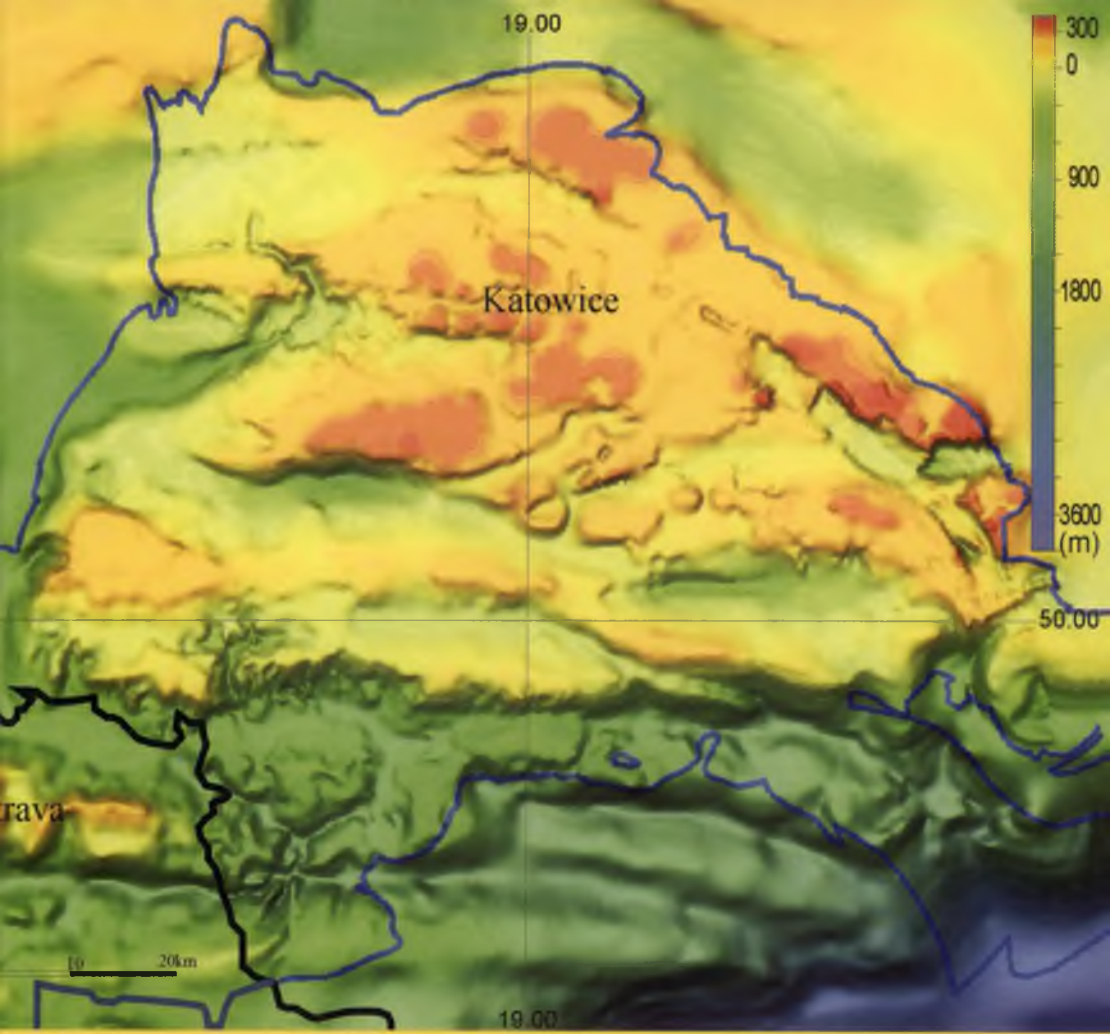


DOMINIK JURA

Morfotektonika i ewolucja różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego Katowice 2001

Morfotektonika i ewolucja różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Prace Naukowe
Uniwersytetu Śląskiego
w Katowicach
nr 1952

Dominik Jura

Morfotektonika i ewolucja różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego Katowice 2001

Redaktor serii: Nauki o Ziemi
ANDRZEJ T. JANKOWSKI

Recenzenci
JERZY LISZKOWSKI
NESTOR OSZCZYPKO

Redaktor
GRAŻYNA WOJDAŁA

Redaktor techniczny
BARBARA ARENHÖVEL

Korektor
MIROSŁAWA ŻŁOBIŃSKA

Copyright © 2001
by Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336
ISBN 83-226-1045-9

Wydawca
Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
ul. Bankowa 12B, 40-007 Katowice

Wydanie I. Nakład: 220 + 50 egz. Ark. druk. 11,0 + wklejki. Ark. wyd. 18,5. Przekazano do składu w grudniu 2000 r. Podpisano do druku w lutym 2001 r. Papier offset. III kl. 80 g. Cena 23 zł

Czerny Marian Firma Prywatna GREG
Zakłady Poligraficzne
ul. Poezji 19, 44-113 Gliwice

Spis treści

Abstrakt 7

Wstęp 9

Zarys problematyki badań 11

Podłoże niezgodności strukturalnych w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 23

Zagadnienie stropu karbonu 23
Morfostruktury litologiczne 24
Przegląd struktur tektonicznych 32
Strefa wietrzenia utworów karbonu węglonośnego 47

Podpermska powierzchnia niezgodności 54

Utwory graniczne, zasięg i deformacje niezgodności podpermskiej 54
Ukształtowanie powierzchni podpermskiej 58
Uwagi o rozwoju morfostrukturalnym rowu permskiego i paleogeografii ... 60

Podtriasowa powierzchnia niezgodności 67

Położenie geologiczne niezgodności podtriasowej 67
Morfografia niezgodności podtriasowej 73
Uwagi o paleogeografii i rozwoju rzeźby niezgodności podtriasowej 74

Podjurajska powierzchnia niezgodności 79

Położenie geologiczne niezgodności podjurajskiej 79
Morfologia podjurajska i uwagi o paleogeografii 83

Podkredowa powierzchnia niezgodności 89

Położenie geologiczne niezgodności podkredowej 89
Morfologia podkredowa i uwagi o paleogeografii 91

Podmioceńska powierzchnia niezgodności 95

Położenie geologiczne niezgodności podmioceńskiej 95
Główne formy ukształtowania niezgodności podmioceńskiej 101
Typy rzeźby podmioceńskiej 110
Morfostruktury niezgodności podmioceńskiej 112
Paleogeografia i uwagi o rozwoju niezgodności podmioceńskiej 114

Podczwartorzędowa powierzchnia niezgodności 123

Położenie niezgodności podczwartorzędowej 123
Morfologia podczwartorzędowa i uwagi o paleogeografii 126

Podsumowanie 129

Literatura 135

Summary 167

Резюме 172

Abstrakt

Morfotektonikę polichronicznej i poligenicznej paleopowierzchni strukturalnej w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego opracowano na jednowiekowych niezgodnościach zachowanych w spągu utworów permu, triasu, jury, kredy, miocenu i czwartorzędu. Każda z tych granic erozyjnych między sfałdowanymi i zuskokowanymi oraz zwietrzałymi utworami karbonu a pokrywami z osadów lądowych i morskich charakteryzuje się zróżnicowaną morfologią i strukturą tektoniczną.

Powierzchnia podpermska odwzorowuje kotliny synklinalne u podnóża fleksur brzeżnych zapadliska górnośląskiego, obramowanego przez pasma fałdowe krakowskie i morawsko-śląskie. W stefanie i czerwonym spągowcu górska rzeźba orogeniczna została częściowo zniwelowana, a kotliny wypełniły utwory stożków napływowych. W fazie saalskiej uaktywnił się wulkanizm i powstał tafrogeniczny rów Sławkowa.

Rzeźba górska morawsko-śląsko-krakowskiej części waryscydów i rów Sławkowa w cechsztynie oraz dolnym triasie uległy dalszej denudacji. Formy wyżynne dopasowane do struktury podłoża zakryły osady terygeniczne pstrego piaskowca i retu, a w zatokach morza wapienia muszlowego sedymentowały węglany. Postwaryscyjska powierzchnia podtriasowa była pedypleną, przemodelowaną podczas transgresji. Dalsze zrównywanie grzbietów i garbów zbudowanych z piaskowców karbońskich ożywiło się w górnym triasie i w liasie. W doggerze wzniesienia zrównała abrazja, a osady jurajskie pogrzebały relief penepleny. Na regresywną nizinę nadmorską w dolnej kredzie wkroczyło morze cenomanu i turonu, pozostawiając osady na tarasach abrazyjnych. Niezgodności podtriasowa oraz podjurajska i podkredowa na platformie epiwaryscyjskiej zostały sfałdowane w fazach środkowoalpejskich w niecki i wały, monoklinę z fleksurami i uskokami.

W paleogenie epejrogen środkowopolski i góry nadbrzeżne Tetydy z obszarem górnośląskim uległy głębokiemu wietrzeniu i zerodowaniu. Na przełomie oligocenu i miocenu w głębokie doliny dopasowane do struktury podłoża przez inwersję wkroczyła szybka transgresja, zamieniając je

w kaniony podmorskie. Wyżej położone kotliny zapadliskowe zapełniły osady typu playi. Mioceńska transgresja w basenie Paratetydy pozostawiła przekraczająco ułożone osady molasowe. Powierzchnia podmioceńska o górskiej rzeźbie uległa deformacji, wyrażonej w strukturach wału metakarpackiego i rowu przedkarpackiego z homokliną podbeskidzką, zrzuconą uskokami schodowymi pod nasunięciem Karpat. W pliocenie i wczesnym plejstocenie względne wynoszenie Karpat i przedpola ułatwiło odpreparowanie reliefu podmioceńskiego na garbach i półzrębach zbudowanych z utworów karbonu. W warunkach peryglacjalnych oraz zlodowaceń Sanu i Odry utworzyła się pokrywa utworów glacigenicznych i powierzchnia podczwartorzędowa o rzeźbie nizinnej z deniwelacjami do 200 m.

Morfotektonika niezgodności w stropie karbonu: postorogenicznej i tafrogenicznej waryscydów, podpokrywowej i śródpokrywowych epiwaryscyjskiej platformy, postepejrogenicznej środkowoalpejskiej i przedorogenicznej młodoalpejskiej oraz postglacjalnej uzupełnia historię rozwoju brzegów basenów i lądów. Stratygraficzny i tektoniczny podział od karbonu do czwartorzędu uszczegółowiono o ewolucję klimatu i rzeźby w okresach geologicznych.

Słowa kluczowe: tektonika, paleogeografia od karbonu do czwartorzędu, dyskordancja, morfostruktura i morfogeneza niezgodności, paleogeomorfologia, paleoklimat, wietrzenie kopalne, sekwencje transgresywne, eustatyka, paleorzeźba orogenu, epejrogenu i kratogenu, ewolucja morfologii.

Wstęp

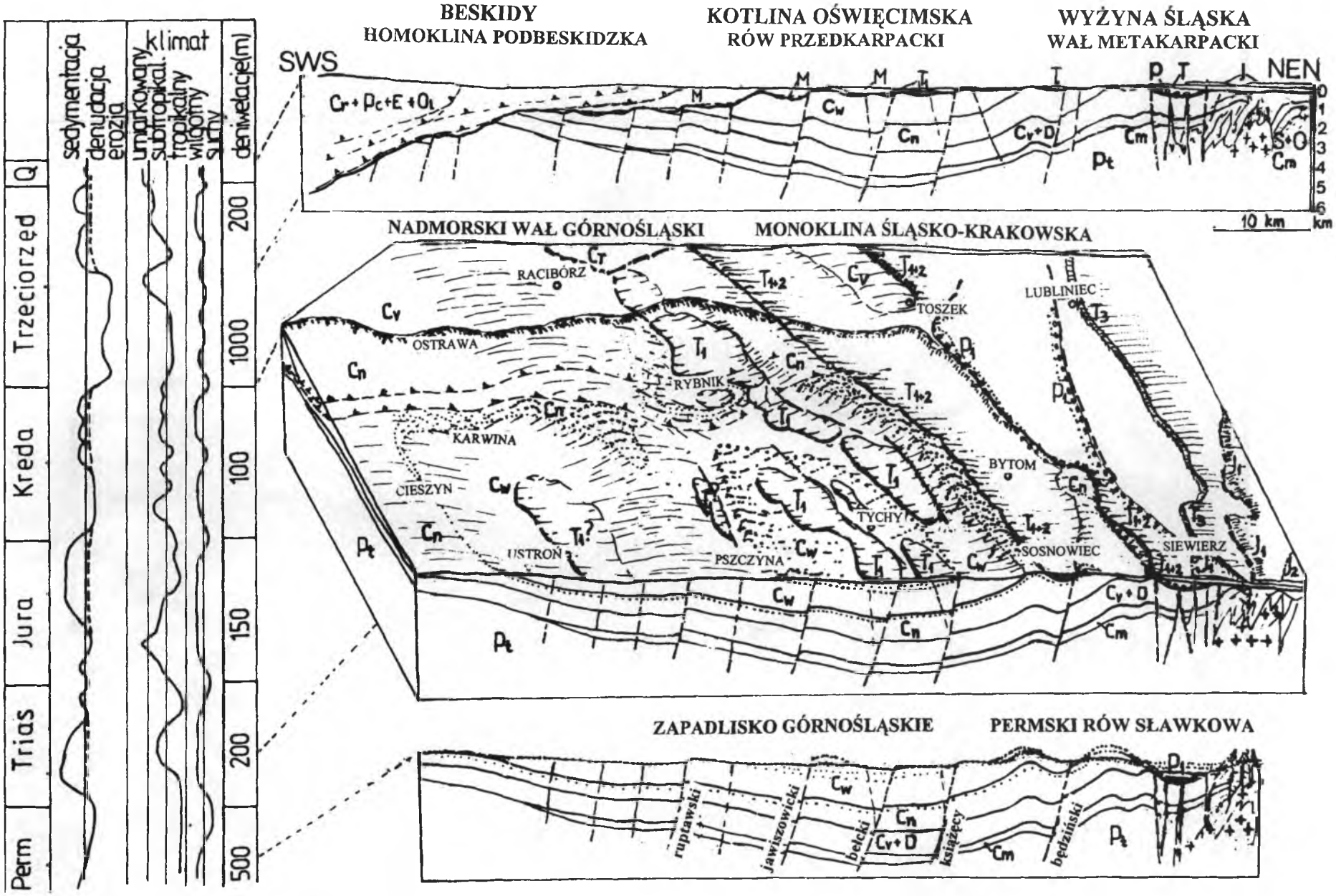
Budowa geologiczna złóż węgla kamiennego, cynku i ołowiu oraz wielu surowców Górnośląskiego Zagłębia Węglowego jest szczegółowo rozpoznana, opracowana w dokumentach złóż i materiałach naukowych, które zawierają ogromną ilość różnorodnych danych o wgłębnej strukturze zagłębia. Większość wyników rozpoznania geologicznego wraz z interpretacją jest zestawiona na mapach strukturalnych powierzchni różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu. Ta niezgodna granica rozdziela zagłębie na piętra strukturalne: waryscyjskie i pokrywowe. Orogeniczna struktura zapadliska górnośląskiego i tafrogeniczna rowu permskiego Sławkowa są obramowane przez strefy: fałdowo-nasunięciową morawsko-śląską od zachodu i fałdowo-intruzywną krakowską od północy i wschodu. Piętro pokrywowe reprezentuje mezozoik monokliny śląsko-krakowskiej i osady miocenu rowu przedgórskiego Karpat oraz czwartorzędu (rys. 1). Niezgodność strukturalna w stropie utworów karbonu składa się z następujących jednowiekowych niezgodności: podpermskiej, podtriasowej, podjurajskiej, podkredowej, podmioceńskiej i podczwartorzędowej. Powierzchnia stropu karbonu charakteryzuje się zróżnicowanym ukształtowaniem, o deniwelacjach do 1500 m w przedziale wysokości od około 400 m n.p.m. do 6000 m p.p.m. (rys. 2), a także złożoną genezą.

Zgromadzone dotychczas dane z wierceń, wyrobisk górniczych i odsłonięć dotyczące położenia, wykształcenia i ukształtowania niezgodności w stropie utworów karbonu zagłębia stwarzają korzystną bazę do pogłębienia studiów nad morfologią i strukturami tektonicznymi, odwzorowanymi na przekrojach geologicznych i na mapach strukturalnych powierzchni niezgodności. Są one przedmiotem badań morfotektonicznych, prowadzących do odtwarzania rozwoju rzeźby, zakrycia osadami i pogrążania oraz deformacji. Na opracowanie ewolucji niezgodności strukturalnych jednowiekowych w stropie karbonu zagłębia, ich morfotektoniki złożyły się następujące badania: wpływu struktury podłoża na rzeźbę, rozwoju stref wietrzenia, położenia i wieku granicy erozyjnej zakrytej osadami oraz synsedymenta-

cyjnej subsydencji i deformacji. Główną treść pracy stanowią opisy morfologii i tektoniki niezgodności jednowiekowych. Posłużyły one do rozszerzenia badań granic geologicznych zagłębia między zapadliskiem górnośląskim z rowem permskim a pokrywą mezozoiczną z monokliną śląsko-krakowską oraz między platformą epiwaryscyjską środkowej Europy a orogenem Karpat z rowem przedgórskim. Niezgodna granica w stropie karbonu GZW jest opracowywana od ponad 100 lat.

Badania morfologii i osadów zakrywających oraz struktur tektonicznych niezgodności jednowiekowych GZW realizowano w ramach opracowań Katedry Geologii Podstawowej Uniwersytetu Śląskiego. Były to m.in.: mapa geosynoptyczna Polski (Jura, Trzepierczyński, 1985–1986), neogeodynamika GZW i mapy geologiczno-strukturalne GZW (*Atlas...*, 1994). Prace kartograficzne rozszerzono o badania litologiczno-sedymentologiczne i struktur tektonicznych na rdzeniach z 85 głębokich wierceń badawczych i dokumentacyjnych złóż węgla kamiennego, wykonanych przez Państwowy Instytut Geologiczny w Sosnowcu i Katowickie Przedsiębiorstwo Geologiczne w latach 1980–1992.

Autor serdecznie dziękuje Profesorowi Stanisławowi Bukowemu i Profesorowi Stanisławowi Ostaficzukowi za inspirujące dyskusje i cenne uwagi. Szczególne słowa podziękowania należą się Profesorowi Jerzemu Liszkowskiemu i Profesorowi Nestorowi Oszczypce za wiele rad i propozycji właściwych ujęć badań niezgodności, pozwalających przygotować pracę do druku. Panom dr. Januszowi Trzepierczyńskiemu i mgr. Adamowi Kotasowi wyrażam wdzięczność za wieloletnią współpracę w realizacji badań kartograficznych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

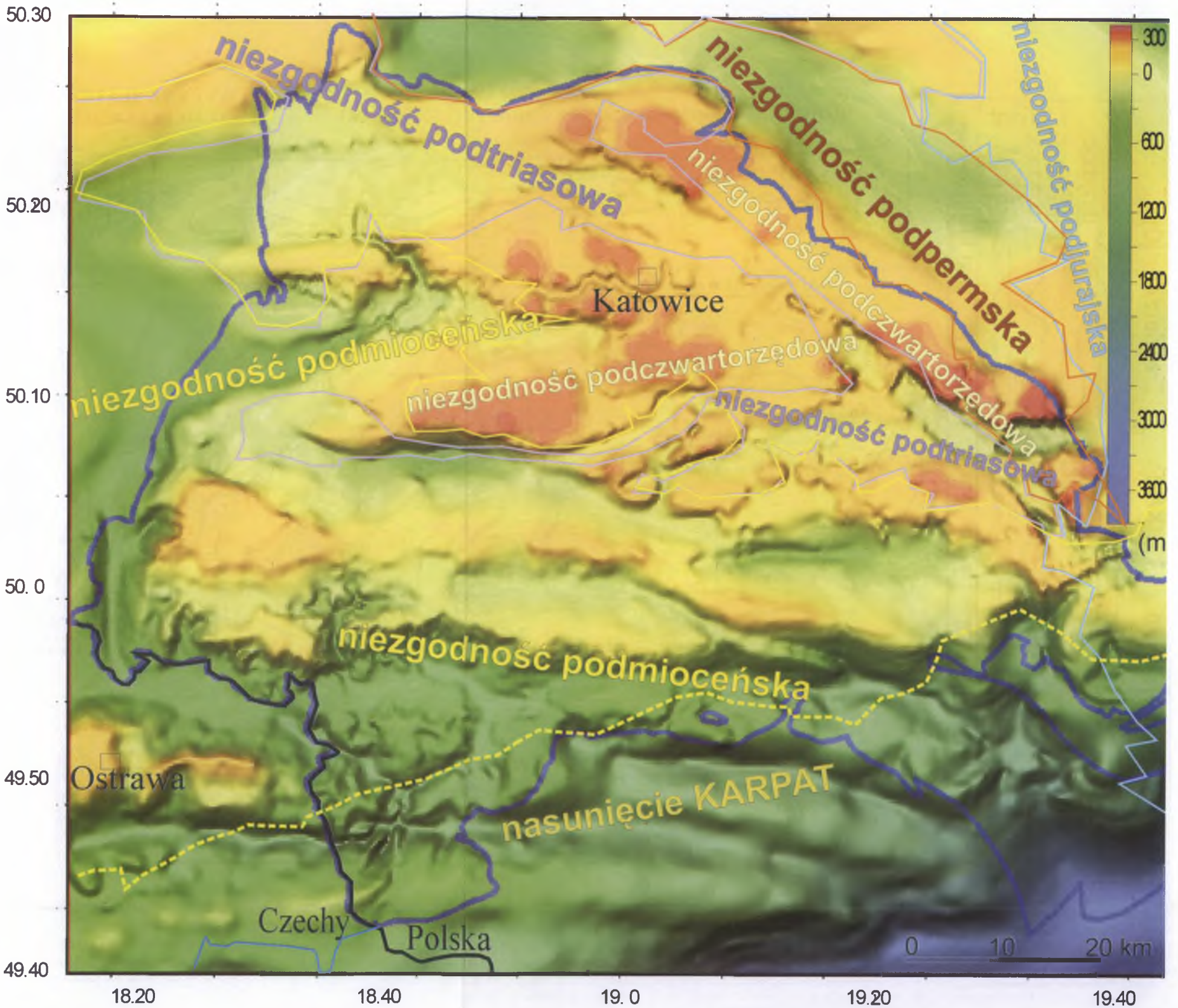


Rys. 1. Schemat położenia geologicznego różnowiekowej niezgodności stropu karbonu GZW na obszarze Ustroń–Siewierz–Lubliniec–Ostrawa

P_t – skały krystaliczne prekambru, C_m – piaskowce kambru, O, S – ordowik i sylur z intruzjami granitoidów (+), D, C_v i C_l – węglany dewonu i wizenu, C_n i C_w – mułowcowo-piaskowcowe serie namuru i westfalu; P – wulkanoklastyczne utwory permu, T (T_1, T_{1+2}, T_3), J (J_1, J_2), C_r – terygeniczne i węglanowe osady triasu, jury i kredy, M – molasa miocenu z nasunięciem Karpat (C_r – kreda, P_c – paleocen, E – eocen, O_l – oligocen), Q – czwartorzęd

Fig. 1. Geological setting of heterochronous discordance in the top surface of Carboniferous in the USCB, in area between Ustroń–Siewierz and Lubliniec–Ostrava

P_t – Proterozoic (crystalline rocks), C_m – Lower Cambrian (sandstones), O and S – Ordovician and Silurian sediments, and Carboniferous granitoide intrusions (+), D, C_v, C_l – Devonian and Visenian (carbonates and clastic deposits), C_n and C_v – Namurian and Westphalian (mudstone and sandstone coal bearing series), P – Rotliegend (volcano-clastic deposits), T (T_1, T_{1+2}, T_3), J (J_1, J_2), C_r – Triassic, Jurassic and Cretaceous (terrigenous and carbonate sediments), M – Miocene molasse and Carpathian overthrust (C_r – Cretaceous, P_c – Palaeocene, E – Eocene and O_l – Oligocene sediments), Q – Quaternary



Rys. 2. Cieniowana mapa reliefu niezgodności podpermskiej, podtriasowej, podjurajskiej, podmioceńskiej i podczwartorzędowej w stropie utworów karbonu GZW (na podstawie map geologiczno-strukturalnych, por. rys. 3 i 4 i *Atlasu…* 1994). Opracowanie komputerowe Z. Małolepszego z modyfikacjami

Fig. 2. Shaded relief map of the sub-Permian, sub-Triassic, sub-Jurassic, sub-Miocene and sub-Quaternary discordances in the top surface of Carboniferous of the USCB (based on geologic-structural maps – Fig. 3 and 4, and *Atlas…*, 1994). Computerised by Z. Małolepszy, modified

Zarys problematyki badań

Badania powierzchni stropu utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego prowadzi się od stu lat na wychodniach, w wyrobiskach górniczych czy w wierceniach pod nadkładem utworów permu, triasu, jury, kredy, miocenu i czwartorzędu. Dane źródłowe o położeniu oraz o wykształceniu granicy niezgodności pochodzą z dokumentacji geologicznych złóż i z wierceń. Materiały faktograficzne są weryfikowane, reinterpretowane i przetwarzane, a następnie opracowywane kartograficznie, zwykle w formie materiałów archiwalnych rzadko publikowanych. Wgłębne kartowanie powierzchni niezgodności łączy się z rozwiązaniem wielu problemów badawczych, poczynając od analizy stanu wiedzy i oceny przydatności materiałów źródłowych, poprzez poznanie stratygrafii utworów granicznych i rekonstrukcję powierzchni erozyjnej, do odtworzenia jej rozwoju morfologicznego, sedymentacyjnego i deformacyjnego.

Historia badań

Głównym źródłem rozpoznania wgłębnego utworów karbonu zagłębia jest prowadzona od ponad 150 lat eksploatacja węgla zalegającego pod nadkładem utworów triasu, miocenu i czwartorzędu w okolicach Zabrza–Katowic, w Zagłębiu Dąbrowskim, w Jaworznie, w Trzebini, w okolicach Libiąża, Murcek, Lędzin, Bierunia, Brzeszcz, Gliwic, Rybnika, w Zagłębiu Ostrawsko-Karwińskim, a ostatnio w Jastrzębiu i w Kaczycach. Już na przełomie XIX i XX wieku pojedyncze wiercenia potwierdziły tysiącmetrowe deniwelacje położenia stropowej powierzchni karbonu na Górnym Śląsku, które F. Fresch, G. Gäbler, K. Fegel, W. Quitzow (vide: Michael, 1913; Lewiński, 1914) interpretowali jako doliny o strukturalnych założeniach. Istnienie paleorzeźby górskiej z kanionami na powierzchni podtrzeciorzędo-

wej z bazą erozyjną pod Karpatami, w skrzydle zrzuconym „dyslokacji nadwiślańskiej", uzasadnił J. Lewiński (1914).

W latach 1926–1942 sporządzono liczne mapy powierzchni stropowej utworów karbonu zarówno szczegółowe na obszarach górnictwa węgla kamiennego, m.in. mapy E. Jahra, J. Folprechta, H. Becka, G. Götzingera (vide Jura, Lewandowski, 1996), jak i przeglądowe dla części i dla całego zagłębia (Petrascheck, 1928; Patteisky, Folprecht, 1931; Stahl, 1932; Czarnocki, 1935; Książkiewicz, 1936; Jützner, 1942). Paleogeomorfologię płaskowyżu górnośląskiego szczegółowo opisał J. Szaflarski (1955).

Nowe mapy geologiczno-strukturalne stropu karbonu GZW z uskokami w pokrywie triasu, jury i kredy opracował S. Doktorowicz-Hrebnicki (1956, 1959). Urozmaicone ukształtowanie powierzchni podtriasowej odkrył S.W. Alexandrowicz (1966, 1971b), którą w rejonie Olkusza–Zawiercia zrekonstruował J. Wyczółkowski (1982). Interpretację powierzchni podpermskiej i uskoków na monoklinie śląsko-krakowskiej przedstawił S. Bukowy (1974). Powierzchnię podjurajską naszkicował K. Konior (1978), a przedcenomański relief abrazyjny z okolic Krakowa i Opola opisał S. W. Alexandrowicz (1954, 1969, 1974) oraz wykartował Z. Kotański i S. Radwański (1977).

Na powierzchni podmioceńskiej obok dolin stwierdzano obniżenia bezodpływowe i strome stoki o genezie uskokowej (Dżułyński, 1953; Petranek, 1955; Kuciński, Mitura, 1958; Alexandrowicz,1959; Alexandrowicz, Alexandrowicz, 1960; Alexandrowicz, Siedlecki, 1960; Konior, 1960), chociaż hipotetyczne uskoki były bardzo trudne do wykrycia w osadach miocenu (Konior, Tokarski, 1954; Stemulak, 1958; Jurkova, 1965, 1976; Radwański, 1968; Krach, 1973). Tektonikę utworów miocenu Zagłębia Górnośląskiego opracował S. W. Alexandrowicz (1963, 1964), uskoki zaś kartograficznie przedstawili S. Doktorowicz-Hrebnicki i B. Kaszyńska (1963). Młodoalpejskie uskoki wyróżniono także w rejonach sąsiednich: na Śląsku Cieszyńskim (Konior, 1964, 1974, 1978, 1981), w Kotlinie Raciborskiej (Oberc, Dyjor, 1968; Alexandrowicz, Kleczkowski, 1970, 1972, 1974; Dyjor et al., 1977; Dyjor, 1983), w regionie śląsko-krakowskim (Bogacz, 1967; Ney, 1968; Bukowy, 1974; Oberc, 1977); na Morawach (Budaj, Cichy, 1968; Menčik et al., 1983) i w zapadlisku przedkarpackim (Ney, 1968; Karnkowski, 1974; Wdowiarz, 1976; Połtowicz, 1978; Ney et al., 1974; Garlicki, 1979). Niektóre uskoki z utworów karbonu GZW przedłużano do nadkładu (Doktorowicz-Hrebnicki, 1956–1968; Kotas, 1972, 1982; Bogacz, Krokowski, 1975, 1981; Herbich, 1981).

W opracowaniach paleogeografii i rozwoju geomorfologicznego Wyżyny Śląskiej i Krakowskiej oraz Kotlin Podkarpackich opisywano paleogeńską powierzchnię zrównania z pokrywami wietrzeniowymi, rozbitą w mio-

cenie na zręby i rowy tektoniczne (Klimaszewski, 1958; Gradziński, 1962, 1972; Gilewska, 1963, 1972, 1987; Tyczyńska, 1966; Klimek, 1972; Bogacz, 1976, 1980 b; Kowalski, 1977; Walczak, 1977; Zeman, 1980; Lewandowski, Kaziuk, 1982; Rutkowski, 1986, 1989, 1996; Felisiak, 1992). Rekonstrukcja ukształtowania powierzchni podmioceńskiej z uskokami okazała się bardzo złożona (Kotański, Radwański, 1977; Oszczypko, Tomaś, 1978; Jura, 1984, 1992; Buła, Jura, 1983 a, b; Bogacz et al., 1984; Jura, Kotas, 1985; Oszczypko et al., 1989). Na wielu mapach hipsometrycznych jednowiekowych powierzchni niezgodności w GZW, zarówno szczegółowych z obszarów górniczych w skalach 1: 5000 i 1:10 000, jak i przeglądowych w skalach 1:50 000 i 1:100 000, pominięto uskoki zrzucające utwory miocenu (Prokop et al., 1970; Kotas et al., 1983; Lenk, 1983; Jura, Trzepierczyński, 1985–1986; *Atlas...*, 1994; Aust et al., 1997).

Ukształtowanie stropu utworów karbonu na powierzchni podczwartorzędowej przedstawił J. Lewiński (1914), a uzupełniali J. Szaflarski (1955), S. Doktorowicz-Hrebnicki (1956), S. Gilewska (1963, 1972), S. Dżułyński et al. (1966), S. Doktorowicz-Hrebnicki i B. Kaszyńska (1968), G. N. Kotlicka (1969), K. Klimek (1972), S. Kotlicki (1979), H. Kaziuk (1980), J. Lewandowski (1992), D. Jura i J. Trzepierczyński (*Atlas...*, 1994).

Materiały źródłowe

Podstawowe dane potrzebne do kartowania powierzchni niezgodności zagłębia są zawarte w dokumentacjach geologicznych złóż i wierceń oraz w licznych archiwalnych opracowaniach kartograficznych. Wielość danych z wierceń i wyrobisk górniczych określa stan wiedzy o położeniu stropu karbonu, który można określić jako szczegółowy na obszarach górniczych (około 1000 km^2) i zadowalający na pozostałej części złoża (około 6000 km^2). Powierzchnia stropu karbonu została stwierdzona w ponad 10 000 wierceń i zrekonstruowana na mapach strukturalnych dla około 200 złóż węgla, których dokumentacje były wielokrotnie aktualizowane. Dane o głębokości występowania niezgodności pochodzą także z około 20 000 wierceń podziemnych oraz z blisko stu odsłonięć w wyrobiskach górniczych i odkrywkach. Południowa część zagłębia jest rozpoznana w około 100 wierceniach i profilach sejsmicznych (w siatce od kilku do 10 km).

Głównym źródłem informacji o powierzchni stropu karbonu są opisy profili wierceń i wyrobisk górniczych. Większość danych dotyczących położenia stropu karbonu wymaga weryfikacji, potwierdzenia stratygrafii i przeprowadzenia korelacji z dotychczas opublikowanymi typowymi profilami kontaktu

karbonu z nadkładem. Z uwagi na złożoność problematyki stratygraficznej niezgodności przeprowadzono analizy porównawcze wszystkich materiałów źródłowych z opracowanymi przez autora szczegółowymi profilami 85 wierceń i kilkudziesięciu odsłonięć. Pozwoliły one na ujednolicenie opisów przyspągowych utworów pokrywowych karbonu, zwłaszcza triasu i miocenu.

Elementarne wiadomości o położeniu powierzchni stropu karbonu zestawia się na mapach lokalizacji wierceń i szybów w skalach 1:5000 lub 1:10 000 dla obszarów górniczych. Rzędne powierzchni karbonu służą do opracowania mapy hipsometrycznej, która jest głównym załącznikiem dokumentacji geologiczno-złożowej węgla kamiennego, uaktualnianym w miarę napływu danych dla około 60 obszarów górniczych, rejonów złożowych i całego GZW. Do rekonstrukcji powierzchni stropu karbonu można wykorzystać lub uwzględnić również kilkaset map geologicznych powierzchni i tysiące map strukturalnych pokładów węgla. Mapy te, choć bez wyróżnienia jednowiekowych niezgodności, stanowią przetworzoną bazę danych i nadają się do reinterpretacji odwzorowania ukształtowania lub reambulacji (Doktorowicz-Hrebnicki, 1956; Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska, 1963; Jura, 1984, 1992; *Atlas...*, 1994; Jura, Lewandowski, 1996).

Cel pracy i metodyka badań

W regionie górnośląskim badania niezgodnych granic między piętrami tektonicznymi waryscyjskim i pokrywowym prowadzi się w celu sporządzenia map geologicznych odkrytych bez utworów czwartorzędu, miocenu, kredy, jury, triasu i permu (Doktorowicz-Hrebnicki, 1956, 1959, 1960, 1968). Głównym zadaniem kartografii wgłębnej GZW jest ustalenie granicy złoża węgla kamiennego i opracowanie mapy strukturalnej różnowiekowej powierzchni stropu karbonu. Strategiczny cel badań niezgodności w stropie karbonu stanowi rozdzielenie tejże na jednowiekowe powierzchnie erozyjne, a następnie ich rekonstrukcja. Kolejny etap badań jest ukierunkowany na analizę morfologii i wyróżnienie form, aż do poznania genezy erozyjno-denudacyjnej rzeźby kopalnej. Formy te są zamaskowane i przekształcone podczas etapów sedymentacyjno-diastroficznego rozwoju niezgodności od abrazji, przez zakrywanie osadami i subsydencję – do uskokowego i fałdowego wypiętrzania (inwersji). Istotne znaczenie dla badań nad powiązaniami rzeźby kopalnej z budową geologiczną, a szczególnie z tektoniką ma opracowanie morfotypów i ciągów rozwojowych form rzeźby oraz struktur tektonicznych niezgodności. Kolejnym celem badań morfotektonicznych, niezgodności jest wykrywanie struktur deformacyjnych zarówno rzeźbotwórczych, jak i subsydencyjnych i inwersyjnych, częściowo zapisanych w położeniu warstw osadów zakrywających.

W zakres tematyczny opracowania morfologii niezgodności strukturalnych GZW wchodzą z jednej strony litologia i struktura tektoniczna podłoża oraz wykształcenie strefy wietrzenia, a z drugiej litostratygrafia osadów zakrywających, tektonika i paleogeografia. Podstawę do odtwarzania rozwoju morfologii i deformacji tektonicznych niezgodności jednowiekowych: podpermskiej, podtriasowej, podjurajskiej, podkredowej, podmioceńskiej i podczwartorzędowej stanowią: rekonstrukcje kartograficzne oraz opisy – stratygraficzny granicy i morfostrukturalny.

Do realizacji różnokierunkowych i interdyscyplinarnych badań morfotektonicznych niezgodności GZW wybrano, a następnie zastosowano metody: kartografii wgłębnej (Kotański, 1987), paleogeomorfologii (Galickij, 1979; Jasamanow, 1980), geomorfologii (Klimaszewski, 1978) oraz tektoniki krajobrazu (Ollier, 1986) i struktur (Dadlez, Jaroszewski, 1994). W badaniu kopalnej rzeźby pomocne są metody stratygrafii sekwencyjnej granic (Miall, 1997; Pieńkowski, 1997) i stref wietrzenia (Kowalski, 1977; Liszkowski, 1996b), a także sedymentologii utworów zakrywających (Gradziński et al., 1986), z analizą basenów sedymentacyjnych włącznie (Narkiewicz, 1991, 1998; Miall, 1996). Szczególną rolę w interpretacji ukształtowania niezgodności odgrywają metody korelacji i analizy różnorodnych danych z paleogeografii, geologii historycznej i paleoklimatów (Schwarzbach, 1974; Ziegler, 1990).

Metody kartograficzne posłużyły do opracowania profili litostratygraficznych odsłonięć kontaktu karbonu z nadkładem i konstrukcji mapy geologiczno-strukturalnej odkrytej po karbon. Mapę strukturalną niezgodności opracowuje się zwykle w wersjach rozdzielonych: stropu podłoża i spągu nadkładu. Mapa z izohipsami stropu utworów karbonu stanowi podstawę do intersekcji wgłębnych wychodni różnych warstw, grubszych pokładów węgla i serii węglonośnych oraz ich struktury tektonicznej. Ukształtowanie i struktura dolnej strony niezgodności obserwowanej z „lotu ptaka" są często odwzorowywane oddzielnie na mapach hipsometrycznej i geologicznej odkrytej po karbon. Spąg utworów zakrywających karbon przedstawia się za pomocą stratoizohips jednowiekowych niezgodności. Na mapie górnej strony niezgodności, widzianej „oczami robaka" (Kotański, 1987), wyznacza się zasięg utworów pokrywowych z uskokami. Całościowe opracowanie różnowiekowej niezgodności jest zbiorem wszystkich map jednowiekowych powierzchni niezgodności, widzianych „z lotu ptaka i oczami robaka". Niezgodności te można przedłużać, ekstrapolując izohipsy na obszary później zerodowane, ścięte przez młodsze dyskordancje. Metody kartografii wgłębnej stosuje się przede wszystkim do konstruowania map hipsometrycznych i częściowego odtwarzania morfologii poprzez rozdzielanie morfoizohips od stratoizohips. Ich rozróżnienie prowadzi do wykrycia form rzeźby i zidentyfikowania struktur tektonicznych (Kotański, 1987). Coraz wierniejsze odwzorowania morfologii niezgodności GZW pomagają w usuwaniu błędnych interpolacji morfoizohips, a nawet w korygowaniu niepewnych

danych o głębokości występowania i wieku osadów zakrywających powierzchnię erozyjną. Rekonstrukcje ukształtowania niezgodności GZW mogą być uproszczone, ograniczone do hipsometrii (Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska, 1963; *Atlas...*, 1994; Aust et al., 1997), lub szczegółowe, uwzględniające strukturę podłoża i nadkładu powierzchni erozyjnej (Jura, 1992). Zasady konstrukcji mapy ukształtowania niezgodności warunkuje i weryfikuje pochodzenie danych z wielu źródeł i ich różna dokładność. Właściwym rozwiązaniem jest wybór odpowiedniego cięcia izohips i skali mapy w zależności od ilości i zagęszczenia danych. Na mapach obszarów górniczych w dużych skalach można przedstawić szczegółowy obraz paleoreliefu, a na mapach przeglądowych ogólne tendencje ukształtowania morfostruktur regionalnych. Konturowanie morfoizohips niezgodności nie jest przypadkowe, ponieważ rysunek hipsometrii podlega interpretacji i może być dowolnie korygowany, zależnie od rekonstrukcji stoku grzbietu lub zbocza doliny, a nawet lica uskoku czy progu strukturalnego.

Metody techniczne interpolacji wykorzystuje się do konturowania izohips w zależności od ilości punktów rozpoznania powierzchni niezgodności GZW o zagęszczeniu od kilkudziesięciu punktów do jednego punktu na km^2 (średnio 15/km^2). Stwierdzenie stropu karbonu wyrobiskiem górniczym i towarzyszącymi wierceniami podziemnymi umożliwia mechaniczną interpolację izohips z dokładnością do 5 m (skok warstwicowy 2,5 m). Na terenach górniczych (około 15% obszaru GZW) cięcie izolinii wynosi od 10 m do 20 m. Hipsometrię kontaktu utworów karbonu z pokrywą odwzorowuje się najczęściej metodą konturowania interpretacyjnego, jeśli punkty wierceń podziemnych i powierzchniowych oddalone są od 100 m do 500 m. Rozpoznanie wierceniami i przekrojami sejsmicznymi oddalonymi od siebie o ponad 1000 m na około 60% obszaru GZW umożliwia projekcję form i struktur deformacyjnych powierzchni erozyjnej z błędem do 50 m, wyjątkowo do 100 m. Izohipsy można interpolować mechanicznie zarówno dla paleoreliefu młodszego o ciągłej powierzchni niezgodności, jak i dla dyskordancji erozyjnej przerywanej uskokami, zrzucającymi starszą kopalną rzeźbę. Na mapach geologicznych odkrytych, np. niezgodności podczwartorzędowej i podmioceńskiej, przeważnie interpretuje się tylko hipsometrię, a dla powierzchni starszych – strukturę uskokową (*Atlas...*, 1994).

Wyjątkowo dokładne rekonstrukcje ukształtowania jednowiekowych niezgodności na obszarach górniczych GZW pozwalają na wyróżnienie morfostruktur typowych, analogicznych do form współczesnych. Szczególnie ważne dla rozpoznania morfotypów są bezpośrednie obserwacje fragmentów form w wyrobiskach górniczych i w wierceniach oraz ich udokumentowanie zdjęciem geologicznym ze szczegółowymi badaniami litostratygrafii granicy. Morfotypy rzeźby odwzorowane na mapach hipsometrycznych można scharakteryzować ilościowo-morfometrycznie i interpretować genetycznie. Ich morfografia jest wskazówką doskonalenia technik interpolacji ukształtowania i optymalnego rekonstruowania powierzchni stropu karbonu

na obszarach słabiej rozpoznanych. Następnym krokiem jest ustalenie morfochronologii oraz wydzielenie typów rzeźby – rozwoju geomorfologicznego niezgodności. Analiza występowania skał podłoża o różnej odporności wspomaga reinterpretację konturów reliefu i ułatwia klasyfikację strukturalną form. W badaniach morfostrukturalnych niezgodności poszukuje się ich związku ze strukturami tektonicznymi. Interpretacja ukształtowania niezgodności ma na celu wykrycie struktur rzeźbotwórczych, aktywnych, współtworzących relief, zwłaszcza uskoków i intruzji oraz mniej wyraźnych homoklin. Te aktywne morfostruktury konsekwentne szybko ulegają denudacji i słabo zaznaczają się w rzeźbie, ale inicjują i stymulują rozwój form subsekwentnych i inwersyjnych lub resekwentnych, nawiązujących do odporności skał na erozję w warstwach zdeformowanych. Wyróżnienie form strukturalnych, odwzorowujących budowę geologiczną podłoża, jest znaczącym krokiem do zastosowania klasyfikacji geomorfologicznej dla powierzchni niezgodności (Jura, 1992). Zdaniem M. Baumgart-Kotarby et al. (1976) w odczytaniu prawidłowości rozwoju rzeźby należy uwzględniać wszystkie czynniki geomorfologiczne, zwłaszcza ruchy tektoniczne, odporność skał podłoża i ich styl tektoniczny, odwzorowany w typach rzeźby strukturalnej oraz odgrzebywanie i zmiany klimatu.

Postęp w rozpoznawaniu paleoreliefu i odtwarzaniu rozwoju rzeźby niezgodności zapewnia metoda syntezy, która łączy wnioskowanie dedukcyjne o formach i strukturach z paleogeografią, środowiskiem sedymentacji utworów zakrywających oraz subsydencją i deformacją. Luka czasowa i wiek utworów zakrywających określają okres trwania erozji i pośrednio stopień zrównania kopalnej rzeźby. Postawienie trafnej hipotezy o genezie form rzeźby dyskordancji erozyjnej ułatwia poprawianie przebiegu izohips i rekonstrukcję morfologii na mapie strukturalnej. Uwzględnienie morfogenezy, np.: stromego stoku grzbietu, progu strukturalnego lub skarpy uskokowej w odniesieniu do struktury podłoża, wychodni odpornych skał i uskoku pozwala na kontrolę interpolacji z zastosowaniem równoległego konturowania izohips. Wykrycie powierzchni strukturalnych, rozwiniętych na odpornych warstwach lub na progach ukokowych skłania do interpolacji morfoizohips sposobem równoodległościowym, zgodnie z zasadami kartografii wgłębnej (Kotański, 1987).

