 1993. Genesis of stromatolites in an Upper Jurassic carbonate buildup (Młynka, Cracow region, Southern Poland): internal reworking and erosion of organic growth cavities. *Facies*, 28: 87-96.
- Matyszkiewicz, J., 1994. Remarks on the sedimentation and diagenesis of pseudonodular limestones in the Cracow area (Oxfordian, Southern Poland). *Berliner geowis. Abh.*, E13: 419-439.
- Matyszkiewicz, J., 1996. The significance of *Saccocoma*-calciturbidites for the analysis of the Polish Epicontinental Late Jurassic Basin: an example from the Southern Cracow-Wieluń Upland (Poland). *Facies*, 34: 23-40.
- Matyszkiewicz, J. & Felisiak, I., 1992. Microfacies and diagenesis of an Upper Oxfordian carbonate buildup in Mydlniki (Cracow area, Southern Poland). *Facies*, 27: 179-190.
- Rutkowski, J., 1986. On Tertiary fault tectonics in the vicinities of Cracow. (in Polish; English summary). *Przegl. Geol.*, 1986 (10): 587-590.
- Rutkowski, J., 1989. Geological structure of the Cracow region, South Poland. (in Polish; English summary). *Przegl. Geol.*, 1989(6): 302-308.
- Rutkowski, J., (in press). O poligenicznym charakterze rzeźby okolic Krakowa. *Acta Geogr. Lodz.*
- Schaller, J. & Koch, R., 1996. Der Massenkalk des Schaufelsen im Oberen Donautal; Peloid-Lithoklast-Ooid Krustenkalk oder Schwammriff-Komplex? (Malm d4 und Malm e). *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, 78: 309-358.
- Trammer, J., 1989. Middle to Upper Oxfordian sponges of the Polish Jura. *Acta Geol. Polon.*, 39: 49-91.
- Wieczorek, J. & Krobicki, M., 1994. An example of Oxfordian extension on Peri-Tethyan Platform: neptunian dykes infilled by brachiopod shells from Młynka-quarry (Kraków Upland). In: Kotański, Z. (ed.), *Third Internat. Meet. of Peri-Tethyan Epicratonic Basins; Abstracts*, 25-26, Polish Geol. Inst. Warszawa.

Streszczenie

LITOLOGIA I SEDYMENTACJA GÓRNO-JURAJSKICH WAPIENI SKALISTYCH W REJONIE BRAMY BOLECHOWICKIEJ NA WYŻYNIĘ KRAKOWSKO-WIELUŃSKIEJ

Jacek Matyszkiewicz & Marcin Krajewski

Rejon Krakowa jest położony w południowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej (Fig. 1) cechującej się wyraźną odrębnością w wykształceniu osadów jurajskich (Kutek, 1994). Odrębność ta wyraża się znacznie mniejszą miąższością zachowanych osadów jury (do około 300 m w części wschodniej i znacznie mniejszej w części zachodniej) i ich niekompletnością w stosunku do obszarów położonych na N i E oraz wyraźnymi różnicami w litologii. Przyczyną wyjątkowości obszaru krakowskiego była jego nieznaczna subsydenca w jurze, uwarunkowana występowaniem w podłożu ciał granitoidów o niskiej gęstości (Kutek, 1994). Niekompensowanie sedymentacji przez subsydencję (Kutek, 1994; p. 213; Matyszkiewicz, 1994; p. 428) spowodowało, że region krakowski istniał w jurze jako wyraźny element wyniesiony, szczególnie predystynowany do rozwoju budowli węglanowych. Analiza wykształcenia litologicznego wapieni jurajskich w okolicy Krakowa wymaga zatem szczególnej staranności i ostrożności w adaptacji modeli opracowanych dla innych obszarów. Dotyczy to szczególnie rozważań o konfiguracji i głębokości zbiornika jurajskiego zakładających dla całego polskiego fragmentu szelfu występowanie stałego nachylenia ku Tetydzie (por. Matyja & Wierzbowski, 1996).