Na uwagę zasługuje metoda ulepszania rysunku izohips z założeniem istnienia form rzeźby i młodszych struktur tektonicznych. Wyniki szczegółowych badań ukształtowania powierzchni niezgodności GZW potwierdzają tezę, że im głębiej zalega niezgodność erozyjna i im starsze osady ją grzebią, tym trudniej da się odwzorować elementy rzeźby, a łatwiej tektoniki (Kotański, Radwański, 1977; Jura, 1984). Jedną z metod badań deformacji powierzchni niezgodności jest rekonstrukcja ciągłych poziomów korelacyjnych w osadach pokryw karbonu. Niestety, brakuje ich lub są słabo rozpoznane w utworach diastroficznych permu i miocenu, a także w zmiennych facjalnie osadach retu i dolnego wapienia muszlowego. Częściowe odej-

mowanie subsydencji można uzyskać, opracowując mapę miąższościową z wykorzystaniem superpozycji ujemnej powierzchni niezgodności i powierzchni stratygraficznej w osadach zakrywających. Uzyskana mapa jest odlewem form ukształtowania niezgodności i uzupełnia jej rekonstrukcję (Kotański, 1987). Hipotetyczne uskoki wyróżniane w osadach pokryw karbonu GZW łatwiej interpretuje się na przekrojach przewyższonych (Kotlicki, 1979; Kaziuk, 1980; Rutkowski, 1989), a znacznie trudniej na mapach powierzchni niezgodności (Doktorowicz-Hrebnicki, 1959; Jura, 1992; *Atlas...*, 1994). Przejawy istnienia alpejskich struktur tektonicznych bez parametrów ilościowych deformacji zwykle nie są wystarczające do ich odwzorowania na mapach strukturalnych i opisu jakościowego (por. Herbich, 1991) zgodnie z terminologią geometryczno-morfostrukturalną (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Wykrywanie prawidłowości morfotektonicznych niezgodności jest niemożliwe na mapach stropu karbonu z interpretacją analityczną form erozyjnych za pomocą morfoizohips, a więc bez nałożonych deformacji i subsydencji, z odjęciem uskoków i ugięć młodszych. Łatwiejsze do interpretacji rekonstrukcje powierzchni za pomocą stratoizohips utrudnia z kolei płatowe rozprzestrzenienie i niedostatek informacji o litostratygrafii utworów pokrywowych, traktowanych jako nadkład karbonu. W dokumentacjach złoża węgla zwykle nie wyróżnia się horyzontów korelacyjnych – powierzchni stratygraficznych w utworach pokrywowych.

Istotne przesłanki dotyczące zróżnicowania przedtransgresywnego i abrazyjnego reliefu wnosi analiza wykształcenia i wieku osadów zakrywających powierzchnie erozyjne. Na podstawie cech litologiczno-sedymentologicznych osadów i ich zasięgu, wyznaczonego na mapie strukturalnej górnej strony niezgodności, można poprawiać interpolację morfoizohips form wybrzeża. Wyniki badań sekwencji i genezy osadów transgresywnych zakrywających powierzchnię erozyjną są pomocne w odtwarzaniu miejsc depozycji, środowiska sedymentacji i ukształtowania form rzeźby grzebanej. W celu poprawy odwzorowania ukształtowania niezgodności przydatne jest opracowanie architektury stratygraficznej i tektonicznej powierzchni niezgodności. Zakrywanie niezgodności opisują trzy podstawowe zmienne: 1 – erozji i denudacji zapewniające dopływ materiału osadowego (czynnik głównie klimatyczny), 2 – eustatyczne zapisu zdarzeń sedymentacyjnych (czynnik hydrologiczny) oraz 3 – subsydencji i inwersji (czynnik strukturalno-tektoniczny). Uszczegółowieniu rekonstrukcji rzeźby i deformacji niezgodności służą dodatkowe badania odporności skał na wietrzenie, składu mineralogiczno-geochemicznego pokryw wietrzeniowych oraz litologiczno-sedymentologiczne osadów zakrywających i badania stratygraficzne granic niezgodnych. W rozwoju form rzeźby istotne jest uwzględnienie warunków geotermalnych, hydrogeologicznych, hydrologicznych i klimatycznych. Przesłanki warunków klimatycznych w środowisku rzeźbotwórczym stanowią podpokrywowe strefy zmian wietrzeniowych, często zachowane przy stropie kopalnych powierzchni erozyjno-denudacyjnych.

Powierzchnie niezgodności znane z GZW są także rekonstruowane poza obszarem występowania karbonu górnego – w spągu osadów permu, triasu, jury, kredy, miocenu. Umożliwiają one badania porównawcze z obszarami opracowanymi na seryjnych mapach geologicznych Polski w skali 1:200 000 powierzchni podczwartorzędowej i podkenozoicznej (Jura, Trzepierczyński, 1985–1986), a także w skalach mniejszych powierzchni starszych (Konior, 1978; Siwek, 1985; Sokołowski, Tomaszewski, red., 1989; Dadlez et. al., red., 1998; Znosko, 1998). Ponadregionalny zasięg niezgodności rozpoznanych w GZW stwarza dodatkowe możliwości pogłębiania studiów paleogeomorfologicznych, z uwzględnieniem regionów sąsiednich, do identyfikacji megaform rzeźby, ponieważ na mniejszych obszarach duże morfostruktury są niewyraźne lub zanikają wskutek zróżnicowanej subsydencji regionalnej i deformacji lokalnych.

Podstawowe pojęcia niezgodności

Uściślanie terminologii niezgodności – stratygrafii granicy erozyjnej, wieku, morfologii i tektoniki, a także paleogeografii i ewolucji jest jednym z celów niniejszej pracy. W słownikach geomorfologicznych i geologicznych morfotektonikę utożsamia się z badaniem wpływu procesów tektonicznych na rozwój rzeźby. Geomorfologia strukturalna zajmuje się związkami między tektoniką (rozwojem struktur), a – w rzeczywistości – procesami deformacji skał i morfologią (formami i procesami rzeźbotwórczymi). Kierunek ten wywodzi się z badań współczesnych zależności rzeźby od budowy geologicznej, zależności między strukturami i procesami endogenicznymi a formami i procesami egzogenicznymi (Piotrovsky, 1984; Zuchiewicz, 1987; Sroka, 1997). Pojęcie konkordancji morfotektonicznej, czyli zgodności ukształtowania powierzchni z tektoniką gór fałdowych wprowadził W. Penck (1924), a uściślił L. Kober (1928). Podejmowano próby tworzenia modeli tektoniczno-krajobrazowych powierzchni Ziemi w systemie erozji i denudacji (Kennedy, 1962; Crickmay, 1972). Morfotektonikę trafnie zdefiniował L. King (1976), łącząc ją z powierzchniami niezgodności, a ściślej ze zmianami denudacji oddzielonymi fazami ruchów tektonicznych, deformującymi kopalne powierzchnie i ożywiającymi erozję. Zdaniem cytowanego autora tektoniczne przekształcenia rzeźby odwzorowują się w deformacjach powierzchni denudacji, wododziałów i dolin ryftowych oraz w basenach morfotektonicznych (zapadliskach z osadami odpowiadającymi etapom denudacji obrzeża basenu w tektonicznych fazach subsydencji i wypiętrzania).

W geomorfologii obok zdarzeń klimatycznych i tektonicznych za nadrzędną uważa się ewolucję sekwencyjną krajobrazu. M. Klimaszewski (1978) klasyfikuje formy według kryterium morfogenetycznego w odniesieniu do

struktur tektonicznych i wulkanicznych różnych rzędów. Na tarczach, platformach i orogenach rozwijają się odpowiednio: niziny, wyżyny i góry. Na podłożu megasynklin i megaantyklin oraz w rowach i na zrębach powstają ciągi i wały górskie z kotlinami przed- i śródgórskimi. Z kolei z fałdami i blokami uskokowymi związane są grzbiety i doliny oraz progi. Domenę siodeł, łęków i uskoków stanowią stoki, koryta, lica progów, wciosy i urwiska (Klimaszewski, 1978; por. tab. 2). W podobnej klasyfikacji R. Dadlez i W. Jaroszewski (1994) wydzielili na powierzchni Ziemi jednostki morfotektoniczne, m.in.: młode pasma górskie, niziny jako tarcze i platformy. Na obrzeżach kontynentów wyróżnia się szelfy, krawędzie i skłony, które przechodzą w dna oceanów z rowami i łukami wyspowymi oraz z grzbietami oceanicznymi, ryftami i uskokami transformującymi (por. tab. 2).

Struktury tektoniczne i przyporządkowane im formy rzeźby W. Jaroszewski et al. (1985) określają morfostrukturą, a jej rozwój morfotektoniką. Strukturalne i tektoniczne formy rzeźby (geometria i geomorfologia fałdów i uskoków) zdaniem C. Olliera (1986) opisują krajobraz globalnych jednostek tektonicznych jako wynik wzajemnego oddziaływania erozji i wydźwigania w relacji do prędkości denudacji i ruchów tektonicznych. Morfotektonika w ujęciu W. Grocholskiego (1978) zajmuje się zarówno wpływem tektoniki na charakter rzeźby, jak i wyjaśnianiem związków między cechami powierzchni Ziemi a strukturą skorupy, z zastosowaniem metod geomorfologii do geologii strukturalnej. Określeniem bliskoznacznym jest morfostruktura, której badania prowadzą do poznania ewolucji tektonicznej współczesnej formy rzeźby (Liszkowski, 1985; Sroka, 1997), a także tektoniki czwartorzędu (Zuchiewicz, 1999).

Zagadnienia ewolucji rzeźby kopalnej są przedmiotem badań paleogeomorfologii (Galickij, 1979). Paleogeomorfologia (lub historyczna geomorfologia) zajmuje się rekonstrukcją reliefu lądów w okresach geologicznych i ewolucją krajobrazu Ziemi oraz związkami między pogrzebanymi i odpreparowanymi formami (Walczak, 1976; Gilewska, 1991). Metody paleogeomorfologii opierają się na dedukcyjnym poznawaniu reliefu powierzchni niezgodności z uwzględnieniem miąższości i litofacji pokrywy. Różnymi metodami zestawia się punkty wysokości pogrzebanej powierzchni, tworząc rysunek ukształtowania form z rekonstrukcją ich układu w sieci rzecznej lub w strefie brzegowej morza (Klimaszewski, 1978). Poznanie ukształtowania lądów z elementami krajobrazu (topografii) w okresach kenozoiku, a nawet mezozoiku jest także celem badań paleogeograficznych i geologii historycznej (Bless, Fernandez-Narvaiza, 1995; Widdowson, 1997) oraz analiz palinspastycznych (Frisch et al., 1999).

Morfotektonika jest ścisłą dyscypliną badawczą niezgodności strukturalnych, ukierunkowaną na poznanie morfologii i zakrycia jej osadami oraz struktur deformacyjnych. Przedmiotem badań morfotektonicznych są niezgodności, ich morfostruktura i ewolucja w etapach: rzeźbotwórczym, pogrzebania oraz subsydencji i wypiętrzania. Wyróżnia się następujące stadia rozwo-

ju niezgodności: wypiętrzania i erozji, erozyjno-denudacyjne, denudacyjno-sedymentacyjne, sedymentacyjno-subsydencyjne i wypiętrzania. Zgodnie z teoriami rozwoju rzeźby W. M. Devisa, W. Pencka i L. Kinga (vide Klimaszewski, 1978), rozszerzonymi dla krajobrazów kopalnych w długim okresie ewolucji (od 5 mln lat do 10 mln lat), można wydzielić geohistoryczne cykle morfotektoniczne w powiązaniu ze zmianami eustatycznymi poziomu oceanu światowego oraz aktywnością tektoniczną i wulkaniczną. Cykl rozwoju niezgodności zwykle rozpoczyna regresja i erozja w stadium inicjalnym, następnie młodocianym, dojrzałym i starczym, a zamyka sedymentacja. Zakrycie niezgodności osadami powoduje subsydencję, a później deformacje inwersyjne.

Opis rozmaitych form i struktur niezgodności dotyczy jednostek geologicznych, które zwyczajowo określa się, używając przedrostka paleo-, np.: paleodolina czy paleopróg uskokowy. Jeśli chodzi o opis form kopalnych, niefortunne jest ciągłe podkreślanie faktu pogrzebania reliefu lub struktury tektonicznej z jego powtórzeniem, np.: paleował, paleorów przyuskokowy, paleokotlina zapadliskowa, dolina kopalna. Powinno się używać uściślonych nazw form jednowiekowych (kanion podmorski podmioceński, rzeźba podtriasowa, geologia niezgodności podjurajskiej, pokrywa wietrzeniowa przy stropie utworów karbonu, podpermska lub podczwartorzędowa). Wyjątkowo można podkreślić, że powierzchnia niezgodności podtriasowej odwzorowuje paleogeologię czy paleogeomorfologię triasu, a nawet paleotektonikę lub paleogeografię (Kotański, 1987; Dadlez et al., red, 1998). Jednak z uwagi na stosowanie wielu metod i analiz rekonstrukcji ukształtowania do opisu morfotektoniki niezgodności konieczne jest używanie rozmaitych terminów opisowych i czasowych, a przede wszystkim wystrzeganie się pojęć genetycznych morfologii i struktury niezgodności. Klasyfikacje morfostrukturalne rzeźby akcentują wpływ tektoniki (por. tab. 2 i 3), ich stosowanie zaś w przypadku niezgodności jest możliwe tylko dla form zadowalająco udokumentowanych hipsometrycznie i strukturalnie. Podobnie wykorzystywano klasyfikacje morfogenetyczne, akcentujące wpływ klimatu na rozwój rzeźby, pod warunkiem szczegółowego rozpoznania paleogeografii, paleogeomorfologii i paleoklimatu (por. tab. 2). Poddano weryfikacji nazwy jednostek morfologicznych, mało wiarygodnych form rzeźby i struktur tektonicznych o wątpliwej interpretacji, budzące kontrowersje, zwłaszcza genetyczne (np. triasowa niecka bytomska, kanion orzeski, garb cieszyński, czwartorzędowy rów uskokowy Kłodnicy itp.).

Rekonstrukcja ukształtowania powierzchni niezgodności nadrzędnych granic geologicznych i poznanie jej genezy ma znaczenie dla wielu dziedzin – od stratygrafii do tektoniki, od paleogeomorfologii do paleogeografii, od opisu produktów wietrzenia do paleoklimatów i od sedymentologii osadów transgresywnych do analizy basenów sedymentacyjnych. Opracowanie niezgodności jest domeną kartografii wgłębnej i umożliwia syntezę wiedzy geologicznej o powierzchniach erozyjnych strukturalnych, o ich

morfologii i tektonice. W interpretacji wyników badań morfotektoniki przeprowadza się wielokrotnie różne analizy porównawcze, wzajemnie się uzupełniające lub wykluczające w odniesieniu do ewolucji niezgodności. Rozszerza to kontrolę wnioskowania o procesach rzeźbotwórczych i genezie zjawisk tektonicznych.

Podłoże niezgodności strukturalnych w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Zagadnienie stropu karbonu

Na Wyżynie Śląskiej i Krakowskiej, Kotlinie Morawskiej i Raciborsko-Oświęcimskiej oraz na Pogórzu Karpackim i pod Beskidami Zachodnimi występuje jednostka geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Zagłębie budują utwory karbonu węglonośnego – silezu, które miejscami odsłaniają się na Płaskowyżu Bytomsko-Katowickim i w Kotlinach: Dąbrowskiej, Mysłowickiej i Biskupiego Boru oraz na Garbach Mikołowskim i Tenczyńskim, a także na Pagórach: Lędzińskim, Libiąskim i Chełmskim (Doktorowicz-Hrebnicki, 1956; Kotlicki, Kotlicka, 1979; Kaziuk, Lewandowski, 1980). Utwory karbonu górnego oraz podścielające utwory dinantu i kulmu są mozaikowo zakryte osadami czerwonego spągowca rowu Sławkowa, triasu i jury monokliny śląsko-krakowskiej oraz miocenu rowu przedkarpackiego. Doliny rzek i kotliny wyścielają utwory czwartorzędu. Część południowa GZW jest pogrążona pod nasunięciem jednostek płaszczowinowych Karpat w wewnętrznym rowie przedgórskim, pod Beskidami: Morawskim, Śląskim, Małym, Średnim i Makowskim, a nawet pod Beskidem Wysokim na głębokości poniżej 5–6 km (rys. 1, 2).

Górnośląskie Zagłębie Węglowe od dołu jest ograniczone powierzchnią stratygraficzną w stropie poziomu z fauną morską Štur w utworach iłowcowych niskiego namuru, a od góry niezgodnością strukturalną w stropie utworów silezu. Utwory karbonu generalnie ujęte w zapadlisko (nieckę węglową) są sfałdowane, nasunięte i zuskokowane w późnowaryscyjskich fazach górotwórczych. Dyskordancja w stropie różnowiekowych utworów karbonu GZW wyznacza granicę złoża – zasięgu wgłębnych wychodni pokładów węgla kamiennego. Znaczenie tej granicy jest szczególnie ważne dla górnictwa i znajduje wyraz w jej potocznej nazwie „strop karbonu" węglonośnego złoża pod przykryciem utworów „nadkładu". W definicji

stratygraficznej strop karbonu węglonośnego jest granicą między stropem warstw libiąskich a arkozą kwaczalską stefanu – serią pustyniową (bezwęglową), rozdzielonych luką stratygraficzną. Arkoza kwaczalska jest najmłodszym ogniwem na powierzchni stropowej karbonu i zajmuje około 5% obszaru GZW (Doktorowicz-Hrebnicki, 1960; Rutkowski, 1972; rys. 8).

Strop utworów karbonu tworzą następujące niezgodności jednowiekowe: podpermska, podtriasowa, podjurajska, podkredowa, podmioceńska i podczwartorzędowa (tab. 1). Ukształtowanie tych niezgodności charakteryzuje się urozmaiconym reliefem z deformacjami, głównie uskokowymi i fleksurowymi homoklin. Na różnowiekowej niezgodności w stropie karbonu można wykryć relikty prawie wszystkich form rzeźby – od gór fałdowych waryscyjskich i zrębowo-wulkanicznych postwaryscyjskich poprzez wyżyny i niziny destrukcyjne staroalpejskie, góry środkowoalpejskie oraz płaskowyże i kotliny młodoalpejskie (rys. 1, tab. 1). Ich rzeźba formowała się w różnych warunkach klimatycznych na lądzie i podczas transgresji morskich, także lądolodu (tab. 2 i 3). Położenie stropu utworów karbonu na głębokościach od 400 m n.p.m. do 6000 m p.p.m. (rys. 2) jest miarą wielokrotnych zmian ukształtowania przez procesy górotwórcze i rzeźbotwórcze oraz transgresywne i zakrywające z subsydencją i deformacjami. Rozwój niezgodności jednowiekowych GZW jest pochodną czynników oro- i epejrogenicznych, następnie erozyjno-denudacyjnych i sedymentacyjno-diastroficznych oraz deformacyjnych w okresie od stefanu i permu do dzisiaj (rys. 1, tab. 1). Podłoże niezgodności stanowią różne warstwy, serie i kompleksy skał karbonu, których struktura litologiczno-odpornościowa i tektoniczna warunkowały kształtowanie form.

Morfostruktury litologiczne

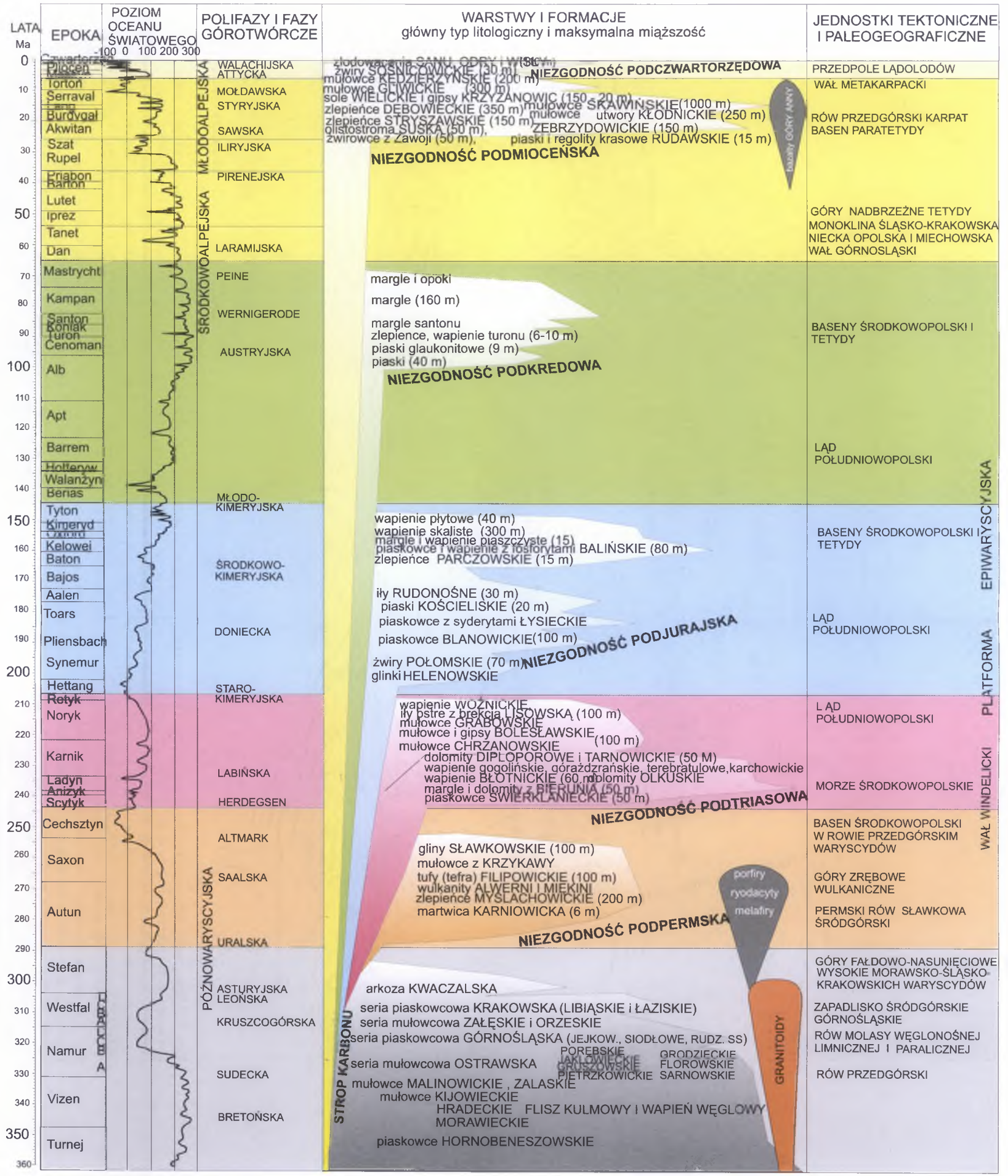
Kopalne powierzchnie erozyjne GZW charakteryzują się mniej lub bardziej urozmaiconym ukształtowaniem – z formami dolin i grzbietów oraz tarasów abrazyjnych w różnym stopniu przemieszczonych tektonicznie. Zgodnie z zasadami morfologicznego rozwoju stoku i form (Dumanowski, 1967; Klimaszewski, 1978; tab. 2 i 3) na podłożu skał odpornych powstają zwykle spłaszczone garby, a skały miękkie są rozcinane przez doliny. Podłoże z nieodpornych utworów sprzyja tworzeniu sieci rzecznej o układzie dendrycznym, rzadziej prostokątnym (jeśli nawiązuje do ortogonalnych spękań lub sieci uskoków). Na skałach osadowych nachylonych erozja postępuje szybciej – z biegiem mniej odpornych warstw (subsekwentnie) lub zgodnie z upadem twardych powierzchni strukturalnych (konsekwentnie) – i wolniej na stokach przeciwnych (obsekwentnych). Skały sfałdowane sprzyjają formowaniu kratowej sieci dolin inwersyjnych.

Tabela 1

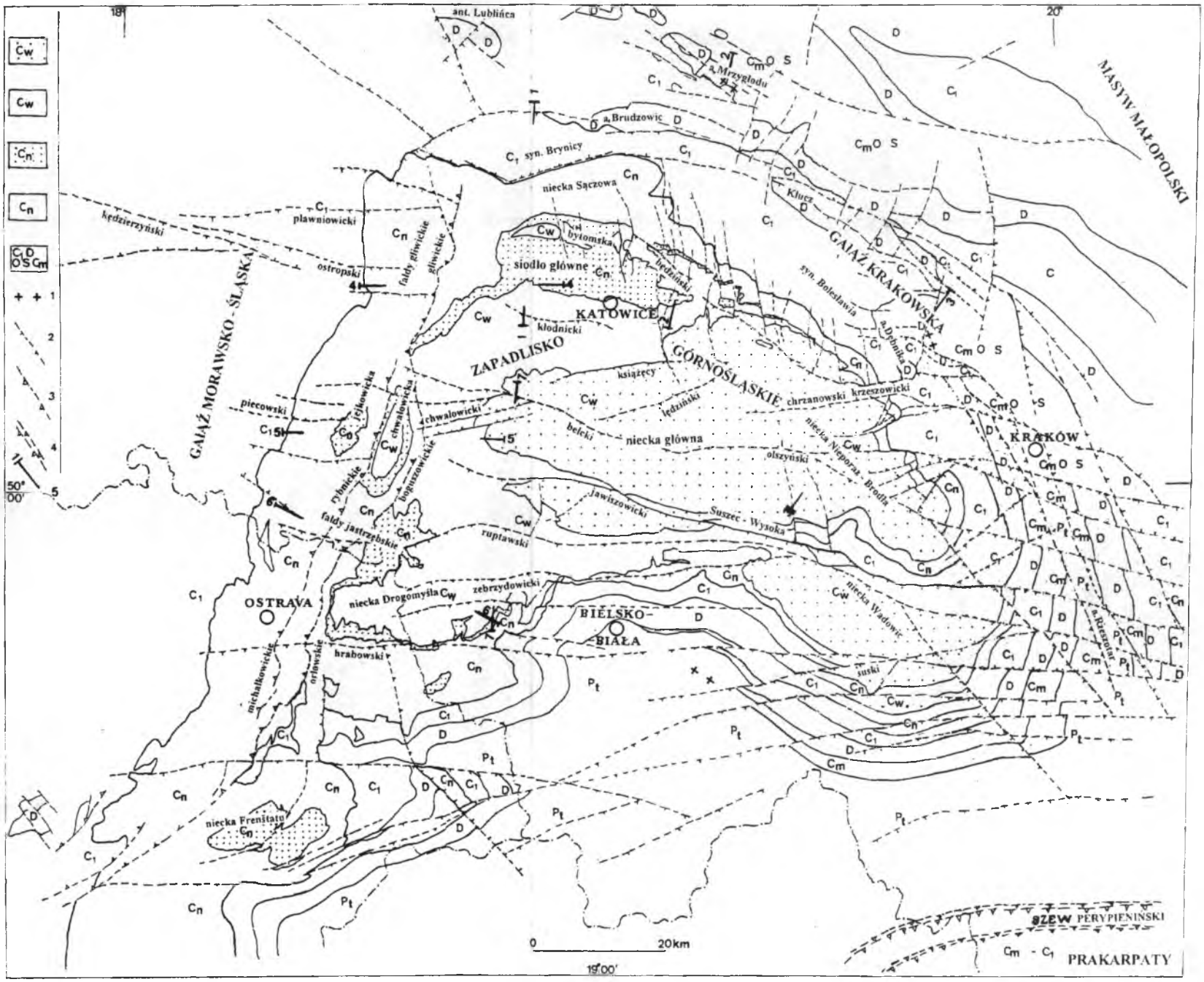
Pozycja stratygraficzna powierzchni niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Table 1

Stratigraphical position of the discordances in the top surface of the Carboniferous in the Upper Silesian Coal Basin



Źródło: Poziom oceanu według B. U. Haqa et al. (1987) i J. Golonki et al. (1997).



Rys. 3. Mapa geologiczno-strukturalna dolnej strony różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu GZW (bez utworów młodszych od permu). Opracowano na podstawie map w skali 1:50 000, z uwzględnieniem następujących map: K. Bojkowski et al. (1983); N. Oszczypko et al. (1989); *Atlas*..., (1994); J. Jureczka et al. (1995); U. Baran et al. (1996); I. Aust et al. (1997)

P_t – prekambr, C_m, O, S – kambr, ordowik i sylur, D – dewon, C_1 – dolny karbon, C_n – namur A (seria paraliczna bez szrafury), C_n – namur BC (górnośląska seria piaskowcowa – zakropkowana), C_w – westfal AB (seria mułowcowa bez szrafury), C_w – westfal BD + stefan (seria piaskowcowa – zakropkowana); **1** – granitoidy intruzji asturyjskiej, **2** – uskoki, **3** – nasunięcia, **4** – granica południowa waryscydów morawsko-śląsko-krakowskich z Prakarpatami, **5** – przekroje geologiczne (rys. 5, 6), *a* i *ant.* – antyklina, *syn.* – synklina

Fig. 3. Geologic-structural map of including the lower side (bottom) of the heterochronous discordance in the top surface of the Carboniferous in the USCB (geological map without the younger of Permian formation). Elaborated on the basis of maps in scale 1:50 000 maps according to K. Bojkowski at al. (1983), N. Oszczypko et al. (1989), *Atlas*... (1994), J. Jureczka et al. (1995), U. Baran et al. (1996) and J. Aust et al. (1997)

P_t – Proterozoic, C_m – Cambrian, O – Ordovician, S – Silurian, D – Devonian, C_1 – Lower Carboniferous, C_n – Namurian A (Paralic series – not hachured), C_n – Namurian BC (Upper Silesian Sandstone Series – dotted hachure), C_w – Westphalian AB (Mudstone Series – not hachured), C_w – Westphalian CD and Stefanian (Cracow Sandstone Series and Kwaczała Arcose – doted hachure); **1** – Upper Carboniferous granitoide intrusion, **2** – fault, **3** – thrust, **4** – south margin between Moravian-Silesian-Cracovian Variscides and pra-Carpathians, **5** – line of cross-section (Fig. 5 and 6), *a.* and *ant.* – anticline, *syn.* – syncline

Tabela 2

Strefy morfologiczno-klimatyczne i terminologia morfogenetyczna dla niezgodności w stropie utworów karbonu GZW

Table 2

Morphological-climatic zones and morphogenetic terminology from the discordances of the top surface of the Carboniferous (USCB)

Strefa klimatyczna	Strefa morfoklimatyczna	Formy i typy wybrzeża	Formy i typy nizin	Formy i typy wyżyn	Formy i typy gór	Okresy występowania
Polarna i subpolarna	glacjalna i peryglaejalna intensywnego formowania dolin	termoabrazyjne i zlodzone, fiordowe szkierowe	szerokie doliny, równiny zmywowe, tarasy soliflukcyjne, gleby strukturalne	fieldowy (spitsbergeński) pagórkowaty (piedmontowy), doliny wciosowe i płaskodenne	ostre granie i mogoty, kary i doliny lodowcowe alpejskie himalajskie	czwartorzęd czerwony spągowiec
Umiarkowana oceaniczna (wilgotna) Kontynentalna półsucha	umiarkowanych procesów fluwialnych, pozazwrotnikowa opóźnionego formowania dolin	górskie podłużne i poprzeczne, riasowe, platformy abrazyjne, klify i plaże	regularne obniżenia i wyniesienia, doliny wciosowe, płaskodenne i jarowe, równiny stepowe, pustynie piaszczyste, baseny deflacyjne	szerokie doliny z aluwiami garby i pagóry o łagodnych stokach z glebą pedymenty, kondygnacje załomów i spłaszczeń, pedypleny o stromych stokach	zaokrąglone grzbiety, ściany skalne, zwietrzeliny o zmiennej grubości, osuwiska i rozległe doliny, baseny śródgórskie	czwartorzęd pliocen cechsztyn czerwony spągowiec
Śródziemnomorska podzwrotnikowa i zwrotnikowa, subtropikalna wilgotna i sucha	intensywnego formowania zrównań, rzeźby mieszanej, konserwowania i wgłębiania zrównań	płaskie namorzynowe playa nadmorskie, pustynie nadbrzeżne,	szerokie i płaskie doliny nieckowate z fanglomeratami, pedymenty, badlandy, sebkhi, pustynie piaszczyste	płaskowyże, pustynie żwirowe, bajady, playa, badlandy, doliny wciosowe i płaskodenne ze żwirami, wadi o stromych zboczach i nierównym dnie (doliny płaskodenne)	strome skaliste stoki, doliny wciosowe i kaniony, pustynie górskie, góry wyspowe	miocen oligocen eocen paleocen kreda górna lias, trias, perm
Równikowa tropikalna (wilgotna), półsucha	częściowego formowania zrównań, intensywna erozja i ruchy masowe	szerokie ujścia dolin (estuaria), delty, wybrzeże mangrowe, rafy przybrzeżne i barierowe	równiny denudacyjno-aluwialne, doliny nieckowate, pustynie nadmorskie	grube zwietrzeliny i wyrównany płasko-falisty relief, wklęsłodenne doliny	faliste grzbiety i wciosy o dużym spadku, góry wyspowe	kreda dolna malm dogger

Źródło: L. Wilson (1968), J. Büdel (1977), M. Klimaszewski (1978), R. Galon (1979).

Główne jednostki lądów (cokołów kontynentalnych) (megastruktury – I rząd)	Morfostruktury pozytywne (makrostruktury – II rząd)	Morfostruktury negatywne (makrostruktury – II rząd)
Góry fałdowe orogeniczne, górskie pasma internidów i eksternidów na skrajach kontynentów	łańcuchy górskie z grzbietami antyklinalnymi i synklinalnymi, ciągi i masywy śródgórskie	doliny górskie wciosowe antyklinalne i synklinalne, przełomowe, kotliny śródgórskie, rowy przedgórskie i śródgórskie
Pasma górskie epejrogeniczne, góry trzonowe epiplatformowe wewnątrzkontynentalne	rozległe grzbiety antyklinalne, kopuły i wały	rozległe doliny synklinalne i niecki
Góry zrębowe, załomowe, kadłubowe	wały i grupy górskie zrębowe	kotliny zapadliskowe, rowy i doliny uskokowe
Góry wulkaniczne i góry twardzielcowe ze skał wulkanicznych	tarcze wulkaniczne i pokrywy lawowe, kopuły i nabrzmienia wulkaniczne, stożki i stratowulkany	krater, kaldera, maar, dolina ryftowa
Wyżyny młodych i starych platform (płaskowyże) epejrogeniczne i peryorogeniczne	wyniesienia, płyty, platformy denudacyjne, tarasy strukturalne, góry świadki,	doliny płaskodenne u podnóży progów uskokowych i strukturalnych, kotliny, obniżenia
Niziny tarcz i starych platform (kratonów), równiny młodych platform	kontynentalne, międzydolinne powierzchnie strukturalne warstwowe (wynurzone)	nadmorskie (wynurzony szelf), tarasy abrazyjne, dendrytyczna sieć dolin, doliny ryftopodobne
Szelfy kontynentalne długie (łagodne i szerokie) i krótkie (wąskie), wybrzeża (strefa nadmorsko-litoralna), stok kontynentalny atlantycki (pasywny) i pacyficzny (aktywny)	regresywne wybrzeża typu pacyficznego, skośnego, szkierowego i fiordowego, kolizyjne górzyste z wąskim szelfem, wleczone wyżynne i nizinne, marginalne wyżynne	transgresywne (zanurzone typu atlantyckiego, kalifornijskiego, dalmatyńskiego), proste i riasowe, kanałowe z basenami i kanionami podmorskimi

Źródło: M. Klimaszewski (1978), C. Ollier (1987), R. Dadlez i W. Jaroszewski (1994).

Strukturę litologiczną powierzchni stropu karbonu GZW stanowią utwory silikoklastyczne kulmu, węglanowe dinantu oraz węglonośne silezu. Cechy petrograficzne i litologiczno-sedymentologiczne oraz miąższości tych warstw i serii są bardzo zróżnicowane. Skały karbonu charakteryzują się różną odpornością na wietrzenie i erozję, wyrażoną w rzeźbie Wyżyny Śląskiej (Gilewska, 1963, 1972; Klimek, 1972) i powierzchni podmioceńskiej (Jura, 1992). Wśród utworów karbonu wyróżnia się następujące

Tabela 3

w różnych etapach rozwoju niezgodności w stropie utworów karbonu GZW

Table 3

morfostructures during of stages surface of the Carboniferous (USCB)

Morfostruktury stoku (makrostruktury – III rząd)	Uwagi	Występowanie na powierzchni stropu karbonu
szczyty, granie, przełęcze, rowy grzbietowe, żleby, strome zbocza dolin, osuwiska	rzeźba niezgodna karpacka i złożona appallachijska, góry rusztowe z siecią dolin prostokątnych	ciągi górskie gałęzi morawsko-śląsko-krakowskich waryscydów
płaskie wierzchowiny i strome fleksurowe stoki, monoklinalne zbocza	rzeźba zgodna gór Jura i krawędziowa, subsekwentna	góry środkowopolskie laramijskie (środkowoalpejskie)
progi uskokowe rozczłonkowane wciosami	rzeźba Sudetów, płaskowyż i zrównania	góry paleogeńskie nadbrzeżne Tetydy
urwiste ściany krateru, łagodne nabrzmienia do 8°, strome stożki do 30°, neki, dajki (mury lawowe), stoliwa	typ Krakatau, hawajski, Stromboli (tufowy), andezytowy, wezuwiański	wulkanizm czerwonego spągowca trapów melafirowych oraz wulkanów porfirowo-tufowych
stopnie terenowe i lica uskokowe, tarasy i progi strukturalne (kuesty), rzeźba krawędziowa	obwodowe i śródkontynentalne, przedgórskie, pogórskie i śródgórskie	wyżyna nadmorska w cechsztynie i w triasie, przedgórska wyżyna w miocenie
degradacyjne (obniżane), agradacyjne osadowe, rzeczne, lodowcowe, eoliczne	powierzchnie zrównań pedypleny i penepleny oraz stratopleny (konkordantne)	nizina nad morzem środkowopolskim w jurze i kredzie
formy klifów i plaż, estuaria, watty, poldery, delty, mierzeje, kosy, szelf łagodny do 6° i szelf stromy fleksurowo-uskokowy do 25° (krótki schodowy)	platformy abrazyjne, platformowe asocjacje osadów	wybrzeże mórz środkowopolskich w triasie, jurze i kredzie, wybrzeże morza Tetydy w paleogenie i Paratetydy w miocenie

kompleksy litostratygraficzne (vide: Buła, 1995; Kotas, 1995) o różnej odporności, m.in.: wapienie dinantu i kulmu morawskiego oraz serie węglonośne mułowcowe i piaskowcowe (rys. 3).

Wapienie dinantu stanowią zespół średnioławicowych skał węglanowych o miąższości około 100–200 m, który łączy się z grubą (500–1000 m) serią węglanową dewonu. Wapienie są średnio spękane i słabo skrasowiałe, a ich odporność określa się jako słabą i średnią. Budują południowe, wschodnie

i północne obrzeża zapadliska górnośląskiego. Wapienie tworzą wyraźny kompleks rzeźbotwórczy, podkreślony kontrastem odpornościowym, z warstwami malinowickimi, budują podpermski i podtriasowy grzbiet dębnicko-siewierski oraz podmioceński grzbiet Cieszyna.

Kulm morawski fliszu piaskowcowego i mułowcowego reprezentują warstwy kijowieckie, hradeckie i malinowickie wizenu górnego i niskiego namuru A o miąższości ponad 1000 m. Ich wysoką odporność osłabia tekstura łupkowa i skliważowanie. Seria buduje głównie powierzchnię podpermską (część południowo-wschodnią i północną) oraz podmioceńską wzdłuż zachodniej i południowo-zachodniej granicy zapadliska górnośląskiego.

Mułowcowa seria paraliczna o zmiennym udziale piaskowców – od 50% do 20% składa się z warstw brzeżnych namuru A o zróżnicowanej miąższości: gruszowskich (1300 m), pietrzkowickich (750 m), głównie w wykształceniu mułowcowo-piaskowcowym, jaklowieckich (380 m) – z przewagą iłowców i porębskich (1100 m) przy spągu z ogniwem piaskowców i zlepieńców zameckich. Grupa z Ostrawy osiąga miąższość od 700 m do 3000 m, w której utwory drobnoklastyczne zajmują od 50% do 80%, a węgiel 4%. Kontrasty w odporności skał występują między ławicami iłowców i mułowców o miąższości do 30 m, a między ławicami piaskowców o grubości do 5 m. W północno-wschodniej i wschodniej części GZW przechodzą one facjalnie w warstwy sarnowskie (1500 m), grodzieckie (400 m) i florowskie (170 m). Seria wykazuje zróżnicowaną zwięzłość, a wśród kompleksów karbońskich jest średnio odporna. Piaskowce warstw sarnowskich tworzą charakterystyczne progi strukturalne (G i l e w s k a, 1963).

Piaskowcowa seria górnośląska (siodłowa) jest utworzona z limnicznych warstw jejkowickich (150 m), zabrskich (140 m) i dolnorudzkich (800 m) namuru BC o zwiększające się ku górze zawartości mułowców do 43%. Miąższość serii wynosi około 700 m (do 1100 m). Silnie zlityfikowane piaskowce i zwięzłe zlepieńce, w ławicach do 8–10 m, z grubymi pokładami węgla (do 24 m miąższości i do 42 m zasobności w serii) stanowią średnio zróżnicowany i silnie odporny kompleks.

Mułowcowa seria (łękowa) złożona z warstw załęskich (1200 m) i orzeskich s.s. (510 m) reprezentuje westfal AB. W tej limnicznej serii udział piaskowców wzrasta ku stropowi do 35%. Miąższość dość monotonnego kompleksu mułowcowo-iłowcowego z licznymi cienkimi pokładami węgla dochodzi do 2000 m w części zachodniej i cienieje do 160 m na wschodzie GZW. Ta średnio odporna seria rozprzestrzenia się w centralnej części zapadliska.

Piaskowcowa seria krakowska jest zbudowana z limnicznych warstw łaziskich (1070 m) i libiąskich (560 m) westfalu BCD. Słabo zwięzłe piaskowce i zlepieńce występują w warstwach o grubości od kilkunastu m do 80 m w centrum i na wschodzie niecki węglowej. Seria osiąga miąższość do 1650 m i ma znaczenie rzeźbotwórcze jako kompleks średnio i słabo odporny. Warstwy łaziskie budują Garb Mikołowski i Pagóry Libiąskie.

Piaskowce arkozowe kwaczalskie stefanu osiągają miąższość do kilkuset metrów (średnio do 200 m). Piaskowce serii pustyniowej są żelazisto-ilaste, słabo zwięzłe o niskiej odporności.

Wpływ litologii skał karbonu węglonośnego na strukturę rzeźby ujawniają zarówno grube serie, jak i pojedyncze ławice, w przypadku gdy ich odporność na wietrzenie i erozję jest bardzo zmienna. Częste przejścia facjalne, różnice w lityfikacji i miąższości warstw karbonu można uznać za sprzyjające rozwojowi rzeźby strukturalnej małych form, natomiast zróżnicowane litologicznie serie odwzorowują się jako znaczące elementy rzeźbotwórcze. Większe kontrasty w urzeźbieniu zależą od różnic odporności sąsiednich warstw lub ich serii. Zjawiska takie są znane z obszarów o podobnej budowie: na Morawach, w Górach Opawskich, Górach Wałbrzyskich (Walczak, 1976) oraz w Beskidach (Starkel, 1969, Henkiel, 1977; Malarz, 1983, Tokarski, 1987), a także na powierzchni niezgodności podmioceńskiej GZW (Jura, 1984, 1992). Charakterystykę odpornościową podłoża uzupełniają różne cechy i parametry opisujące własności fizykomechaniczne skał karbonu (tab. 4 i 5).

Tabela 4

Właściwości fizykomechaniczne skał karbonu (Chmura, 1970; Borecki, Chudek, 1975; Klimaszewski, 1978)

Table 4

Physical-mechanical properties of Carboniferous rocks (Chmura, 1970; Borecki and Chudek, 1975; Klimaszewski, 1978)

Skała	Ciężar objętościowy [kG/cm^3]	Wytrzymałość na ściskanie [daN/cm^2]	Opór na urabianie [daN/cm]	Twardość, ścieralność	Odporność na wietrzenie chemiczne
Węgiel	1,8	165–210	97–197	2–3	mała
Iłowiec węglisty	2,0	100–500	40–120	1–2	mała
Iłowiec	2,5	460–940	45–140	2–4	mała
Mułowiec	2,7	200–600	50–160	3–4	średnia
Piaskowiec spękany	2,6	770–800	35–120	4–7	średnia
Piaskowiec rozsyp.	2,5	200–100	37–122	4–7	średnia
Piaskowiec zwięzły	2,6	1500–2000	138–238	6–7	duża
Wapień, dolomit	2,5	100–200	92–197	3–4	średnia
Brekcja	2,4	100–170	50–130	2–4	mała
Tufit	2,5	490–800	50–160	3–4	średnia

Wymiernym parametrem zwięzłości skał karbońskich jest stopień urabialności, wyrażany wytrzymałością na ściskanie (tab. 4). Różnice między średnimi wartościami dla skał karbonu są znaczne: węgle – 170, iłowce – 345, mułowce – 450 i piaskowce – 780 (daN/cm^2). W strefach przy stropie karbonu skały są często zmienione – zwietrzałe o niższej wytrzymałości,

Tabela 5

Cechy odporności skał karbonu (wskaźniki wg M. M. Protodiakonowa)

Table 5

Resistant features of Carboniferous rocks (index after M. M. Protodiakonow)

Skała	Struktura	Porowatość (%), łatwość wietrzenia fizycznego	Zwięzłość (*f*) i moduł (*m*) sprężystości (Gpa)	Spójność (kąt tarcia wewnętrznego), łatwość wietrzenia chemicznego	Współczynnik zluzowania
Węgiel kamienny	masywna, warstwowa	12–18 średnia	słabo mocna 1–1,5	45–56 trudna	1,2–1,4
Iłowiec	laminowana	5–8, (4) trudna	słabo mocna, 3–4, m – 15	71 najtrudniejsza	1,8
Mułowiec	laminowana	4–14, (6) trudna	średnio mocna, 4–5, m – 19	75 trudna	2,0
Piaskowiec zwięzły	masywna, laminowana	3–29, (5) średnia	średnio mocna, 10–12, m – 22	84 średnia	2,0
Piaskowiec rozsypliwy	masywna, laminowana	3–29, (5) łatwa	średnio mocna, 3–8	75 najłatwiejsza	1,8
Piaskowiec krzemionkowy	masywna	3–12, (7) trudna	bardzo mocna, 12–15, m – 23	86 średnia	2,2
Piaskowiec spękany	masywna, laminowana	3–29 łatwa	średnio mocna, 4–6	77 łatwa	2,0
Zlepieniec	masywna, warstwowa	10–20 średnia	mocna, 8–10, m – 24	83 średnia	2,2
Wapień, dolomit	masywna, laminowana	0,5–13 łatwiejsza	mocna, 4–8	82 najłatwiejsza	2,0
Brekcja	masywna	3–8 łatwa	słabo mocna, 1–1,5	56 średnia	1,4
Tufit	masywna	8–12 średnia	średnio mocne, 5–8	76 średnia	1,9

wynoszącej od 10% do 20% (Dopita et. al., 1997). Przykładem mogą być piaskowce czerwone z serii mułowcowej, osiągające wytrzymałość około 500 daN/cm^2. Wytrzymałość skał ulega obniżeniu wraz ze wzrostem zawilgocenia: dla piaskowców – do 40%, a dla iłowców – do 60% (Borecki, Chudek, 1975). Za ważną cechę wytrzymałościową skał karbonu uważa się łupność wzdłuż płaszczyzn zmniejszonej spójności (tab. 5), warstwowania i spękań. Wytrzymałość na ściskanie (tab. 4) jest do 20% mniejsza w kierunku równoległym do uławicenia. O odporności skał na wietrzenie decydują różne cechy – od składu mineralnego, struktury i tekstury – przez twardości – do grubości ławic. Wytrzymałość serii skalnej może wzrastać pomiędzy grubymi jednorodnymi warstwami, a maleć w cienkich, warstwowanych ławicach. Duże różnice w odporności zależą od składu petrograficznego piaskowców serii paralicznych i limnicznych, zwłaszcza znajdujących się między szarogłazami i arkozami, które odpowiednio trudniej i łatwiej wietrzeją (por. tab. 5).

Znaczenie strukturalno-litologiczne utworów karbońskich, jeśli chodzi o ich odporności na erozję i denudację, określa również uzależnienie od charakteru wietrzenia w powiązaniu z warunkami klimatu. W przypadku skał drobnoklastycznych, zwłaszcza iłowców, odporność ma związek z klimatem – maleje w klimacie tropikalnym, a wzrasta w strefie półsuchej (Klimaszewski, 1978). Odwrotnie jest w piaskowcach, które stają się mniej odporne w warunkach pustynnych. Istotną rolę w zmniejszaniu odporności odgrywa wietrzenie endogeniczne, podpokrywowe zwietrzelin. Za wskaźnik podatności na wietrzenie chemiczne można przyjąć grubość i typ pokrywy wietrzeniowej. Utworzenie w zwietrzelinach skorup – warstewek ochronnych – zwykle przyczynia się do okresowego zwiększania odporności na erozję skał podłoża. Miarę podatności skał na wietrzenie stanowią także właściwości hydrogeologiczne, które obniżają się wraz z głębokością, np.: obecnie piaskowce na głębokości około 700 m p.p.t. stają się nieprzepuszczalne (Różkowski, 1995). Piaskowce krakowskiej serii są półprzepuszczalne – o porowatości około 15% i odsączalności około 3% (Wagner, 1998). Mniejszą wodonośnością charakteryzuje się seria mułowcowa, której piaskowce są średnio porowate (do 10%) i mniej odsączalne (do 2,5%). Piaskowce górnośląskiej serii są średnio porowate (5%) o odsączalności poniżej 1%. Najniższe właściwości hydrogeologiczne mają piaskowce serii paralicznej. Badania A. Różkowskiego (1995) współczesnych horyzontów wodonośnych w utworach karbonu GZW potwierdzają strefowość hydrogeochemiczną z lokalnym drenażem do głębokości 80 m, którą można przyjąć za granicę zasięgu wietrzenia kopalnego. Poniżej wyróżnia się strefę infiltracyjną mieszania wód do głębokości średniej około 300 m, wymuszoną działalnością górniczą. Od około 650 m p.p.t. występuje poziom stagnacji hydrodynamicznej ze stężonymi solankami paleoinfiltracyjnymi o mineralizacji powyżej 70–160 g/dcm^3 (Różkowski, Przewłocki, 1997). Wiek infiltracji tych solanek odnosi się do permu (Pałys, 1971).

Odporność skał na niszczącą działalność egzogeniczną jest bardzo zmienna, proporcjonalnie do ich niejednorodnych właściwości fizykochemicznych, a zwłaszcza gęstości spękań i zluźnień, których miarą jest współczynnik szczelinowatości (Liszkowski, Stochlak, 1976). Sumaryczna długość spękań pomnożona przez szerokość szczelin na powierzchni klasyfikuje skałę na niespękaną (< 0,5), mało spękaną (0,5–2,0), mocno spękaną (2,0–2,5) i bardzo spękaną (>2,5). Mocno i bardzo mocno spękane utwory karbonu dzieli się na trzy kategorie, których odporność rośnie od węgli i iłowców z kliważem, przez mułowce objęte ciosokliważem, do piaskowców z ciosem.

Za wyjątkowo podatne na erozję uważa się strefy uskoków z towarzyszącymi spękaniami, a zwłaszcza brekcjami uskokowymi (Jura, 1992). Wśród skał mniej zuskokowanych niższą odporność wykazują skały megabrekcji tektonicznych (Jura et al., 1999). Dla GZW wskaźnik blokowości złoża, jego podziału uskokowego na partie eksploatacyjne jest wysoki i wynosi od 0,8 km^2 do 1,2 km^2 (Nieć, 1990). Zbliżone wskaźniki zusko-

kowania złoża (średniej gęstości powierzchniowej uskoków) o wartości od 50 m/ha do 100 m/ha i gęstości liniowej uskoków, średnio 4/ha, kwalifikują utwory karbonu GZW do silnie zaangażowanych tektonicznie (Kempa et al., 1983; Pozzi, Probierz, 1994).

Przy rekonstrukcji form powierzchni niezgodności istotne jest uwzględnienie odporności skał na abrazję (Leontiew et al., 1982). Autorzy ci wyróżnili VII klas podkreślających cechy jakościowe skał. Utwory karbonu należą do I, II i III klasy trwałości o bardzo powolnej abrazji mechanicznej jako skały nie dające materiału okruchowego przybrzeżnego. Dla porównania skały słabo zwięzłe i rozsypliwe, tworzące rumowiska, zaliczono do klasy IV i V, skały zaś łatwo ulegające abrazji chemicznej i termicznej przypisano do klas VI i VII. Niszczenie skał przez abrazję najbardziej zależy od jej spękania i nierówności, które przyspieszają proces degradacji brzegu nawet 100-krotnie. Dla porównania: prędkości abrazji skał typu fliszowego wynoszą około 1–3 mm/rok i rosną do 7 mm/rok na klifie i benczu oraz do 6–12 mm/rok na plaży. Profile brzegu zbudowane z litych skał osadowych znacznie mogą się różnić od stromo nachylonych stoków bez klifu lub z klifem bez niszy abrazyjnej, z klifem i plażą, a także z silnie urozmaiconym reliefem bencza grzędowego, schodowego i powleczonego osadami pochodzenia abrazyjnego (Leontiew et al., 1982).

Przegląd struktur tektonicznych

Zapadlisko górnośląskie z utworami górnego karbonu o strukturze fałdowo-blokowej jest położone pomiędzy morawsko-śląską i krakowską gałęzią we wschodniej, peryferycznej części eksternidów orogenu waryscyjskiego. Orogeniczne pasy fałdowo-intruzywny krakowski i fałdowo-nasunięciowy morawsko-śląski oddzielają zapadlisko od wysokich masywów małopolskiego na przedpolu i czeskiego w internidach waryscydów Europy Środkowej (Bojkowski et al., 1983). Zagłębie górnośląskie jest jednostką geologiczną obejmującą zarówno zapadlisko wraz z obrzeżeniami, jak i ich podłoże niskiego masywu górnośląskiego oraz pokrywę mezo- i kenozoiczną. W jego obrębie wydziela się liczne luki stratygraficzne i niezgodności strukturalne (Bukowy, 1964, 1972, 1974, 1984; Znosko, 1965, 1970, 1974; Kotas, 1972, 1985; Oberc, 1977; Bukowy, Jura, 1982; Trzepierczyński, 1990; Buła, 1995, Jureczka, Kotas, 1995; Kumpera, Grygar, 1997; Stupnicka, 1997; Teper, 1998, Żaba, 1999).

Piętra strukturalne

Za główne piętro tektoniczne uważa się zapadlisko górnośląskie z utworami węglonośnymi silezu, podścielone utworami kulmu i dinantu. W podłożu występuje piętro krystaliczne kry cieszyńskiej z pokrywą kambru i dewonu. Piętro tafrogeniczne reprezentuje molasa permska, piętro pokrywowe epikontynentalne – osady mezozoiku. Zapadlisko z rowem permskim i epejrogenem środkowopolskim zakrywa piętro molasowo-nasunięciowe rowu przedkarpackiego (tab. 1).

Piętro krystaliczne masywu kadomskiego budują skały metamorficzne i magmowe prekambru. Masyw Brunii i Górnego Śląska lub Bruno-Vistulicum i bloku górnośląskiego są pogrążone od około 2 km do 10 km razem z dwoma podpiętrami pokrywowymi:

- epikadomskim masywu górnośląskiego, utworzonym przez lądowe oraz terygeniczne morskie osady kambru o miąższości do 286 m (wiercenie Sosnowiec IG 1) i do 1410 m (wiercenie Mogilany 1), a także przez mocno zredukowane i zerodowane utwory ordowiku i syluru (w spągu piętra niezgodność podkambryjska),
- epikaledońskim w odniesieniu do piętra fałdowego kaledońskiego masywu małopolskiego ze szwem tektonicznym Kraków–Myszków z masywem górnośląskim, obejmującym osady epikontynentalne terygeniczne i węglanowe dewonu (w spągu piętra niezgodność poddewońska).

Piętro orogeniczne fałdowo-magmowe morawsko-śląsko-krakowskiej gałęzi waryscydów na zachodnich, północnych i wschodnich obrzeżach bloku górnośląskiego dzieli się na podpiętra:

- podpiętro synorogeniczne fazy kruszcogórskiej zbudowane z facji kulmowej i dinantu dolnego karbonu oraz paralicznych utworów namuru A basenu morawsko-śląsko-krakowskiego (w spągu podpiętra prawiezgodność podkarbońska),
- podpiętro późnoorogeniczne fazy kruszcogórskiej i asturyjskiej utworzone z limnicznej molasy silezu w basenie śródgórskim górnośląskim o tektonice fałdowo-nasuwczej ramowej z intruzjami granitoidów na obrzeżach (w spągu podpiętra molasowego prawiezgodność pod namurem BC).
- podpiętro tafrogeniczne późnowaryscyjskie fazy uralskiej i saalskiej zbudowane z molasy lądowej z bimodalnym wulkanizmem czerwonego spągowca w rowie Sławkowa i z molasy salinarnej cechsztynu w przedwaryscyjskim rowie środkowopolskim (w spągu podpiętra niezgodność podpermska).

Piętro pokrywowe waryscydów – środkowoeuropejską platformę epiwaryscyjską tworzą osady epikontynentalne mezozoiku, rozdzielone niezgodnościami śródpokrywowymi: podjurajską i podkredową (w spągu piętra niezgodność podtriasowa). Piętro ma strukturę fałdowo-blokową epejrogenu środkowoalpejskiego, złożoną z niecki opolskiej i południowo-morawskiej, wału górnośląskiego i niecki miechowskiej oraz monokliny śląsko-krakowskiej.

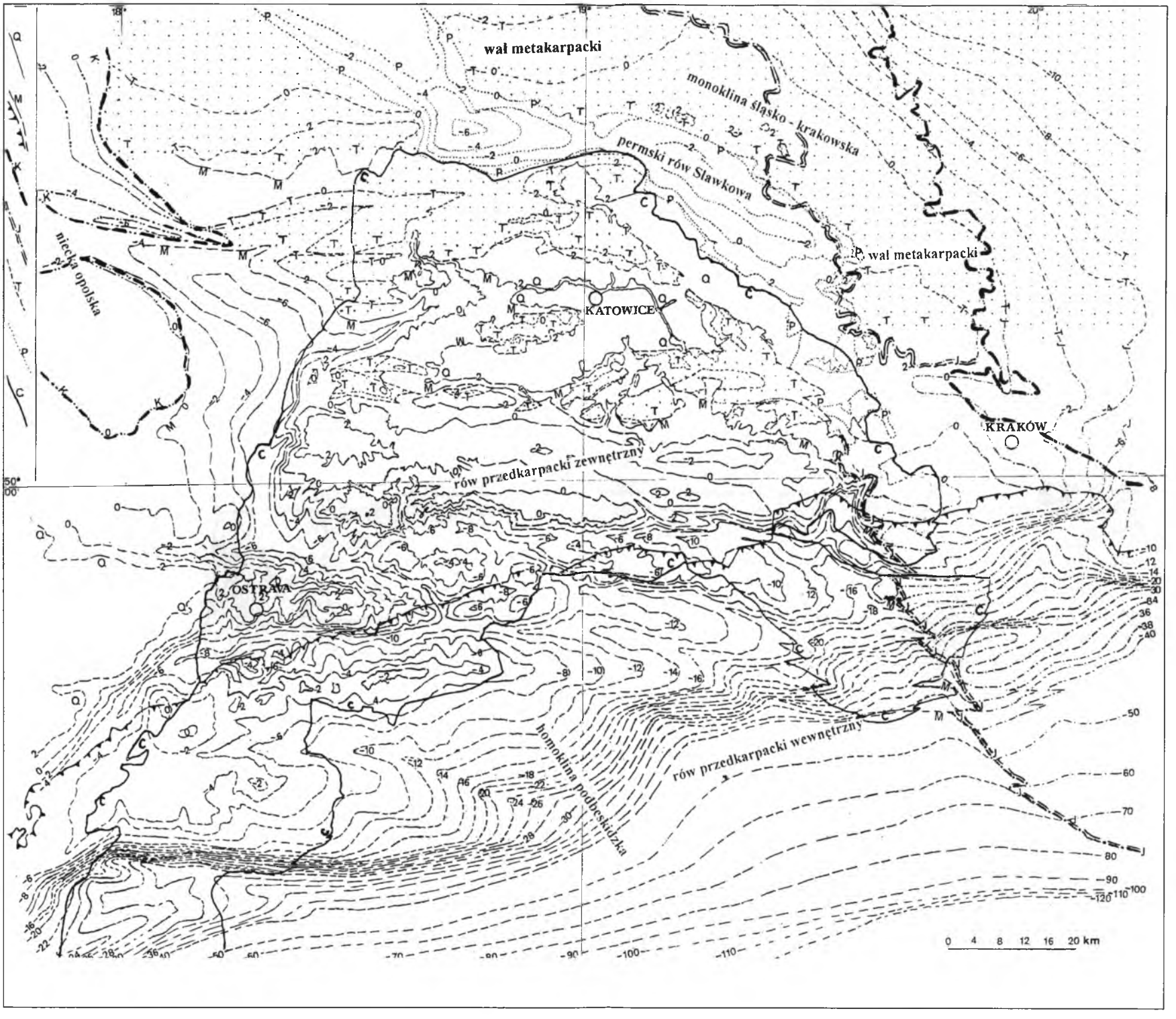
Piętro orogeniczne młodoalpejskie Karpat Zewnętrznych składa się z rowu przedgórskiego, wypełnionego egzogeosynklinalną molasą morską i lądową miocenu oraz płaszczowinami Karpat (w spągu piętra niezgodność podmioceńska).

Piętro pokrywowe glacigeniczne jest utworzone z utworów plejstocenu, fluwioglacjalnych zlodowaceń kontynentalnych skandynawskich i częściowo górskich karpackich (w spągu piętra niezgodność podczwartorzędowa).

Utwory wymienionych pięter strukturalnych GZW są odwzorowane na powierzchni różnowiekowej niezgodności stropu karbonu jako jednostki podłoża z orogenezy waryscyjskiej i zakrywające jednowiekowe niezgodności: podpermską, podtriasową, podjurajską, podkredową, podmioceńską i podczwartorzędową (tab. 1). Strukturę piętra orogenicznego zapadliska górnośląskiego i piętra tafrogenicznego rowu permskiego przekształcają młodsze piętra strukturalne. Morfostruktury epiwaryscyjskie GZW przynależą do nadrzędnej jednostki wału windelickiego, jego sudecko-śląsko-małopolskiego odcinka na południowym brzegu platformy środkowoeuropejskiej między bruzdą środkowopolską a morzem Tetydy. Rozwój denudacyjno-sedymentacyjny i diastroficzny tego pasywnego brzegu zaznaczył się uformowaniem powierzchni niezgodności podtriasowej, a w mniejszym stopniu podjurajskiej i podkredowej. W fazach środkowoalpejskich powierzchnie te wraz z pokrywami uległy fałdowo-blokowej epejrogenezie. Południowy brzeg platformowych gór trzonowych przekształcił się w labilny krótki skłon szelfowy morza Tetydy. W fazach młodoalpejskich zapadlisko górnośląskie z rowem permskim i piętrem fałdowo-pokrywowym mezozoicznym stanowiło strefę brzeżną basenów fliszowych i przedpola Karpat, której granicą jest powierzchnia podmioceńska. Charakterystyka pięter strukturalnych GZW składa się na opis morfostrukturalny różnowiekowej powierzchni niezgodności w stropie karbonu, rozwiniętej na podłożu podpiętra późnoorogenicznego zapadliska górnośląskiego.

Struktury waryscyjskie

Zapadlisko górnośląskie charakteryzuje się złożoną strukturą nasunięciowo-fałdowo-fleksurowo-blokową (Oberc, 1977; Kotas; 1985, 1995; *Atlas...*, 1994; Jura, Trzepierczyński 1994 a, b, 1996, 1997a, b; Buła, 1995; Jureczka, Kotas, 1995; Dopita et al., 1997). Basen węglonośny został założony na sztywnej krze cieszyńskiej (Bukowy, 1964, 1972), a szerzej – w obrębie masywu Brunii Górnego Śląska (górnośląskiego), pogrążonego przez subsydencję rzędu kilka kilometrów. Początkowy etap orogenicznych deformacji wyznacza schyłek sedymentacji i subsydencji w górnokarbońskim basenie węglowym, który od strony zachodniej ograniczały: wypiętrzane Silezikum z intruzjami granitoidów (internidy) i później gałąź morawsko-śląska (eksternidy), a od wschodu wysoki masyw małopol-

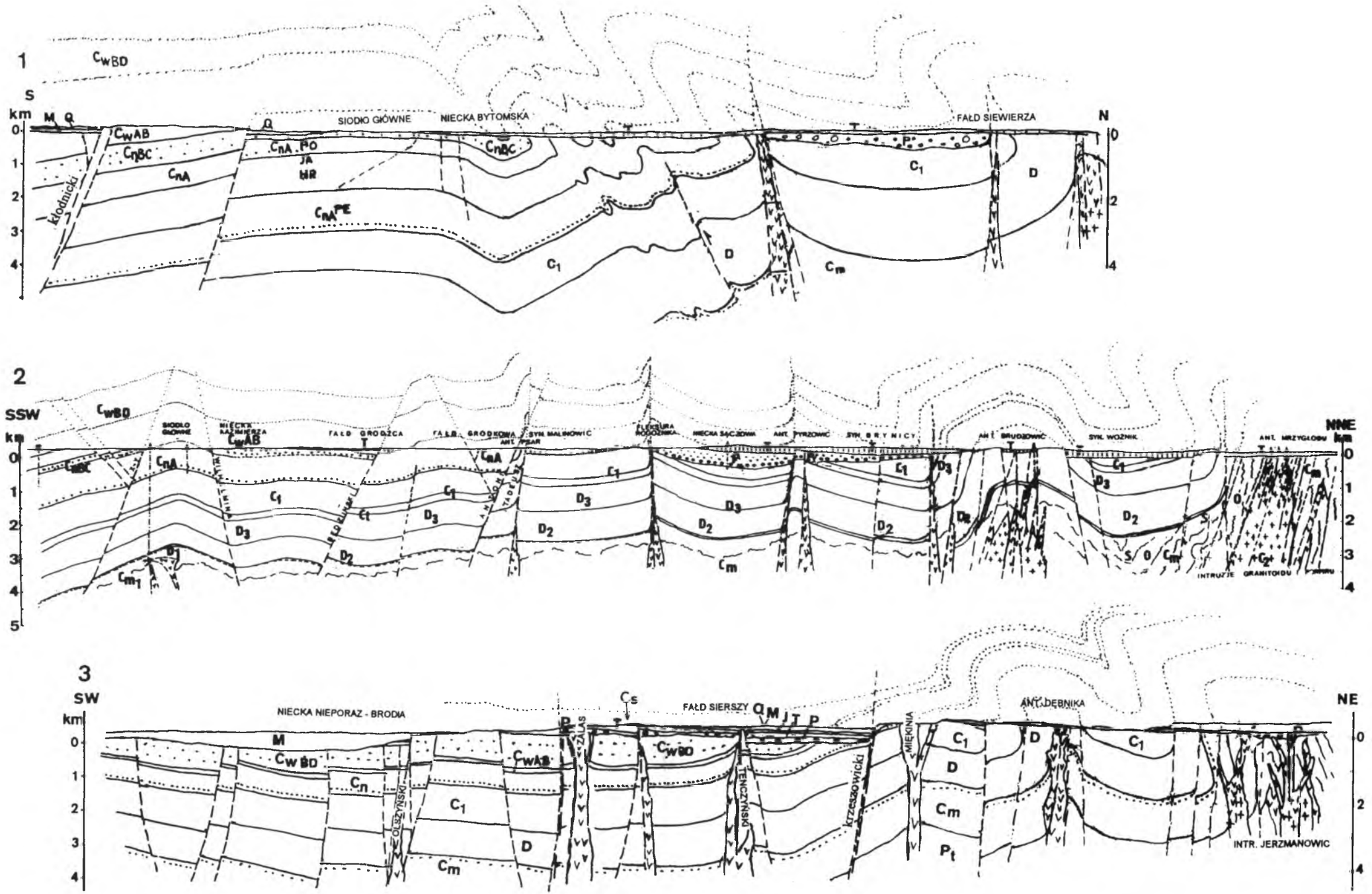


Rys. 4. Mapa geologiczno-strukturalna górnej strony różnowiekowej niezgodności stropu utworów karbonu i starszych z zasięgami pokryw GZW (izohipsy w setkach metrów n.p.m.). Materiały podstawowe w skali 1:50 000

C – utwory węglonośne silezu zapadliska górnośląskiego, *P* – perm rowu Sławkowa, *T, J, K* – trias, jura, kreda monokliny śląsko-krakowskiej, *M* – miocen i brzeg nasunięcia Karpat, *Q* – czwartorzęd

Fig. 4. Geologic-structural map of the upper side (roof) of the heterochronous discordance in the top surface of the Carboniferous in the USCB (based on the maps in scale 1:50 000). Isohipses in hundreds metres a.s.l.

C – coal bearing series of the USCB, *P* – Permian of the Sławków Graben, *T* – Triassic, *J* – Jurassic and *Cr* – Cretaceous of the Cracowian-Silesian Monocline, *M* – Miocene of the Carpathian Foredeep and Carpathian overthrust front, *Q* – Quaternary



Rys. 5. Przekroje geologiczne **1–3** północnej i północno-wschodniej części GZW z ekstrapolacją przederozyjnego przebiegu warstw karbonu i starszych sfałdowanych w fazach późnowaryscyjskich

Przekroje wzdłuż miejscowości: **1.** Paniówki–Ruda Śląska–Zabrze–Miechowice–Tarnowskie Góry; **2.** Mysłowice–Sosnowiec–Będzin–Sarnów–Siewierz–Myszków; **3.** Zator–Alwernia–Tenczynek–Czerna–Przeginia

P_t – prekambr, C_m, O i S – starszy paleozoik, D_1, D_2, D_3 – dewon, C_1 – dolny karbon, C_2 – granitoidy górnego karbonu (+), C_s – stefan, P – porfiry i melafiry permu (v); pozostała legenda jak pod rys. 3 i 6

Fig. 5. Geological cross-sections **1–3** in the northern and northeastern part of the USCB and extrapolation of the original (before erosion) extent of the Carboniferous and older deposits folded during Late Variscan phases

Sections along vicinities: **1–1** Paniówki–Ruda Śląska–Zabrze–Miechowice–Tarnowskie Góry, **2–2** Mysłowice–Sosnowiec–Będzin–Sarnów–Siewierz–Myszków, **3–3** Zator–Alwernia–Tenczynek–Czerna–Przeginia

+ – granitoides of Upper Carboniferous age, *v* – melaphyries and porphyries of Rotliegend age; for other explanation see Fig. 3 and 6

ski oraz strefa fałdowo-intruzywna gałęzi krakowskiej. Fałdowania w obramowujących basen węglonośny strefach ścinania Kraków–Lubliniec i morawsko-śląskiej nad szwami międzyterranowymi doprowadziły do jego inwersji (Kotas, 1985; Brochwicz-Lewiński et al., 1986; Franke, 1989; Matte et al., 1990; Trzepierczyński, 1990, 1992; Pożaryski et al., 1992; Dadlez et al., 1994; Pharaoh, 1999). Strefy te interferowały skośnie na północ od zapadliska górnośląskiego i zanikały ku południowi. Dalej na południowy zachód od zapadliska rozciągał się górotwór waryscyjski Prakarpat (Aleksandrowski, 1995; Znosko, 1997). Główne ramy zapadliska górnośląskiego stanowią struktury fałdowo-fleksurowe, zbudowane z utworów karbonu dolnego i dewonu, które biegną wzdłuż linii Rzeszotary–Dębnik–Siewierz od wschodu, Siewierz–Toszek od północy i Toszek–Novy Jičin od zachodu (rys. 3). Na południu zapadlisko ograniczają wychodnie utworów podłoża karbonu: dewonu i kambru oraz krystaliniku masywu górnośląskiego (Bruno–Vistulikum) na obszarze Brno–Rzeszotary (Kotas, 1995; Żaba, 1999).

Strukturę zapadliska tworzą rozległe niecki i kopuły w centrum, które przechodzą ku obrzeżom od brachyfałdów i fałdów do fleksur i nasuniętych fałdów. Układ tych struktur podłużno-poprzecznych jest w przybliżeniu równoleżnikowo-południkowy (Oberc, 1994). Przewodnimi strukturami zapadliska są niecki i siodła oraz schodowo-fleksurowa piętrowość i pasowość budowy – tektonika ramowa z magmatyzmem, które w bardzo zróżnicowanej formie odwzorowują się na powierzchniach niezgodności w stropie karbonu (rys. 3–6). W zapadlisku starsze fałdy o kierunku łukowym, zbliżonym do równoleżnikowego (górnośląskiego) są reprezentowane przez średniopromienne fałdy i fleksury brzeżne w pasie północnym oraz szerokopromienne fałdy: główny w centrum i południowe. Fałdy podłużne z wergencją ku południowi skręcają na południowy zachód w części zachodniej zapadliska i na południowy wschód w części wschodniej. W pozycji nałożonej, poprzecznej ciągną się fałdy młodsze o przebiegu zbliżonym do południkowego. Ten kierunek wschodniosudecki przyjmują fałdy w pasach zachodnim i wschodnim na obrzeżach zapadliska. Fałdom towarzyszą uskoki podłużne i poprzeczne. Najmłodszy jest zespół uskoków o kierunku NWN–SES i częściowo uskoki schodowe południkowe zgrupowane wzdłuż permskiego rowu Sławkowa (Jura, 1997a; Jura, Trzepierczyński, 1997a).

Fałdy brzeżne, równoleżnikowe Pyrzowic–Sączowa i Piekar–Bytomia obramowują zapadlisko górnośląskie od północy (Jura, 1997b). Skrzydło południowe antykliny Pyrzowic, strome i przewalone ku południowi, stanowi fleksurę brzeżną, silnie zdeformowaną przez dyslokację południową rowu permskiego o dużym zrzucie przeciwnym ku północy (rys. 3, 5). Antyklina skrzynkowa i wachlarzowa Pyrzowic jest połączona z asymetryczną niecką Sączowa skrzydłem fluksuralnym. Leży w pasie synklin ciągnących się ku zachodowi przez brachysynklinę Czarnej Perły do niecki Kleszczowa, zaznaczonych poprzeczną depresją w fałdach gliwickich (ryc. 3; Kuzak, 1996;

Jura, Trzepierczyński, 1997b). Pologie skrzydło niecki Sączowa z drugorzędnymi zafałdowaniami przechodzi w stromą i asymetryczną antyklinę Piekar Śląskich. Ta antyklina wachlarzowa z południowym skrzydłem fleksuralnym w okolicach Miechowic przewalonym ku południowi (rys. 5) krzyżuje się z fałdami gliwickimi i współtworzy węzeł tektoniczny Rokitnicy (Trzepierczyński, Jura, 1997). W węźle antyklina Piekar ulega rozwidleniu nad poprzeczną elewacją podłoża. Podobne zakończenie ma wschodni odcinek antykliny Piekar, rozczłonkowanej w strefie jej poprzecznej elewacji na trzy wąsko- i średniopromienne fałdy. Reprezentują je brachysynklinalna struktura Malinowic i stroma antyklina Psar–Strzyżowic oraz fałdy Gródkowa (asymetryczny i wergentny ku południowi z przewalonym skrzydłem południowym antykliny), a w części południowej fałd Grodźca (Doktorowicz-Hrebnicki, 1935). To skrzyżowanie fałdów górnośląskich z krakowskimi ma charakter stopniowego, łagodnego przejścia (interferencji), z przewagą deformacji podatnej przy labilnej północno-wschodniej ramie zapadliska i przy brzegu nieciągłości podłoża masywu górnośląskiego (Teper, 1988, 1998; Jura, 1997 b). Podłużno-poprzeczna deformacja fałdowo-fleksurowa w strukturze Malinowic–Grodźca zaznacza się łukowym skręceniem osi równoleżnikowej na południowy wschód, pośrednim z południkowymi fałdami gałęzi krakowskiej (rys. 3). Pomiędzy elewacjami poprzecznymi fałdy te zbiegają się – zmniejszają wysokość i zanikają nad depresją osi antykliny Piekar, zaznaczoną poprzecznym wgięciem (misą) z nałożonym (późniejszym) rowem uskoku Przełajki (*Atlas...*, 1994).

Strome i obalone skrzydło antykliny Piekar, nazwane przez S. Doktorowicza-Hrebnickiego (1935) fleksurą brzeżną, opada ku południowi do synkliny Bytomia. Skrzydło północne fleksury podkreśla cienienie na skłonie do 25% względem miąższości warstw w dolnym skrzydle i w dnie niecki (Teper, Pieczko, 1993). Synklina ma kuferkowy i asymetryczny kształt ze skrzydłem południowym o upadzie około 30–40°. Oś niecki jest zwichrowana, idąc od wschodu zanurza się ku WNW, w centrum biegnie W-E, a na obszarze górniczym Miechowice wynurza się ku SW i skręca w nieckę Mikulczyc (Doktorowicz-Hrebnicki, 1956, 1959; Drewniak, 1979). Synklina Bytomia schodząc ku zachodowi, już w obrębie fałdów i nasunięć gliwickich zaznacza się w depresji poprzecznej Łabęd (Kuzak, 1992, 1996). W odcinku środkowym i wschodnim synklina przechodzi w skrzynkową lub paraboliczną i jest wypłaszczona nad elewacjami poprzecznymi, które wyraźniej zaznaczają się jako kopuły Chorzowa i Siemianowic na siodle głównym. Na wysokości kopuły Roździenia–Sosnowca niecka Bytomia zanika nad kolejną elewacją poprzeczną lub progiem podłoża – wykrytym i nazwanym przez S. Doktorowicza-Hrebnickiego (1935) południkową antykliną Grodźca. Na wschód od kolejnej elewacji poprzecznej Psary–Będzin–Niwka, na przedłużeniu niecki Bytomia i na SE od łęku Grodźca, wyróżnia się synklinę Kazimierza z jej kierunkowym odpo-

wiednikiem, czyli synkliną Feliksa (rys. 3). Położony bliżej wschodniej granicy zagłębia fałd Kazimierza–Maczek z osią WNW-ESE ulega rozpłaszczeniu w strefie następnej depresji poprzecznej Jaworzna–Chełmka. Dalej ku SE jest on ponownie widoczny w fałdzie antykliny Ciężkowic–Trzebini (na przedłużeniu kopuły Maczek) i synkliny Sierszy (Kotas, 1972). Struktury fleksurowo-fałdowe w NE strefie ramowej zapadliska są silnie zdeformowane przez zagęszczoną sieć uskoków równoleżnikowych i południkowych. Strefa ta zgodnie z wynikami badań A. Goszcza (1980, 1986) charakteryzuje się dużą zmiennością naprężeń tektonicznych w górotworze karbońskim i jest interpretowana jako struktura ścięciowa nadrozłamowo-przesuwcza (Teper, 1998).

Fałdy brzeżne równoleżnikowe północno-wschodniej części zapadliska górnośląskiego tworzą układ krzyżowy ze starszymi strukturami, które zaznaczają się elewacjami i depresjami południkowymi osi. Antykliny górnośląskie przy ramach zapadliska ulegają rozwidleniu na kopuły i fleksury, podobnie jak w obrzeżającej antyklinie Dębnika (Bogacz, 1980; Krokowski, 1980). Natomiast brachysynkliny brzeżne równoleżnikowe interferują łagodnie w łuku skręcającym na południowy wschód w synkliny gałęzi krakowskiej o kierunku południkowym. W tych podłużno-poprzecznych fałdach (Oberc, 1994) o złożonej geometrii zarysowuje się układ interpretowany jako szereg nad nieciągłością między blokami podłoża (Bogacz, Krokowski, 1981; Kotas, 1985). Struktury fałdów przyramowych wykazują analogie do fałdów nadprzesuwczych o składowej dekstralnej, wyróżnianych w północnym obrzeżeniu GZW (Teper, 1988, 1990; Teper et al., 1992; Zuberek et al., 1997), zwłaszcza antykliny Klucze–Skała (Bukowy, 1984) o lokalnej nazwie Chechło–Golczowice (Perski, Żaba, 1996).

Fałd główny obejmuje centralną część zapadliska górnośląskiego, zdeformowaną w rozległe i szerokopromienne niecki oraz w średniopromienne siodła o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego (rys. 3). Antyklina główna (siodło) składa się z licznych kopuł i mis, które ku zachodowi przechodzą w fałdy poprzeczne, a dalej siodło zaznacza się jako poprzeczna elewacja w strefie fałdów gliwickich (Doktorowicz-Hrebnicki, 1956, 1959, 1968; Kotas, 1972; Kuzak, 1992, 1994). Ku wschodowi siodło główne zanika na elewacji poprzecznej Grodźca (nad progiem podłoża Niwka–Libiąż). Kopuła Rozdzienia–Sosnowca od kopuły Siemianowic jest oddzielona misą Przełajki, a dalej na zachód, między kopułami Chorzowa i Zabrza, występuje synklina Rudy. Siodło główne bez uwzględnienia elewacji poprzecznych i depresji, wyróżnionych przez S. Doktorowicza-Hrebnickiego (1935, 1956), określa się jako antyklinę nad rozłamem lewoprzesuwczym z kulisowo ustawionymi kopułami (Herbich, 1981; Bogacz, Krokowski, 1981; Kotas, 1982, 1985). O złożonej strukturze siodła stanowi także bardzo gęsta sieć uskoków polichronicznych (Doktorowicz-Hrebnicki, 1960; Goszcz, 1980; Teper, 1998).

Na południe od antykliny głównej rozciąga się płaska synklina – niecka o składowej synsedymentacyjnej, zaznaczonej w rozkładzie miąższości krakowskiej serii piaskowcowej i subsydencji podczas jej depozycji (Kotas, 1995). W niecce głównej undulacja osi jest słabo zaznaczona, natomiast wyraźniejsze są jej depresje poprzeczne w nieckach chwałowickiej i jejkowickiej. Elewacje poprzeczne między nimi zostały przekształcone później w nasunięcia boguszowickie i rybnickie (rys. 3). Na przedłużeniu niecki na wschód za poprzeczną elewacją Niwki i na południowy zachód od antykliny brzeżnej Ciężkowice–Trzebinia rozpościera się niecka Nieporaz–Brodła (rys. 3). W osi tej szerokopromiennej synkliny występują najmłodsze warstwy libiąskie westfalu D i warstwy kwaczalskie stefanu B (*Atlas...*, 1994), których wiek jednoznacznie określa główną fazę fałdowań wczesno- i późnoasturyjskich. Południowe skrzydło niecki głównej jest wygięte w antyklinę w strefie równoleżnikowego półzrębu jawiszowickiego. Na przedłużeniu południowo-wschodnim tej przyuskokowo ciągnionej antykliny występuje analogiczna struktura Wysokiej, którą od południa ogranicza niecka Wadowic w półrowie jawiszowickim i ruptawskim. Zachodnia centryklina niecki głównej przechodzi ku północnemu zachodowi w antyklinę Knurów–Sośnica, a ku południowemu zachodowi poprzez monoklinę Zofiówki w antyklinę Jastrzębia (ryc. 3).

Fałdy południowe zapadliska górnośląskiego reprezentują: złożona struktura Jastrzębia i niecka Drogomyśla. Fałdy okolic Jastrzębia występują na skrzyżowaniu południkowych nasunięć boguszowickiego i rybnickiego, z równoleżnikową, płaską antykliną, podkreśloną poprzeczną elewacją Olzy–Jastrzębia, wyróżnioną przez A. Kotasa (1972). Układ fałdów jastrzębskich, opisany przez W. Bogacza i J. Krokowskiego (1981), jest węzłem tektonicznym Moszczenicy między warstwami stojącymi, synkliną i antykliną Jastrzębia oraz monokliną Zofiówki, a nasunięciem boguszowickim (rys. 3). W przybliżeniu wzdłuż elewacji Jastrzębia przebiega duża strefa uskokowa: Ruptawa–Czechowice–Marcyporęba, której półzrąb w części wschodniej łączy się z antykliną Wysokiej. W skrzydle zrzuconym uskoku ruptawskiego występują zafałdowania, podgięcia synklinalne i płaska antyklina (rys. 25).

Na południe od równoleżnikowej elewacji Jastrzębia ciągnie się rozległa brachysynklina (niecka węglowa) Drogomyśl–Karwina. Niecka ta przechodzi w poprzeczny fałd i nasunięcie orłowskie (Grygar, Kumpera, 1995; Kumpera, Foldyna, 1997). Ku wschodowi oś niecki Drogomyśla ulega elewacji w strefie rygla Bielsko-Biała–Andrychów (Kotas, 1972, *Atlas...*, 1994) na skrzyżowaniu z południkową elewacją Kęt (na przedłużeniu Niwki–Libiąża). Na wschód od elewacji rozciąga się niecka Wadowic–Suchej Beskidzkiej (rys. 3). Południowe skrzydło niecki Drogomyśla tworzy centryklinę Kaczyc i połogą monoklinę Cieszyna, która przechodzi w skrzydło płaskiej antykliny, z przegubem w pasie równoleżnikowej elewacji Koprzywnicy (Kotas, 1972; Aust et al., 1997).

W południowo-zachodniej części zagłębia, pod Beskidami, znajduje się kolejna niecka: Frydland–Frenštat, na południe zaś od niej elewacja Čadcy (Dopita et al., 1997). Na południowo-wschodniej granicy GZW zaznacza się elewacja brzeżna ze strukturą antyklinalno-zrębową Rzeszotar i synkliną Liplasu (Trnawy) o przebiegu południkowym (kierunek krakowski). Ta peryferyczna część zapadliska górnośląskiego jest słabo rozpoznana, dlatego wysunięto wiele hipotez strukturalnych (Konior, 1978; Moryc, 1985; Oszczypko et al., 1989; Jawor, 1992; Baran et al., 1996; Buła et al., 1997); (por. rys. 3 i rys. 7. 2).

Południkowe struktury w zapadlisku górnośląskim są reprezentowane przez brzeżny pas fałdowo-fleksurowo-nasunięciowy michałkowicko-rybnicki i orłowsko-boguszowicko-gliwicki oraz fałdy i dyslokacje wzdłuż wschodniej jego ramy. Morawsko-śląski front fałdowy jest nałożony na fałdy równoleżnikowe i zarazem skrzyżowany (rys. 3). Struktury o kierunku południkowym są nasunięte płasko i daleko (około 6 km) na równoleżnikowe depresje tektoniczne: północną, główną i południową. Natomiast na styku czoła nasunięć z podłużnymi antyklinami górnośląskimi utworzyły się strome uskoki nasuwcze, łuski, fałdy obalone, strome antykliny i płaskie synkliny (rys. 6). W strefach poprzecznych elewacji Gliwic, Olzy i Koprzywnicy występują najwyżej wypiętrzone morfostruktury wąskopromiennych fałdów złożonych; specjalne i dysharmonijne o parabolicznej i kuferkowej morfologii oraz niecylindrycznej geometrii, a także stożkowe i torsalne. Fałdy w obrębie nasunięcia gliwickiego są ułożone imbrykacyjnie z wergencją na wschód (Kuzak, 1992, 1994a). W podłożu i przed czołem nasunięcia gliwickiego z fałdami i uskokami odwróconymi oraz nasunięciem Concordii występują dysharmonijne fałdy Sośnicy i Zabrza, których geometria jest podobna do fałdów specjalnych, opisanych przez G. Drozdzewskiego et al. (1987) z zagłębia Ruhry. Struktury przedgliwickie o kierunku N-S łączą się w węźle Rokitnicy z fałdami, a zwłaszcza z fleksuralnym skrzydłem antyklin Piekar i Pyrzowic oraz z siodłem głównym o kierunku W-E (górnośląskim). Efektem ich skrzyżowania jest m.in. charakterystyczne przewalone skrzydło północne synkliny Bytomia w okolicach Miechowic (Trzepierczyński, Jura, 1997); (rys. 5). Ku wschodowi i w centrum zapadliska poprzeczne struktury zanikają lub najprawdopodobniej zaznaczają się tylko undulacjami fałdów równoleżnikowych. Południkowy kierunek przyjmują przede wszystkim progowe uskoki, które dominują w północnej części zagłębia (rys. 3).