Osady górnourajskie w okolicy Krakowa są reprezentowane przez utwory oksfordu. Obecność osadów kimerydu nie została na tym terenie udokumentowana paleontologicznie (Głazek & Wierzbowski, 1972), choć nie można jej całkowicie wykluczyć (Bukowy, 1962; Matyszkiewicz, 1996). Rozpozniowanie biostratygraficzne wyższej części utworów jurajskich jest utrudnione ze względu na ubóstwo amonitów w wapieniach skalistych.

Wykształcenie wapieni w Bramie Bolechowickiej i bezpośrednio na E od niej było ostatnio przedmiotem rozważań Koszarskiego (1995), który zaliczył je do wyższej części górnego oksfordu (*l. c.*; p. 11), określił ich położenie nad spągami osadów jury na około 170-290 m (*l. c.*; p. 11) i uznał je za osady redeponowane. Nachylone powierzchnie w wapieniach tworzących Bramę Bolechowicką mają zdaniem Koszarskiego (1995) genezę sedymentacyjną; "spągowe powierzchnie ławic są erozyjne" (*l. c.*; p. 15), a "poszczególne powierzchnie uławicenia kontynuują się ku N i NW, co widać w dalszych skałach Bramy i Doliny Bolechowickiej" (*l. c.*; p. 15). Osady występujące na zboczu bezpośrednio na ESE od Bramy Bolechowickiej zostały określone przez Koszarskiego (1995) jako przekraczające zalegające "turbidyty i debryty-kalcyrudyty, gradacyjnie przechodzące w kalkarenity" (*l. c.*; p.

15), które w pobliżu Bramy Bolechowickiej są nachylone na SE, a "we wschodnim brzegu następną ku wschodowi dolinki w Bolechowicach" są "stromo nachylone ku W i NW" (l. c.; p. 15). W osadach nachylonych ku SE winny występować "poślizgi na plastycznie deformowanych cienkich płaskurach krzemieni" (l. c.; p. 15), co ma sugerować transport materiału ku SES oraz "podepozycyjne inicjalne ześlizgi osuwiskowe, wskazujące na przemieszczanie tak deformowanych pakietów na S i SE" (l. c.; p. 15). Miąższości ławic mają zmniejszać się ku górze profilu, za w jego środkowej części wynosić przeciętnie około 1 m. Koszarski (1995) opisując osady z małych, izolowanych łomików na ESE od Bramy Bolechowickiej określa ich następstwo wiekowe używając określeń "starsze" i "młodsze". Pozwala mu to korelować ze sobą osady położone na stoku na różnych wysokościach i nachylone w różnych kierunkach oraz stwierdzić, że budują one "wielką synklinę sedymentacyjną" (l. c.; p. 16), której nachylenia związane są z "sedymentacją sphywów mułowych na stromo nachylonym, silnie nadbudowywanym przez osady (prograduującym) stoku rafy" (l. c.; p. 16). Wapienie skaliste w Bramie Bolechowickiej są według niego "starszą częścią prograduującą na stoku tej synkliny sekwencji osadów" (l. c.; p. 16). Bazując na powyższych obserwacjach Koszarski (1995) określa minimalną wielkość reliefu dna basenu na 80 m.

Filary Bramy Bolechowickiej (Fig. 2) występują prawdopodobnie na wysokości około 100 m nad spągiem jury i położone są w rejonie północnej krawędzi rowu krzeszowickiego, w strefie przyskokowej. Szacunek ten oparto na danych z wierceń wykonanych w latach 60-tych na płycie ojcowskiej: K-2, K-2a, K-3, K-4 i K-6 położonych około 2 km na W, w okolicach Karniowic i wiercenia "Bębło" położonego około 6 km na N. W żadnym z tych wierceń całkowita zachowana miąższość jury nie przekracza 91 m. W położonych w rowie krzeszowickim wierceniach K-5 w Karniowicach i B-1 (około 0,5 km na S od Kobylan) zachowana miąższość jury wzrasta odpowiednio do 225 i 240 m. Uskoki w tej strefie związane są ze staropaleogeńską tektoniką uskokową. Prawdopodobnie powstały one jeszcze przed eocenem i były następnie odmładzane w miocenie (Rutkowski, 1989; w druku). Wielkość zrzutu danego bloku w strefie uskokowej jest często zmienna ze względu na zawiasowy charakter uskoków (Bogacz, 1967).