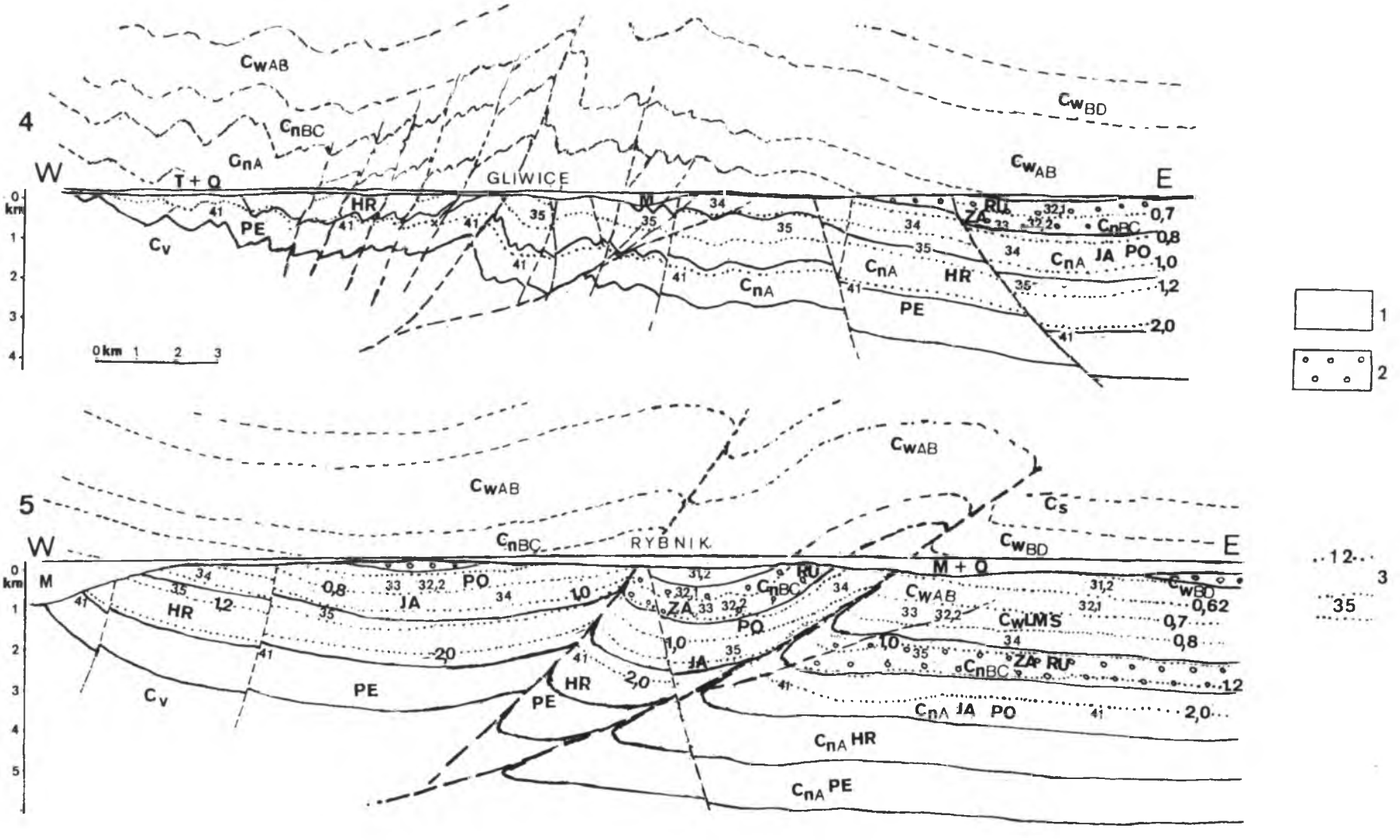
W północno-zachodnim narożu zapadliska górnośląskiego główną morfostrukturą jest depresja tektoniczna w obrębie nasunięcia i fałdów gliwickich, z rozległymi nieckami i brachysynklinami poprzecznie wydłużonymi w pasie od Kleszczowa do Przezchlebia (*Atlas...*, 1994). W centralnej depresji, w osi niecki głównej, przedłużonej w obręb nasunięć boguszowickiego i rybnickiego, rozwinęły się brachysynkliny: chwałowicka i jejkowicka (rys. 3, 6). Podobną pozycję w depresji południowej strefy fałdowo-flek-

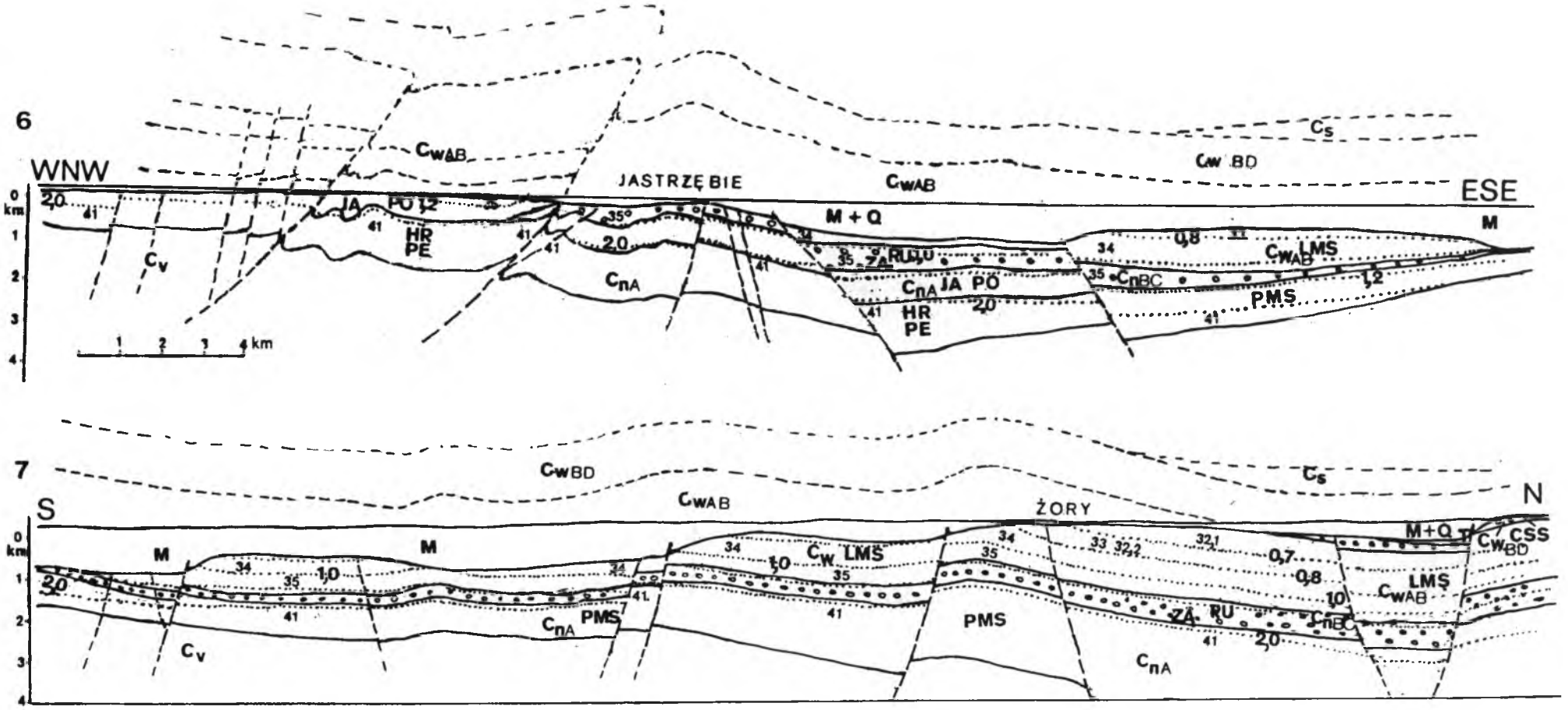
surowej orłowsko-michałkowickiej zajmują niecki Pietrzwałdu i Ostrawy (Dopita, Kumpera, 1993). Niecki są asymetryczne, często odkłute śródwarstwowo i przechodzą w łuski lub fałdy wąskopromienne w stronę rozdzielających je poprzecznych elewacji Gliwic i Jastrzębia (ryc. 3, 6). W strefach poprzecznej depresji osi niecek struktury nasunięcia przybierają kształt fleksury lub dużego fałdu silnie złuskowanego w odwróconym skrzydle antykliny i w odkłutym synkliny. Powierzchnia łuski, podobnie jak w skibach, jest ku górze coraz bardziej stroma od kilku do 45° (rys. 6). Nachylenie nasunięcia zależy również od kompetencji przefałdowanych skał. Wyraźne cofnięcie czoła i bardziej stromy ślizg są spowodowane oporem piaskowców górnośląskiej serii namuru BC w skrzydle podsuwanym, m.in. na odcinku od Sośnicy do Szczygłowic oraz w okolicach Jastrzębia i Karwiny (Jura, Trzepierczyński, 1994 b, 1997a). Natomiast daleki szariaż, do 3 km, z wysunięciem czoła ku wschodowi i połogą płaszczyzną odkłucia, ma miejsce na podsuwane podłoże podatne, zbudowane z mułowców serii paralicznej namuru A, zwłaszcza warstw jaklowieckich w okolicach Łabęd, Dębieńska i Boguszowic (rys. 3) (*Atlas*..., 1994).

Wśród brzeżnych fałdów wschodnich zapadliska górnośląskiego góruje wysoko wypiętrzona antyklina Dębnika ze złożonymi strukturami podłużno-poprzecznych fleksur N-S Czatkowic i WNW-ESE Czernki (Bogacz, 1980a; Bogacz, Krokowski, 1981). Na południu fleksurą brzeżną jest skrzydło zachodnie antykliny Kraków–Rzeszotary (rys. 3, 7). W północno-wschodniej części zapadliska struktury graniczne zataczają łuk między synklinami Sierszy i Bolesławia. Rozdziela je fleksura brzeżna o biegu NW-SE (rys. 5), której skrzydła zalegają połogo w strefie południkowej depresji wzdłuż szerokiej synkliny Bolesławia (Bukowy, 1984, Jura, 1997b).

Struktury blokowe w zapadlisku górnośląskim tworzy kilka zespołów uskoków. W części zachodniej i północnej dominują uskoki południkowe schodowe zrzucające ku wschodowi, m.in. radzionkowski, andaluzyjski, Hrebnickiego, Alfreda, Przełajki, grodziecki, Nordmana, Koszelewski (Doktorowicz-Hrebnicki, 1959; *Atlas*..., 1994; Mirkowski, 1997). W centrum i na wschodzie zapadliska przeważają uskoki równoleżnikowo-schodowe, zawiasowe o zrzucie ku południowi, rosnącym ku wschodowi (Kotas, 1972, 1985; Probierz, 1977; *Atlas*..., 1994, Jura, 1997a,b). Część z nich wiąże się genetycznie z fałdami i nasunięciami. Uskoki odwrócone występują w strefie fałdów gliwickich (Kuzak, 1994a) oraz w węzłach Rokitnicy i Moszczenicy.

Zespoły uskoków ortogonalnych krzyżują się, zbiegają i zagęszczają wzdłuż północno-wschodniej granicy zapadliska w strefie Siewierz–Krzeszowice–Rzeszotary. Najliczniejsze uskoki schodowo-kulisowe zrzucające utwory karbonu ku południowi są związane z wypiętrzaniem północnego obrzeżenia zapadliska (Jura, 1997b; Morawska, 1997; rys. 3, 5). Półzręby zespołu W-E i WNW-ESE układają się w struktury typu *push-up swell* (wypycha-


4
W
E
GLIWICE
T + Q
C_{wAB}
C_{nBC}
C_{nA}
C_{wBD}
C_v
PE
HR
JA
PO
ZA
RU
C_{nBC}
C_{nA}
0,7
0,8
1,0
1,2
2,0
0 km 1 2 3
5
W
E
RYBNIK
C_{wAB}
C_{nBC}
C_s
C_{wBD}
M + Q
M
HR
JA
PO
ZA
RU
C_{nBC}
C_{wAB}
C_{wLMS}
C_{wBD}
0,62
0,7
0,8
1,2
2,0
C_v
PE
HR
C_{nA} JA PO
C_{nA} HR
C_{nA} PE
1
2
3
35



Rys. 6. Przekroje geologiczne **4–7** zachodniej części GZW z ekstrapolacją przederozyjnego przebiegu warstw w fałdach i nasunięciach późnowaryscyjskich

1 – serie mułowcowe: paraliczna najwyższego wizenu i namuru A (warstwy: pietrzkowickie – *PE*, gruszowskie – *HR*, jaklowieckie – *JA* i porębskie – *PO*) i limniczna westfalu AB (LMS) oraz pokrywy triasu (*T*), miocenu i czwartorzędu (*M+Q*), **2** – serie piaskowcowe namuru BC: górnośląska (warstwy siodłowe – zabrskie – *ZA* i rudzkie *s.s.* – *RU*) i krakowska westfalu BCD (warstwy łaziskie i libiąskie – *CSS*), stefanu (C_3), permu (*P*), **3** – typy jakości węgla (wg Kotas et al., 1983) i izolinie refleksyjności witrynitu (Jura, Trzepierczyński, 1996, 1997b)

Fig. 6. Geological cross-sections **4–7** in the western part of the USCB and extrapolation of the original (before erosion) extent of the Carboniferous deposits folded and thrusted during Late Variscan phases

1 – mudstone series: paralic of uppermost Visenian and Namurian A age (Pietrzkowice – *PE*, Hruszov – *HR*, Jaklovec – *JA* and Poruba – *PO* Beds) and limnic of Westphalian AB (LMS), and covers of Triassic (*T*), Miocene and Quaternary (*M + Q*) age; **2** – sandstone series: Upper Silesian of Namurian BC age (Saddle beds – Zabrze beds – *ZA* and Ruda beds *s.s.* – *RU*) and Cracow of Westphalian BCD age (Łaziska and Libiąż beds – *CSS*), Stefanian age (C_3) and Permian age (*P*); **3** – type of coal rang after A. Kotas et al. (1983) and isolinies of vitrinite reflectance (Jura, Trzepierczyński, 1996, 1997b)

nych antyform) o składowej prawoprzesuwczej. Związane z nimi transpresywne uskoki i pęknięcia zostały wykorzystane przez bardzo liczne intruzje porfirów (rys. 9). Natomiast w ich półrowach z odciągania wzdłuż transtensyjnych uskoków intrudowały melafiry i utworzyły się romboidalne baseny typu *pull-apart*. Synformy odciągane wypełniły także fanglomeraty formacji myślachowickiej (Badera, Jura, 1996, 1997). Późnowaryscyjskie założenia mają w GZW główne uskoki ekstensyjne o przebiegu równoleżnikowym, ponieważ na skrzyżowaniu ich z dużymi uskokami południkowymi (rys. 3) występują skały intruzywne w okolicach Jastrzębia (uskok ruptawski) oraz Karwiny, Kaczyc (uskok zebrzydowicki) i Puńcowa (Dopita et al., 1997).

Morfogeneza waryscyjska

Morfostruktury waryscyjskie zapadliska górnośląskiego utworzyły się w kilku fazach, począwszy od zaniku subsydencji w rowie molasowym węglonośnym, głównie podczas fałdowania i wypiętrzania z magmatyzmem, do tafrogenezy z wulkanizmem. Morfostruktury waryscyjskie są trudne do rekonstrukcji, ponieważ wielokrotnie przekształciły się, głównie w rów permski, monoklinę śląsko-krakowską i rów przedkarpacki. Rekonstrukcję zasadniczych rysów pierwotnego reliefu struktur zapadliska górnośląskiego można oprzeć na interpretacji przebiegu warstw i ich miąższości, które uległy zerodowaniu (rys. 5, 6). W ekstrapolacji pomocne są wskazówki tektoniczne i paleogeograficzne o morfostrukturach u schyłku orogenezy waryscyjskiej (Bless, Fernandez-Narvaiza, 1995). Za początek rozwoju morfostruktury zapadliska uznaje się zanikający basen węglonośny w późnym westfalu. Jego położenie śródgórskie potwierdzają liczne przesłanki, wynikające z badań rozwoju sedymentacyjno-diastroficznego, począwszy od basenu śląsko-morawskiego (Unrug, Dembowski, 1971; Unrug, 1977; Kumpera, Martinec, 1995; Grygar, Trzepierczyński, 1995; Malik, Trzepierczyński, 1995) do basenu górnośląskiego włącznie (Kotas, 1995). Pozycja tych basenów jest różnie interpretowana, zwykle jako rów przedgórski Morawo-Silezidów (Kotas, 1985, 1990, 1994; Paszkowski et al., 1995; Kumpera, 1997). Palinstatyczne rekonstrukcje cytowanych autorów znajdują potwierdzenie w modelach basenów przedpola orogenu (Einsele, 1992; Busby, Ingersoll, 1995; Miall, 1995, Leader, 1999), w których zakłada się przechodzenie od basenu resztkowego (fliszowego) w wizenie i namurze A do basenu przedgórskiego. W namurze BC i westfalu basen zanikał na wybrzuszonym przedpolu podsuwanym do strefy kolizji na zachód. Zdaniem S. Bukowego (1984; 1996) limniczny basen górnośląski śródgórski był położony między gałęziami orogenicznymi morawsko-śląską i krakowską. Basen otoczony strefami o silnej aktywności magmowej na brzegach masywu górnośląskiego nie

mógł stanowić przedpola orogenu (Jordan, 1995). Rekonstrukcja zaniku basenu węglonośnego u schyłku karbonu jest o wiele bardziej złożona, co utrudnia jej wykorzystanie do odtwarzania ewolucji topografii. Szczególną wskazówką krajobrazu w silezie są interpretacje środowiska fitogenicznego równin aluwialnych u podnóża gór w zależności od zmian klimatu (m.in.: Doktor, Gradziński, 1985; Gradziński et al., 1995) i rozwoju sedymentacyjno-diastroficznego molasy węglonośnej (Gradziński, 1982; Kotas, 1985; Jura, Trzepierczyński, 1994a,b).

Zakończenie sedymentacji fitogenicznej spowodowały m. in.: zmiany warunków klimatycznych i obniżenie bazy erozyjnej. Z analizy miąższości serii węglonośnych wynika, że na stabilnym masywie górnośląskim subsydencja zmniejszała się stopniowo ku wschodowi (Kotas, 1972, 1995). Rekonstrukcje miąższości stożków molasowych potwierdzają: źródło materiału na zachodzie i przesuwanie się osi subsydencji basenu górnośląskiego na wschód i południowy wschód. Popychanie basenu węglonośnego przed wypiętrzanymi obszarami źródłowymi na zachodzie w strefie Silezikum z intruzjami granitoidów Strzelin–Żulowa zostało zatrzymane na wschodzie przez fałdowane i dźwigane pasmo gałęzi krakowskiej, zamykającej jego romboidalną morfostrukturę rowu śródgórskiego (Bukowy, 1984; Jura, 1997a). Diastrofizm w rowie molasowym węglonośnym miał odmienny przebieg podczas stabilnego etapu sedymentacji torfowej i aktywnej subsydencji, z depozycją materiału okruchowego. Ich zapisem są liczne struktury sedymentacyjno-deformacyjne, reprezentowane m. in. przez: drobne uskoki, przesuwy międzyławicowe, ścięcia i zafałdowania zanikające w młodszych warstwach, a zwłaszcza zaburzenia ciągłości pokładów węgla do wymyć erozyjnych włącznie (Goszcz, Kuś 1985; Grzybek, 1996, 1997; Kuzak et al., 1997; Teper, 1998). Zdarzenia natury tektonicznej zwykle przerywały depozycję utworów węglonośnych i zmieniały jej szybkość (Kotas, 1982, 1985; Rauch, Tokarski, 1994). Wskazówkami dynamiki subsydencji i odciągania basenu węglonośnego są epizody gwałtownych zmian sedymentacji, m.in. depozycji grubookruchowego materiału żwirowego o barwie czerwonej warstw jejkowickich i licznych poziomów żwirów śródformacyjnych (Kotas, 1982, Ryszka, 1985; Jureczka, Kotas, 1995; Paszkowski, et al., 1995), a także działalność wulkaniczna (Łapot, 1992; Dopita et al., 1997). Natomiast odzwierciedleniem stabilności rozwoju sedymentacyjnego jest utworzenie kilkuset torfowisk, które często były erodowane, a materiał fitogeniczny redeponowany. Erozja w górnym karbonie prawdopodobnie sięgała do uwęglonych pokładów, których otoczaki, a właściwie węgle brunatne i toczeńce torfowe, później uwęglone, zostały stwierdzone w młodszych warstwach (por. Dembowski, Jachowicz, 1964). Prędkość subsydencji syndepozycyjnej materiału molasowego na stożkach serii paralicznej i limnicznej górnośląskiej piaskowcowej, mułowcowej oraz serii piaskowcowej krakowskiej była silnie zróżnicowana (Kotarba et al., 1978). Jej miarą jest bardzo zmienne pogrążenie najstarszych warstw produktyw-

nych na głębokość rzędu 10 km przez 25 Ma, zwłaszcza w zachodniej części rowu (średnio do 400 m/mln lat).

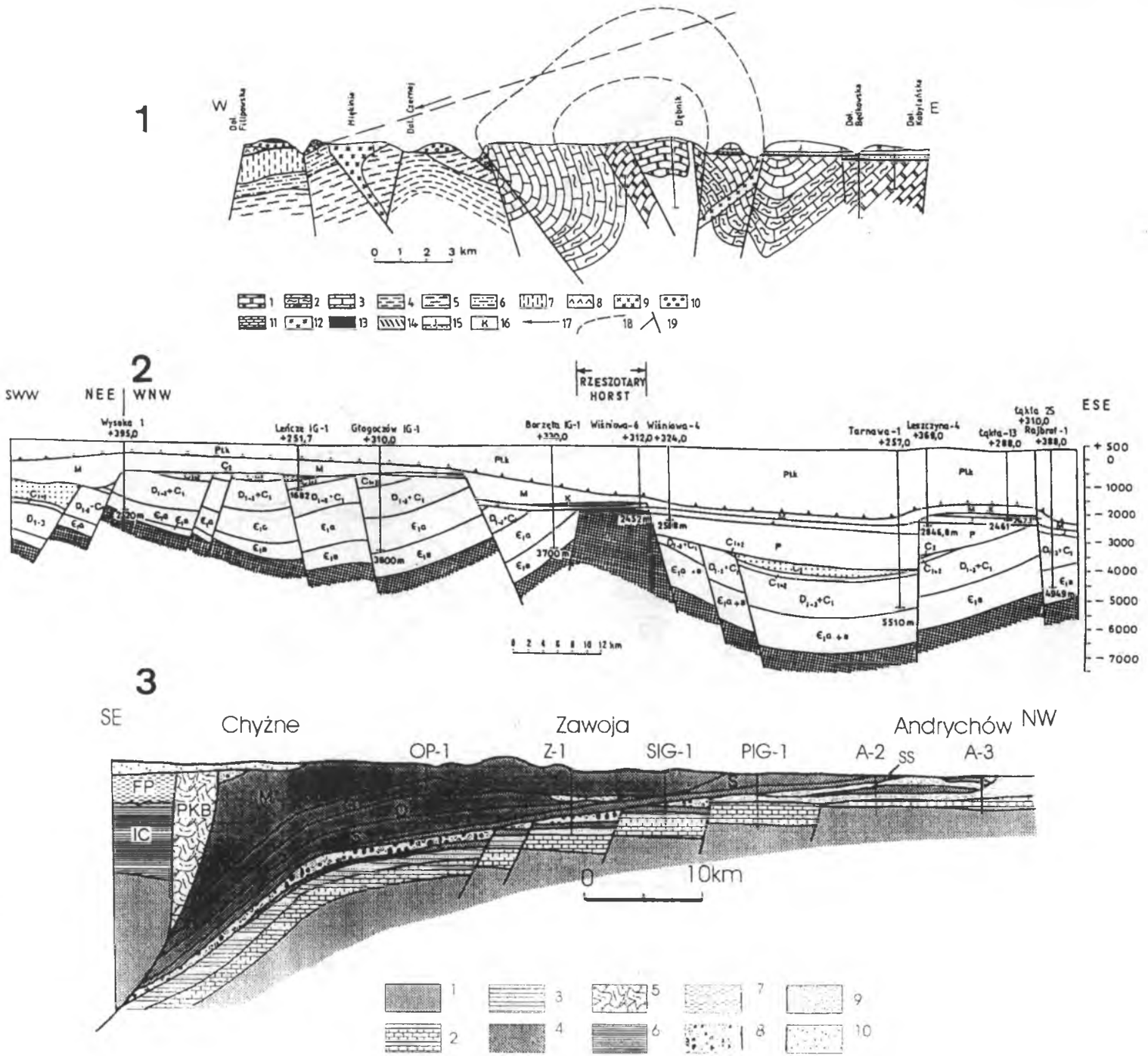
W fazie kruszcogórskiej przy globalnym obniżaniu poziomu morza basen paraliczny w namurze A przekształcił się w basen limniczny namuru BC i westfalu. Wyrazem strukturalnym ruchów synsedymentacyjnych są grzędy, bruzdy i progi o przebiegu południkowym, prostopadłym do kierunku migracji na wschód osi subsydencji w basenie. Względem stref brzegowych basenu są one ustawione kulisowo (Kotas, 1995), zwłaszcza w odniesieniu do grzęd wypychanych przed i na fałdującej się krakowskiej gałęzi – między niskim masywem górnośląskim a strefą brzegową wysokiego masywu małopolskiego (Bukowy, 1984, 1992). W fazie asturyjskiej antykliny krakowskiej strefy fałdowej zostały objęte intruzjami granitoidów Mrzygłodu, Zawiercia i Jerzmanowic, które warunkowały różnicową, skokową subsydencję we wschodniej części basenu górnośląskiego (Badera, Jura, 1997). W fazie staroasturyjskiej basen z powodu pierwszych przejawów równoleżnikowego fałdowania na północno-wschodnim brzegu zapadliska górnośląskiego skurczył się. Intensywność wypiętrzenia potwierdza położenie obwiedni fałdów, wznoszących się na północ. Z kolei południowe skrzydła antyklin (fleksur) opadają ku południowi (rys. 5). Synkliny: główna, Bytomia, Sączowa i inne tworzą równoleżnikowo ustawione pasy łęków, z przedłużeniami (słabo czytelnymi) w synklinach i fleksurach brzeżnych zarówno na zachód, jak i na wschód od zapadliska. Rozdzielające je siodła i antykliny zmniejszają wysokość i są rozczłonkowane na elewacjach południkowych (odpowiednikach synsedymentacyjnych grzęd w basenie molasowym). Głębsza interpretacja ciągów siodeł umiejscawia je nad hipotetycznymi progami, między segmentami głębokiego podłoża basenu węglowego (Kotas, 1982, Teper, 1998).

Dalsza ewolucja morfostruktur może być wydedukowana z geometrii fałdów waryscyjskich, których amplitudy rosną ku obrzeżom rowu górnośląskiego od kilkuset metrów w jego centrum do kilku kilometrów. Wysokości i promienie fałdów w obramowaniu i w zapadlisku przybliżają deniwelacje między grzbietami antyklinalnymi i kotlinami – dolinami synklinalnymi (rys. 5, 6, 9). Nasilenie ruchów orogenicznych w fazie młodoasturyjskiej rozpoczęło postsedymentacyjny etap deformacji molasy rowu górnośląskiego, znajdującego się pomiędzy fałdowo-intruzywną gałęzią krakowską z masywem małopolskim a gałęzią morawsko-śląską z Masywem Czeskim, deformowanymi wzdłuż stref ścinania między terranami (Rajlich, 1990; Trzepierczyński, 1990; Pożaryski et al., 1992; Aleksandrowski, 1995). Orogeneza objęła rów z molasą węglonośną o kontrastowo różnej miąższości, od około 5–10 km na zachodzie do blisko 1 km na wschodzie. Rów górnośląski znajdował się pośrodku bardziej aktywnych poprzecznych stref fałdowych krakowskiej i morawsko-śląskiej, interferujących ku północy i rozpraszanych ku południowemu zachodowi w stronę Prakarpat. W końcowej fazie orogenezy waryscyjskiej na fałdowanie utworów kar-

bonu o kierunku łukowo-równoleżnikowym i skracaniu ku północy coraz bardziej oddziaływały przygraniczne strefy ścinania wzdłuż struktury kwiatowej Šternberk–Horni Benešow i czoła nasunięcia Gliwice–Orłowa w gałęzi śląsko-morawskiej na zachodzie (Dopita, Kumpera, 1993; Grygar, Trzepierczyński, 1995; Morawska, 1997) oraz Kraków–Myszków w gałęzi krakowskiej na wschodzie (Bogacz, 1980a; Bukowy, Jura, 1982; Brochwicz-Lewiński et al., 1983; Bukowy 1984, 1992, 1992, 1996; Jura, 1997a; Jura, Trzepierczyński, 1997b; Żaba, 1999).

Front fałdowań morawsko-śląskich nasunął się do równoleżnikowej depresji w zapadlisku górnośląskim i strefy największej subsydencji w basenie westfalu CD (Kotas, 1995, Kumpera, 1997). Przy północnej i wschodniej granicy erozyjnego zasięgu utworów węglonośnych w zapadlisku górnośląskim antykliny ramowe były wysoko wypiętrzone z intruzjami granitoidów w jądrach (rys. 5). Uległy one głębokiemu zerodowaniu w stefanie i w permie, aż do podłoża staropaleozoicznego (Bukowy 1982, 1984; Bukowy, Jura 1982). Interpretacja ewolucji strukturalnej najwyższych grzbietów antyklinalnych z intruzjami w strefie fałdowej Kraków–Myszków jest wyjątkowo złożona – od słabej transpresji w namurze (faza kruszcogórska), silniejszej po westfalu (faza asturyjska) i w stefanie, do maksimum wschodniosudeckiej kompresji w fazie uralskiej, a potem transtensji (faza saalska) w czerwonym spągowcu (Jura, Trzepierczyński, 1996, 1997b; Badera, Jura, 1996, 1997; Jura, 1997b). Zdaniem J. Żaby (1999) w rozwoju strukturalnym bloku górnośląskiego po westfalu B panowała lewoskrętna transtensja z magmatyzmem, a w fazie asturyjskiej prawoskrętna transpresja, która u schyłku karbonu i w permie zmieniła się w ekstensję. Złożona interpretacja poprzecznego fałdowania zapadliska górnośląskiego wynika z nałożenia fałdów południkowych o kierunku śląsko-morawskim na fałdy górnośląskie i krakowskie o kierunku łukowym równoleżnikowo-południkowym. Wyrazem tego skrzyżowania są węzły tektoniczne Połomni, Rokitnicy i Moszczenicy, w których doszło do najwyższego wypiętrzenia zachodniej i północno-zachodniej części zapadliska górnośląskiego (rys. 3, 5, 6).

Dotychczas podejmowane próby palinspastycznych rekonstrukcji zapadliska górnośląskiego (Kotas, 1972, 1985, 1995; Bukowy, 1974; Oberc, 1977; Foldyna, Grmela, 1988; Kumpera, Martinec, 1995; Jura, Trzepierczyński, 1996; Kumpera, 1997; Dopita et. al., 1997) ukierunkowane były na interpretacje tektogenetyczne struktur głębokiego podłoża (Bogacz, Krokowski, 1981; Kotas, 1982, 1985; Bogacz, 1984; Teper, 1988, 1998; Buła et al., 1997). Układ równoleżnikowych struktur tektonicznych zapadliska górnośląskiego o przewadze synform wyjaśnia się mobilnością przesuwczą bloków krystalicznego podłoża już podczas trwania i zamykania sedymentacji węglonośnej górnego karbonu (Idziak et al., 1999; Żaba, 1999). Natomiast coraz większe zainteresowanie wzbudzają badania geodynamiczne morfostruktur zapadliska górnośląskiego z ekstra-



Rys. 7. Przekroje geologiczne południowo-wschodniej części GZW

1 – przekrój w rejonie Dębnika według S. Bukowego (1994); **1** – dewon środkowy, **2** – dewon górny, **3** – dinant, **4** – wizen–namur, **5** – namur, **6** – westfal A, **7** – westfal B, **8–13** – perm: **8** – martwica karniowicka, **9** – porfiry dębnickie, **10** – zlepieńce myślachowickie, **11** – olistolit, **12** – porfiry miękińskie, **13** – tufy filipowickie, **14** – trias, **15** – jura, **16** – kreda, **17** – transport olistolitu, **18** – pierwotny zasięg dewonu i dinantu, **19** – dyslokacje

2 – przekrój bloku górnośląskiego według Z. Buły et al. (1997); kratka – prekambr – skały krystaliczne, E_{1G+B} – dolny kambr – formacje Głogoczowa i Borzęt, $D_{1-3}+C_1$ – dewon dolny i karbon – klastyczne i węglanowe osady, C_{1+2} – dolny i górny karbon – klastyczne osady, C_2 – górny karbon – węglonośne utwory, P – perm, J – jura, K – kreda, M – miocen, *Płk* – nasunięcie Karpat;

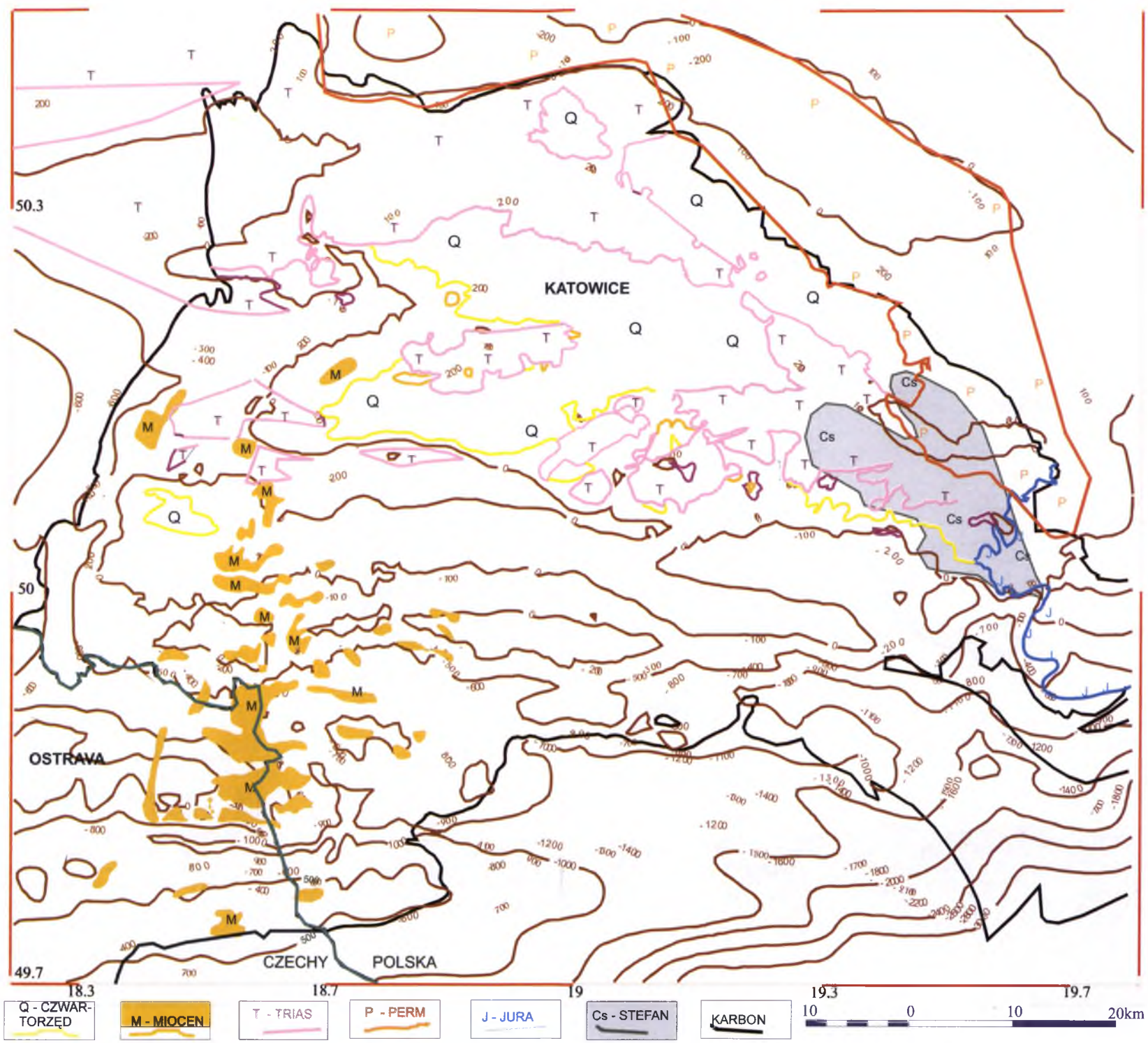
3 – przekrój Andrychów–Chyżne według N. Oszczypki (1997, 1998); **1** – podłoże krystaliczne, **2** – paleozoik, **3** – paleogen, **4** – Karpaty zewnętrzne (jednostki: **M** – magurska, **G** – grybowska, **O** – Obidowej–Słopnic, **S** – śląska, **SS** – podśląska), **5** – Pieniński Pas Skałkowy (*PKB*), **6** – Karpaty wewnętrzne (*IC*), **7** – flisz Podhala (*FP*), **8** – dolny miocen, **9** – baden, **10** – górny miocen.

Fig. 7. Geological cross-sections in the southeastern part of the USCB

1 – sections across the Dębnik anticline after S. Bukowy (1994); **1** – Middle Devonian, **2** – Upper Devonian, **3** – Dinatian, **4** – Visenian and Namurian, **5** – Namurian, **6** – Westphalian A, **7** – Westphalian B, **8–13** Permian: **8** – Karniowice travertine, **9** – Dębnik porphyries, **10** – Myślachowice Conglomerates, **11** – olistolithe, **12** – porphyries, **13** – Flipowice tuffs, **14** – Triassic, **15** – Jurassic, **16** – Cretaceous, **17** – olistholith carriage, **18** – original extent of Devonian and Dinatian, **19** – dislocations

2 – section across Upper Silesian Block after Z. Buła et al. (1997); grating hachures (Precambrian rocks), E_{1G+B} – Lower Cambrian (Głogoczów and Borzęta Formations); D_{1+3} and C_1 – Devonian and Lower Carboniferous clastic and carbonate deposits; C_{1+2} – Lower and Upper Carboniferous clastic deposits, C_2 (Upper Carboniferous coal bearing deposits), P – Permian, J – Jurassic, K – Cretaceous, M – Miocene, *Płk* – Carpathian overthrust

3 – sections across Andrychów–Chyżne after N. Oszczypko (1997, 1998); **1** – crystalline basement, **2** – Palaeozoic, **3** – Paleogene, **4** – Outer Carpathians (units: *M* – Magura, *G* – Grybów, *O* – Obidowa–Stopnice, *S* – Silesian, *SS* – sub-Silesian), **5** – PKB (Pieniny Klipen Belt), **6** – IC (Inner Carpathians), **7** – FP (Podhale flysch), **8** – Lower Miocene, **9** – Badenian, **10** – Upper Miocene



Rys. 8. Mapa hipsometryczno-strukturalna niezgodności w stropie karbonu GZW według: *Atlas*... (1994) z zasięgiem stref wietrzenia pod różnowiekowymi pokrywami o grubości powyżej 10 m (skomputeryzował Z. Małolepszy)

izohipsy w metrach n.p.m., C_s – formacja kwaczalska stefanu, *P* – perm (pokrywy do 30–50 m grubości), *T* – trias (wietrzeliska z Suminy o grubości 15–30 m), *M* – miocen (płaty wietrzelisk z Zofiówki o grubości do około 200 m), *Q* – podczwartorzędowe (pokrywy do 5 m grubości)

Fig. 8. Hipsometric-structural map of the unconformieties of the top surface of the Carboniferous in the USCB (based on the *Atlas*... 1994), and weathered mantle extent under the covers of different age of the thickness over 10 m (computerised by Z. Małolepszy)

Isohypses in metres a.s.l., C_s – Kwaczała Formation of Stefanian age, *P* – sub-Permian weathering zones from 30 m to 50 m of thick, *T* – sub-Triassic Sumina type of weathered rocks from 15 m to 30 m thick, *M* – sub-Miocene Zofiówka type weathered rocks up to 200 m thick, *Q* – sub-Quaternary weathering zones up to 5 m thick

polacją ich przederozyjnego zasięgu dla poznania i odtwarzania ruchów wypiętrzających, orogenicznych (Jura, 1997a). W tym kierunku postępują także badania waryscyjskich i alpejskich struktur w Górach Świętokrzyskich (Znosko, 1996; Hakenberg, Świdrowska, 1998; Lamarche et al., 1999; Liszkowski et al., 1999).

Ocena deniwelacji reliefu orogenicznego

Późnowaryscyjskie wypiętrzanie zapadliska górnośląskiego zaznaczone jest w uformowaniu głównych morfostruktur: grzbietów antyklinalnych i dolin synklinalnych zbudowanych z utworów węglonośnych. Znacznie wyżej wypiętrzone były góry fałdowe w obramowaniach: północno-wschodnim (pasmo krakowsko-lublinieckie) i zachodnim (pasmo morawsko-śląskie) oraz daleko na południu (hipotetyczne pasmo Prakarpat). W strefie morawsko-śląskiej skracania tektonicznego, prostopadle do struktur fałdowych w zapadlisku górnośląskim, doszło do orogenicznego nasunięcia i uformowania grzbietów najwyżej wypiętrzonych na skrzyżowaniu fałdów morawsko-śląskich z górnośląskimi. W tych strefach poprzecznych elewacji, m.in.: siodła głównego, antyklin Piekar, Pyrzowic i Brudzowic–Zendka–Połomni oraz Mrzygłodu–Lublińca (rys. 3), utworzyły się węzły tektoniczne, w których skały uległy najsilniejszej deformacji, skliważowaniu, kataklazie i zbrekcjowaniu. W węźle Rokitnicy megabrekcja fałdowo-uskokowo-spękaniowa w serii mułowcowej paralicznej namuru A (Trzepierczyński, Jura, 1997) była skałą najbardziej podatną na erozję w kontraście z sąsiednimi, mniej zdeformowanymi warstwami karbonu. Już w wyższym westfalu i w stefanie A mogło ulec denudacji około 3–4 km osadu, potwierdzonej głębokim, sięgającym około 4 km zerodowaniem warstw silezu i odsłonięciem utworów dolnego karbonu (rys. 3, 5).

Podobnie wysoko, z deniwelacjami do 2000 m, zostały wypiętrzone grzbiety antyklinalne z małymi linijnymi intruzjami granitoidów Mrzygłodu, Zawiercia, Pilicy i Jerzmanowic. Intrudowały one w utwory staropaleozoiczne pod nadkładem osadów dewonu i karbonu dolnego o miąższości około 3–5 km (Bukowy, 1984, 1992). Niższe były grzbiety antyklinalne Dębnika i Rzeszotar o wysokości względnej do 3 km (rys. 7.1 i 7.2). W centrum zapadliska deniwelacje były jeszcze mniejsze, za wyjątkiem grzbietu w węźle tektonicznym Moszczenicy (rys. 9). Niskim grzbietem była elewacja Koprzywnicy względem wyniesienia dopasowanego do rygla Bielsko–Andrychów na poprzecznej elewacji Kęt. Południową ramę zapadliska górnośląskiego stanowiły wysoko wypiętrzone Prakarpaty, które zostały objęte średnimi intruzjami granitoidów. Interpretacja na przekrojach wysokości obwiedni i amplitudy fałdów znajduje potwierdzenie w ekstrapolacji sfałdowanych warstw powyżej ich powierzchni erozyjnej podpermskiej i podtriasowej (rys. 5 i 6). W zapadlisku najgłębiej ścięte erozyjnie zostały grzbiety

antyklinalne w elewacjach tektonicznych, które szacuje się od 4 km w północno-zachodniej części do 3 km w północno-wschodniej części i do 1,5 km we wschodniej części. Erozja usunęła około 2 km osadów karbonu przed triasem w centrum i na południu zapadliska, a na jego zachodniej części do 5 km.

Rekonstrukcje grubości usuniętych przez denudację sfałdowanych utworów węglonośnych można uściślić o dane geotermiczne w karbonie, zapisane w stopniu uwęglenia materii fitogenicznej, przegrzania skamieniałości i w zawartości illitu lub smektytu. Głębokości erozji ekstrapolowane na przekrojach oparto nie tylko na brakujących miąższościach poszczególnych warstw, lecz także na położeniu izolinii stopnia uwęglenia, przebiegających zgodnie z prawem Hilta (Jura, Trzepierczyński, 1995, 1996, 1997b, rys. 6). Szeroko rozprzestrzenione przy powierzchni stropu karbonu węgle energetyczne powstały w temperaturach od 60°C do 150°C, czyli nad hydrotermą lub pod przykryciem młodszymi osadami co najmniej o grubości od 1 km do 2 km, z założeniem, że górnokarboński stopień geotermiczny był rzędu 4°C/100 m, w analogii do warunków współczesnych (Karwasiecka, 1996a). Podobne wielkości zdartej pokrywy utworów węglonośnych do 1–2 km w północno-wschodniej części i do 3 km w południowo-zachodniej części GZW wyliczył J. Bełka (1993a, b) na podstawie zmian barw konodontów i refleksyjności witrynitu przy gradiencie geotermicznym 40–60°C/km. Prawie identyczne wartości pogrążania węgli otrzymano dla Zagłębia Ruhry (Littke et. al., 1994). W opracowaniu P. Kosakowskiego et al. (1995) wielkość erozji w zapadlisku górnośląskim interpretowano na podstawie wartości strumienia cieplnego w górnym karbonie i czerwonym spągowcu (około 85 mW/m^2) i wielkości refleksyjności witrynitu oraz miąższości serii węglonośnych. Oszacowali oni miąższości zerodowanych warstw przed permem i triasem w następujących rejonach: Gliwic – na 1,7 km, Rybnika – na 1 km, Jastrzębia – na 0,9 km, Brzeszcz – na 1,1–0,7 km, Bytomia – na 1 km, Katowic – na 0,65–0,2 km. Gęstość ziemskiego strumienia ciepła jest jednak zróżnicowana nawet współcześnie, a wartość strumienia w karbonie mogła miejscami wynosić 120 mW/m^2 (Karwasiecka, 1996b). Zależne od temperatury górotworu w karbonie są również wyniki badań stopnia illityzacji (procentowej zawartości smektytu) w skałach GZW, które wskazują na podgrzanie od 120°C do 160°C (Środoń, 1995). Takie przegrzanie utworów węglonośnych, zwłaszcza krakowskiej serii piaskowcowej między Chrzanowem a Rybnikiem, odpowiada ich pogrążeniu na głębokość od 2,4 km do 4 km. J. Środoń (1995) postawił trafną hipotezę, że wschodnia część rowu górnośląskiego była przykryta kilkukilometrową warstwą osadów stefanu, następnie usuniętą w najwyższym karbonie i w najniższym czerwonym spągowcu.

Innym, pośrednim wskaźnikiem pierwotnej morfologii fałdów późnowaryscyjskich gałęzi krakowskiej jest głębokość intruzji granitoidów i denu-
 dacja ich osłony w strefie Kraków–Myszków. Te małe linijne intruzje ba-

tolitów pionowych w części jądrowej antyklin miały miejsce w górnym karbonie w fazach kruszcogórskiej, asturyjskiej i zanikały w uralskiej. Pluton granitoidowy zastygał w strefie epi od 2 km do 4 km, maksymalnie do 5 km (Badera, Jura, 1995, 1997). Wypiętrzanie antyklin z intruzją można oszacować na podstawie natężenia denudacji, która w obszarach górskich, aktywnych tektonicznie i magmowo, jest oceniana na około 0,5 mm/r. (Klimaszewski, 1978; Olier, 1987). Bardziej szczegółowe są dane M. P. Mierzejewskiego (1985), wyliczone dla erozji granitu Karkonoszy rzędu 0,1 mm/r. w westfalu, stefanie i czerwonym spągowcu przy gradiencie termicznym 70–80°C/km. Tak małe tempo denudacji zapewnia zerodowanie osadów nadintruzywnych o grubości około 3–4 km w okresie do 10 Ma, zapewne w stefanie i w dolnym permie, a osłony metamorficznej w cechsztynie.