Skąły budujące Bramę Bolechowicką są wykształcone jako wapienie masywne i wapienie detrytyczne. Zdecydowaną większość z nich, z wyjątkiem Filaru Wallischa i dolnej części Piętrowej Turniczki (Fig. 2) stanowi wapień masywny. Podczas zjazdu na linię wykonano szczegółowe profilowanie Filaru Wallischa, Żółtej ścianki, Filaru Pokutników i Zamarłej Turni (Fig. 3; Tab. 1).

W wapieniach masywnych, szczególnie w południowej części doliny obserwuje się liczne powierzchnie nieciągłości (Fig. 5, 6, 12). Powierzchnie te można podzielić na dwa typy. Pierwszy z nich obejmuje strome, lokalnie pionowe powierzchnie, szczególnie dobrze widoczne w skałach zachodniego zbocza doliny. Drugi typ stanowią połogie powierzchnie, zapadające w przybliżeniu na ESE lub SE widoczne w zboczu zachodnim na Filarze Pokutników i Zamarłej Turni oraz w zboczu wschodnim na Poprzecznej Grzędzie. Kąt nachylenia tych powierzchni jest największy w skrajnie południowej części doliny i zmniejsza się stopniowo ku N.

Filar Wallischa i dolna część Piętrowej Turniczki zbudowane są z wapienia detrytycznego, w którym obserwuje się pojedyncze, cienkie (około 0,1 m miąższości) ławice, niekiedy o ostrych granicach, zbudowane z dobrze wysortowanych ziaren. W dolnej części Piętrowej Turniczki są one nachylone ku SE pod kątem około 25°. Nie obserwuje się ciągłego przejścia pomiędzy wapieniami masywnymi i detrytycznymi (Fig. 3b).

Pod względem mikrofacjalnym wapień masywny tworzący

zasadniczą część Bramy Bolechowickiej jest wykształcony głównie jako biolityt (*boundstone*), a podrzędnie jako waka wapienna (*wackestone*) (Tab. 1; Fig. 7, 8). W biolitytach widoczne są liczne kawerny wzrostowe (*growth cavity*) i drażnienia wskazujące na obecność sztywnego szkieletu (*rigid framework*). Większość z nich jest wypełniona geopetalne, co pozwala na określenie pierwotnego położenia poziomu (Fig. 4). W próbie nr 17 z Filaru Pokutników kąt nachylenia sedymentu wewnętrznego w trzech wypełnieniach geopetalnych wynosi około 30° (Fig. 9) i wartość ta, największa w badanych szlifach, została przyjęta jako wartość odchylenia pierwotnego położenia poziomu od aktualnego położenia skały. Nie obserwuje się zasadniczych różnic w wykształceniu mikrofacjalnym partii skały oddzielonych powierzchnią nieciągłości (próby 5 i 6 oraz 14 i 15 w Filarze Pokutników; próby 10 i 11 na Zamarłej Turni).

Filar Wallischa i dolna część Piętrowej Turniczki różnią się wykształceniem mikrofacjalnym od pozostałych opróbowanych skał (Tab. 1; Fig. 10). Zasadnicze różnice w składzie komponentów wapienia detrytycznego w stosunku do wapienia masywnego polegają na: powszechnej obecności onkoidów, zmikrytyzowanych ooidów i *Tubiphytes*, nieco większej ilości gąbek wapiennych i ślimaków, pojawieniu się ostrzyg i wyraźnym ograniczeniu liczebności gąbek krzemionkowych.

Wyniki badań pozwalają stwierdzić, że zdecydowana większość wapieni masywnych budujących Bramę Bolechowicką jest wykształcona jako cyjanobakteryjno-gąbkowe budowle o dobrze rozwiniętym sztywnym szkielecie. Budowle te są w Dolinie Bolechowickiej zrosnięte ze sobą i tworzą duży kompleks biohermalny. Integralną część tego kompleksu stanowią także te części wapieni masywnych, które wykształcone są w postaci wak i mikrotytowych ziarnitów (Fig. 8d).

Pierwotne położenie poziomu wyznaczone na podstawie analizy wypełnień geopetalnych w Filarze Pokutników jest odchyłone od aktualnego położenia o około 30° (Fig. 9). Brak istotnych różnic w wykształceniu litologicznym skały oddzielonej powierzchniami nieciągłości na Filarze Pokutników i Zamarłej Turni wskazuje na tektoniczną genezę tych powierzchni. Obecnie obserwowane kąty upadu powierzchni nieciągłości są wypadkową ich pierwotnych nachyleń oraz rotacji bloków wapieni w strefie przyskokowej, która prawdopodobnie miała miejsce podczas odmłodzenia uskoków.

Pionowe lub stromo nachylone powierzchnie nieciągłości przecinające wapienie (Fig. 12) są spełnieniami ciosowymi reprezentowanymi przypuszczalnie przez kilka systemów ciosu (Krokowski, 1984). Liczne, pionowe szczeliny w skałach skrajnie południowej części doliny są przypuszczalnie rozmytymi krasowo szczelinami uskokowymi (Fig. 3b) związanymi z rozległą strefą uskokową oddzielającą płytę ojcowską od rowu krzeszowickiego. Inną genezę posiadają powierzchnie nieciągłości nachylone łagodnie na S (Fig. 12). Po zredukowaniu kąta nachylenia tych powierzchni – 55° – zmierzonego u podstawy Filaru Pokutników o kąt równy nachyleniu wypełnień geopetalnych w próbie nr 17, tj. 30°, otrzymujemy kąt 25°, który odpowiada nachyleniu powierzchni nieciągłości względem pierwotnego kierunku poziomego wyznaczonego przez wypełnienia geopetalne. Nachylenie to jest zbliżone do kąta upadu połączonych ściąg we fleksurach przydyslokacyjnych północnej krawędzi rowu krzeszowickiego (Krokowski, 1984).

Filar Wallischa i Piętrowa Turniczka reprezentują prawdopodobnie osady talusa budowli węglanowej, który rozpoczął się tworzyć, gdy osiągnęła ona stadium rafy tubiphytesowej i sięgała podstawy falowania. Sedymentacja osadów talusa była nieciągła i ograniczona do pobliża budowli węglanowej. Przypuszczalnie aktualne nachylenie osadów talusa ma głównie przyczyny tektoniczne i jest spowodowane przez jeden z pochodnych uskoków

zawiasowych w strefie uskokowej północnej krawędzi rowu krzeszowickiego (Fig. 13). Filar Wallischa i dolna część Piętrowej Turniczki leżą bowiem w przybliżeniu w tej samej odległości od strefy uskokowej oddzielającej płytę ojcowską od rowu krzeszowickiego, co wapienie masywne, w których stwierdzono deformacje fleksuralne (Fig. 2). Deformacje fleksuralne w wapieniach masywnych przechodziły ku południowi w deformacje kruche, szczególnie na kontakcie dwóch różnych typów litologicznych (Fig. 3b; Tab. 1).