Strefa wietrzenia utworów karbonu węglonośnego

Jedną z cech litologicznych powierzchni niezgodności erozyjnych w stropie karbonu zagłębia jest wykształcenie strefy wietrzeniowej, złożonej z przebarwionych skał macierzystych i reliktów pokryw wietrzeniowych. Pierwotne skały mogą być pod kopalnymi powierzchniami erozyjnymi nie zmienione, odbarwione lub pstre. Te pstro zabarwione skały miejscami okrywają zwietrzeliny zawierające okruchy tych skał, gliny zwietrzelinowe ze skorupami wietrzeniowymi i wyjątkowo glebami. Pokrywa wietrzeniowa przy stropie niezgodności stanowi skałę rozłożoną i przekształconą w glinę (saprolit i regolit), która poprzez strefę zmienioną barwnie, pstrą podpokrywową przechodzi w niezwietrzałe podłoże.

W strefie wietrzenia rozprzestrzenionej przy stropie utworów węglonośnych karbonu zagłębia wyróżnia się utwory, serie i warstwy pstre (Havlena, 1960, 1972; Borowski, 1969; Dopita, Kralik, 1973; Kowalski, 1977, 1982, 1983; Dopita, 1988), zdefiniowane litostratygraficznie jako formacja wietrzeniowa (kora) z Jastrzębia (Jura, 1994) i zwietrzelinowy płaszcz (Martinec, Dopita, 1997). Kopalna strefa wietrzenia w przystropowych warstwach karbonu przybiera także formy nieregularnych płatów i soczewek o czerwonym i brunatno-zielonkawo-żółtym zabarwieniu wśród pierwotnie szarych i czarnych skał węglonośnych i ponad nimi. Zmiany barwy przy stropie karbonu są nieregularne i sięgają w głąb do kilkunastu (wyjątkowo do kilkuset) metrów. Strefę wietrzenia reprezentują różnorodne litotypy przeobrażonych chemicznie (głównie przez utlenianie) skał karbonu, które miejscami przykrywają gliny zwietrzelinowe saprolitu i regolitu.

Pstrym skałom towarzyszą brekcje z zanikającymi i wypalonymi pokładami węgla kamiennego. Zmienione skały karbonu spotyka się na kontakcie z intruzjami wulkanitów (Dopita, Kralik, 1973; Duźniak et al., 1976), bazaltów mioceńskich (Chodyniecka, Sankiewicz, 1978; Probierz, 1989; Kapuściński et al., 1990), ale nie diabazów (Martinec, Dopita, 1997). Znane są przykłady śródkarbońskiego wietrzenia lub występowania skał osadowych o pstrych barwach, m.in.: piaskowców warstw jejkowickich (Dopita, 1988; Jureczka, 1988) lub arkozy kwaczalskiej i piaskowców karniowickich (Lipiarski, 1969, 1970; Alexandrowicz et al., 1971). Zjawiska pokarbońskiej degradacji wietrzeniowej miejscami są zachowane pod różnowiekowymi osadami wieku: permsko-dolnotriasowego (Doktorowicz-Hrebnicki, 1935; Siedlecki, 1952, 1954) z późniejszymi zmianami, jurajsko-dolnokredowego (Krs et al., 1993) oraz paleogeńsko-dolnomioceńskiego (Alexandrowicz, Siedlecki, 1960; Kowalski, 1977; Jura, 1992). W sąsiednich rejonach zagłębia strefy wietrzenia występują m. in. pod utworami liasu i doggeru oraz kredy i pod utworami miocenu (Oszczypko, Tomaś, 1976; Jura, 1984), a także pod pliocenem i czwartorzędem. Szczególne zainteresowanie wzbudza polichroniczność (od karbonu do dzisiaj) i poligeneza pokryw wietrzeniowych, lokalnie zachowanych przy spągu osadów grzebiących powierzchnie erozyjne GZW i obszarów sąsiednich (Gilewska, 1963, 1972, 1987; Zeman, 1980; Głazek, 1989; Felisiak, 1992; Liszkowski, 1996a, b; Lewandowski, Ciesielczuk, 1997).

W obrębie zmienionych wietrzeniowo skał karbonu możliwe jest stwierdzenie podwyższonych zawartości minerałów wtórnych o niskim i wysokim stopniu utlenienia m.in. hematytu, maghemitu, chlorytów, rzadziej kaolinitu i zeolitów (Kowalski, 1977; Kralik, 1982; Klika, Krausová, 1993). Strefy wietrzenia przy stropie karbonu GZW wykorzystywano do analizy warunków paleohydrogeologicznych (Pałys, 1966, 1971; Różkowski, et al., 1979). Rozpoznanie stref wietrzenia ma praktyczne znaczenie dla górnictwa, ponieważ w ich obrębie dochodzi do zaniku pokładów węgla i pogorszenia jego jakości, wyjątkowo do wzrostu uwęglenia (Probierz, 1989). Pstre skały stwarzają rozmaite zagrożenia w wyrobiskach górniczych ze strony ich niższej wytrzymałości (Dopita et al., 1997) i podwyższonych dopływów silniej zmineralizowanych wód. Parametry fizyczne skał ze strefy pstrej, wietrzeniowej są obniżone o około 20% w porównaniu ze skałami macierzystymi. Utrzymywanie wyrobisk w strefach zbrekcjowanych po zcienionych i wypalonych pokładach węgla jest szczególnie uciążliwe (Żyła, 1981).

Występowanie pstrych wietrzelisk i ich granice

Rozpoznanie lateralne nadwietrzałych skał węglonośnych przy stropie karbonu jest pobieżne, ponieważ w wierceniach opisywano je sporadycznie,

często bez podania zabarwienia. Wyjątkowo spotyka się je w wyrobiskach górniczych, ponieważ przy stropie karbonu w strefie wietrzenia ustanowiony jest filar ochronny dla utworów nadkładu do głębokości 15–30 m. Kopalne strefy wietrzenia skał karbonu zachowały się głównie w południowo-zachodniej i wschodniej części GZW (rys. 8). Ciągłą strefę wietrzenia stwierdzono pod utworami czerwonego spągowca i triasu, która w formie płatów występuje pod osadami miocenu i czwartorzędu.

Granice pstrych wietrzelisk są zróżnicowane. Górna granica jest ostra, erozyjna, jeśli kontrastuje barwą z przykrywającymi utworami miocenu, dolna zaś jest niewyraźna. Stopniowe przejście pstrych skał karbonu stwierdzono na kontakcie z iłowcami i piaskowcami brunatno-żółtymi i czerwonymi pstrego piaskowca (Alexandrowicz, 1962), miejscami przy spągu z reliktem pokrywy wietrzeniowej. W stropie pokrywy zniesionej, przemieszczonej regolitowej o grubości do 10 m granica jest wyraźniejsza, podkreślona brekcją gruzowo-gliniastą i piaszczysto-gliniastą, ze skorupami żelazistą lub żelazisto-krzemionkową. Charakterystyczną cechę strefy pstrego wietrzenia stanowi wzrost intensywności zmienionych barw ku jej stropowi. Kontakt spągowy wietrzeliska jest stopniowy i niewyraźny, w przejściowej strefie plamistej o grubości do 1 m w utworach mułowcowych zwykle rozmazany, a w porowatych piaskowcach sięga od kilkudziesięciu do kilkuset metrów lub często bywa wybiórczy, ograniczony do bardziej podatnych na wietrzenie skał karbonu. W strefach zaników pokładów węgla występują wyjątkowo intensywne przebarwienia i zmiany struktury węgla i przerostów oraz skał nadwęglowych.

Kartograficzne wydzielanie strefy pstrego wietrzenia jest utrudnione, ponieważ osiąga ona zwykle do kilku metrów grubości i ma zróżnicowany zasięg. Wyróżniane płaty utworów pstrych o miąższości powyżej 10 m, aż do 100 m (miejscami sięgają w obręb warstw karbonu ponad 2000 m) zajmują około 30% stropowej powierzchni karbonu (rys. 8). Najgrubsza i najbardziej rozprzestrzeniona pstra seria wyróżnia się na podmioceńskich grzbietach górskich zbudowanych z serii piaskowcowych karbonu węglonośnego w rejonie ostrawsko-karwińskim (Martinec, Dopita, 1997) – występuje nad pokładem 504 (Prokop). Seria ta odpowiada pozycji warstw jejkowickich, osadów zabarwionych na czerwono w wyniku wietrzenia śródkarbońskiego (Dopita, Kralik, 1973) i epigenetycznego (por. rys. 3 i 8). Przebarwione na pstro utwory silezu znamy głównie z odsłonięć w wyrobiskach górniczych okolic Jastrzębia (rys. 20, 21, 22) i Karwiny, a także z kilkuset wierceń i pojedynczych odkrywek. Ostatnio wyróżniono je w okolicach Libiąża (Lipiarski, Wąsik, 1998) oraz Rybnika w 30 wierceniach i w kilkudziesięciu bezrdzeniowych odwiertach z wyrobisk górniczych (Jura, Górnik, 1994; Jura, Wiśniewski, 1996; Lipiarski, et al., 1998). Strefy nadwietrzałych pstrych skał występują również w skałach starszych dinantu, kulmu i dewonu na obrzeżach GZW. Przykładem kopalnego wietrzenia i krasowienia są jaskinie rozwinięte w utworach wapienia węglowego,

które wypełniają tufy czerwonego spągowca (Paszkowski, Wieczorek, 1982). Szeroko rozprzestrzenia się ciągła strefa wietrzenia w skałach kulmu i dewonu północno-wschodniego obrzeżenia GZW o miąższości około 30 m, zachowana pod utworami permu i triasu (Bukowy, Jura, 1977).

Produkty wietrzenia, wykształcenie i geneza pstrych wietrzelisk

Nazwy produktów wietrzenia utworów karbonu, określanych jako pstre, o barwach od ceglasto-czerwonej z przejściami do żółtej i zielonkawej, zależą od ich litologii, morfologii i genezy. Identyfikacja i rozpoznanie stref pstrych stwarza istotne problemy z ich opisem i określeniem ogólnikowym, np.: warstwy węglonośne z przejawami wietrzenia i zmian epigenetycznych, skały zmienione, pokrywa wietrzeniowa, saprolit i regolit, skorupa wietrzeniowa, zaniki pokładów o charakterze wietrzeniowym z lokalnymi pożarami węgla, pokrywa zwietrzelinowa chemiczna i termiczna, strefa degradacji wietrzeniowej ze zmianami wtórnymi. Definicję tych utworów sprowadza się też do jednej uniwersalnej nazwy: pstre wietrzeliska (Gilewska, 1991), formacja wietrzeniowa – kora z Jastrzębia (Jura, Wiśniewski, 1996), lub fosylne wietrzenie karbonu (Lipiarski, 1997) czy pstre zwietrzeliny (Martinec, Dopita, 1997). Poligeneza pstrych utworów jest wyjątkowo złożona, zwłaszcza brekcji w strefach zaników pokładów węgla, ich samospalenia, żarzenia i wietrzenia. Lokalnie zachowały się relikty produktów wietrzenia, całkowicie rozłożonych składników skały pierwotnej, tworzące glinę saprolitu, lub jej odmianę z fragmentami zmienionej barwnie skały podłoża, często przemieszczonej, koluwialnej gliny regolitu (rys. 22). Na powierzchniach niezgodności zagłębia erozja oszczędziła głównie podpokrywową (subsaprolitową i subregolitową) strefę wietrzenia o pstrym zabarwieniu, przeważnie produktów utleniania węgla, jego cienienia i zaniku lub wypalenia, tworzących brekcję wietrzeniową pochodzenia termicznego.

Wykształcenie pstrych wietrzelisk zależy od składu petrograficznego skał węglonośnych, rzeźby i klimatu oraz warunków hydrologicznych wpływających na przebieg wietrzenia podpokrywowego i epigenetycznych przeobrażeń chemicznych. W strefie oksydacji i hydratyzacji szczególnie podatne na wietrzenie chemiczne były skały węglonośnych iłowców i mułowców wzbogacone w syderyt. Zawartość syderytu ilastego dochodzi do 30%. W strefie utleniania przechodzi on w hematyt lub przy uwodnieniu – w getyt i minerały iłowe (np. kaolinit w klimacie gorącym okresowo wilgotnym). Utwory węglonośne, zwłaszcza krakowskiej serii piaskowcowej i przepuszczalnych piaskowców serii mułowcowej limnicznej (tab. 2, 3), uważa się za wyjątkowo łatwo wietrzejące, ponieważ ułatwione są migracja wód i utlenianie, szczególnie w skałach silnie spękanych. Intensywność wietrzenia jest większa w warstwach nachylonych na głęboko odwadnianych stokach o przewadze spływu (okolice Jastrzębia i Sośnicy, zob. rys. 4, 18),

zwiększającego ascenzję solanek o mineralizacji powyżej 100 g/dcm^3, współcześnie spotykanych już na głębokości około 80 m p.p.t. (Różkowski, 1995; Dopita et al., 1997). W obniżeniach morfologicznych natomiast w płaskim terenie przeważa wsiąkanie wody, które nasila wietrzenie ilaste (hydrolizę), prowadzące do rozkładu skaleni i syderytu ilastego (Książkiewicz, 1978). W wielu odwiertach z wyrobisk górniczych do stropu karbonu w strefie wietrzenia stwierdzono dopływy wód silniej zmineralizowanych (o około 10–25%), niż wód występujących poniżej w niezwietrzałych warstwach karbonu (Jura, Wiśniewski, 1996). To interesujące zjawisko inwersji mineralizacji wód w skałach przystropowych karbonu potwierdza rozwój procesów strącania soli w strefie subarealnego wietrzenia. Do podwyższenia zawartości rozpuszczonych soli w strefie wietrzenia dochodziło w warunkach klimatu suchego ciepłego, okresowo wilgotnego (Pałys, 1966), np. w dolnym i górnym triasie, w paleogenie i dolnym miocenie (tab. 1, 6).

Wietrzenie skał węglonośnych przebiegało w różnych warunkach morfologiczno-klimatycznych i doprowadziło do powstania wielu jego produktów, zależnie od stopnia przeobrażenia chemicznego. Długotrwałe istnienie pokrywy wietrzeniowej, utwardzonej skorupami, sprzyjało chemicznym zmianom spoiwa w skałach macierzystych głęboko odwodnionych, a w przypadku jej zerodowania rozwój pstrej strefy zanikał w zależności od czynników klimatycznych. Pokrywę wietrzeniową i skałę macierzystą utwardzać mogły skorupy, które dzięki pancerzowi ochronnemu stawały się odporniejsze na erozję. Utworzenie gliny zwietrzelinowej wzbogaconej w kaolinit można interpretować jako utwór wyścielający kotliny i doliny (Klimaszewski, 1978, s. 191). Na stokach strefa wietrzenia wzbogaca się w minerały illitu i montmorylonitu z naskorupieniami krzemionkowymi, których podwyższone zawartości stwierdził W. M. Kowalski (1977). W ujęciu geomorfologicznym zwietrzelinę utworzoną i zachowaną na miejscu w terenie równinnym określa się jako saprolit, który może zakrywać regolit – utwór brekcjowaty zwietrzeliny zniesionej, koluwialnej, rozwijającej się głównie na stokach. Ta dynamiczna klasyfikacja pokryw dobrze opisuje powierzchniowe zjawiska współczesne, które tylko z ograniczeniami zasady aktualizmu uwzględnia się w interpretacji wgłębnych profili kopalnej strefy wietrzenia (Jura, 1984, 1992).

Mineralogiczne cechy pstrych skał przy stropie karbonu pozwoliły W. M. Kowalskiemu (1977, 1982) na wyróżnienie degradacji wietrzeniowej, zmian termiczno-kontaktowych i epigenetycznych. Skały macierzyste wykazują bardzo różny stopień przeobrażeń geochemicznych, zaznaczonych intensywną zmianą barw i rodzaju spoiwa, a także degradacją struktury. W pierwotnych iłowcach i mułowcach utlenianie zmieniło spoiwo z ilastego na żelaziste i żelazisto-ilaste (hematytowe, getytowe, limonitowe, chlorytowe), a częste wtrącenia sferosyderytów ilastych przeobraziły się w ceglasty hematyt. Spoiwo piaskowców ulegało hematyzacji, illityzacji

i sylifikacji. Wtórne składniki mineralne w pokrywie wietrzeniowej, zdaniem W. M. Kowalskiego (1983), powstawały w procesie metamorfozy hipergenicznej w trzech etapach: epigenetycznej agradacji haloizytyzacji i smektytyzacji, illityzacji oraz zeolityzacji. W przypadku skał zawierających kaolinit, haloizyt i zeolit występuje wyższy stopień utlenienia wskazujący na metamorfizm termiczny w sąsiedztwie wyżarzanego pokładu węgla (Klika, Kraussová, 1993).

Przeobrażenia wietrzeniowe niskotemperaturowego utleniania węgla doprowadziły do odbarwienia i zmatowienia oraz pogorszenia struktury i parametrów jakości z obniżeniem typu do węgli subbitumicznych (wzrost popiołu i wilgotności oraz spadek właściwości koksowniczych i wartości opałowej). Wietrzenie węgla przejawia się także zmianami jego cech petrograficznych, chemicznych i technologicznych (Wagner, 1983; Gabzdyl, Skoczowska-Górka, 1996). Postępujące utlenianie węgla zmniejsza jego objętość aż do ścienienia i zaniku pokładu. Wzrost intensywności wietrzenia zapewniało utlenianie siarczków Fe w siarczany. Zawartość pirytu i markasytu w węglu wynosi około 1–3%, a w przerostach płonnych może przekraczać 5%. Rozkład siarczków podnosi temperaturę skały do 70°, która mogła inicjować wietrzenie termiczne aż do pożarów węgla i utworzenia brekcji termicznej. Sporadycznie, np. w okolicach Jastrzębia, spotyka się węgle przegrzane, peribitumiczne o typie 37, na kontakcie ze strefą spalania innego pokładu (rys. 20); (Gabzdyl, Probierz, 1987).

Na podstawie dotychczasowych badań petrograficznych i stratygraficznych oraz stwierdzonych zasięgów pstrych utworów wyróżniono formację wietrzeniową z Jastrzębia (Jura, 1994). W zagłębiu górnośląskim pod utworami permu występuje ciągła strefa zmian wietrzeniowych o miąższości wynoszącej średnio 20 m (od kilku m do 35 m). Ten typ pstrych wietrzelisk pokrywa zwykle reliktowo zachowany saprolit (z strefą przejściową) i rozprzestrzenia się na płaskich formach rzeźby powierzchni stropu karbonu (rys. 8). Strefę wietrzeniową na powierzchni podtriasowej rozpoznano licznymi wierceniami w okolicach Suminy (proponowana nazwa wietrzelisk) oraz na płaskowyżach: Rybnickim (Górnik, Jura, 1994) i Bytomsko-Katowickim, także na zewnątrz od zasięgu utworów permskich. Dolnotriasowa strefa wietrzenia, zwykle zachowana pod utworami pstrego piaskowca, mogła miejscami przetrwać poza zasięgiem warstw ze Świerklańca (Jura, Wiśniewski, 1996) i znaleźć się pod pokrywą wietrzeniową podmioceńską. Płatowe strefy wietrzenia karbonu pod utworami miocenu są silnie zróżnicowane, zwłaszcza w strefach zaników i wypaleń pokładów węgla. Ich produktem jest brekcja gruzowo-gliniasta, z chemicznie i termicznie przeobrażonymi skałami karbońskimi, które pospolicie występują na obszarach górniczych okolic Jastrzębia – typowego wykształcenia wietrzelisk z Zofiówki (rys. 8, 20, 21). Na powierzchni podmioceńskiej strefa wietrzenia utworów karbonu przyjmuje także formę warstwową, podobną do wietrzelisk podtriasowych.

Strefa wietrzenia przy stropie karbonu GZW ma zasięg ponadregionalny. Jest dobrym poziomem korelacyjnym jednowiekowych niezgodności. Wyróżnianie różnowiekowych pstrych wietrzelisk ma duże znaczenie dla stratygrafii i ustalania głębokości występowania pokładów zwietrzałego węgla. Rozpoznanie pstrej strefy wietrzenia wnosi wiele przesłanek genetycznych do interpretacji morfologii niezgodności (do uszczegółowienia klasyfikacji form). Z rozmieszczenia stref wietrzenia wynika, że na stokach garbów wyżynnych i grzbietów powierzchni stropowej karbonu rozwijały się one pod pokrywą gruzowo-gliniastą (regolitem). W kotlinach i dolinach utrwalała ją pokrywa gliniasto-ilasta (saprolitu). Rozwojowi pokryw wietrzeniowych mogły sprzyjać dogodne warunki klimatyczne do tworzenia skorup, np. węglanowych (dolomitowych) w wapieniu muszlowym lub żelazistych w permie i pstrym piaskowcu, a także w kajprze. W okresach silnej denudacji i abrazji w jurze i kredzie pokrywy były usuwane. Natomiast w paleogenie panowały dogodne warunki zarówno geomorfologiczne, jak i klimatyczne do pogłębiania strefy wietrzenia podpokrywowego, ponieważ zachowało się wiele reliktów wietrzenia kaolinitowego, zwanych trzeciorzędowymi osadami lądowymi (Liszkowski, 1996b). Przypuszczalnie przed miocenem na bardziej stromych stokach grzbietów, głównie na południu zagłębia, dochodziło do pożarów węgla (Jura, 1992).

Pstre wietrzeliska podpermskie i podtriasowe z Suminy oraz podmioceńskie z Zofiówki można porównywać z kopalnymi produktami wietrzenia, zachowanymi w zagłębiu na osadach młodszych od karbonu i w obszarach przyległych. Pospolicie występują krasowe regolity, jednak ich wiek od kajpru do trzeciorzędu jest dyskusyjny (Głazek, 1989; Lewandowski, Ciesielczuk, 1997). Zdaniem J. Liszkowskiego (1996b) w procesie wietrzenia paleogeńskiego powstały pokrywy glin czerwonych i iłów *terrae rossae* – pregórnooligoceńskie i predolnooligoceńskie, ale najszerzej rozprzestrzenione są pokrywy wieku mioceńskiego. Należą do nich gleby kopalne występujące w formacji kłodnickiej wczesnego miocenu i osady lądowe stwierdzone w okolicach Krakowa (Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974; Felisiak, 1992; Rutkowski, 1996; Michalik et al., 1997).

Podpermska powierzchnia niezgodności

Utwory graniczne, zasięg i deformacje niezgodności podpermskiej

Na mapach geologicznych odkrytych po karbon i przedcechsztyńskich Polski (Bojkowski et al., 1983; Pożaryski, Karnkowski, 1992; Pokorski, 1997) oraz na rekonstrukcjach paleogeograficznych Europy z przełomu karbonu i permu (Ziegler, 1990; Karnkowski, 1997) przedstawiona niezgodność podpermska ścina sfałdowane eksternidy waryscydów, a tylko lokalnie w głębokich depresjach i nieckach granica między utworami stefanu i autunu jest prawiezgodna. Niezgodności kątowe występują w rowach śródgórskich: północnosudeckim (niecce), przedsudeckim i Sławkowa. Podautuńska niezgodność rozdziela piętro fałdowe waryscydów od podpiętra molasowego (Karnkowski, 1980). Lukę sedymentacyjną i konkordancję stwierdzono m.in. w spągu formacji Świńca i Dolska (Pokorski, 1997) oraz Ludwikowic w niecce śródsudeckiej (Grocholski, 1990), a także w południowej części rowu Sławkowa w spągu formacji Kwaczały w niecce Nieporazu (Siedlecki, 1954; rys. 3, 8).

W zapadlisku górnośląskim występuje przejściowa molasa późna – synorogeniczna, reprezentowana przez serię pustyniową, bezwęglową czerwonych osadów stefanu B formacji kwaczalskiej (Dembowski, Rutkowski, 1968). Luka stratygraficzna, prawdopodobnie w stefanie A, odzwierciedla istotne zmiany w basenie górnośląskim, ponieważ cechy litologiczne piaskowców arkozowych bezwęglowych są inne niż krakowskiej serii węglonośnej (Gradziński, 1982; Kurek et al., 1994). Arkoza składa się z ziarn polimiktycznych i otoczaków o wielkości do 20 cm: piaskowców kwarcytowych (do 40% zawartości), skał metamorficznych i magmowych. Przy spągu serii zlepieńców i piaskowców z wkładkami iłowców pstrych pojawiają się wielkie (do 1 m) toczeńce glin czerwonych i obtoczone fragmenty

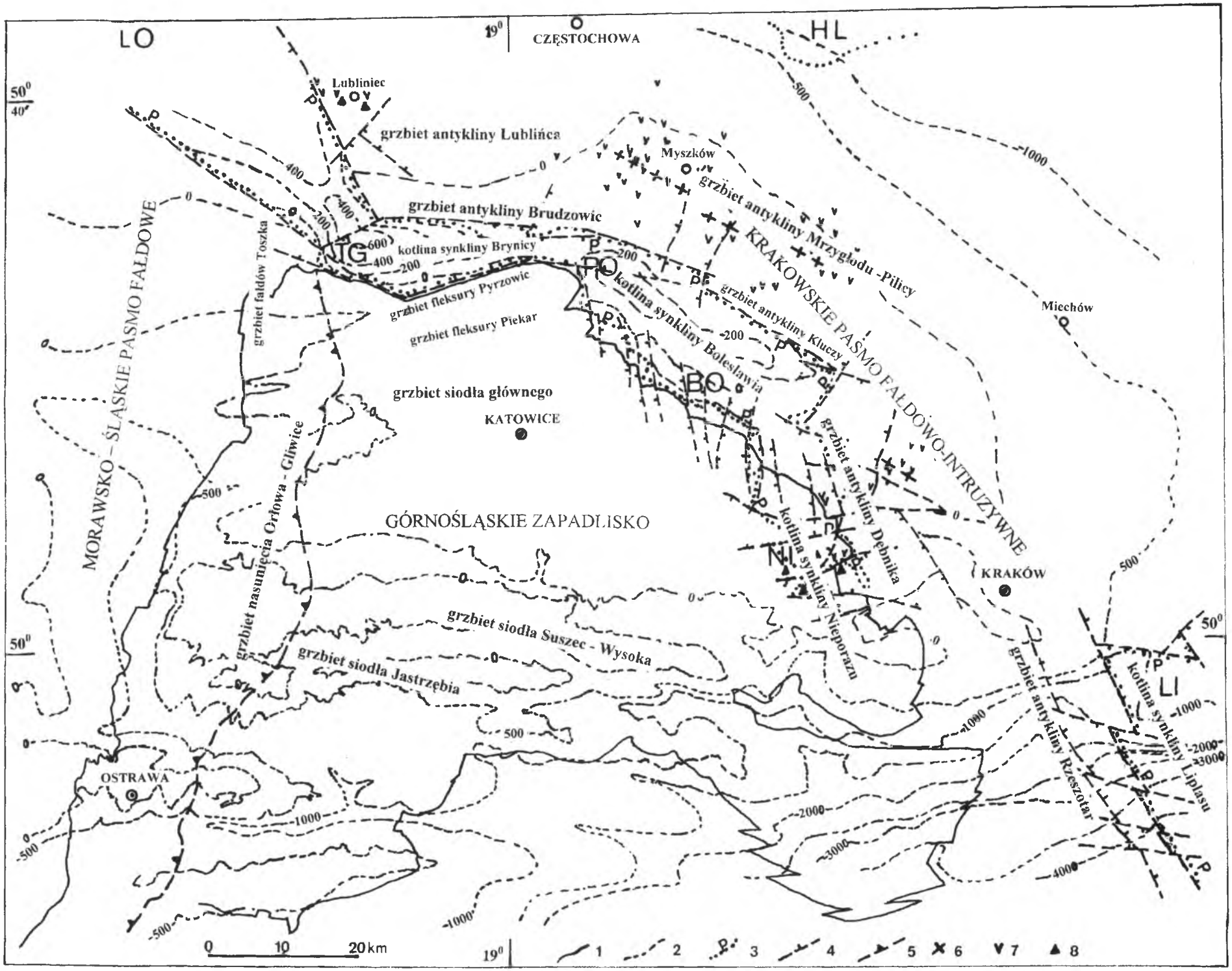
skrzemieniałych araukarii (Siedlecki, 1954; Paszkowski et al., 1995). W porównaniu z szarymi utworami węglonośnymi (z wyjątkiem warstw jejkowickich) czerwono-żółto-szare warstwy kwaczalskie utworzyły się w basenie o szybszej sedymentacji i subsydencji w warunkach osuszania klimatu, ograniczających akumulację fitogeniczną w stefanie (Rutkowski, 1972). Reprezentują one typ molasy śródgórskiej synorogenicznej, przejściowej – od węglowej do bezwęglowej – serii pustynnej basenu resztkowego, zasilanego materiałem z bliskiego otoczenia (Bukowy, 1982; Świerczewska, 1995). Etap zamknięcia sedymentacji i dalszą inwersję zapadliska górnośląskiego w jego obrzeżeniach dopełniło wypiętrzenie fałdowo-fleksurowe, głównie w fazie uralskiej. Fleksury brzeżne na wielu odcinkach przekształciły się w uskoki odwrócone i nasunięcia w kierunkach na wschód, południe i zachód do środka zapadliska. U podnóża tych morfostruktur (gór ramowych fałdowo-fleksurowych) założony został postorogeniczny basen molasowy z wulkanizmem finalnym. Zapisem tych zdarzeń była depozycja materiału wulkano-klastycznego czerwonego spągowca w rowie tafrogenicznym Sławkowa.

Niezgodność podpermska w zapadlisku górnośląskim i w jego szerokim otoczeniu rozciąga się w spągu zlepieńców i piaskowców autunu (Sokołowski, 1968; Deczkowski, 1977; Trzepierczyński, 1986; Jura, Trzepierczyński, 1997a). W asocjacji czerwonych osadów występują utwory piroklastyczne i wulkaniczne oraz litofacje mułowców i iłowców o charakterystycznym regresywnym następstwie warstw. W utworach stożków napływowych, rzek roztokowych i jezior środowiska pustynnego (Aleksandrowski et al., 1986; Wojewoda, Mastelarz, 1989; Kiersnowski, 1997) wyróżnia się trzy litosomy molasy: przederuptywny autunu, związany z aktywnością fazy uralskiej, wulkanoklastyczny odpowiadający fazie saalskiej i poeruptywny saksonu z lukami sedymentacyjnymi i skorupami wietrzeniowymi. Niezgodność podpermską wyróżniono też na przedpolu waryscydów, gdzie w zatokach i na tarasach basenu środkowopolskiego deponowane były utwory molasy salinarnej postorogenicznej później w cechsztynie. Zajmuje ona pozycję przekraczającą względem wulkanoklastycznej molasy czerwonego spągowca (Wagner, 1997; Dadlez et al., 1998). W cechsztynie wraz z utworzeniem salinarnego basenu środkowopolskiego i rozwojem sedymentacji ewaporatowej dopełniło się zakrywanie powierzchni podpermskiej i wypełnianie rowów, niecek i bruzd. Jedną z miar głębokości erozji i skali denudacji w permie jest zróżnicowana miąższość molasy, która wynosi do 1000 m dla asocjacji klastycznej i do 1500 m – dla salinarnej (Pokorski, 1997; Wagner, 1997).

Dolna strona powierzchni niezgodności podpermskiej zachowała się w rowie Sławkowa, położonym w północno-wschodniej części zapadliska górnośląskiego (rys. 9). Na mapach geologiczno-strukturalnych odkrytych po karbon GZW (Doktorowicz-Hrebnicki, 1956, 1968; *Atlas...*, 1994) rów ten podścielają i obrzeżają od zachodu sfałdowane i nasunięte utwory

kulmu morawsko-śląskiego, a od północy i wschodu jego granicą są fleksury brzeżne ze sfałdowanymi utworami węglanowymi dinantu i dewonu gałęzi krakowskiej (Jura, Trzepierczyński, 1997 a; rys. 3). W podłożu utworów permu występują warstwy kwaczalskie, krakowska seria piaskowcowa i warstwy florowskie (lokalnie grodzieckie i sarnowskie), a głównie warstwy zalaskie i malinowickie oraz wapienie dinantu. W południowej części rowu permskiego jego podłoże stanowią skały piętra krystalicznego masywu górnośląskiego (rys. 5, 7.1, 7.2). Przy stropie utwory węglonośne karbonu są silnie zmienione przez wietrzenie, zabarwione na czerwono, rzadziej pstro. Pod utworami permu w skałach weglonośnych i bezwęglowych formacji kwaczalskiej strefa wietrzenia sięga do głębokości około 30 m, lokalnie do 100 m (rys. 8). Pod względem odpornościowym znaczenie rzeźbotwórcze w klimacie półpustynnym na przełomie stefanu i permu (Wojewoda, Mastalerz, 1989; Barron, Fawcett, 1995) miały zarówno rozsypliwe, słabo zwięzłe piaskowce górnokarbońskie, jak i zwięzłe wapienie, tworzące kompleksy odporne o grubości od 500 m do 1500 m. Natomiast podatne na głębokie wietrzenie i erozję były serie iłowcowe i mułowcowe słabo zwięzłych warstw węglonośnych. Najmniejszą odporność wykazywały silnie spękane, zuskokowane i przefałdowane warstwy zalaskie i malinowickie, na zachodzie zaś kijowickie (górnego wizenu i najniższego namuru A), których miąższość maleje od 1000 m na zachodzie do 200 m na wschodzie (Kotas, 1985).

Górna strona niezgodności w spągu utworów czerwonego spągowca jest ostrą granicą wzdłuż powierzchni erozyjnej ścinającej sfałdowane utwory karbonu węglonośnego włącznie z formacją kwaczalską. Luka sedymentacyjna obejmuje stefan C i najniższy autun, okres około 5 Ma, który odpowiada fałdowaniu w fazie uralskiej i również obniżeniu poziomu oceanu światowego (Golonka et al., 1997; tab. 1). Kontakt karbon–perm podkreślają grubookruchowe zlepieńce wapienne i polimiktyczne myślachowickie, zaliczane do litosomu preeruptywnego (Siedlecka, 1968; Bukowy, 1978). Warstwa przyspągowa jest miejscami silnie wapnista z gruzłami skorup węglanowych (gleb kopalnych caliche) lub z powłokami krzemionkowymi (Paszkowski, 1987; Kurek et al., 1994), w której lokalnie występuje martwica karniowicka (Lipiarski, 1970; Piekarska, 1986). Zdaniem S. W. Alexandrowicza (1991) trawertyny te powstały przy źródłach gorących wód, towarzyszących ogniskom magmowym. Ku górze i bocznie litofacje głazowisk z olistolitami i zlepieńców wapienno-dolomitowych przechodzą w piaskowce i mułowce oraz utwory ilasto-margliste. Ich odpowiednikami facjalnymi są prawdopodobnie piaskowce karniowickie o spoiwie wapnistym z okruchami skał węglanowych, jakkolwiek wykazują podobieństwa do zwietrzałych piaskowców krakowskiej serii przy stropie z wykształconą strefą wietrzenia (Alexandrowicz et al., 1971; Lipiarski, 1997). S. Kurek et al. (1995) uznają piaskowce karniowickie za relikt stożka napływowego stefanu C, utworzonego na ściętych erozyjnie warstwach



Rys. 9. Mapa morfostrukturalna górnej strony niezgodności w spągu czerwonego spągowca permskiego rowu Sławkowa i w spągu pokrywy triasu monokliny śląsko-krakowskiej z permskimi nieckami sedymentacyjnymi – rowami: Laskowice Oławskie (*LO*), Herby–Lelów (*HL*), Tarnowskie Góry (*TG*), Podwarpie (*PO*), Bolesław (*BO*), Nieporaz (*NI*) i Liplas (*LI*)

1 – zasięg karbonu GZW, **2** – izohipsy (w metrach n.p.m.), **3** – zasięg permu, **4** – uskok, **5** – nasunięcie, **6** – intruzje granitoidów Myszkowa, Pilicy, Zawiercia, Jerzmanowic, **7** – porfiry, **8** – melafiry

Fig. 9. Morfostructural map of the upper side (roof) of the unconformities in the bottom of the Rotliegend in the Permian Sławków Trough, and at the bottom of Triassic cover in the Silesian-Cracowian Monocline. Permian sedimentary troughs and grabens: Laskowice Oławskie (*LO*), Herby–Lelów (*HL*), Tarnowskie Góry (*TG*), Podwarpie (*PO*), Bolesław (*BO*), Nieporaz (*NI*) and Liplas (*LI*)

1 – extent of Carboniferous, **2** – isohipses in metres u.s.l. **3** – extent of Permian, **4** – fault, **5** – thrust, **6** – Myszków, Zawiercie, Pilica and Jerzmanowice granitoides, **7** – porphyries, **8** – melaphyries

z Sierszy (facjalny odpowiednik arkozy kwaczalskiej) i krakowskiej serii piaskowcowej. Przewodnimi utworami autunu są fanglomeraty wapienno-porfirowe z olistolitami wapieni węglowych (Zajączkowski, 1964; Bukowy, 1982, 1994b; Kiersnowski, Maliszewska, 1985) i porfirowo-tufowe ignimbryty filipowickie (Harańczyk, 1994). Za równoczasowe i młodsze uważa się gliny sławkowskie z żyłkami gipsu i wkładkami wapieni jeziornych (Szulc, 1988). Miąższość kompleksu jest zróżnicowana od kilku m do 250 m, wyjątkowo przekracza 600 m (rys. 3, 4, 9). W podziale nieformalnym H. Kiersnowski (1991) zaliczył formację Sławkowa do autunu, a formację Bolesławia do turyngu, natomiast J. Pokorski (1997) dodał jeszcze formację z Krzeszowic, litostratygraficznie starszą od formacji myślachowickiej, razem przynależne do grupy Odry.

Deformacje powierzchni podautuńskiej podczas wypełniania rowu permskiego były uwarunkowane jego położeniem w aktywnej tektonicznie strefie granicznej między zapadliskiem górnośląskim a gałęziami śląsko-morawską i krakowską waryscydów (Bukowy, 1984; Jura, Trzepierczyński, 1997a). Deformacjom towarzyszył intensywny wulkanizm dwufazowy. Skały subwulkaniczne typu mikrodioryt i mikrogarbro stwierdzone w sąsiedztwie intruzji Jerzmanowic, Zawiercia i Mrzygłodu uznaje się za synorogeniczne (Heflik et al., 1992; Grocholski, Ryka, 1995), związane z fałdowaniem w fazie wczesnouralskiej (frankońskiej). C. Harańczyki i A. Lewandowska (1994) uważają je za karbońsko-permskie, których odpowiednikiem molasowym są zlepieńce jerzmanowickie, utwory wulkano-klastyczne z tefrą filipowicką w Dolinie Będkowskiej. Młodsze dwumodalne skały eruptywne reprezentowane przez riolity, riodacyty, dacyty, andezyty i bazalty należą do postorogenicznych z fazy saalskiej. Umiejscowienie się erupcji wulkanicznych w obramowaniu NE zapadliska górnośląskiego w okolicach Lublińca i na linii Myszków–Krzeszowice (rys. 9) określa śródgórską pozycję postorogeniczną rowu Sławkowa względem stref fałdowych morawsko-śląsko-krakowskich. Zasięg połogo nachylonych utworów permskich jest miejscami erozyjny, prawdopodobnie znacznie zawężony względem pierwotnego do wgłębnych stref dyslokacyjno-intruzywnych wzdłuż północnowschodniej granicy rowu Sławkowa oraz niecki Tarnowskich Gór na zachodzie i Liplasu na południowym wschodzie (Jura, 1997a). Utwory wulkanoklastyczne autunu reprezentują molasę czerwoną, odpowiadającą erozji gór nasunięciowo-fałdowych i wulkanicznych. Ekwiwalentem ich dalszej erozji jest molasa salinarna cechsztynu, szeroko rozprzestrzeniona na północ od rowu Sławkowa – w nieckach: Laskowice Oławskie i Herby–Lelów (Deczkowski, 1977; Morawska, 1985, 1993; Trzepierczyński, 1987; Jura, Trzepierczyński, 1997a; Pokorski, Wagner, 1997; rys. 9).

Ukształtowanie powierzchni podpermskiej

Położenie spągu utworów permu zostało rozpoznane punktowo przez wiercenia oddalone średnio o ponad 1 km (Bukowy, Jura, 1977; Kurek et al., 1990). Rekonstrukcje powierzchni podautuńskiej na mapach hipsometrycznych ze skokiem izohips 50 m w skali 1:50 000 (wyjątkowo 25 m na mapach w skali 1:25 000) przedstawiają nieckowato-faliste ukształtowanie w przedziale głębokości od 250 m n.p.m. do 100 m p.p.m. w strefach brzegowych rowu Sławkowa. Najgłębsze są dwie jego części: zachodnia – z depresją 600 m p.p.m. stwierdzoną wierceniem Połomnia IG 1, oraz południowo-wschodnia – w rowie Liplasu poniżej 2000 m p.p.m. (rys. 4, 7.2). Miarą zróżnicowania niezgodności są deniwelacje rzędu 500 m, jakkolwiek ukształtowanie jest dość płaskie, ale urozmaicone, porównywalne do reliefu niskich gór (rys. 9, 10). Na powierzchni podautuńskiej dominują stoki o długości 5–10 km o nachyleniu do 1°, rzadziej do 5° i 20°, porównywalne do pedymentów i zboczy wydłużonych kotlin o wkłęsłodennym, wannowym profilu. Zrekonstruowane kontury kotlin górskich o rozmiarach od 20 km do około 40 km, z licznymi przegłębieniami i rozdzielającymi je grzędami, uważa się za morfotypy niezgodności podautuńskiej. Kotliny po zasypaniu osadami czerwonego spągowca przekształciły się w niecki sedymentacyjne: Liplasu, Nieporazu, Bolesławia, Podwarpia i Tarnowskich Gór (Kiersnowski, Maliszewska, 1985; Jura, Trzepierczyński, 1997a).

Relief dna kotlin widziany „z lotu ptaka" ujawnia ich strukturalne założenia, podkreślone przebiegiem linii dennych w osiach synklin zbudowanych z odpornych skał i wzdłuż granic warstw o różnej odporności między wapieniami węglowymi dinantu a serią węglonośną. Na krótkich odcinkach dna kotlin są ukształtowane na podłożu najmniej odpornych, silnie zdeformowanych warstw iłowcowo-mułowcowych zalaskich i malinowickich (rys. 3). Zbocza zgodnoławicowe lub stoki po stronie południowej i południowo-wschodniej zalicza się do typu erozyjnego *glacis*, które w górnych odcinkach stają się bardziej strome, zwłaszcza na podłożu odporniejszych warstw piaskowców sarnowskich. Łagodnie nachylone zbocza kotlin pokrywają się z wychodniami, przeważnie iłowców i mułowców, warstw florowskich oraz malinowickich, skał mniej odpornych, które uległy głębokim zmianom wietrzeniowym. Zbocza kotlin przeciwne północne, akordantne lokalnie stają się strome, a nawet tworzą krawędzie, progi i ściany na wertykalnie ustawionych warstwach wapieni dinantu i dewonu, m.in. na podłożu fleksur Czernki i Czatkowic. Strukturalne – ławicowe zbocza występujące na północnych skrzydłach antyklin: Brudzowic, Kluczy i Dębnika (Zajączkowski, 1968; Bukowy, 1982; Jura 1997a) przechodzą w dna kotlin dopasowanych do płaskich przegubów przyległych synklin: Brynicy, Bolesławia, Nieporaz–Brodła (rys. 3). Na elewacjach osi synklin

ukształtowały się charakterystyczne formy grzęd międzykotlinowych. Wznoszą się one do 100 m i 200 m względem depresji den kotlin. Morfostrukturę grzęd podkreśla ich ukształtowanie na podłożu wapieni węglowych, ujętych w antykliny lub skrzydła wiszące fleksur o przebiegu południkowym (por. rys. 3, 5). Wschodnia grzęda kotliny Tarnowskich Gór odwzorowuje siodło z wiszącym przegubem fleksury brzeżnej, od północy opadającej do niecki Sączowa. Zachodnia grzęda kotliny Bolesławia jest dopasowana do antykliny na przedłużeniu siodła Strzemieszyce–Maczki (Zaręczny, 1894; Doktorowicz-Hrebnicki, 1956; Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska, 1968; Jura, 1997a). Na powierzchni podautuńskiej czytelne są zarówno progi uskokowe rzeźbotwórcze, jak i liczne uskoki o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego i NW-SE, które obrzeżają rów od północnego wschodu (rys. 9). Na ich skrzyżowaniach (węzłach uskokowych) grupują się centra erupcji wulkanicznych wzdłuż rozłamu Kraków–Myszków (Bukowy, Cebulak, 1964; Bukowy, 1977, 1982; Bogacz, 1980a; Harańczyk, 1989; Grocholski, Ryka, 1995). W ukształtowaniu niezgodności podautuńskiej słabo zaznaczają się szczeliny i kratery wulkaniczne z morfostrukturami typu trapów i potoków law melafirowych w Regulicach i w Alwerni lub stożków wulkanicznych law porfirowych Zalasu i Miękini (Harańczyk, Chocyk, 1989; Harańczyk, 1994). Intruzje wulkaniczne odegrały dużą rolę w formowaniu górskiego grzbietu dębnicko-siewierskiego o deniwelacjach rzędu 3000 m (rys. 10), trafnie zinterpretowanych przez S. Bukowego (1984, 1994 oraz rys. 7.1), Cz. Harańczyka i A. Lewandowską (1994).