W odsłonięciach położonych na ESE od Bramy Bolechowickiej (Fig. 2: A, B, C; Fig. 11) występują nieuławiczone i uławiczone waki z krzemieniami oraz wapienie detrytyczne o zróżnicowanym wykształceniu. Cienkoławicowe waki z licznymi, płaskurowatymi krzemieniami reprezentują osady facji międzybiohermalnych, a nieuławicona odmiana waki odpowiada osadom peryferyjnych części bioherm (por. Matyszkiewicz, 1989). Wapienie detrytyczne mają zróżnicowaną genezę. W największym z opisanych stanowisk (Fig. 2: A; Fig. 11) wapienie detrytyczne (*floatstone-rudstone*) przeławicane marglami zalegają nad wakami. W przystropowej części odsłonięcia obserwuje się lateralne przejście wapieni detrytycznych w waki w kierunku prostopadłym do ściany odsłonięcia. Obecność odwróconego uziarnienia frakcjonalnego w wapieniach detrytycznych wskazuje, że mogą one stanowić turbidyty lub tempestyty wypełniające kanał erozyjny o osi NW-SE. Liczne zaburzenia widoczne w tych osadach (Fig. 11) wskazują na ich częściową redepozycję w osuwisku. Brak wyraźnych wskaźników kierunków transportu nie pozwala na jednoznaczne określenie położenia obszaru alimentacji. Wydaje się, że osady te reprezentują główny okres destrukcji budowli węglanowych przypadający na schyłek oksfordu (?początek kimerydu) (Głazek & Wierzbowski, 1972; Matyszkiewicz, 1994; 1996).

W innym stanowisku (Fig. 2: C) pojedyncze ławice mikrytowych wapieni detrytycznych (*wackestone-packstone*) występujące w obrębie wak wyklinowują się na krótkim odcinku. Takie zazębienie się facji wskazywałoby, że mikrytowe wapienie detrytyczne są talusem budowli węglanowej, utworzonym jeszcze w okresie jej wzrostu.

Występowanie na ESE od Bramy Bolechowickiej utworów jurajskich o zróżnicowanym wykształceniu, ale generalnie młodszych od facji obserwowanych w Dolinie Bolechowickiej ma przyczyny tektoniczne, a nie sedimentacyjne (Fig. 13a). Mniejszość zachowanych osadów malmu na płycie ojcowskiej jest w wyniku erozji o ponad 100 m mniejsza niż w dnie rowu krzeszowickiego. Można więc założyć, że zachowane mniejszości malmu w obniżanych tektonicznie blokach w strefie uskokowej wzrastają w kierunku do rowu krzeszowickiego, a w przystropowych częściach tych bloków występują coraz młodsze osady, niezachowane na płycie ojcowskiej (Fig. 13A). Obecność rozległej strefy uskokowej o skomplikowanym przebiegu, brak amonitów umożliwiających określenie stratygrafii, trudna do oszacowania wysokość położenia nad spągiem malmu a przede wszystkim całkowity brak danych o wykształceniu facjalnym malmu na S od Bramy Bolechowickiej nie pozwalają na precyzyjną korelację przestrzenno-czasową osadów.

Korelacja osadów z izolowanych odkrywek o różnym wykształceniu i kącie nachylenia ławic została wykonana przez Koszarskiego (1995) dzięki przyjęciu dwóch założeń: (1) obecności tylko jednego, głównego uskoku oddzielającego płytę ojcowską od rowu krzeszowickiego i (2) określenia *a priori* wzajemnych relacji wieku osadów w izolowanych odsłonięciach. Założenie obecności jednego, wielkiego uskoku oddzielającego płytę ojcowską od rowu krzeszowickiego pozwoliło Koszarskiemu (1995) traktować zbocznie na N od Bolechowic jako odsłoniętą wprawdzie fragmentarycznie, lecz niezaburzoną tektonicznie ścianę odkrywki, w której wszystkie obserwowane upady mają charakter sedimentacyjny (Fig. 13B). Konsekwencją takiego założenia było czysto geometryczne połączenie nachylonych, różnie wykształconych osadów z wybranymi odkrywek w jedną synklinę sedimentacyjną (Fig. 13B). Przedstawione wyniki badań wskazują, że szacunki deniwelacji paleoreliefu oparte na występowaniu nachylonych powierzchni nieciągłości w budowach węglanowych w rejonie Bramy Bolechowickiej (Koszarski, 1995) są pozbawione podstaw, podobnie jak hipoteza o dominacji wapieni detrytycznych, która nie znajduje potwierdzenia w faktach.