Na mapach strukturalnych odkrytych bez permu wyraźnie odwzorowuje się ciąg kotlin synklinalnych, a podrzędnie strefy uskoków obrzeżających rów Sławkowa (rys. 9). Kotliny widziane „oczami robaka" z uwzględnieniem wypełniających je osadów głazowisk i zlepieńców myślachowickich mają formę nieco przekształconą. Podczas zasypywania stały się formami akumulacyjnymi zbliżonymi do bolsomów. W centralnych częściach takich niecek sedymentacyjnych „bahada" – sakiewek śródgórskich występują osady drobnoklastyczne i ilasto-wapniste jeziorne o typie playi (rys. 10). Depozycja fangłomeratów w kotlinach i rozwój wulkanizmu z czasem zmieniły je w rowy uskokowe z górami wulkanicznymi. Aktywne rzeźbotwórczo uskoki najpierw współtworzyły kotliny zapadliskowe, a później deformowały rowy sedymentacyjne (niecki) Podwarpia, Bolesławia i Nieporazu, które przybrały kształt rombowo-soczewkowy z ustawieniem kulisowym (Bukowy, Jura, 1977; rys. 9). Do tego szeregu należą niecki: Liplasu, położona po wschodniej stronie grzbietu antyklinalnego oraz zrębowego Kraków–Rzeszotary (Konior, 1974; Bukowy, 1984; Jura, Trzepierczyński, 1997a), i Tarnowskich Gór, rozciągająca się na wschód od grzbietu Toszka. Interpretacja słabo rozpoznanego zapadliska Liplasu jest utrudniona, ponieważ występujące tam utwory permu (Moryc, Senkowiczowa, 1968; Moryc, 1971, 1985; Buła et al., 1997) w wielu opracowaniach kartograficznych nie zostały wyróżnione (Sokołowski, Tomaszewski, red., 1987; Baran et al., 1996; Wagner, 1997; por. Kotański, red., 1997).

Uwagi o rozwoju morfostrukturalnym rowu permskiego i paleogeografii

Rozmieszczenie lądów i mórz na obszarze Europy Środkowej w permie po orogenezie waryscyjskiej nawiązywało do przebiegu łańcuchów górskich: morawsko-śląskiego i krakowskiego z zapadliskiem górnośląskim oraz Sudetów i pasma świętokrzyskiego (Dadlez et al., red., 1998). Daleko na południu rozciągały się Prakarpaty z morzem Pratetydy, wciskającym się od wschodu i południowego wschodu do basenu cechsztyńskiego. Od Gór Świętokrzyskich po Szkocję ciągnęły się liczne rowy śródgórskie z silnym wulkanizmem oraz rów przedgórski i przedpole waryscydów z brzegiem platformy wschodnioeuropejskiej (Ziegler, 1990). W paleogeografii cechsztynu na Górnym Śląsku wyróżnia się góry waryscyjskie z pasmami górskimi i garbami wyżynnymi o dojrzałym reliefie. Odpowiednikiem ich postępującej denudacji była agradacja lądowej drobnookruchowej molasy górnej salinarnej w rowie przedgórskim i w rowach przedpola waryscydów (Karnkowski, 1997; Wagner, 1997).

W stefanie obszar fałdowań utworów fliszowych kulmu i węglonośnych silezu charakteryzował się reliefem dopasowanym do fałdów swobodnych średnio- i szerokopromiennych o różnej wysokości (Jura, Trzepierczyński, 1997a). Z map geologicznych odkrytych po karbon (Bojkowski et al., 1983; Pożaryski, Karnkowski, 1992) i szkiców paleogeograficznych (Ziegler, 1990; Pokorski, 1997) można wydedukować zarysy reliefu łańcucha górskiego z pasmami i pojedynczymi grzbietami oraz dolinami i kotlinami podłużnymi. W karbońsko-permskim systemie górskim waryscydów część wewnętrzna sudecka (internidy) i zewnętrzna morawsko-śląsko-krakowska (eksternidy) tworzyły wał górski. Wśród grzbietów – między nieckami śródgórskimi z drugorzędnymi grzbietami antyklinalnymi i dolinami synklinalnymi oraz kotlinami w depresjach o rzeźbie wysokogórskiej – górowały kopuły nadbatolitowe. W części północnej wału uformowały się pasma na podłożu szerokopromiennych fałdów, których orografia była zbliżona do gór niskich z szerokimi grzbietami i dolinami strukturalnymi (Dadlez et al., 1998).

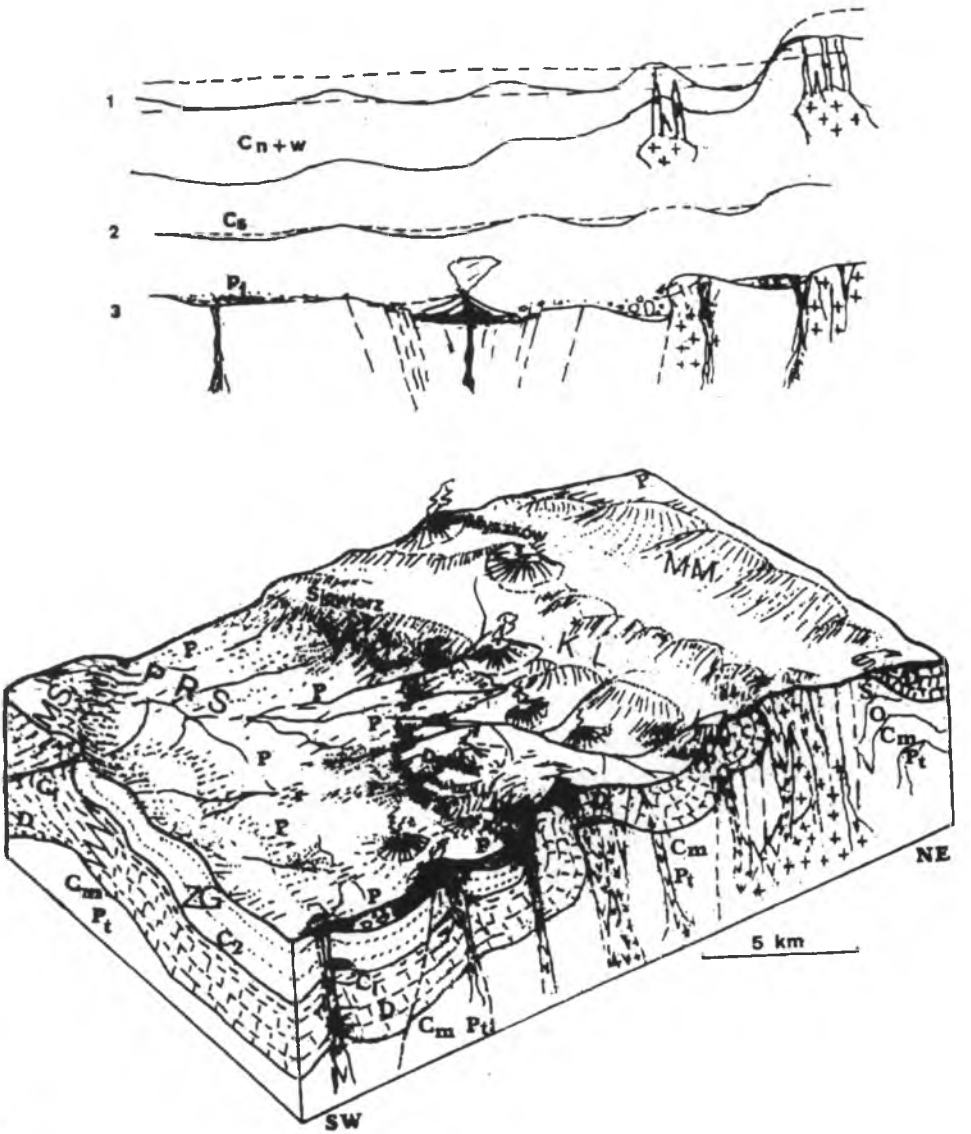
Interpretacja ukształtowania powierzchni podautuńskiej GZW, rozdzielającej piętro orogeniczne fałdowo-intruzywne od postorogenicznego wulkaniczno-molasowego, jest szczególnie złożona, ponieważ niezgodność ta ulegała deformacjom wielokrotnie, poczynając od subsydencji postorogenicznej przez blokowo-fałdową faz środkowoalpejskich do blokowej w fazach młodoalpejskich. Nieuwzględnienie przekształceń niezgodności podpermskiej znajduje wyraz w różnym konturowaniu granic rowu Sławkowa na mapach. Według kryterium strukturalnego rów permski ma granice uskokowe, zinterpretowane tylko na schematycznych przekrojach lub na krótkich odcin-

kach (Bukowy, 1974, 1984). Częściej rekonstruowany jest jako półrów przy hipotetycznym uskoku dębnicko-siewierskim (por. Doktorowicz-Hrebnicki, 1956, 1959, 1968; Ekiert, 1971) lub jako rów naduskokowy i wulkaniczny przy antyklinalno-zrębowym grzbiecie dębnicko-siewierskim i krakowsko-rzeszotarskim (Bukowy, 1974; Oberc, 1977; Bukowy, Jura, 1982; Jura, Trzepierczyński, 1997a). Podkreśla się morfologiczne, erozyjne założenia rowu i synsedymentacyjne zapadanie kotliny – doliny zasypywanej molasą (por. Kiersnowski, Maliszewska, 1985; Kurek, et al., 1990). Rów Sławkowa i Krzeszowic J. Pokorski (1997) nazywa zapadliskiem brzeżnym na przedpolu GZW. Rów permski uważa się też za obniżenie o współczesnych granicach erozyjnych (*Atlas...*, 1994) w obrębie bloku górnośląskiego (Żaba, 1999).

Pod względem morfostrukturalnym rów permski jest złożony z kotlin synklinalno-zapadliskowych zasypanych fanglomeratami, przekształconych następnie w rowy wulkaniczno-uskokowe (rys. 5, 9). Rów Sławkowa rozwijał się zarówno wśród gór w obrębie północno-wschodniej strefy granicznej zapadliska górnośląskiego, jak i przed górami gałęzi krakowskiej i śląsko-morawskiej. Przebiega on u podnóża skrzydeł skrzynkowych antyklin lub fleksur brzeżnych, m.in. Rzeszotar, Krakowa, Dębnika, Kluczy i Brudzowic (rys. 5). Charakterystyczną cechą kotlin jest rzeźba dopasowana do synklin, a później do zapadlisk z wulkanizmem. Molasa wulkanoklastyczna rowu ma regresywne następstwo o architekturze zbliżonej do basenów ryftopodobnych waryscydów (por. Jowett, 1984). O wulkaniczno-diastroficznej genezie rowu świadczy rozkład facji i wzrost miąższości molasy czerwonego spągowca w okolicach wulkanów permskich (Bukowy, Jura, 1977). Nieco inna jest morfostruktura niecki Tarnowskich Gór, która umiejscowiła się przed czołem fałdów Toszka (na przedłużeniu ku północy nasunięć gliwickich) i na podłożu osadów kulmu w synklinie Brynicy (rys. 3, 4). Na skrzyżowaniu tej synkliny z interferującymi fałdami morawsko-śląskimi wyróżnia się węzeł tektoniczny Połomni, położony na północ od węzła Rokitnicy (Trzepierczyński, Jura, 1997). W węźle nasyconym deformacjami aż do megabrekcji tektonicznej włącznie występują skały najmniej odporne i najgłębiej zerodowane (depresja Połomni, rys. 9). Niecka Tarnowskich Gór przebiega na skrzyżowaniu fałdów podłużnych górnośląskich z poprzecznymi morawsko-śląskimi, których czoło było najwyżej wypiętrzone. U podnóża grzbietu Toszka rozwinął się przednasunięciowy rów Tarnowskich Gór z wulkanizmem postorogenicznym okolic Lublińca (rys. 9).

Rozwój rzeźby przedautuńskiej na podłożu utworów karbonu niecki górnośląskiej zainicjowało fałdowanie o kierunku równoleżnikowym i NW-SE w fazie asturyjskiej. Z orogenezą związane jest zarówno pustynnienie i ochłodzenie klimatu (Frakes, 1979; Frakes et al., 1992), jak i rozwój erozji słabo zwięzłych utworów węglonośnych. Wypiętrzenie gór fałdowych i zmiany klimatu w strefie podzwrotnikowej suchej z okresami wilgotnymi (Parrish, 1995) mogły sprzyjać formowaniu kotlin i dolin synklinalnych,

najkorzystniej na podłożu słabo odpornych serii iłowców i mułowców węglonośnych lub zawodnionych piaskowców – w kontraście z bardziej odpornymi wapieniami węglowymi. Najmniejszą odpornością odznaczały się skały silnie spękane i zuskokowane w podłużno-poprzecznych strefach fałdowych, tworzących węzły tektoniczne, predysponowane dodatkowo największym wypiętrzeniem. W stefanie wzdłuż NE granicy zapadliska górnośląskiego wysoko wypiętrzyły się grzbiety antyklinalne z intruzjami granitoidów (rys. 9, rys. 10). Ich erozja musiała być znaczna i szybka, ponieważ jej przesłankami są głęboko ścięte warstwy górnego karbonu i mocno zredukowana miąższość arkozy kwaczalskiej w niecce Nieporaz–Brodła



(rys. 5, rys. 8). Zachowana miąższość arkozy kwaczalskiej do około 200 m, a nawet 400 m (Rutkowski, 1972) może odpowiadać grubości warstw węglonośnych, zerodowanych w stefanie. Materiał był transportowany głównie do basenu środkowopolskiego czerwonego spągowca, który prawdopodobnie łączył się z basenami w Prakarpatach (Alexandrowicz, 1991), określanych przedalpejskimi terenami w Praveporydach (Vozárová, Vozár, 1988, 1993). Wielkość denudacji rzędu 2–3 km w stefanie C potwierdzają analizy stopnia dojrzałości termicznej utworów węglonośnych (Środoń, 1995) i przebarwienia skamieniałości w utworach dewonu i dinantu (Bełka, 1993a,b) oraz rekonstrukcja pola metamorfizmu węgla (Kotas et al., 1983; Jura, Trzepierczyński, 1996, 1997b). Zdaniem P. Kosakowskiego et al. (1995) utwory westfalu przykrywało co najmniej 1000 m osadu, które uległy denudacji przed autunem. Erodowana była głównie północno-zachodnia i północno-wschodnia część GZW, nieco mniej północna i centralna część, a najmniej wschodnie i południowe obramowanie zapadliska górnośląskiego (rys. 5, 6). Istotną rolę w fałdowaniu gałęzi krakowskiej odegrała synintruzja granitoidów Mrzygłodu (Karwowski, 1988), Zawiercia i Jerzmanowic, zwiększająca tempo wypiętrzania, a zarazem erozji (Badera, Jura, 1997). Przypuszcza się, że denudacja usunęła kilka kilometrów sfałdowanych osadów, której wielkość jest podobna do szacowanej dla apikalnych partii intruzji Karkonoszy w Sudetach (Mierzejewski, 1985).

Młode grzbiety wysokogórskie wokół niecek Tarnowskich Gór, Podwarpia, Bolesławia, Nieporazu i Liplasu o zgodnej z podłożem strukturze były głęboko rozcinane, zwłaszcza w NW i NE części zapadliska górnośląskiego, gdzie erozja sięgnęła warstw brzeżnych (rys. 5). Deniwelacje między grzbietami antyklinalnymi i dolinami synklinalnymi mogły być równe wysokości fałdów rzędu 1000 m (do 2000 m). Zasadnicze przyspieszenie denudacji spowodowało wypiętrzanie, dofałdowanie i nasunięcie zachodnich fałdów brzeżnych morawsko-śląskich ku E w fazie uralskiej (pallatynackiej)

Rys. 10. Schemat rozwoju rzeźby w permie z etapami

1 – orogeniczne (fałdowań asturyjskich i intruzji granitoidów na obrzeżach GZW), 2 – postorogeniczne (wypełniania kotlin synklinalnych przez warstwy z Sierszy, karniowickie i arkozy kwaczalskiej stefanu B?), (C_1), 3 – tafrogeniczne (w rowie Sławkowa z utworami fanglomeratowymi zlepieńców myślachowickich, law i tufów, wulkanoklastyków i glin sławkowskich czerwonego spągowca (*P*) oraz blokdiagram morfostruktur późnowaryscyjskich między Krzeszowicami a Toszkiem)

ZG – zapadlisko górnośląskie (*Pt* – prekambr, C_m – kambr, *D* – dewon, C_1 – dinant i kulm, C_2 – silez), *MS* – morawo-silezidy, *MM* – masyw małopolski (*S* – sylur), *PRS* – permski rów Sławkowa z wulkanizmem w strefie granicznej Kraków–Lubliniec (*KL*), między *MM* i *ZG* intruzje granitoidów w fazie asturyjskiej i uralskiej oraz porfirów i melafirów w fazie uralskiej i saalskiej

Fig 10. Scheme of relief development during Permian times with following stages

1 – orogenic (Asturian folding and granitoide intrusions in the NE margin of the Upper Silesian depression), 2 – postorogenic (filling the synclinal deep by the Siersza, Karniowice and Kwaczała Formations of Stefanian age B?), (C_1), 3 – taphrogenic (filling the Sławków Trough by the Myślachowice Conglomerate with porphyries and melaphyries, and Filipowice Tuffs, and Sławków Clays of Rotliegend age (*P*) up to 800 m thick)

ZG – Upper Silesian depression (*Pt* – Precambrian, C_m – Cambrian, *D* – Devonian, *C* – Dinantian and Lower Carboniferous, C_2 – Upper Carboniferous), *MS* – Moravian-Silesian Fold Zones, *MM* – Małopolska Massif (*S* – Silurian), *PRS* – Permian Sławków Trough with granitoide and volcanic intrusions in the Cracow–Lubliniec shear zone (*KL*) between the *MM* and *ZG*

oraz dźwiganie fałdów krakowskich, aż do uformowania wysokich gór i założenia śródgórskiego rowu permskiego Sławkowa. Równocześnie zaktywizowała się działalność subwulkaniczna we wznoszących się fleksurach (na skrzydłach antyklin: Brudzowic, Mrzygłodu, Kluczy i Dębnika) na linii intruzji granitoidów Myszków – Dolina Będkowska (Bukowy, 1984; Harańczyk, 1989, 1994). Intruzje współtworzyły i wypychały grzbiet dębnicko-siewierski w morfostrukturę typu *push-up swell*, a u podnóży uformował się basen – zapadlisko z odciągania typu *pull-apart* (Badera, Jura, 1997; Jura, 1997a,b). Różnicowe ruchy między wybrzuszeniami zrębowych grzbietów i zapadaniem kotlin wiąże się z reżimem nożycowym – ze strefami dyslokacji transpresyjnych i transtensyjnych w rowie Sławkowa (rys. 9), a przede wszystkim z główną dyslokacją nożycową Siewierz–Dębnik–Rzeszotary (Bukowy, 1994a; Jura, 1997a; por. Żaba, 1997). Z wypiętrzanych gór fałdowo-wulkanicznych gałęzi krakowskiej, zwłaszcza z podnoszonych kopuł nadlakkolitowych Brudzowic, Zawiercia, Jerzmanowic (Jura, Trzepierczyński, 1997a) oraz Dębnika (Bogacz, 1980) i Zalasu (Dżułyński, 1954) erodowane były najpierw pozostałości serii węglonośnej, warstwy zalaskie i wapienie dinantu, a później dewonu. W kotlinach synklinalnych i zapadliskowych u podnóży rosnących półzrębów i fleksuralnych skrzydeł antyklin zaktywizowała się depozycja materiału fanglomeratowego głazowisk, zlepieńców, piaskowców i glin na stożkach napływowych poprzecznych. Etap dojrzewania rzeźby przerwał wulkanizm w fazie saalskiej. Świadectwem kolejnego impulsu denudacyjnego są fanglomeratowe żwiry węglanowo-porfirowe i porfirowo-tufowe. Seria eruptywna, m.in. z olistolitem Kamienicy (Bukowy, 1994b), przechodzi obocznie i ku górze w osady piaszczyste rzeki roztokowej lub podłużnej, meandrującej aż do facji osadów jeziora słonego (Kiersnowski, 1991). Rozprzestrzenienie depozycji fluwialnej na stożku proksymalnym i sekwencja wulkanoklastyczna w rowie Sławkowa wskazują na bliski obszar źródłowy silnie wypiętrzony (rys. 10).

Ewolucja stropu karbonu niezgodności podpermskiej postępowała w trzech etapach: rzeźbotwórczym, zakrywania i subsydencji. Głównymi formami rzeźby na powierzchni podautuńskiej rowu Sławkowa są kotliny: przedśląsko-morawska Tarnowskich Gór (pod grzbietem fałdowo-nasuwczym Toszka), Podwarpia – u podnóża grzbietu siewierskiego, Bolesławia – przy grzbiecie Kluczy i Nieporazu – pod grzbietem dębnickim oraz Liplasu – za grzbietem Rzeszotar. Zakrywanie powierzchni erozyjnej utworów karbonu przebiegało w dwóch megacyklach sedymentacyjno-diastroficzno-magmowych w warunkach klimatu pustynnego. Kotliny po wypełnieniu czerwoną molasą wulkano-klastyczną autunu stały się bolsomami śródgórskimi u podnóży częściowo zniwelowanych grzbietów zrębowych i antyklinalnych gałęzi krakowskiej (rys. 10). Wokół rowu permskiego górowały wulkany, m.in.: bazaltowy Niedźwiedziej Góry, melafirów Alwerni–Regulic oraz rio-

 dacytowe Filipowic, Doliny Będkowskiej, Zawiercia, Mrzygłodu i Lublińca

(rys. 5, 9). Rozwijały się także małe intruzje subwulkaniczne w okolicach Jastrzębia, Kaczyc, Puńcowa i w południowo-zachodniej części GZW (Dopita et al., 1997). W saksonie góry zrębowe i wulkaniczne zmniejszyły deniwelacje, ponieważ ich ekwiwalentem erozyjnym są gliny sławkowskie o miąższości kilkudziesięciu metrów i utwory formacji z Bolesławia deponowane w jeziorach okresowych. Wznowienie erozji i nasilenie odgrzebywania utworzonej już powierzchni podpermskiej spowodowały znaczące obniżenie poziomu morza do 150 m (tab. 1) lub tektonoeustatyczne ruchy fazy altmark w turyngu. Wyrazem skali tych ruchów jest szybka subsydencja w bruździe środkowopolskiej (Wagner, 1997). Erozja przedcechsztyńska rozpoczyna stadium inicjalne rozwoju nowej powierzchni erozyjnej poza obrzeżami i na obrzeżach basenu czerwonego spągowca. Warunki denudacyjne na obszarze alimentacyjnym wału sudecko-śląsko-krakowsko-małopolskiego ustabilizowały się w cechsztynie podczas sedymentacji molasy salinarnej w basenie środkowopolskim, gromadzącym do 1500 m osadu w ciągu około 7 mln lat z subsydencją rzędu 200 m/Ma (Dadlez, 1997).

Stadia ewolucji niezgodności podpermskiej są następujące:

• Inicjalne – na skutek fałdowania i wypiętrzania orogenu późnowaryscyjskiego morawsko-śląsko-krakowskiego i zapadliska górnośląskiego w fazach asturyjskiej i uralskiej utworzyły się pasma górskie fałdowo-nasuwcze od zachodu i fałdowo-intruzywne od północnego wschodu. Obramowały one zapadlisko zgodnie ze strukturą skał karbonu z rzeźbą górską konkordantną morfotektonicznie.

• Młodociane – w zapadlisku górnośląskim powstało obniżenie śródgórskie tafrogenicznego rowu Sławkowa wzdłuż synklin brzeżnych Nieporaz–Brodła, Bolesławia, Brynicy i u podnóża grzbietów antyklinalnych Dębnika, Kluczy i Brudzowic oraz Toszka. Rozcinały je konsekwentne żleby i wciosy w miejscach o najsłabszej odporności, zwłaszcza w strefach zagęszczenia spękań na skrzyżowaniu dwóch zespołów uskoków ekstensyjnych równoleżnikowego i południkowego przy NE granicy zapadliska górnośląskiego. W warunkach klimatu chłodnego (wysokogórskiego) i suchego utworzyły się zwietrzeliny ze skorupami węglanowymi i żelazistymi, podścielone strefą wietrzenia o grubości do 30 m, lokalnie do 100 m.

• Dojrzałe i finalne – w czerwonym spągowcu uaktywnił się wulkanizm postorogeniczny, rozpoczynający katastroficzną depozycję materiału fanglomeratowego w kotlinach bezodpływowych – w bolsomach. Seria przederuptywna stożków piedmontowych z obrywami i olistolitami formacji zlepieńców myślachowickich w kotlinach zapadliskowych Tarnowskich Gór, Bolesławia i Nieporazu osiągnęła miąższość rzędu 200 m. Lokalnie przy źródłach wulkanicznych wykształciła się martwica karniowicka o grubości do 15 m. W fazie saalskiej u podnóży wulkanów szczelinowych melafirowych i stożkowych porfirowych uformował się rów wypełniony przez serię eruptywną zlepieńców porfirowo-wapiennych z wulkanitami o miąższości do 150 m (głównie w kotlinie Bolesławia) i tufami o grubości do kilkudziesię-

ciu metrów (głównie w kotlinie Nieporazu). Na dużą skalę rozwinęła się redepozycja materiału ze stożków molasowych – z wałów popychanych do niecek odciąganych między półzrębowym grzbietem dębnicko-siewierskim a kotlinami zapadliskowymi. Deniwelacje stopniowo zmniejszały się, materiał molasowy zaś był coraz drobniejszy. W lokalnych basenach typu playi sedymentowały utwory piaszczysto-mułowe i ilaste z gipsem serii naderuptywnej formacji Sławkowa (ogniwa Tarnowskich Gór i Krzykawy) o miąższości do 600 m.

• Deformacyjne – powierzchnia niezgodności podmolasowej permskiej wielokrotnie zmieniała strukturę tektoniczną, zwłaszcza w fazie saalskiej i podczas inwersji rowu w cechsztynie z prowdopodobnym odwróceniem zrzutów uskoków rowu Sławkowa. Powierzchnia podpermska została istotnie zdeformowana także w fazach kimeryjskich, środkowoalpejskich i młodoalpejskich, których wyrazem strukturalnym jest ukształtowanie młodszych powierzchni niezgodności GZW: podtriasowej, podjurajskiej, podkredowej, podmioceńskiej i podczwartorzędowej.

Niezgodność podpermska rozwijała się dynamicznie i ma charakter powierzchni erozyjno-diastroficznej, ukształtowanej w późnowaryscyjskim, tafrogenicznym cyklu morfotektonicznym. Rozdziela ona piętro fałdowe orogenu waryscyjskiego od podpiętra molasowego w rowach śródgórskim Sławkowa i przedgórskim środkowopolskim (rozciągającym się na północ od zapadliska górnośląskiego).

Podtriasowa powierzchnia niezgodności

Położenie geologiczne niezgodności podtriasowej

Morawsko-górnośląsko-krakowskie piętro orogeniczne i tafrogeniczne waryscydów graniczy powierzchnią niezgodności podtriasowej z piętrem pokrywowym. Spąg utworów triasu wyznaczają lądowe i terygeniczne osady pstrego piaskowca i – wyjątkowo – wapienia muszlowego w ułożeniu przekraczającym. Na dolnej stronie niezgodności przedstawionej na mapach geologiczno-strukturalnych odkrytych po cechsztyn w skali obszaru Polski wyróżnia się zarówno wały zbudowane ze skał karbonu, jak i niecki lub zapadliska wypełnione molasami: wulkanoklastyczną czerwonego spągowca i salinarną cechsztynu (Sokołowski, Tomaszewski, red., 1987; Wagner, 1997). W centrach depozycji resztkowego basenu środkowopolskiego cechsztynu powierzchnia erozyjna podtriasowa utworzyła się na najmłodszych osadach cyklotemu Pz_4 (Wagner, 1997; Szyperko-Teller, 1997). Na zewnątrz od górnocechsztyńskiego basenu środkowopolskiego zakryte są coraz starsze utwory permu i jego podłoża przez coraz młodsze (w ułożeniu przekraczającym) osady dolnego triasu (rys. 11). Krótka luka stratygraficzna w utworach przejściowych permo–triasu – zdaniem W. Moryca (1971) – może występować w niecce Liplasu (obniżeniu tarnowskim w cechsztynie), przekształconej w obniżenie krakowsko-tarnowskie w pstrym piaskowcu.

W regionie śląsko-krakowskim luka stratygraficzna obejmuje cechsztyn i turyng aż po środkowy pstry piaskowiec, a nawet dolny wapień muszlowy. Utwory karbonu o budowie fałdowo-blokowej są ścięte erozyjnie i z pokrywą triasu tworzą niezgodność kątową, granica zaś z utworami permu jest prawiezgodna, lokalnie niskokątowa (Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska, 1968). Powierzchnia niezgodności podtriasowej znajduje się na różnych wysokościach, przeważnie na poziomie między 200 m n.p.m.



Rys. 11. Szkic paleogeografii pstrego piaskowca GZW i regionów sąsiednich z zasięgiem osadów terygenicznych basenu dolnego triasu i paleoizopachytami pstrego piaskowca środkowego (w metrach), wg Szyperko-Teller (1997) z uzupełnieniami

Fig. 11. Palaeogeographical sketch of Buntsandstain age in the USCB and surrounding areas with the extent of the terrigenous sediments in the Lower Triassic basin after A. Szyperko-Teller (1997), modified. Palaeoisopachytes of middle Bundsandstain in metres

a 0 m n.p.m. w centrum GZW i obniża się stopniowo na północ lub uskokami schodowymi na południe do około 1000 m p.p.m. (rys. 4).

Górna strona niezgodności podtriasowej GZW jest diachroniczna, przebiega w spągu formacji ze Świerklańca i utworów retu oraz lokalnie dolnego wapienia muszlowego (Siedlecki, 1952; Alexandrowicz, Siedlecki, 1960; Alexandrowicz, 1962, 1967, 1971b; Kotlicki, 1974; Kotlicki, Kotlicka, 1980; Wyczółkowski, 1982). Spąg utworów triasu jest niezgodnością przekraczającą, podkreśloną przez równomiernie rozłożone osady lądowe i transgresywno-terygeniczne o wyrównanej miąższości rzędu 20 m. Część dolna serii została wykształcona w litofacji zlepieńcowej i piaskowcowej. Drobnoziarniste żwiry i słabo zwięzłe zlepieńce kwarcowe przechodzą ku górze i obocznie w piaski i piaskowce warstwowane o charakterystycznych barwach żółto-białych i szaro-czerwonych. Ilasto-żelaziste piaskowce zawierają powyżej 95% ziarn kwarcu o umiarkowanym wysortowaniu i symetrycznym rozkładzie uziarnienia. Materiał okruchowy piaskowców jest dojrzały, z bardzo odpornymi minerałami ciężkimi. Normalna gradacja uziarnienia zaznacza się również w środkowym odcinku sekwencji mułowców laminowanych i iłowców jednorodnych lub laminowanych o pstrych zabarwieniach. Przy stropie serii przeważa litofacja iłowcowa z iłami słabomarglistymi o strukturze gruzłowej z przewarstwieniami pseudooolitów wapiennych. Górna granica warstw świerklanieckich jest sedymentacyjna, stopniowa, dająca się wyróżnić w spągu pierwszych przewarstwień margli lub wapieni marglistych. Cechy sedymentologiczne formacji ze Świerklańca są zbliżone do stwierdzanych w przedtransgresywnych sekwencjach depozycji w środowisku lądowym na stożkach napływowych systemu rzecznego i brakicznego, najczęściej jeziornego o słabym zasoleniu typu playi (Miall, 1996, 1997; Szyperko-Teller, 1997).

Kontakt między utworami węglonośnymi karbonu i molasowymi permu a pstrym piaskowcem jest erozyjny, przeważnie ostry, podkreślony zlepieńcem podstawowym. Miejscami granica bywa niewyraźna, stopniowa, z brekcją gliniasto-ilastą i piaszczystą, złożoną z okruchów skał podłoża, które stanowią relikt regolitu. Brekcje są utworami rezydualnymi podobnymi do regolitu, zalegającego na podłożu zmienionym przez wietrzenie w strefę pstrą ogniwa z Suminy. W przypadku zerodowania brekcji (zwietrzelin gruzowo-gliniastych) zmienione przy stropie pstre utwory karbonu są prawie identyczne z serią mułowcowo-piaskowcową formacji świerklanieckiej dolnego triasu. Granica między nimi jest niewyraźna, zwłaszcza gdy warstwy zalegają horyzontalnie. Wśród utworów pstrych karbonu i pstrego piaskowca, napotkanych w wierceniach, wyróżnia się zwykle warstwy przejściowe na odcinku do kilkunastu metrów (Alexandrowicz, Alexandrowicz, 1960; Siedlecka, 1968; Moryc, Senkowiczowa, 1968). Nieczytelna granica erozyjna występuje poniżej przewarstwień z oolitami w serii ilasto-piaszczysto-marglistej o barwach żółto-szarych i zanikających brunatno-czerwonych, które stwierdzono w kilku wierceniach w rejonie Jejkowic, Paru-

szowca, Kłodnicy i Wesołej. Formacja ze Świerklańca osiąga dość stałą miąższość od kilku m do 25 m, zależnie od deniwelacji reliefu podłoża (Alexandrowicz, 1966, 1967; Wyczółkowski, 1982; Górnik, Jura, 1994). Rozkład transgresywnych litofacji pstrego piaskowca jest uwarunkowany budową podłoża, ponieważ serie żwirowo-piaskowe zakrywają zwykle piaskowce karbonu, a na skałach serii węglonośnych mułowcowych i glin sławkowskich zalegają przeważnie iłowce, iły i mułowce formacji świerklanieckiej.

Ponad warstwami środkowego pstrego piaskowca lub bezpośrednio na utworach karbonu zalegają iłowce margliste i margle żółte z fauną małżów (*Myophoria*) i ślimaków retu. Ich wykształcenie i następstwo rozpoznane w profilach wierceń okolic Rybnika, Kłodnicy i Jaworzna jest charakterystyczne dla transgresywnej sekwencji inicjalnej. Wyżej ległe iłowce dolomityczne zielonkawe i kremowe, z wkładkami dolomitów i wapieni, przynależą do warstw z Bierunia. Łącznie osady transgresywne w strefie brzegowej osiągnęły miąższość do 40 m (Siedlecki, 1952; Senkowiczowa, 1973; Piwowarski, Żeglicki, 1977). Nad wapieniem jamistym pojawia się poziom wapienia krynoidowego z *Pecten* i *Dadocrinus* oraz dolny wapień falisty warstw gogolińskich wapienia muszlowego. Wyższe warstwy błotnickie (górażdżańskie, terebratulowe i karchowickie) o miąższości około 45 m nie wykazują charakteru transgresywnego, a raczej stabilizację poziomu morza i nie przykrywają bezpośrednio karbonu (Kotlicki, 1974). Lokalnie, na wyniesionych garbach w rejonie Zawiercia–Myszkowa, można śledzić rozwój transgresywny w środkowym wapieniu muszlowym (Wyczółkowski, 1982). Warstwy jemielnickie, terebratulowe i diploporowe zakrywają najwyższe wyspy, zbudowane z dolomitów dewonu w Brudzowicach i Olkuszu (Śliwiński, 1978, 1982). Spąg dolomitów diploporowych odpowiada powierzchni największego zalewu podczas impulsu podniesienia poziomu morza na granicy anizyk – ladyn (tab. 1).

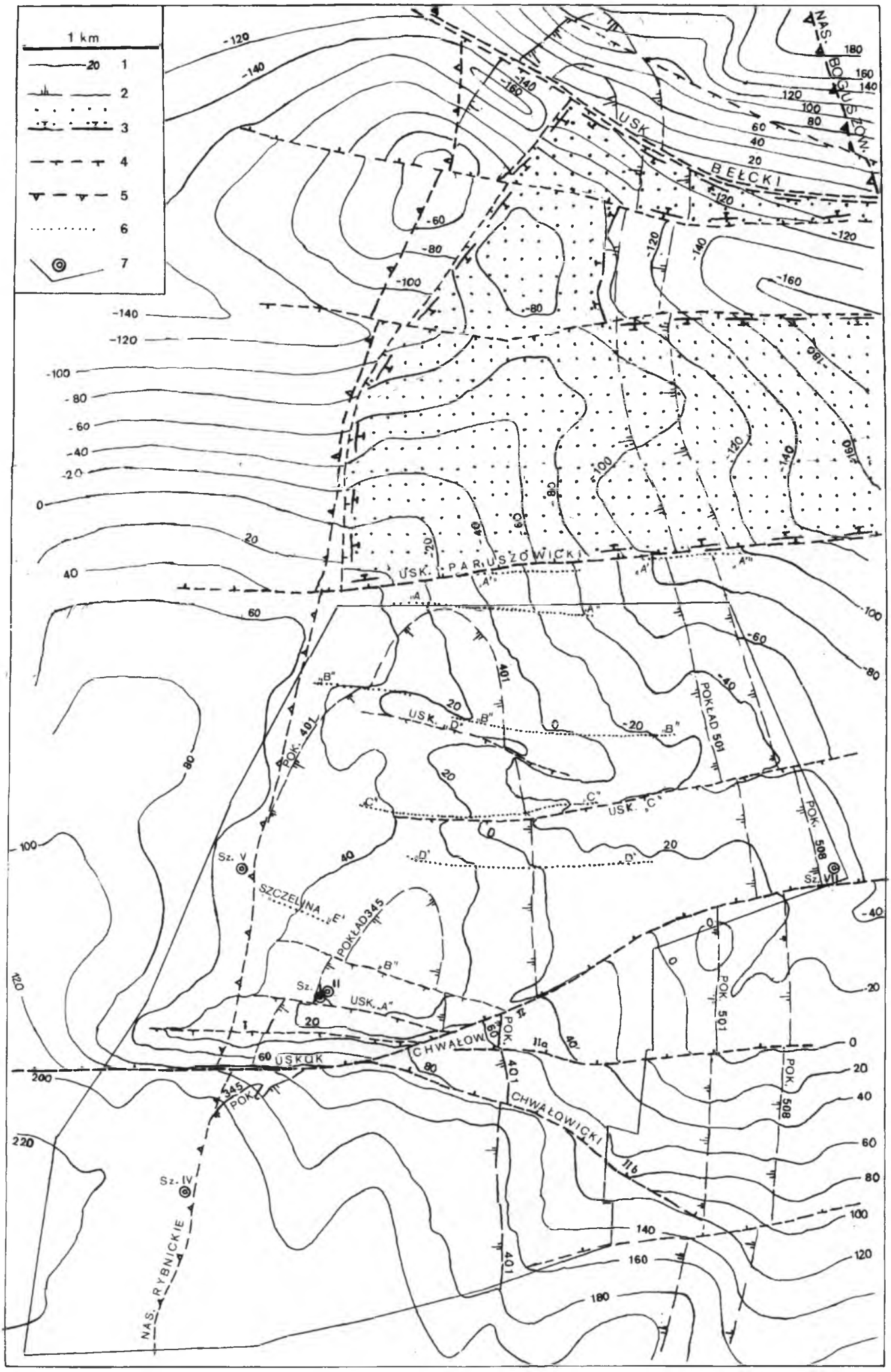
Pokrywa utworów triasu górnośląskiego zalega horyzontalnie lub jest łagodnie nachylona oraz podzielona na bloki uskokowe i płaty o granicach erozyjnych w następujących rejonach: opolskim, lublinieckim, bytomskim, rybnickim, chrzanowskim, olkuskim i zawierciańskim. Zasięg płatów nawiązuje do struktur podłoża, szczególnie do synklin waryscyjskich i półrowów późnowaryscyjskich (rys. 3 i 4). Powierzchnia podtriasowa rozciąga się przeważnie na podłożu serii mułowcowych karbonu lub na skałach serii piaskowcowych ujętych w brachysynkliny, m.in.: sączowską, bytomską, główną, Nieporaz–Brodła, chwałowicką i jejkowicką. Izolowany kształt depocentrów triasowych, zlokalizowanych w synklinach, podkreśla brak osadów pstrego piaskowca na waryscyjskich antyklinach, a także półzrębach. Potwierdzeniem interpretacji pierwotnego zasięgu utworów triasu w kotlinach i dolinach synklinalnych jest ich dość jednolite wykształcenie (z małymi zmianami facji) i stała miąższość. Skłaniają one do uznania pokrywy pstrego piaskowca za ciągłą na prawie całym obszarze zagłębia (Alexandrowicz, Siedlec-

ki, 1960; Senkowiczowa, 1973, 1997; Bukowy, 1974). Ekstrapolacja niezgodności podtriasowej dalej ku południowi niż współczesny erozyjny zasięg formacji świerklanieckiej jest uzasadniona występowaniem bardziej zwartej pokrywy wapienia muszlowego w płacie Bytomia i Chrzanowa oraz na północ od osi rowu Sławkowa z utworami czerwonego spągowca. Ku północy miąższość utworów triasu wzrasta powyżej 200 m (rys. 11; Szyperko-Teller, 1997).

W rekonstrukcji zasięgu pokrywy triasowej istotnym utrudnieniem jest punktowe (dziurawe) rozpoznanie jej płatów na obrzeżach. Wiele wystąpień pstrego piaskowca domniemywa się w pojedynczych wierceniech, m.in. w okolicach Suminy, Jejkowic i Zawady (Michael, 1913), Woszczyc (Senkowiczowa, 1991), Kobióra, Olszyn, a zwłaszcza w rejonie Suchej Beskidzkiej i w wierceniu Tokarnia IG 1 (Ślączka, red., 1995) oraz w rowie Liplasu (rys. 7.2; Kiersnowski, 1999). W interpretacji kartograficznej (*Atlas*..., 1994) uznano je za okruchy, bloki w spągu osadów miocenu lub, dyskusyjnie, za utwory triasu zachowane w rowach uskokowych (Oszczypko et al., 1989). Często uważa się je za pozostałości pokrywy wietrzeniowej wieku permo-triasowego lub paleogeńskiego – stref pstrych karbonu (por. Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska, 1968; Konior 1978, Moryc, 1989; Jura, 1994; rys. 8), a także za wczesnomioceńskie osady przy spągu formacji z Suchej (Laskowicz, 1997).

Ustalenie pierwotnego zasięgu niezgodności podtriasowej może przybliżyć odtworzenie deformacji pokrywy triasowej o strukturze fałdowo-uskokowej laramijskiej i schodowej młodoalpejskiej. Pokrywa triasowa zachowała się w półrowach dużych uskoków o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego: na południu suskiego i sułkowickiego (Oszczypko et al., 1989), w centrum jejkowickiego i piecowskiego, bełckiego, lędzińskiego, olsztyńskiego, Ostropy, kłodnickiego i książęcego, a na północy toszeckiego, wojkowicko-będzińskiego, długoszyńskiego, wilkoszyńskiego i na wschodzie krzeszowickiego – w rowie chrzanowskim (rys. 3, 12, 13). Zrzuty na południe dochodzą do około 250 m, lokalnie do 1000 m (rów bełcki), a towarzyszących uskoków do kilkudziesięciu, wyjątkowo 100 m (Doktorowicz-Hrebnicki, 1956; Alexandrowicz, Siedlecki, 1960; Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska, 1963, 1968; Alexandrowicz, Kleczkowski, 1972; Kotlicki, 1979). W przypadku dyskusyjnego wydzielenia utworów pstrego piaskowca w półrowie suskim i sułkowickim (Oszczypko et al., 1989; *Atlas*..., 1994) zrzut wynosiłby około 2000 m. Pojedyncze drobne, a nawet duże uskoki wyinterpretowane między wierceniami i odsłonięciami triasu rzadko znajdują potwierdzenie w rozpoznanych górniczo utworach węglonośnych (rys. 12). Niekiedy uskoki z karbońskiego podłoża przedłuża się do pokrywy triasowej tylko dlatego, że tworzą niskie progi odwzorowane w morfologii podtriasowej, m.in. w okolicach Bytomia (rys. 13), Jaworzna (rys. 28), Lędzin i Chrzanowa (por. Doktorowicz-Hrebnicki, 1954–1959; *Atlas*..., 1994).

Rozpoznanie tektoniki utworów triasu górnośląskiego jest dyskusyjne, o czym świadczy m.in. interpretacja fałdowa pokrywy w podtriasowych niecekach bytomskiej i chrzanowskiej. Zakładano odmłodzenie subsydencji synklin późnowaryscyjskich (Pałys, Zajączkowski, 1964; Kotas, 1972; por. Bukowy, 1974) o osiach niecek triasowych przesuniętych na północ (Drewniak, 1979). Dla rekonstrukcji rzeźby powierzchni podtriasowej, silnie zdeformowanej przez struktury monokliny śląsko-krakowskiej i rowu przedkarpackiego, szczególnie istotne jest określenie wieku uskoków schodowych. S. Kurek (1977) powstanie uskoków wiąże z fazą starokimeryjską, ponieważ w przystropowych osadach triasu występują pospolicie struktury deformacyjno-synsedymentacyjne (Bogacz et al., 1975; Bilan, 1976; Herbich, 1981), wskazujące – zdaniem J. Cabały, L. Tepera (1990) i J. Żaby (1999) – na przesuwczy charakter przemieszczeń. Stwierdzane w utworach triasu niewielkie zmiany facjalne i miąższości warstw przypisuje się ruchliwości dna basenu i subsydencji, umożliwiającej wielofazową transgresję morza (Wyczółkowski, 1982). Jej przejawem jest tendencja do wypiętrzania lądu w południowo-zachodniej części GZW i pochylania niezgodności ku północy – do centrum bruzdy środkowopolskiej w pstrym piaskowcu (rys. 11). Wychylenie rzędu kilku stopni jest udokumentowane przyrostem miąższości osadów od około 30 m na popermskim tarasie górnośląskim do 500 m w centrum bruzdy (Szyperko-Teller, 1997). Uginanie tarasu zostało zapisane w przesuwaniu centrów depozycji ku północy względem starszej osi sykliny Bytomia (Jura, Kotas, 1985). Warstwy ze Świerklańca osiągają miąższość do 20 m w okolicach Rybnika, a węglany retu – około 25 m. W centrum zagłębia miąższość utworów wapienia muszlowego dochodzi do 100 m, w okolicach Tarnowskich Gór zaś do 160 m. Utwory kajpru o grubości do 60 m zachowane są tylko w zatoce Chrzanowa i na północ od zagłębia. Zróżnicowane maksymalne zasięgi pstrego piaskowca i tendencja wzrostu miąższości osadów ku północy odzwierciedlają zarówno podnoszenie poziomu morza (tab. 1), jak i słabe ruchy epejrogeniczne wału sudecko-małopolskiego. Stosunkowo stabilna strefa brzegowa morza triasowego z wyspami na południu GZW znajduje potwierdzenie w paleogeografii wapienia muszlowego z wyraźnie zarysowanym półwyspem, rozdzielającym szelfowy zbiornik triasu lublinieckiego (północno-zachodnia część GZW) od strefy lagunowej w centrum (Bytom–Chrzanów) i na północny wschód (Kotlicki, 1974; Pawłowska, 1982).

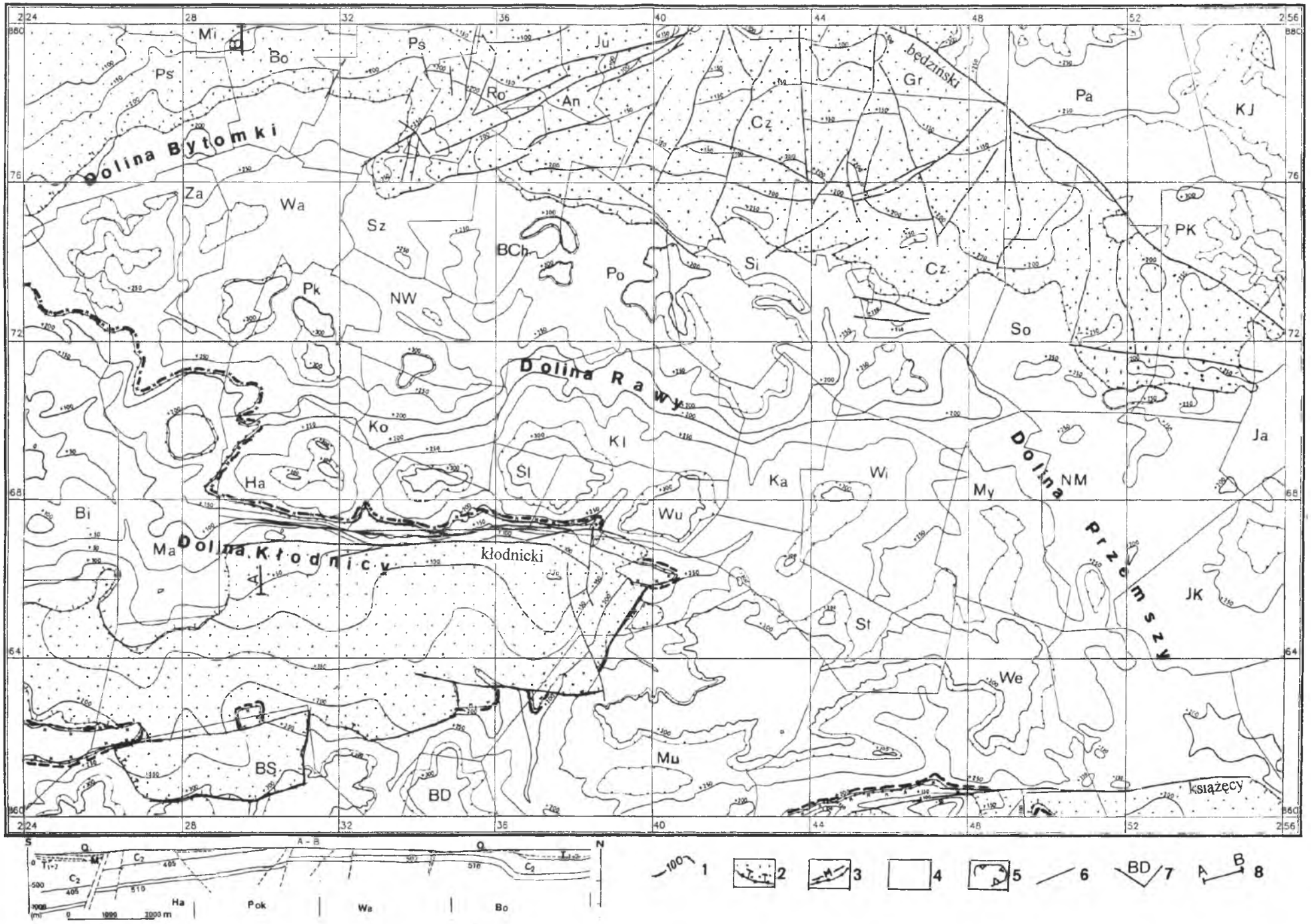


Rys. 12. Mapa geologiczno-strukturalna odkryta po karbon w spągu utworów triasu i miocenu okolic Rybnika (na podstawie map w skali 1:10 000)

1 – izohipsy stropu karbonu w metrach n.p.m., **2** – wychodnie wybranych pokładów węgla warstw załęskich (345 i 401) i siodłowych (501 i 508), **3** – zasięg pokrywy triasu (zakropkowany), **4** – główny uskok (usk), **5** – nasunięcie, **6** – szczelina w utworach karbonu wypełniona piaskami formacji kłodnickiej miocenu, **7** – granica obszaru górniczego Chwałowice i lokalizacja szybów

Fig. 12. Geologic-structural map (subcrop of the Carboniferous) at the bottom Triassic and Miocene in the Rybnik area (based on the maps in scale 1:10 000)

1 – isohipses of the top surface of Carboniferous in metres a.s.l., **2** – outcrop of selectet coal seams 345 and 401 (Załęże Beds), and 501, 508 (Saddle Beds), **3** – extend of Triassic cover (dotted area), **4** – major fault (usk), **5** – Rybnik and Boguszowice thrusts, **6** – aperture in the Carboniferous deposits filled by sands of the Kłodnica Formation of Lower Miocene age, **7** – boundary of Chwałowice Coal Mine and location of shafts



Rys. 13. Mapa geologiczno-strukturalna niezgodności w stropie karbonu pod następującymi pokrywami: triasu płatu Bytomia (*T* – zasięg zakropkowany); miocenu (*M*) w kotlinie zapadliskowej Panewnik i Wesołej (rys. 18) oraz czwartorzędu (*Q*) w kopalnych dolinach (na garbach płaskowyżu Bytomsko-Katowickiego brak utworów plejstocenu lub zakrywa je cienka powłoka o miąższości do 10 m). Obszary górnicze (nazwy w skrócie) i wynikowe na arkuszu Katowice w skali 1:50 000 według D. Jury, J. Trzepierczyńskiego (*Atlas*..., 1994)

1 – izohipsy stropu karbonu w m n.p.m., **2** – zasięg pokrywy triasu, **3** – zasięg osadów miocenu na karbonie, **4** – utwory karbonu pod przykryciem czwartorzędu o miąższości powyżej 10 m, **5** – odsłonięcia utworów karbonu, **6** – uskok, **7** – granica obszaru górniczego, **8** – przekrój geologiczny (karbon – górnośląska seria piaskowcowa z pokładem węgla 510 i seria mułowcowa z pokładem 405)

Fig. 13. Geologic-structural map of the unconformities of the top surface of the Carboniferous at the bottom Triassic (*T*) covers (Bytom plate – dotted area), and Miocene (*M*) sediments (Panewniki and Wesoła depression in the Kłodnica and Książę halfgrabens), and Quaternary (*Q*) beds (hills in the Bytom–Katowice Plateau covered by thin beds up to 10 m thick). The maps of the coal mine areas (short names and boundaries are shown on this map) in scale 1:10 000 and according to D. Jura & J. Trzepierczyński (see: *Atlas*..., 1994)

1 – isohipses in metres a.s.l., **2** – extent of Triassic cover, **3** – extent of Miocene beds on the Carboniferous basement, **4** – Carboniferous deposits covered by Quaternary beds over 10 m of thick, **5** – autcrops of the Carboniferous deposits, **6** – faults, **7** – boundary of mine areas, **8** – line of section (geological cross-sections shows position of the Upper Silesian Sandstone Series with coal seam no. 510 and Mudstone Series with coal seam no. 405)

Morfografia niezgodności podtriasowej

Powierzchnia stropu utworów karbonu i permu rozciąga się na skałach pstrych, silnie zmienionych wietrzeniowo o zróżnicowanej odporności. Niezgodność podtriasowa ma urozmaiconą morfostrukturę o formach podobnych do garbów o płaskich stokach ze spłaszczeniami, a także do kotlin o szerokich i płaskich dnach (rys. 3, 4). Hipsometria powierzchni podtriasowej o deniwelacjach rzędu 200 m, wyjątkowo do 350 m, jest zbliżona do morfologii wyżyny, odwzorowanej również w maksymalnych miąższościach osadów triasowych (rzędu 300 m) grzebiących relief. Wysokość zakrycia utworami pstrego piaskowca sięga od 0 m do 50 m, wapienia muszlowego zaś powyżej 100 m. Współczesne ukształtowanie powierzchni poddolnotriasowej GZW mieści się w przedziale od około 250 m n.p.m. do 100 m n.p.m., wyjątkowo w półrowach, przy uskokach od 0 m n.p.m. do 200 m p.p.m. (toszecki, Ostropy, olszyński), oraz w półrowie bełckim – do 500 m p.p.m. Zrekonstruowane na obszarze rowu permskiego i grzbietu dębnicko-siewierskiego ukształtowanie powierzchni podtriasowej osiąga deniwelacje od 0 m do 300 m, najczęściej od 80 m do 100 m (Wyczółkowski, 1982). Relief jest na ogół płasko-falisty ze stokami nachylonymi do 1°, miejscami 5°, wyjątkowo do kilkunastu stopni. W obrazie hipsometrycznym dominują równiny (płaskie dna kotlin i dolin) przechodzące długimi, połogimi zboczami w strome stoki garbów (rys. 4, 12, 13).

W morfologii podtriasowej dominują formy nieckowate, płaskodenne doliny oraz kotliny – szerokie do 5 km i wydłużone do 20 km. Wyróżnia się kotliny: bytomską, wilkoszyńską i chrzanowską, rozdzielone poprzecznymi grzędami i mniej wyraźnymi podłużnymi garbami. Zbocza kotlin charakteryzuje profil zbliżony do pedymentów nachylonych od 2° do 20° i dopasowanie do struktury podłoża. Kotliny pokrywają się z zarysem synklin i niektórych półrowów, m.in. bełckiego i książęcego, zbudowanych z piaskowców. Podtriasowe zapadliskowe kotliny odwzorowują także półrowy uskokowe ze zrzuconymi seriami mułowcowymi karbonu (m.in. uskoki będziński i kłodnicki; rys. 4, 13). W morfologii podtriasowej zaznaczają się też progi uskokowe zbudowane z mułowcowej serii węglonośnej (m.in. książęcy). Na półzrębie książęcym w jego części wschodniej (rys. 28) występują mniej odporne piaskowce, które mogła oszczędzić erozja, zapewne dzięki zjawisku odwodnienia i podnoszenia odporności w warunkach klimatu pustynnego. Wyraźnie odwzorowane są młodociane lica uskoków, podkreślone progami na czołach warstw mułowcowych. Uwypuklają one zarys obrzeży płytkich kotlin synklinalnych: brynickiej, częściowo sączowskiej, bytomskiej, głównej i Nieporaz–Brodła (chrzanowskiej), oraz chwałowickiej i jejkowickiej (rys. 3, 4, 12, 13).

Strukturalny charakter rzeźby kotlin potwierdza ukształtowanie garbów ciągnących się wzdłuż biegu bardziej odpornych warstw karbonu. Formy międzykotlinowe dopasowane do siodeł i półzrębów zostały założone na podłożu odpornych piaskowców i mułowców, a także granitów karbońskich i wulkanitów permskich oraz skał magmowych i metamorficznych budujących garby Rzeszotar i grzbiety na południu GZW (rys. 11). Pierwszego rzędu morfotypami podtriasowej niezgodności są kotliny synklinalne i garby antyklinalne, silnie uwarunkowane strukturą podłoża, które wyróżniają się odwzorowaniem przez resekwencję. Młodociane progi uskokowe półrowów są mniej wyraźne, drugorzędne, jakkolwiek rzeźbotwórcze dla kotlin zapadliskowych. Wykrycie ich w morfologii niezgodności podtriasowej utrudnia odmłodzenie tych uskoków z dużo większym zrzutem w fazach środkowo- i młodoalpejskich (uskoki monokliny śląsko-krakowskiej i schodowe rowu przedkarpackiego). Rzeźbotwórcza rola spękań i drobnych uskoków szczególnie jest podkreślana w związku z wyjaśnianiem genezy złóż rud Zn-Pb na Górnym Śląsku, których największe koncentracje grupują się nad strefami ścinania: Kraków–Myszków, Lublińca, Tarnowskich Gór i uskoku górnośląskiego (Sass-Gustkiewicz, Dżułyński, 1998). Zdaniem cytowanych autorów w rzeźbie podtriasowej zaznaczały się wysokie wzgórza zbudowane z silnie spękanych skał na skrzyżowaniu stref dyslokacyjnych, ułatwiających dostarczanie ascenzyjnych roztworów mineralizujących przez niezgodność do utworów wapienia muszlowego, głównie po zakryciu ich utworami kajpru.

Uwagi o paleogeografii i rozwoju rzeźby niezgodności podtriasowej

Powierzchnia erozyjna na podłożu utworów czerwonego spągowca i karbonu na obszarze zagłębia mogła się rozwijać już w turyngu, wraz z zanikiem sedymentacji w permskim rowie Sławkowa. Po fazie saalskiej (270–268 Ma) w cechsztynie ustabilizowały się warunki erozji i denudacji, której bazę erozyjną stanowił basen środkowoeuropejski z szybko obniżanym poziomem morza – aż o 200 m (tab. 1). Ląd górnośląski stanowił wówczas wschodni odcinek łańcucha waryscyjskiego – wału windelickiego i północny brzeg morza cechsztyńskiego. Procesy rzeźbotwórcze wału o topografii zbliżonej do gór niskich były uwarunkowane klimatem ciepłym, półsuchym (Szwarzbach, 1974; Wagner, 1997). W strefie morfoklimatycznej półsuchej (tab. 3) za główny proces rzeźbotwórczy uważa się intensywne wietrzenie fizyczne, w mniejszym stopniu chemiczne, których produkta-

mi są pokrywy wietrzeniowe gruzowo-pylaste ze skorupami konserwującymi rzeźbę. W analogii do procesów współczesnych cechsztyński klimat sprzyjał wgłębianiu zrównań oraz formowaniu pedymentów na lądzie sudecko-śląskim, których ekwiwalentem erozyjnym są osady ewaporatowe środkowopolskiej playi (Sokołowski, 1968; Peryt, Wagner, 1997). Zapewne na podłożu najmniej odpornych glin sławkowskich utrzymywały się zagłębienia – przetrwały depresje, wypełniane następnie osadami salinarnymi cechsztynu w niecce Bolesławia i Liplasu (por. Siedlecka, 1964; Moryc, 1971; Kiersnowski, 1991). Dopasowanie rzeźby do struktury podłoża utworów silezu ułatwiła długotrwała denudacja, działająca selektywnie na skały serii mułowcowych z tendencją do oszczędzania serii piaskowcowych głęboko odwodnionych zarówno na antyklinach lub zrębach, jak i w synklinach (nieckach) lub w półrowach uskoków schodowo-kulisowych rowu permskiego Sławkowa (Jura, 1997b). Proces dojrzewania rzeźby na wychodniach utworów karbonu w cechsztynie z możliwością tworzenia parapedymentów był kontynuowany w dolnym triasie, aż do transgresji morza górnego pstrego piaskowca i wapienia muszlowego.

Na mapach paleogeograficznych Europy u schyłku permu i w dolnym triasie zrekonstruowano obniżenia, zwłaszcza basenu – bruzdy środkowopolskiej wypełnionej osadami cechsztynu, i rozległych wałów ukształtowanych na silnie zdegradowanych pasmach górskich waryscydów (Ziegler, 1990). Główne jednostki wyniesień morfologicznych wału windelickiego stopniowo rozszerzały się o tarasy po reliktowym basenie ewaporatowym cechsztynu, w którym zanikała sedymentacja czerwonych osadów kontynentalnych w środowiskach jeziornych, rzecznych i wydmowych (Wagner, 1997; Kiersnowski, 1998). Przypuszcza się, że w warunkach suchego i ciepłego klimatu oraz globalnego podniesienia poziomu morza (około 100 m – tab. 1) nastąpiło zmniejszanie erozji i denudacji, sprzyjające łagodzeniu (starzeniu się) głównych rysów ówczesnej rzeźby. W okresie wielkiego przełomu równania gór waryscyjskich na obszarze GZW nadal wznosił się rozczłonkowany płaskowyż we wschodniej części wału windelickiego. W obrębie wypiętrzenia sudecko-małopolskiego o wyżynnej topografii z drugorzędnymi kotlinami zapadliskowymi w rowie Sławkowa występowały grzbiety półzrębowe dębnicko-siewierskie i u czoła nasunięcia morawsko-śląskiego. Płaskowyż opadał pocechsztyńskim tarasem sudecko-śląskim do bruzdy środkowopolskiej (Szyperko-Teller, 1997; Wagner, 1997) i wznosił się ku południowi w stronę lądu Prakarpat (rys. 11).

Postępująca od północy transgresja morza szelfowego w dolnym triasie podniosła bazę erozyjną na wyżynie górnośląskiej o ponad 100 m (tab. 1). Spowolnienie denudacji doprowadziło do nagromadzenia dużych ilości materiału zwietrzelinowego w dolinach rzek, a zwłaszcza w strefie brzegowej morza, w ówczesnej dziedzinie morfoklimatycznej półsuchej (Bless, Fernandez-Narvaiza, 1995). Warunki te sprzyjały formowaniu parapedymentów na podłożu skał odpornych i *glacis*-erozyjnych na podłożu glin

sławkowskich. W kotlinach i dolinach zalegały pokrywy wietrzeniowe, które miejscami zakryły osady warstw świerklanieckich, częściowo wyrównujące morfologię. Płasko-wyżynny relief niezgodności podtriasowej, rozwiniętej na podłożu fałdowo-blokowej struktury zapaliska górnośląskiego, świadczy – zdaniem S. Bukowego i D. Jury (1982) – o częściowym zrównaniu i zrównoważeniu izostatycznym górotworu waryscyjskiego, podkreślonym przez uformowanie pedypleny nadbrzeżnej, przygotowanej do transgresji w pstrym piaskowcu.

Płytki zalew w najniżej położone kotliny na północy, do centrum i na wschodzie zagłębia stopniowo rozszerzał się, aż morze retu wkroczyło na garby i płaskowyże, pozostawiając cienkie osady transgresywne. Długotrwała transgresja do dolnego wapienia muszlowego ukształtowała silnie urozmaiconą linię brzegową typu zatokowego, riasowego podłużnego, z licznymi wyspami (rys. 11). W strefie brzegowej abrazyjnej został zdeponowany materiał żwirowo-piaszczysty, a w partiach osiowych zatok, utworzonych w kotlinach rybnickiej, bytomskiej i chrzanowskiej, sedymentował materiał dojrzały, drobnoklastyczny, pochodzący z pedypleny. Wraz z wypełnianiem tych depocentrów przez osady pstrego piaskowca malała ilość materiału terygenicznego, zastępowanego wapieniami oolitowymi, marglami i dolomitami z wtrąceniami gipsów. Środowisko ewaporatowe, przybrzeżne zanikło w recie i zmieniło się w lagunowe, z sedymentacją biogeniczną i chemiczną muszlowo-oolitową, w wapieniu muszlowym, w zatoce katowickiej (Senkowiczowa, 1973, 1997; Pawłowska, 1982, 1985). W wyniku wieloetapowej transgresji i lokalnej abrazji uprzednia rzeźba wygładziła się – zwłaszcza rzeźba garbów siodłowych i półzrębowych. Na tarasie górnośląskim przetrwały wyspy (Chudzikiewicz, 1983) jako morfostruktury grzbietów pasywnie odwzorowanych i młodocianych progów uskokowych, aktywnych o licach dobrze zakonserwowanych w klimacie suchym. Szczegóły ukształtowania pedymentów na obszarach kotlin – morfotypów powierzchni zakrytych utworami lądowymi pstrego piaskowca środkowego, są zatarte, zastąpione formami wybrzeża transgresywnego. Zdaniem A. Szyperko-Teller i W. Moryca (1988) w wapieniu muszlowym taras górnośląski stanowił peryferyczną, przybrzeżną i płytkowodną lagunę z barierami w obrębie zatoki katowickiej (Gajewska, 1997). Skala abrazji była znaczna, zwłaszcza na brzegach klifowych wysp grzbietu dębnicko-siewierskiego, zbudowanego z dolomitów dewonu. Deniwelacje klifu, dochodzące do kilkunastu metrów, odsłoniętego w kamieniołomie Nowa Wioska (Śliwiński, 1965, 1982; Bardziński, 1997; Trzepierczyński, 1997a) wskazują na wielokrotnie wyższy brzeg abrazyjny. Pod koniec ladynu rozpoczęła się regresja i erozja młodych osadów, prowadząca do ekshumowania powierzchni poddolnotriasowej ze znacznej części obszaru GZW. Południowa i południowo-zachodnia jego część była silniej wypiętrzona, ponieważ stwierdzono dużą subsydencję w bruździe środkowopolskiej (rys. 11). Względnemu wyniesieniu (około 1500 m) towarzyszyło zapewne uskokowanie i migracja

silnie zmineralizowanych wód porowych. Najkorzystniejsze warunki do wytrącania minerałów siarczkowych panowały w spękanych i krasowiejących wapieniach gogolińskich poniżej ekranu, który stanowiły dolomity diploporowe (por. Śliwiński, 1978; Różkowski et al., 1979; Harańczyk, 1979, 1988, 1993; Sass-Gustkiewicz, Dżułyński, 1998).

Stadia ewolucji niezgodności podtriasowej są następujące:

• Inicjalne – w wyniku obniżenia poziomu morza światowego i podniesienia izostatycznego w późnym saksonie (faza altmark) morawsko-śląsko-krakowskiej części orogenu waryscyjskiego z tafrogenicznym rowem permskim Sławkowa utworzyła się zróżnicowana morfostruktura wału windelickiego. Późnowaryscyjskie ruchy diktyogeniczne górotworu o powierzchni dyskordantnej morfotektonicznie z nabrzmieniami górskimi (pasm morawsko-śląskiego i siewiersko-dębnickiego) i obniżeniami (sebkhi Sławkowa i Liplasu) nadały im morfostrukturę topograficznie zbliżoną do niskich gór z pedymentami kotlinowymi i dolinnymi w klimacie suchym o ciepłym reżimie.

• Młodociane – na przełomie permu i triasu panował klimat suchy gorący, postępowało też podnoszenie się poziomu morza o 100 m, zmniejszające głębokość erozji. Sieć dolinna nawiązywała do obniżeń, z kolei denudacja sprzyjała wgłębianiu zrównań oraz formowaniu pedymentów.

• Dojrzałe – w dolnym pstrym piaskowcu na podłożu skał karbonu o różnej odporności rozwinęła się rzeźba strukturalna krawędziowa oraz dolin synklinalnych i kotlin zapadliskowych. Garby i grzbiety antyklinalne i półzrębowe okrywała gruba zwietrzelina gruzowo-pylasta ze skorupami żelazistymi, którą podścielała strefa pstrych wietrzelisk (z Suminy) o miąższości rzędu 15–20 m.

• Starcze – w środkowym pstrym piaskowcu na skałach odpornych karbonu utworzyły się parapedymenty, a ukształtowane na seriach mułowcowych płaskodenne szerokie doliny (wadi) zostały wyścielone żwirami i piaskami. Z rozmywanych zwietrzelin i redepozycji aluwiów powstały osady przybrzeżne na rozrastającym się ku południowi wybrzeżu morza środkowopolskiego. Utwory świerklanieckie wypełniły doliny i kotliny do wysokości około 20–25 m, rozwinięte na postwaryscyjskiej parapedyplenie nadmorskiej o reliefie wyżynnym.

• Finalne – wybrzeże górnośląskie wyrównane przez osady aluwialne piasków i mułów o czerwonym zabarwieniu objęła transgresja w górnym pstrym piaskowcu. Morze środkowopolskie o urozmaiconej zatokowej linii brzegowej wkraczało etapami w miarę uginania tarasu górnośląskiego, wygładzając relief brzegów. Szerokie doliny i kotliny zamieniły się w laguny. Grzebanie powierzchni podtriasowej przez osady morskie retu (warstwy z Bierunia o miąższości 22–48 m) i wapienia muszlowego o miąższości do 150 m doprowadziło do zakrycia utworów karbonu i permu w centrum i na północy zagłębia. W południowej jego części rozciągło się wybrzeże lądu sudecko-śląskiego.

• Deformacyjne – od momentu zakrycia powierzchni erozyjnej rozpoczęła się subsydencja i wypiętrzanie zaznaczone odgrzebywaniem i przekształcaniem rzeźby. Małe deformacje niezgodności podtriasowej wiąże się z ugięciem subsydencyjnym w bruździe środkowopolskiej w fazach staro- i młodokimeryjskiej, największe deformacje zaś miały miejsce podczas jej sfałdowania w epejrogenezie środkowoalpejskiej. Istotne zmiany deformacyjne zostały zapisane w strukturach morfotektonicznych młodszych powierzchni niezgodności: podjurajskiej, podkredowej i podmioceńskiej. Znaczące rozbicie niezgodności na bloki uskokowe i schodowe wystąpiło w fazach młodoalpejskich.

Powierzchnia niezgodności podtriasowej jest dyskordancją postorogeniczną, ukształtowaną w postwaryscyjskim cyklu morfotektonicznym, a zarazem podpokrywową epiwaryscyjskiej platformy środkowoeuropejskiej. Niezgodność ta potwierdza zrównanie górotworu fałdowo-intruzywnego (rozdziela piętro orogeniczne i tafrogeniczne od pokrywowego) i wygaszenie ruchów izostatycznych, a zarazem konsolidację górotworu waryscyjskiego.

Podjurajska powierzchnia niezgodności

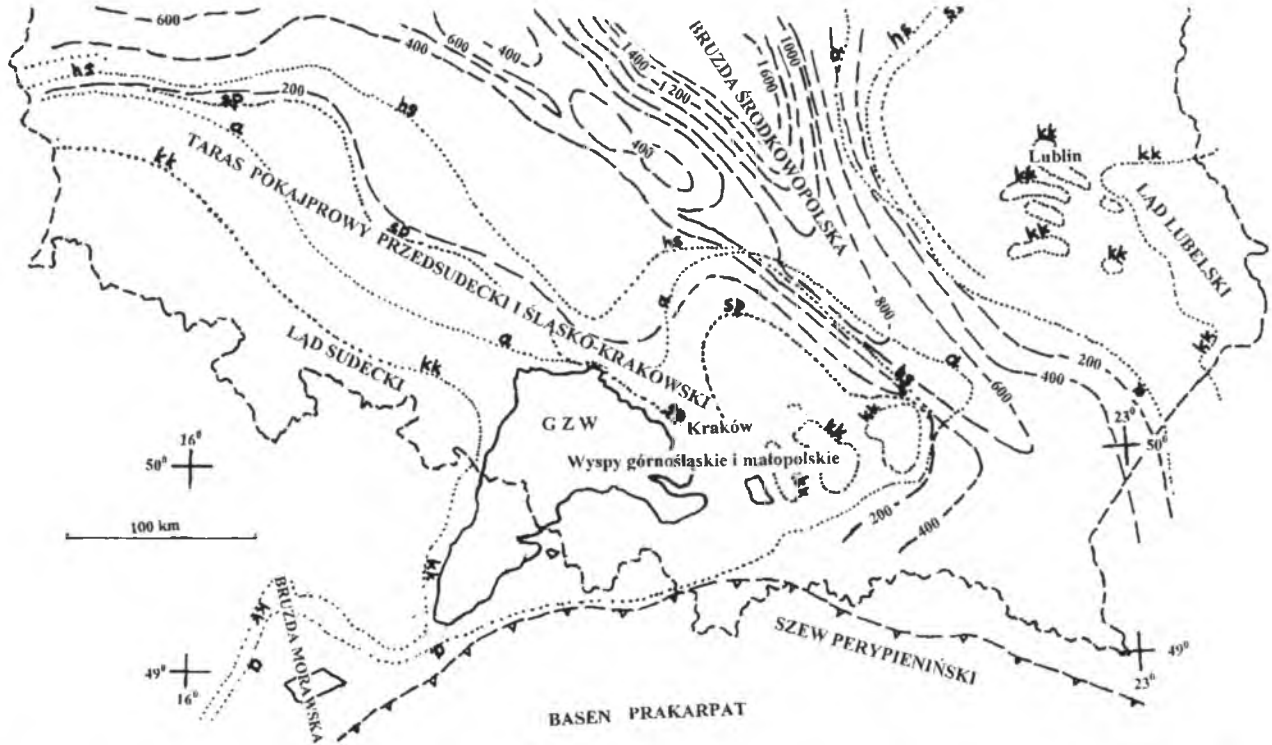
Położenie geologiczne niezgodności podjurajskiej

Powierzchnia podjurajska na podłożu utworów karbonu została stwierdzona kilkoma wierceniami w południowo-wschodniej części GZW (rys. 3, 4) i można ją ekstrapolować ze spągu osadów jury krakowsko-wieluńskiej (polskiej). Sekwencje transgresywno-regresywne liasu i doggeru, wyjątkowo keloweju i oxfordu, tworzą wyraźną prawiezgodność między różnymi ogniwami triasu, miejscami permu i niezgodność kątową z karbonem. Dolna strona prawiezgodności w skali obszaru Polski rozciąga się głównie na podłożu osadów retyku w licznych bruzdach resztkowego basenu środkowopolskiego i na szerzej rozprzestrzenionych osadach noryku i karniku (Dadlez, 1973; Deczkowski, 1997). Osady kajpru obecne w rejonie GZW zachowały się na tarasie potriasowym przedsudecko-śląsko-małopolskim i w zatoce chrzanowskiej (rys. 14). Różnorodne osady kontynentalne czerwonej asocjacji kajpru, zdeponowane w zbiorniku środkowopolskim, stanowią podstawę do odtwarzania zdarzeń rzeźbotwórczych na lądzie sudecko-śląskim. Na rekonstrukcjach paleogeograficznych z końca retyku rysuje się formy o deniwelacjach rzędu 200 m między wałem śląskim a opadającym tarasem do bruzdy oleśnickiej (Deczkowski, 1997). Pokrywa epikontynentalnych osadów jury zalega na różnych ogniwach triasu w północno-wschodniej części zagłębia, a na utworach karbonu w jego południowo-wschodniej części i na południowych Morawach koło Brna (Menčik et al., 1983; Oszczypko et al., 1989). W części górnośląskiej lądu windelickiego powierzchnia niezgodności podjurajskiej kształtowała się od regresji morza wapienia muszlowego, początkowo w strefie brzegowej wysychającej zatoki – laguny chrzanowskiej i później podczas jej wypełniania osadami kajpru przy tendencji do obniżania poziomu oceanu (tab. 1). Okres zakrywania równiny aluwialnej i utworzenia niezgodności przypada na lias,

aż do transgresji morza w doggerze, głównie w batonie (rys. 14), w warunkach klimatu subtropikalnego wilgotnego (cieplarnianego w trybie ciepłym), stopniowo osuszanego (Frakes et al., 1992) (tab. 6).

Górną granicę niezgodności podjurajskiej w zagłębiu wyznacza się w spągu utworów silikoklastycznych z wkładkami węgli, syderytów i węglanów liasu oraz serii piaszczystych doggeru. Ostrość spągowej granicy podkreślają żwiry połomskie złożone z oligomiktycznych zlepieńców i piaskowców kwarcowych o miąższości do 40 m. Otoczakami są kwarce żyłowe, kwarcyty, jaspisy i lidyty oraz sporadycznie łupki kwarcytowe, arkozy, piaskowce, porfiry i skrzemieniałe pnie drzew oraz drobne okruchy skał węglanowych. Żwiry połomskie zalegają na starszych utworach triasu górnośląskiego jako aluwia i proluwia, zachowane w formach wydłużonych rynien (Doktorowicz-Hrebnicki, 1956; Dadlez, 1973; Kotlicki, 1979). W bezpośrednim podłożu żwirów miejscami występują czerwone iłowce, z brekcją formacji lisowskiej i wapienie woźnickie (Gąsiorowski, Piekarska, 1986), a nawet warstwy helenowskie (redeponowane pokrywy wietrzeniowe). Na północ od GZW, na obszarze szczegółowo skartowanym przez Z. Heliasza et al. (1994), potwierdzono wiek żwirów połomskich na wczesnoliasowy (Jakubowski, 1977). Zdaniem Z. Deczkowskiego (1997) należy je korelować z utworami noryku. W profilach litologiczno-sedymentologicznych litofacji żwirowo-piaszczystej przeważa normalna gradacja uziarnienia i wzrost dojrzałości materiału. Lateralnie osady żwirów przechodzą w facje piaskowców i w serie mułowcowo-ilaste. W obrazie paleogeograficznym wystąpienia żwirów układają się w koryta dużych dolin roztokowych o przebiegu zbliżonym do NE–SW, którymi materiał przemieszczał się do bruzdy środkowopolskiej z południa – z lądu sudecko-śląskiego (Deczkowski, 1997). Za główne źródło materiału żwirowego uważa się południową część zagłębia (Jakubowski, 1977), co potwierdził przesłankami morfologiczno-hydrologicznymi A. Różkowski et al. (1979). Skład petrograficzny otoczaków w żwirach połomskich wskazuje na erozję wyniesień zbudowanych głównie ze zlepieńców i piaskowców, m.in. ogniwa z Pielgrzymowa formacji morawickiej kulmu, piaskowców zamkowych z warstw porębskich namuru A, górnośląskich namuru BC, krakowskich westfalu i arkozy kwaczalskiej stefanu.

Szeroko rozprzestrzenione drobnookruchowe i limniczno-bagienne osady liasu z poziomami gleb i węgla zachowały się na obszarach pozakorytowych rozległych równin zalewowych, dominujących w krajobrazie na północ od GZW. W rejonie częstochowskim na różnych ogniwach triasu stwierdzono piaszczysto-mułowe warstwy podwęglowe, utworzone w środowisku brakicznym w pliensbachu i utwory węglonośne warstw blanowickich o lokalnym zasięgu (Daniec, Deczkowski, 1978). Szerzej rozprzestrzenione są utwory mułowcowe i piaskowcowe warstw łysieckich dolnych (piaski plażowe, przybrzeżne), zaliczane do utworów transgresywnych toarsu dolnego. Warstwy łysieckie górne serii mułowcowo-piaszczystej z licz-



Rys. 14. Szkic paleogeografii liasu i doggeru GZW oraz regionów sąsiednich z zasięgiem osadów basenu hetangu–synemuru (*hs*), synemuru górnego, pliensbachu i toarsu dolnego (*sp*), aalenu (*a*) i kujawu–keloweju (*kk*), wg Z. Deczkowskiego (1997) i K. Dayczak-Calikowskiej, Z. Deczkowskiego (1997), z uzupełnieniami. Paleoizopachyty w metrach

Fig. 14. Paleogeographic sketch of the Liassic and Dogger in the USCB and surrounding areas, and extents of the Hettangian–Sinemurian (*hs*), Upper Sinemurian, Pliensbachian and Lower Toarcian (*sp*), Aalenian (*a*) and Kuiavian-Callovian (*kk*) basins according to Z. Deczkowski (1997), K. Dayczak-Calikowska & Z. Deczkowski (1997), modified. Jurassic transgression changed the relief of the USCB, which was slowly covered by the sea and fossilised by sediments. Paleoisopachs in metres

nymi napławionymi szczątkami roślin i przewarstwień węgli o odwróconej gradacji uziarnienia wskazują na sedymentację bagienną i brakiczną w toarsie górnym. W utworach tych G. Pieńkowski (1997) wyróżnił sekwencje stratygraficzne z cyklami depozycji rzecznej i odwróconej deltowej, przynależnej do ciągu obrzeża szelfu (Feldman-Olszewska, 1997). Sedymentologiczne cechy osadów liasu wskazują na charakterystyczne transgresywno-regresywne następstwo. Utwory te zalicza się do kompleksu dolnego, przedtransgresywnego, reprezentowanego przez osady ilasto-piaszczyste z burowęglami (warstwy blanowickie i łysieckie). Lokalnie rozwijały się procesy wietrzeniowe orsztynizacji i bielicowania, prowadzące do powstania iłów ogniotrwałych, m.in. glinek grojeckich, wykształconych jako mułowce z iłami i glebami kopalnymi oraz pokładami węgla młodszego liasu.

Transgresywną powierzchnię podjurajską, najszerzej rozprzestrzenioną w doggerze, wyznacza spąg piaszczysto-żwirowych warstw kościeliskich batonu. W obszarze na północ od GZW transgresja rozpoczęła się w bajosie, do jego południowej części zaś dotarła dopiero w keloweju dolnym (zlepieńce i margle glaukonitowe). Kompleks środkowy transgresywny reprezentują: zlepieńce niegowonickie kujawu (miąższość do 12 m) oraz utwory iło-mułowo-piaszczyste z poziomami syderytów batonu (piaski kościeliskie, iły rudonośne, czerwony zlepieniec parczowski, wapienie piaszczyste z poziomem oolitu balińskiego o miąższości do 14 m). Zróżnicowane wykształcenie, zasięgi i grubości tych osadów wskazują na środowisko depozycji rzeczno-deltowe, plażowe i przybrzeżne (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973), na równinie aluwialnej zrównywanej abrazją. Uzależnienie sedymentacji od reliefu podłoża, jak np. zatopienie w górnym batonie twardzielcowego garbu porfirowego w Zalasie, utrzymywało się jeszcze w keloweju, na co wskazują m.in. występujące w okolicach Krakowa piaski i piaskowce wapniste i wapienie piaszczyste z krynoidami, miejscami wapienie oolityczne z fauną, margle glaukonitowe oraz wapienie gruzłowe i warstwa stromatolitowa (Bukowy, 1962, 1974; Hoffmann, Matyszkowicz, 1989). Dopiero w malmie miejsce utworów facji brzegowych zajęły margle i wapienie płytowe, gąbkowe i skaliste, które tworzą gruby, 300-metrowy kompleks (Jurkiewiczowa, 1974). W stropie wapieni skalistych zaznacza się powierzchnia erozyjna, potwierdzona spłyceniem, z wynurzeniem bioherm i płytkowodną sedymentacją wyżejległych wapieni ziarnistych.

Utwory jurajskie są słabo zdeformowane przez uskoki. Za główną strukturę uważa się monoklinę śląsko-krakowską (Bukowy, 1974), jakkolwiek podrzędne fałdy i bloki uskokowe pokrywy jurajskiej są dyskusyjnie interpretowane z położenia warstwowania w biohermach wapieni skalistych o soczewkowych kształtach z powierzchniami stropowymi często nachylonymi do około 30° (Hoffmann, Matyszkowicz, 1989). Utożsamianie ich z granicami warstw prowadziło do wykartowania licznych fałdów i uskoków (Doktorowicz-Hrebnicki 1956; Bednarek, 1978; Bednarek et al., 1978). Pierwsze deformacje powierzchni niezgodności podbatońskiej

są pochodnymi subsydencji – uginania lądu sudeckiego i tarasu pokajprowego przedsudecko-śląsko-krakowskiego, objętego ruchami talassogenicznymi w fazie aggasiskiej, aż do pełnego zalewu, co najmniej 250 m pod poziom ówczesnego morza (tab. 1). Śląsko-krakowska północno-wschodnia część GZW uległa subsydencji ku północnemu wschodowi, wschodnia ku wschodowi, a morawska ku południowi (rys. 14). To różnokierunkowe obniżanie znajduje wyraz w licznych strukturach ugięciowych osadów jury, reprezentowanych przez drobne deformacje fleksurowe i uskoki. Przeważają struktury o kierunku NW–SE, odpowiadające osi głównej subsydencji w basenie doggeru i malmu krakowskiego (Bukowy, 1974; Krokowski, 1984) oraz bruzdy środkowopolskiej (Hakenberg, Świdrowska, 1997). Powierzchnia transgresji doggeru uległa ugięciu podczas wypiętrzania w fazie młodokimeryjskiej, którego efektem strukturalnym był hipotetyczny wał górnośląski z elewacją w centrum i na zachodzie GZW. Młodsze deformacje fazy laramijskiej doprowadziły do utworzenia monokliny śląsko-krakowskiej, nachylonej do kilkunastu stopni ku NEE (część północna GZW) i ku wschodowi (część krakowska i podkarpacka). Skręcanie upadu monokliny i niezgodności podjurajskiej od północnego wschodu do wschodu uformowało nosy i zatoki strukturalne (rys. 14, 15).

Kolejne ugięcia powierzchni poddoggerskiej powstały przed czołem nasunięcia Karpat w obrębie homokliny podbeskidzkiej, pochodnej wginania rowu podkarpackiego na południe (głównie faza styryjska). Nierównomierne ugięcia płyty jurajskiej podkreślają liczne fleksury i uskoki tworzące subrównoleżnikowe rowy, m.in.: krzeszowicki, Rybnej i Cholerzyna oraz zręby Tenczynka, Płazy, Kajasówki, Czernichowa (Gradziński, 1972; Bukowy, 1974; Rutkowski, 1986, 1992). Amplituda zrzutów wynosi od kilkudziesięciu metrów do kilkuset metrów (Dżułyński, 1953; Doktorowicz-Hrebnicki, 1956; Bogacz, 1967, 1980b; Oszczypko et al., 1989; por. *Atlas...*, 1994). Zapadanie do 20° homokliny podbeskidzkiej między Samborkiem i Trzebunią – od głębokości 0 m p.p.m. do 3200 m p.p.m. jest dobrze udokumentowane położeniem utworów jurajskich na profilach sejsmicznych (rys. 4 i 7.3); (Konior, 1974, 1978; *Atlas*...,1994).

Morfologia podjurajska i uwagi o paleogeografii

W ukształtowaniu niezgodności podliasowej wyróżnia się na obszarze Polski ląd sudecki i śląsko-krakowski, który opada tarasem potriasowym do rowu Kalisz–Kamieńsk (rys. 14). Ląd i taras płatowo zakrywają żwiry połomskie i zalegające przekraczająco utwory od hetangu do toarsu (Dayczak-Calikowska, 1997). Na górnej stronie niezgodności poddoggerskiej

w formie odlewów zaznaczają się płytkie koryta rzek meandrujących na równinie zalewowej, które wypełniają żwiry połomskie. Osady tych dolin mogą być świadectwem przemieszczenia i nagromadzenia materiału z pustyni żwirowej norycko-retyckiej o topografii podobnej do wyżyny. Ten materiał żwirowy redeponowany i przemywany zalegał u podnóża rozcinanych płaskowyży i garbów na południu GZW, wyniesień Rzeszotar i Krakowa oraz garbów płaskowyżu Moraw. Wysokości względne garbów można szacować na około 200 m ponad dna dolin. Końcową resedymentację żwirów należy odnosić do szybkiego podnoszenia poziomu oceanu światowego (Haq et al., 1987; Golonka et al., 1997) w warunkach klimatu cieplarnianego o reżimie ciepłym i suchym (Frakes et al., 1992) (tab. 6). Inną przesłanką dolnojurajskiej morfologii na obszarze GZW jest położenie zwietrzelin, glinek mirowskich i grojeckich występujących w podłożu utworów transgresywnych batonu. Glinki są produktem intensywnego wietrzenia kaolinitowego, w tym przypadku arkoz kwaczalskich, w ciepłym oraz okresowo ciepłym i wilgotnym klimacie (Gradziński, 1972). W tej strefie morfoklimatycznej wgłębiania zrównań (tab. 3) przeważa wietrzenie chemiczne i tworzą się pokrywy kaolinowe oraz szeroko rozprzestrzenione lateryty w zagłębieniach na płaskowyżach (Klimaszewski, 1978). Zwietrzeliny te mogły się zachować w obniżeniach poniżej platformy abrazyjnej w okolicy wzgórz: Mirowskiego i Kajasówski. Maksymalną deniwelację reliefu powierzchni stropu karbonu w liasie można ocenić na około 80–100 m, podobnie jak w rejonach sąsiednich (Jurkiewiczowa, 1967; Konior, 1974). Znacznie wyżej mógł się wznosić obszar południowy podkarpacki GZW (Różkowski et al., 1979).

W odniesieniu do bruzdy środkowopolskiej, wypełnionej osadami triasu o miąższości około 2000 m, jej względnym ekwiwalentem subsydencji był ląd śląsko-krakowski, wyniesiony ponad 1000 m (rys. 14). Postępująca w jego stronę transgresja w liasie zajęła taras śląsko-krakowski o szerokości ponad 100 km po linię Odra–Wisła. Odtwarzanie morfotypów sprzed silnego impulsu transgresji w karyksie jest utrudnione, ponieważ wkraczała ona na skały silnie zwietrzałe, okryte grubą pokrywą wietrzeniową gruzowo-gliniastą, właściwą dla tropikalnej dziedziny morfoklimatycznej. Formy uprzednie były chronione i słabo przekształcone przez abrazję, którą hamował materiał zwietrzelin. Dopiero silna transgresja w doggerze zatopiła wygładzone formy wybrzeża i pogrzebanych koryt rzecznych. Szerokie rozprzestrzenienie uzyskała zapewne powierzchnia podbatońska, zrównana abrazyjnie aż do południowych Moraw, jakkolwiek jednoznaczne ustalenie pierwotnego zasięgu osadów doggeru na obszarze GZW jest dyskusyjne (Dayczak-Calikowska, 1997).

Rozszerzenie interpretacji morfologii podjurajskiej można uzyskać z analizy paleogeografii górnego triasu, a więc okresu początkowego rozwoju rzeźby. Pierwsze formy zaczęły powstawać wraz z powolnymi ruchami epejrogenicznymi w fazie labińskiej po regresji morza wapienia muszlowego.

Zapisem historycznym tego ciągu zdarzeń w kajprze jest resztkowa sedymentacja w lagunie chrzanowskiej i lublinieckiej (rys. 11, 14). Wynurzenie powierzchni dolomitów wapienia muszlowego i wychodni utworów karbonu było minimalne, ponieważ jego ekwiwalentem denudacyjnym są ilasto-dolomityczne sedymenty (formacja chrzanowska i bolesławiecka), których materiał pochodził z najbliższego otoczenia sebkhi chrzanowskiej w klimacie gorącym półsuchym (Bilan, 1976). Kolejne obniżenie bazy erozyjnej wraz z ruchami epejrogenicznymi fazy eokimeryjskiej (hiatus między kajprem i retykiem) zostało odnotowane ożywieniem erozji, zarejestrowanym przez korelatywną serię mułowo-piaszczystą formacji grabowieckiej, zdeponowaną w środowisku jeziornym i rzecznym na regresywnej równinie aluwialnej w odziedziczonej kotlinie (sebkhce) chrzanowskiej. W warunkach klimatu ciepłego półpustynnego, z okresami suchymi i wilgotnymi (Frakes, 1979), wietrzenie i denudacja wyrównały relief, którego ekwiwalentem są osady warstw gipsowych dolnych z dolomitem granicznym (formacji chrzanowskiej) i piaskowcem trzcinowym (formacji bolesławieckiej), utworzonym podczas ingresji (Bilan, 1976; Gajewska, 1997). Formację bolesławiecką reprezentują różne litofacje: od żwirowców i piaskowców przez serie mułowcowe do wapieni i dolomitów o łącznej miąższości około 50 m. Ich sedymentacja odbyła się w płytkim rozlewisku typu brakicznego w zatoce chrzanowskiej – między półwyspem małopolskim a lądem sudecko-śląskim. W górnym kajprze basen środkowopolski cofnął się o około 20–30 km na północ i opuścił zatokę chrzanowską, głównie w wyniku zmiany klimatu na bardziej suchy i gorący (tab. 6). Wyróżnia się przednorycką lukę sedymentacyjno-erozyjną, zapisaną w przesunięciu resztkowego basenu na wschód i w łagodnym pochyleniu lądu sudecko-śląskiego na północny wschód (Gajewska, 1997).

W noryku–retyku powraca sedymentacja w zatoce chrzanowskiej. Utworzyły się w niej iłowce brązowe i szarozielone, plamiste, z mułowcami szarymi zawierającymi florę, oraz wkładki iłowców wiśniowych z powłokami węglanowymi i gruzłami caliche przy stropie. Te pokrywy wietrzeniowe są miejscami zsilifikowane ze skorupami typu hardpan (Pieńkowski, 1997) lub zdolomityzowane. Wyżej ległe utwory brekcji i zlepieńców węglanowych oraz mułowce ze sferolitami syderytowymi, iły pstre i glinki białawoszare z różowymi przewarstwieniami interpretuje się jako pokrywy wietrzeniowe z resedymentacją w strefie granicznej z lądem (przybrzeżnej), do której dopływał materiał ze zrównanego obszaru, płaskowyżu lub pedepleny sudecko-śląskiej. W retyku utworzyły się playa wypełnione przez wapienie woźnickie i formację z Lisowa o miąższości do 90 m (Gąsiorowski, Piekarska, 1986; Heliasz et al., 1994). Brekcja lisowska facjalnie zazębia się ze zlepieńcami węglanowymi i piaskowcami litycznymi, których pozycja stratygraficzna i geneza wzbudzają kontrowersje (Znosko, 1955; Deczkowski, 1997). Ich depozycja mogła mieć miejsce w warunkach klimatu półsuchego (tab. 6) w wyniku spłukiwania, którego pozostałością były osa-

dy żwirów koryt rzecznych lub stożków napływowych. Występujące w wyższych partiach profilu wapienie woźnickie są trawertynami i wapieniami jeziornymi (Gąsiorowski, Piekarska, 1988). Środowisko sedymentacji tych osadów u schyłku retyku zbliżyło się do występujących na pustyni żwirowej, która przypuszczalnie obejmowała częściowo obszary przyległe, w tym przypadku GZW.

Zmiany paleogeograficzne w dolnej i środkowej jurze, w obrębie morza środkowopolskiego i na lądzie śląsko-krakowskim, dostarczają przesłanek do odtwarzania rozwoju grzebania rzeźby niezgodności poddoggerskiej (rys. 14). Zmiana klimatu w liasie na coraz bardziej wilgotny (tab. 6) oraz wzrost opadów (Frakes et al., 1992) umożliwiły nasilenie erozji garbów i płaskowyżów na obszarze wychodni karbonu GZW, a także rozmywanie osadów żwirów zdeponowanych u podnóża płaskowyżu sudecko-śląskiego. Te uwarunkowania morfologiczne i klimatyczne potwierdza akumulacja drobnoziarnistego materiału w najniżej położonych depocentrach pokajprowych i materiału żwirowego warstw połomskich w korytach rzek okresowych. Dalsze zasypywanie równi zalewowych i obszarów kotlin na północ od GZW, przez osady ilasto-mułkowe liasu, jest odzwierciedleniem spadku siły nośnej rzek, charakterystycznym dla obszarów o rzeźbie zrównanej i przygotowanej do transgresji morskiej, która nasiliła się w doggerze (tab. 1). Hipotetyczne formy wklęsłodenne najprawdopodobniej rozciągały się u podnóży progów strukturalnych na czołach warstw: konglomeratów autunu, arkozy kwaczalskiej, serii piaskowcowych krakowskiej i górnośląskiej, węglanów dinantu i dewonu, a zwłaszcza kulmu morawskiego. Absolutna baza erozyjna w liasie znajdowała się na północ od GZW, lokalna zaś w przetrwałych kotlinach: chrzanowsko-bolesławieckiej i lublinieckiej, do których znoszony materiał drobnoklastyczny pochodził głównie z cofanych progów uskokowych i rozcinanych garbów antyklinalnych.

Na przełomie liasu i doggeru ciepły i wilgotny klimat strefy podzwrotnikowej i tropikalnej na lądzie górnośląskim sprzyjał rozwojowi penepleny z formami odwróconymi względem struktury podłoża, podobnie jak współcześnie (Klimaszewski, 1987). Zrównywanie dopełniły osady na płytkowodnych brzegach i abrazja transgredującego morza. Na płaskim wybrzeżu ze słabo zróżnicowaną plażą płytkiego i ruchliwego morza tropikalnego (Dayczak-Calikowska, 1997) istotną rolę geomorfologiczną odgrywały namorzyny. Mangrowia łagodziły procesy niszczenia brzegu (Leontiew et al., 1982), a intensywny ich rozwój został zapisany w osadach węglonośnych liasu. O wyrównanym charakterze rzeźby wybrzeża świadczy obecny, lokalny zasięg utworów plażowych. Platformy abrazyjne objęły cały obszar GZW. Morze doggeru zalało garby i półwyspy w jego centrum i na zachodzie (rys. 14). Z rozkładu miąższości pokrywy jurajskiej, wzrastającej od 100–250 m do 1000 m ku ENE (Konior, 1978), można sądzić o deniwelacjach rzeźby rzędu 150–200 m w centrum GZW. Na południu Moraw, blisko brzegu północnego Tetydy (Dercourt et al., 1990) lub na jego szelfie

(Menčik et al., 1983; Eliáš, Eliášová, 1984), deniwelacje mogły przekraczać 500 m, także z uwagi na tektoniczną interpretację założeń bruzdy morawskiej (Cech, Zeman, 1988). Na obrzeżach lądu sudecko-śląskiego panowały w doggerze warunki klimatyczne dogodne do formowania progów strukturalnych i do rozwoju inwersyjnych form rzeźby względem struktury podłoża (Jura, 1988). Rozcięte zostały m.in. garby zrębowe i antyklinalne Rzeszotary–Kraków na południu i na zachodzie GZW. W odziedziczonych z górnego triasu dolinach synklinalnych i rowach uskokowych erozję hamowała okresowa akumulacja aluwialna (Pieńkowski, 1997).

Abrazja morska w doggerze i malmie stopniowo zrównała rzeźbę uprzednią, lokalnie z odziedziczonymi klifami na twardych skałach, m.in. porfirów w Zalasie (Dżułyński, 1955). Osady transgresywne keloweju wyrównały płaskie wybrzeże równoległe (Tarkowski, 1989) od strony północno-wschodniej i wschodniej oraz strome w południowo-zachodniej części GZW (typu riasowego poprzecznego). Równocześnie nadmorska nizina destrukcyjna (denudacyjno-sedymentacyjna) i równina akumulacyjna były pochylane ku osi subsydencji basenu w ślad za frontem transgresji z kierunku północnego i północno-wschodniego oraz ze wschodniego i południowo-wschodniego. Zapisem ugięcia jest też przekraczające ułożenie osadów doggeru (rys. 14). Abrazja na podwodnych równinach podmorskich i sedymentacyjne pogrzebanie rzeźby utworami morskimi doprowadziły do przemodelowania niezgodności poddoggerskiej. Dalszy rozwój transgresji w oxfordzie spowodował zatopienie półwyspu górnośląskiego i utworzenie płytkiego wału podmorskiego (Matyja, Wierzbowski, 1996). W kimerydzie morze stopniowo wycofało się, inicjując kolejny etap denudacji utworów karbonu. Dynamice zmian eustatycznych w malmie towarzyszyły deformacje (Kutek, 1996) i duże zmiany subsydencji, odpowiadające nagromadzeniu około 2000 m osadów doggeru i malmu w bruździe środkowopolskiej, ze średnim przyrostem od 50 m do 120 m/mln lat (Dadlez, Marek, 1997). W późnej jurze ekstensja z osi bruzdy mogła się przenosić w stronę GZW, której wyrazem strukturalnym są zapewne drobne fleksury w wapieniach jurajskich i ugięcia powierzchni podjurajskiej.

Stadia ewolucji niezgodności podjurajskiej były następujące:

• Inicjalne – w górnym triasie względne podniesienie doprowadziło do regresji i zaniku sebkhi chrzanowskiej i innych na północ od GZW. Na podwodnych płyciznach zalegało dużo materiału mułowo-piaszczystego formacji grabowskiej, który uległ intensywnemu rozmywaniu za wycofującym się na północ morzem retyku. Powstała powierzchnia epejrogeniczna – regresywna panakordantna morfotektonicznie.

• Młodociane – podczas epejrogenezy starokimeryjskiej powolne wynurzanie rozszerzyło powierzchnie platform abrazyjno-regresywnych. Skały mało odporne (tu iły kajpru i pokrywy wietrzeniowe) były erodowane, aż do odgrzebania twardszych skał wapieni triasu i utworów karbonu. Ciepła i półsucha dziedzina morfoklimatyczna sprzyjała zarówno rozwojowi rzeź-

by odwróconej względem struktur podłoża, jak i intensywnemu wietrzeniu chemicznemu.

• Dojrzałe – na podniesionym wybrzeżu, wale sudecko-śląsko-małopolskim zamierały platformy abrazyjne z klifami na podłożu warstw słabo odpornych, a rozwijały się wklęsłodenne doliny. Na skałach odpornych formowały się progi strukturalne. Podniesione bencza (w centrum i w północnej części GZW) mogły tworzyć schodowe tarasy akumulacyjne, wyścielone materiałem żwirowym.

• Starcze – na przełomie retyku i liasu wklęsłodenne doliny antyklinalne lub półzrębowe odwadniały szerokie tarasy nadmorskie u podnóży progów strukturalnych. Drobny materiał był wypłukiwany i zmywany w warunkach klimatu subtropikalnego, półsuchego. Pozostawało odpylone i odpiaszczone rezyduum grubookruchowe. W nieckach tropikalnych spłukiwany materiał zwietrzelin piaskowców arkozowych utworzył warstwy glinek. W liasie rozpoczęła się długotrwała przedtransgresywna denudacja, sedymentacja i redepozycja na równinie zalewowej z ujściami dolin, w których akumulowany był materiał żwirów warstw połomskich. Na brzegach rozwijały się namorzyny i torfowiska oraz sedymentacja iłów i piasków.

• Finalne – w doggerze impuls transgresywny spowodował zagrzebanie niezgodności podjurajskiej osadami morskimi piaszczysto-żwirowymi (tab. 1). Lokalnie na odsypach brzegowych utworzyły się muszlowce. W ułożeniu przekraczającym zalegają zlepieńce, piaszczyste margle, wapienie oolitowe (balińskie), które reprezentują kelowej. Miąższość utworów transgresywnych wynosi około 10 m i świadczy o silnym wygładzeniu reliefu w południowo-wschodniej części GZW. W malmie rozwijały się kopce mułowe i trwała sedymentacja wapieni skalistych, a na obszarze GZW rozciągała się zapewne podwodna równina abrazyjna.

• Deformacyjne – powierzchnia poddoggerska ulegała w zagłębiu słabym deformacjom podczas subsydencji w odniesieniu do basenu środkowopolskiego, natomiast silniejszym ruchom w części południowej na tworzącym się labilnym szelfie Tetydy (faza młodokimeryjska). Główna deformacja niezgodności podjurajskiej wiąże się z fałdowaniem i uskokowaniem w fazach środkowoalpejskich. Znacząca zmiana położenia powierzchni niezgodności podjurajskiej jest zapisana w strukturach homokliny podbeskidzkiej młodoalpejskiej i powierzchni podmioceńskiej

Powierzchnia niezgodności podjurajskiej uformowała się w starokimeryjskim epejrogeniczno-talasokratycznym cyklu morfotektonicznym. Ta dyskordancja niskokątowa i panakordancja stanowią powierzchnię erozyjną śródpokrywową epiwaryscyjskiej platformy środkowoeuropejskiej. Niezgodność podjurajska jest końcową formą zrównywania górotworu epejrogenicznego w warunkach talasokratycznych o topografii zbliżonej do niziny nadmorskiej.

Podkredowa powierzchnia niezgodności

Położenie geologiczne niezgodności podkredowej

Na szkicach paleogeograficznych górnej jury już od późnego kimerydu wyróżnia się ląd sudecko-śląski położony na zachód od GZW, a dalej na północ, wschód i południe znajduje się płytkie morze o zmiennej morfologii dna (Niemczycka, 1997). Wyraźne skurczenie basenu do granic bruzdy środkowopolskiej w wołgu zaznaczyło się wynurzeniem tarasu śląskiego, w obrębie którego znajdowało się GZW. Podniesiony ląd o płaskiej powierzchni regresji rozpościerał się nad wąskim basenem dolnej kredy, płytkim z sedymentacją uzależnioną od eustatycznych wahań poziomu morza (Marek, 1997). Najbliżej GZW, koło Dębicy i Pilzna, W. Moryc (1997) opisał osady walanżynu z fauną mediterańską, których rozprzestrzenienie musiało być znacznie szersze. W osadach bruzdy środkowopolskiej wyróżnia się dwa cykle transgresywne wyższego beriasu i aptu-albu (Leszczyński, 1997). Na dolnej stronie powierzchni prawiezgodności podkredowej występują różne ogniwa jury górnej. Znaczne rozszerzenie tej powierzchni erozyjnej nastąpiło w albie i cenomanie (rys. 15). Ostrą granicę niezgodności wyznacza spąg utworów albu, wykształconych jako piaski glaukonitowe, rzadziej piaskowce z przewarstwieniami żwirowców, złożonych z otoczaków skał jurajskich (Bukowy, 1960). Piaski cenomanu są różnoziarniste i bardziej glaukonitowe.

Pokrywa osadów kredy zachowała się w obrzeżeniach GZW – na utworach kulmu i triasu w zachodniej jego części i na podłożu wapieni malmu w północno-wschodnich i wschodnich peryferiach oraz na południu Moraw (rys. 4, 15). W rowie Krzeszowic najstarszymi utworami są piaski albu, miejscami piaskowce krzemionkowe o miąższości do kilku metrów, zdeponowane w środowisku przybrzeżnym morza (Rutkowski, 1992). Ciągłą powierzchnię niezgodności erozyjnej tworzą zlepieńce kwarcowe i piaski

glaukonitowe przechodzące w wapienie piaszczyste cenomanu o grubości do 3 m. Są to utwory transgresywne, ścięte I powierzchnią abrazyjną i przykryte przekraczająco II kompleksem zlepieńca i wapienia piaszczystego glaukonitowego niższej części turonu (Alexandrowicz, 1954, 1956). Ponowna przerwa w sedymentacji i erozja II powierzchni abrazyjnej, a następnie rozszerzenie transgresji zakończyła depozycja III kompleksu wyższego turonu o sumarycznej miąższości do 2–3 m. Kolejna przerwa sedymentacyjna obejmowała koniak i niższy santon, a na III powierzchni abrazyjnej przekraczająco zalegają zlepieńce i iłowce margliste z glaukonitem o grubości do 1 m. Przechodzą one w szare, zielone i białe margle santonu, kampanu i dolnego manstrychtu o miąższości od kilkunastu m do 50 m, rosnącej na północny wschód i wschód od Krakowa (Alexandrowicz, 1968; Walaszczyk, 1992; Hakenberg, Świdrowska, 1998). Utwory cenomanu, turonu i santonu z licznymi śladami rozmyć i twardego dna zalegają zwykle zgodnie lub prawiezgodnie na marglach kimerydu lub wapieniach skalistych. Wapienie oxfordu nachylone miejscami nawet do 20° są ścięte abrazyjnie (Gradziński, 1972). W marglach kampanu górnego występują liczne przerwy sedymentacyjne, które odnosi się do strefy brzegowej z prądami pływowymi lub istnieniem zimnego prądu morskiego i pustyni nadmorskiej.

Kontakt utworów kredy niecki opolskiej z podłożem dolnego karbonu i triasu jest erozyjny, podkreślony piaskowcami glaukonitowymi cenomanu. Wyżej zalega kilkudziesięciometrowy kompleks margli turonu (maksymalnie do 180 m) i koniaku (Cieśliński, 1973; Alexandrowicz, 1974; Tarkowski, 1991). W środkowym koniaku w basenie opolskim i na przyległym obszarze zagłębia zaznaczyła się regresja.

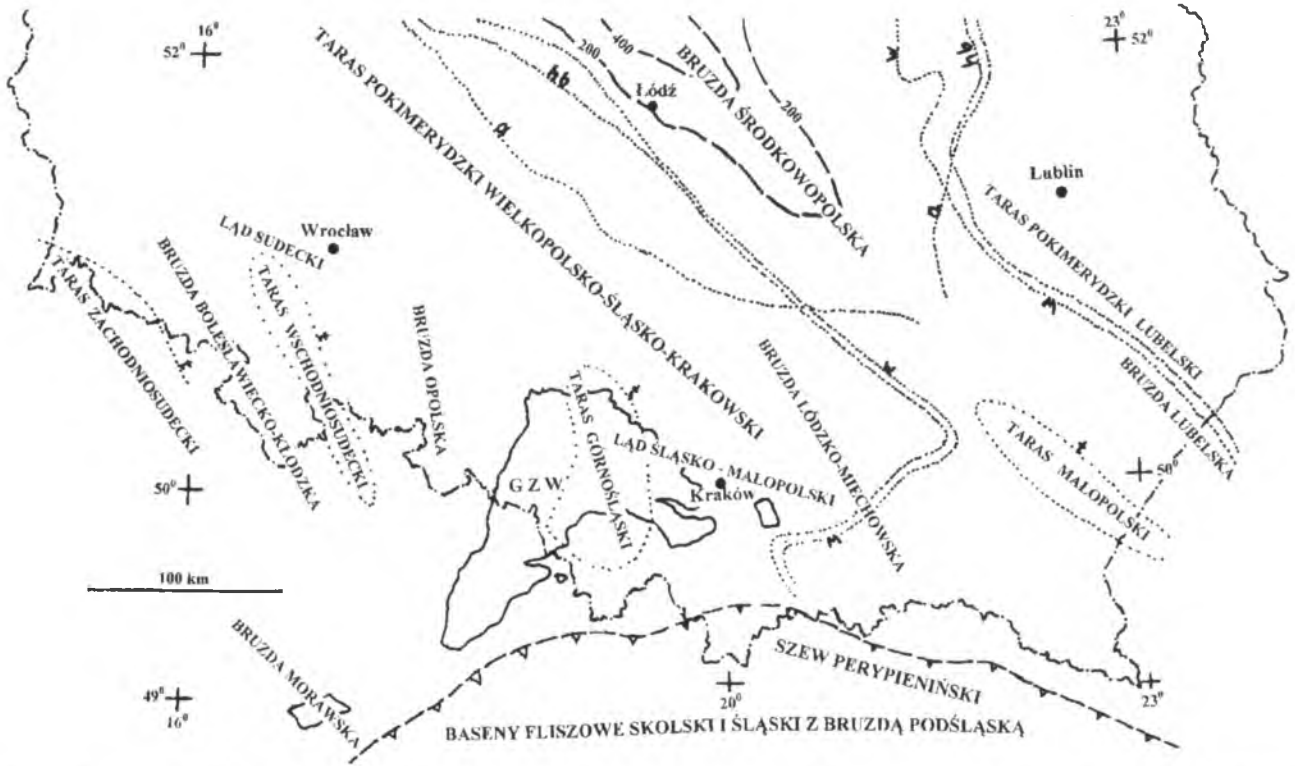
Deformacje pokrywy kredowej przejawiają się zarówno w synsedymentacyjnych strukturach subsydencji – formowaniu niecek opolskiej i miechowskiej, jak i w wypiętrzaniu wału lądu górnośląskiego. Ruchy ugięciowe o składowej tektonoeustatycznej odpowiadają fazie austryjskiej, których wyrazem strukturalnym jest stopniowe pochylenie ku ENE i E powierzchni niezgodności podcenomańskiej (rys. 4). Odzwierciedleniem ruchów talassokratycznych są trzy poziomy zrównań abrazyjnych oraz liczne drobne ugięcia fleksurowe i synsedymentacyjne uskoki, wygasające w marglach senonu (Alexandrowicz, 1954; Bukowy, 1956, 1962, 1974; Krokowski, 1984). Amplitudę ruchu obniżającego można ocenić na około 100–150 m (na obrzeżach GZW), a równoczesnego ruchu wznoszącego (sklepiającego) w centrum GZW, między sedymentacyjnymi nieckami opolską i miechowską, oraz południowych Moraw na ponad 50 m n.p.m. Na mapie tektonicznej kredy górnej wyinterpretowana subsydencja z miąższości osadów wynosi około 600 m między bruzdą opolską a wałem górnośląskim i 1000 m z bruzdą miechowską (Krassowska, 1997). Ta amplituda ugięcia jest miarą deformacji niezgodności podkredowej (rys. 14).

Główną strukturą tektoniczną odwzorowaną na powierzchni podkredowej jest monoklina śląsko-krakowska o nachyleniu kilku stopni na północny wschód i na wschód, z licznymi uskokami powstałymi w fazie laramijskiej (Bukowy, 1974; Oberc, 1977; Znosko, 1983). W mastrychcie proces inwersji tektonicznej rozpoczął się fałdowaniem platformowych utworów epikontynentalnych (Dadlez, Marek, 1997). Rozwój struktur przedpola alpidów autorzy ci wiążą z zamykaniem oceanu Tetydy (Lamarche et al., 1999), jakkolwiek wpływ rozszerzania Atlantyku i aktywności strefy tektonicznej Teisseyra-Tornquista był równie istotny (Znosko, 1996, 1997; Liszkowski et al., 1998). Powierzchnia podcenomańska GZW uległa znacznemu zdeformowaniu, ponieważ obecnie znajduje się na głębokościach od 250 m n.p.m. do 150 m n.p.m. w okolicach Krakowa i jest zrzucona do 300 m p.p.m. w rowie Kędzierzyna (Kotański, Radwański, 1977) (rys. 4). Utwory jury i kredy zostały obniżone do kilku km p.p.m. w strukturze homokliny podbeskidzkiej młodoalpejskiej (rys. 4); (Oszczypko et al., 1989).

Morfologia podkredowa i uwagi o paleogeografii

Powierzchnia niezgodności podkredowej nie zachowała się na utworach produktywnych karbonu w GZW, a jej ukształtowanie można odtwarzać przez ekstrapolację z obszarów sąsiednich niecki miechowskiej i niecki opolskiej. Najprawdopodobniej wychodnie utworów karbonu znajdowały się na całkowicie zrównanej powierzchni abrazyjnej z trzema poziomami platform od strony wschodniej (rys. 15). Deniwelacje między tarasami abrazyjnymi w okolicach północno-zachodniej i wschodniej granicy GZW sięgały od kilku metrów do kilkunastu metrów i wzrastały ku jego centrum do około 50–80 m (rys. 4).

W krajobrazie środkowej Europy dolnej kredy (140–97 Ma) dominowały rozległe obszary mórz z dużymi wyspami i płaskimi, nizinnymi obszarami nadmorskimi (Ziegler, 1990; Bless, Fernandez-Narvaiza, 1995). Procesy rzeźbotwórcze w stadium regresji ograniczały się zapewne do peneplenizacji równiny nadmorskiej, odziedziczonej platformy abrazyjnej oraz wynurzonych z morza malmu raf przybrzeżnych i barierowych. Formowanie bencza (platformy abrazyjnej) za wycofującym się morzem w kimerydzie z obszaru krakowskiego wiązać należy z ruchami epejrogenicznymi fazy neokimeryjskiej i równoczasowym obniżaniem poziomu oceanu światowego (tab. 1; Golonka et al., 1997). Na powierzchni progradacyjnej wynurzonego dna utworzyły się równoległe formy wybrzeża z tarasami: wyższą



Rys. 15. Szkic paleogeografii kredy dolnej GZW i regionów sąsiednich z zasięgiem osadów basenu walanżynu (*w*), hoterywu, barremu, albu dolnego (*hb*), albu górnego (*a*) i turonu (*t*), z paleoizopachytami (w m) (Marek, 1997; Feldman-Olszewska, 1997b; Krassowska, 1997; Leszczyński, 1997) z uzupełnieniami

Fig. 15. Paleogeographic sketch of the Lower Cretaceous in the USCB and surrounding areas, and extents of the Valanginian (*w*), Hauterivian, Barremian, Lower Albian (*hb*), Upper Albian (*a*) and Turonian (*t*) basins according to S. Marek (1997), A. Feldman-Olszewska (1997), A. Krassowska (1997), K. Leszczyński (1997), modified. Paleoisopachs (in m)

abrazyjną i niższą akumulacyjną w części zachodniej oraz północno-zachodniej i wschodniej GZW, a na południu Moraw ukształtowało się wybrzeże poprzeczne (niezgodne). Na tarasach regresywnych zostały poszerzone plaże, a zmniejszeniu uległy zatoki z progradującymi deltami rzek (rys. 15). Zrównywaniu, a głównie denudacji chemicznej sprzyjały warunki klimatyczne – od podzwrotnikowych wilgotnych do subtropikalnych suchych w neokomie (Schwarzbach, 1974; Krassowska, 1997). Konserwowanie rzeźby dolnokredowej równiny, zapewne nadmorskiej pustyni piaszczystej (pedypleny) m.in. zostało zapisane w polewach – skorupach epigenetycznych utworów krzemionkowych rozwiniętych na wapieniach oksfordu, oszczędzonych przez abrazję (Matyszkowicz, 1989). W lokalnych obniżeniach doszło do depozycji utworów przedtransgresywnych w albie. Transgresja morza w cenomanie, turonie i santonie dotarła na obszar GZW od strony bruzdy miechowskiej i opolskiej (Alexandrowicz, 1968, 1974; Hakenberg, 1978) i z bruzdy południowomorawskiej. Erozyjny zasięg cienkich osadów transgresywnych pokrywy górnokredowej (Hakenberg, Świdrowska, 1998) z charakterystycznymi poziomami twardego dna potwierdza, że rzeźba GZW w santonie osiągnęła całkowite zrównanie abrazyjne na poziomie morza. Niwelacji uległ wał sudecko-śląski i przestał być elementem paleogeograficznym postwaryscyjskiego wału windelickiego (Jura, Kotas, 1985). Okresowo mogła się zaznaczać tarasa abrazyjna lub płaski wał południkowy w centrum GZW, wyspa górnośląska (rys. 15), a na południu GZW istniało subaeryczne wybrzeże płaskie, miejscami klifowe. W górnej kredzie tarasy wyrastające z platformy abrazyjnej były na przemian niszczone lub nadbudowywane na północnym brzegu Tetydy.

Stadia ewolucji niezgodności podkredowej były następujące:

- Inicjalne – ruchy epejrogeniczne w fazie młodokimeryjskiej i obniżanie poziomu morza w wołgu doprowadziło do regresji na obszarze GZW. Podwodne, powleczone przez materiał ilasto-marglisty platformy abrazyjne wynurzyły się i na półwyspie między basenem środkowopolskim i rozszerzanym morzem Tetydy utworzyły równinę nadmorską.
- Młodociane – rozmywanie powierzchni regresji na tarasach i odgrzebywanie utworów karbonu (powierzchni podjurajskiej) z formami benczy strukturalnych mogło odmłodzić brzegi regresywne z klifami tarasy schodowej abrazyjno-akumulacyjnej na wyspach. Eustatyczne wahania poziomu morza i dalsze obniżanie bazy erozyjnej sprzyjały erozji wstecznej. W ciepłej, początkowo wilgotnej dziedzinie morfoklimatycznej następowało rozcinanie odpreparowanych progów strukturalnych, równocześnie z wgłębianiem zrównań na nizinie nadmorskiej.
- Dojrzałe i starcze – w subtropikalnych, coraz bardziej suchych warunkach klimatycznych wyższej dolnej kredy nasiliło się wietrzenie laterytowe i denudacja. Tarasy równiny nadmorskiej wyścieliły utwory piasków na brzegu aridno-denudacyjnym. Cienkie powłoki glin zwietrzelinowych zostały utwardzone przez skorupy krzemionkowe.

• Finalne – względne obniżanie tarasu górnośląskiego doprowadziło do depozycji przedtransgresywnych piasków albu i rozwoju form abrazyjnych podczas transgresji w cenomanie i turonie. Formy akumulacyjne wałów brzegowych dostarczyły niewielkich ilości materiału do najniżej położonych niecek. Dopiero w senonie morze zajęło cały taras górnośląski, dziedzicząc formy z zalewu w malmie. Utwory transgresywne w okolicach Krakowa i w niecce opolskiej osiągnęły miąższość około 100 m, która jest miarą deniwelacji tarasu górnośląskiego, a zarazem form wybrzeża na powierzchni podkredowej.

• Deformacyjne – ugięcia wielkopromienne niezgodności podkredowej podczas subsydencji w nieckach miechowskiej, opolskiej i morawskiej mogły osiągnąć amplitudę rzędu kilkuset metrów. Główne fałdowanie i uskokowanie w fazach środkowoalpejskich utworzyło monoklinę śląsko-krakowską oraz morfostrukturę trzonowych (epejrogenicznych) gór nadbrzeżnych Tetydy. W fazach młodoalpejskich doszło do znaczących deformacji powierzchni podkredowej, wyrażonych w ukształtowaniu powierzchni podmioceńskiej.

Powierzchnia niezgodności pokredowej powstała w młodokimeryjskim epejro- i talasogenicznym cyklu morfotektonicznym. Powierzchnia ta jest panakordancją śródpokrywową, ponieważ rozdziela piętro pokrywowe zbudowane z utworów triasu i jury od podpiętra zbudowanego z osadów kredy. Formowanie i zakrycie powierzchni podkredowej przekraczającej z dyskordancją zasięg utworów kimerydu spowodowało całkowite zrównanie wyspy górnośląskiej wskutek planacji i zagrzebania osadami w okalających bruzdach opolskiej i miechowskiej oraz południowomorawskiej.

Podmioceńska powierzchnia niezgodności

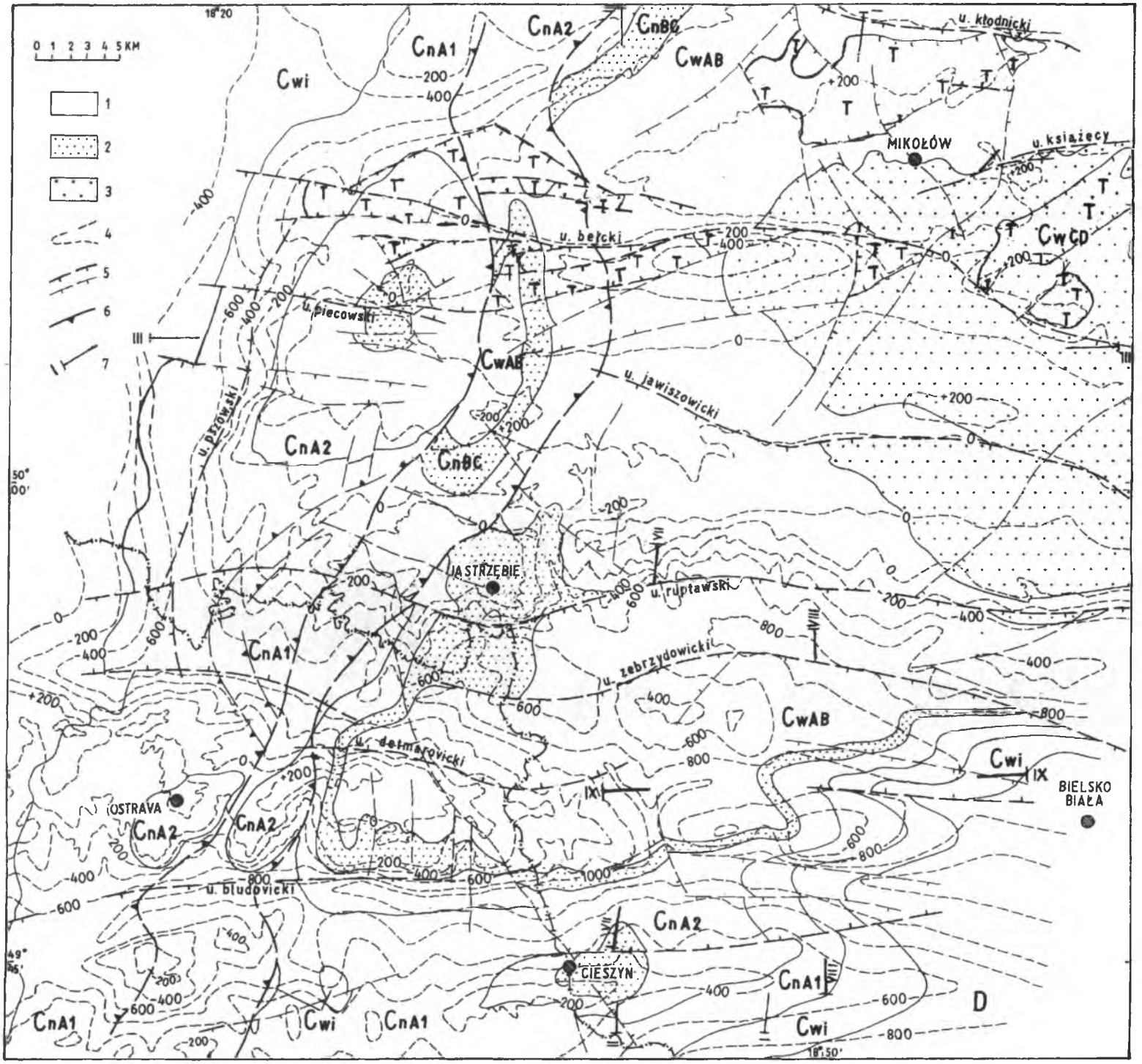
Położenie geologiczne niezgodności podmioceńskiej

W trzeciorzędzie wyróżnia się na obszarze Polski dwa regiony geograficzne: północny z ingresjami morza w paleogenie i południowy – zajęty przez basen Paratetydy w miocenie (Areń, 1964; Stankowski, 1996). W paleogenie okresowe morze północne o zatokowej linii brzegowej sięgało najdalej ku południowi w obręb synklinorium szczecińsko-łódzkiego i brzeżnego. W basenie północnym ukształtowała się niezgodność podeoceńska w spągu osadów ilasto-mułowcowych z piaskami glaukonitowymi o miąższości do 100 m. Sedymentacja ta trwała do górnego oligocenu, do regresji morza, która zmieniła ten region w płaską i bagnistą nizinę akumulacyjną (Alexandrowicz, 1991). Na wybrzeżach morza północnego zaznaczały się półwyspy i wyniesienia, odwzorowujące antyklinalne struktury podłoża, uformowane w wały: górnośląsko-małopolski i świętokrzysko-kujawski oraz monokliny przedsudeckiej i Sudetów. Morfostruktury te współtworzyły system górski fałdowo-blokowy epejrogenu środkowoalpejskiego (laramijskiego), określanego jako wokółtetycki wał (Kutek, Głazek, 1972). Środkowoalpejskie góry trzonowe epiwaryscyjskiej platformy (Aust et al., 1995; Jura et al., 1999) rozciągały się nad północnym brzegiem morza Tetydy (Kovač, Cicha et al., 1989; Dercourt et al., 1990) o silnie zróżnicowanej linii brzegowej z typem wybrzeża poprzecznego do struktury podłoża. Brzeg Tetydy opadał krótkim skłonem, zaznaczonym schodami, około 50 km na południe od GZW w strefach szwów tektonicznych perykarpackiego i perypienińskiego (Sikora, 1976, rys. 4). W późnym oligocenie natężenie denudacji lądu nad Tetydą zmalało i miejscami doszło do depozycji osadów piasków i iłów z Rudawy (Alexandrowicz, 1969; Felisiak, 1992; Moryc, 1995) oraz utrwalania pokryw wietrzeniowych (Liszkowski, 1996 a, b) i regolitów w obniżeniach krasowych (Gradziński, 1964, 1972; Głazek, 1989; Lewandowski, Holeczek, 1997).

Zasadniczą zmianę w paleogeografii spowodowało fałdowanie i nasuwanie Karpat w fazie sawskiej, prowadzące do zawężenia basenu północnego (Piwocki, 1998) i rozszerzenia morskiego egzogeosynklinalnego basenu południowego. Miejsce zanikającej Tetydy zajęła Paratetyda w basenie przedkarpackim (Kovač, Bareth et al., 1989). Transgresja w miocenie przebiegała etapami, pozostawiając osady molasowe zakrywające powierzchnię podmioceńską w rowie przedkarpackim. Prawie cały obszar GZW ze ściętymi erozyjnie utworami karbonu i mezozoiku został zakryty przez utwory mioceńskie. Niezgodność podmioceńską przykrywają różnorodne osady lądowe formacji kłodnickiej i morskie molasy śląskiej części rowu przedgórskiego Karpat. Molasy przedkarpackie zdeponowane na stożkach podmorskich z charakterystycznymi sekwencjami diastroficzno-regresywnymi od olistostrom przez głazowiska, zlepieńce, piaskowce, mułowce do iłowców, gipsów i soli (Jura, 1985) rozprzestrzeniły się w wewnętrznej części rowu (podbeskidzkiej – pod nasunięciem Karpat) oraz w zewnętrznym rowie przedkarpackim. Warstwy molasy zalegają poziomo i połogo lub wyjątkowo przy uskokach są nachylone i zafałdowane (Alexandrowicz, 1964) oraz allochtoniczne, odkłute i nasunięte przed czołem Karpat fliszowych (Wójcik et al., 1999).

Podmioceńska powierzchnia erozyjna na obszarze GZW jest zróżnicowana hipsometrycznie (rys. 4) w przedziale od około 230 m n.p.m. do 1200 m p.p.m. (część zewnętrzna rowu przedkarpackiego) i od około 150 m n.p.m. do 6000 m p.p.m. (część wewnętrzna). Deniwelacje reliefu wzrastają ku południowi od 100 m do 300 m na Górnym Śląsku, przez 500–1000 m w Kotlinie Raciborsko-Oświęcimskiej do 1500 m w strefie brzegowej nasunięcia Karpat, a dalej stopniowo maleją pod Beskidami Śląskim, Małym i Żywieckim. W ukształtowaniu powierzchni podmioceńskiej w rowie przedkarpackim i na wale metakarpackim zaznaczają się zarówno rzeźba górska, jak i bloki uskokowo-schodowe z homokliną podbeskidzką. Składają się one na wyjątkowo złożoną, silnie zdeformowaną morfostrukturę powierzchni podmioceńskiej w GZW (Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska, 1963; Alexandrowicz, 1964; Kotas, 1972; Jura, 1984, 1992; Oszczypko et al., 1989; *Atlas*..., 1994; Aust et al., 1997).

Dolną stronę niezgodności podmioceńskiej rozpoznano i opisano w wyrobiskach górniczych na obszarach wydobycia węgla kamiennego przy stropie karbonu w Zabrzu, Sośnicy i Jastrzębiu (Zieliński, 1954; Alexandrowicz, 1956, Jura, 1984, 1992), w odsłonięciach k. Libiąża (Radwański, 1968) i w kilkudziesięciu wierceniach (Alexandrowicz, 1959, 1963, 1964; Buła, Jura, 1983a; Górnik, Jura, 1994). Utwory karbonu o złożonej strukturze zapadliska górnośląskiego z późniejszymi deformacjami staro- i środkowoalpejskimi zakrywają osady miocenu (rys. 4, 16). Przy stropie karbonu na obszarze około 70% powierzchni podmioceńskiej występuje strefa zabarwienia na czerwono-żółto-zielono (rys. 8). Zmiany wietrzeniowe skał karbonu (skał pstrych wietrzelisk z Zofiówki) sięgają głębiej

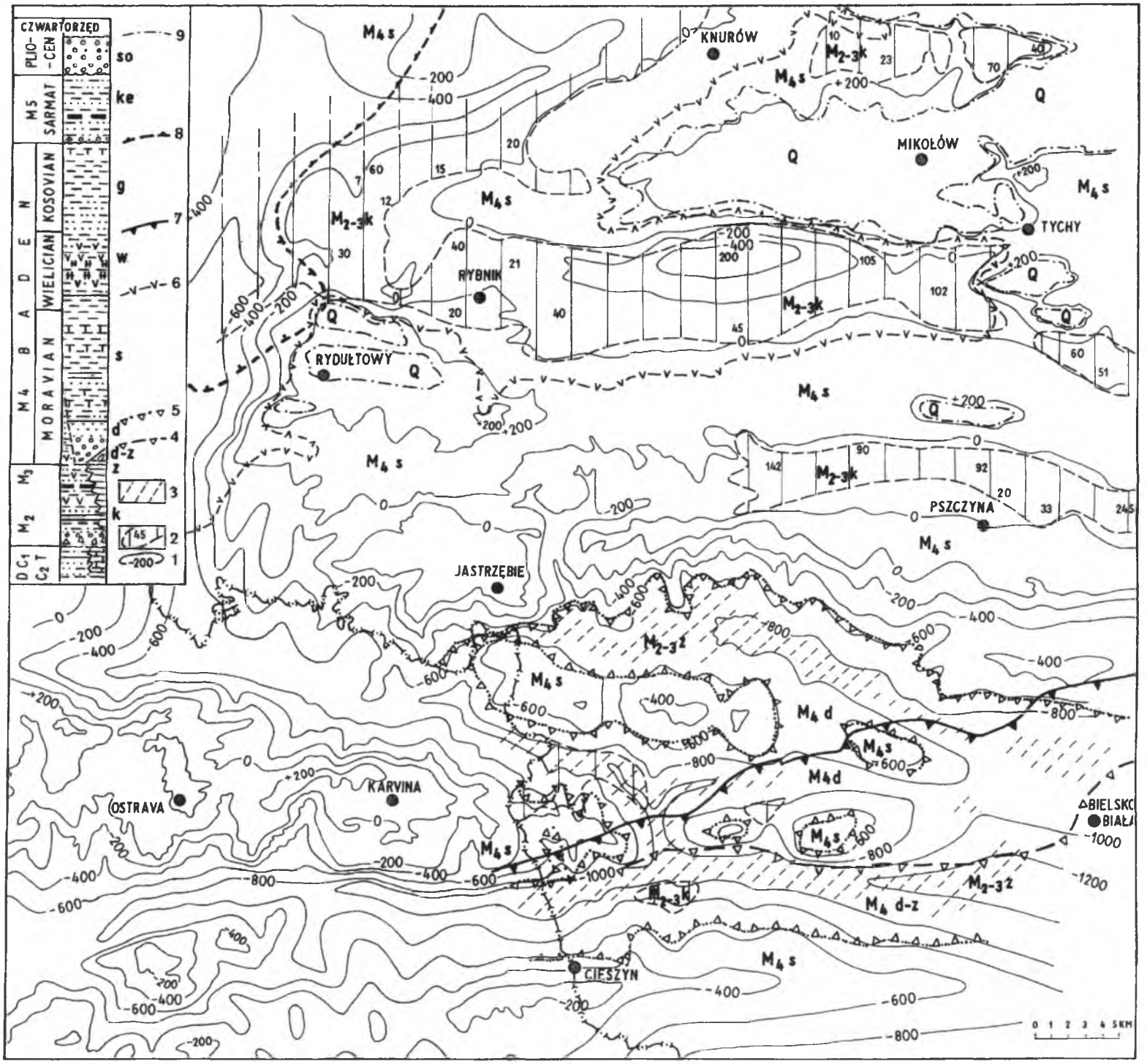


Rys. 16. Mapa geologiczno-strukturalna dolnej strony niezgodności podmioceńskiej z zasięgiem płatów triasu w centralnej części GZW

1 – utwory serii mułowcowych karbonu i węglanowe triasu (*T*), **2** – utwory górnośląskiej serii piaskowcowej namuru BC, **3** – utwory krakowskiej serii piaskowcowej westfalu BCD, **4** – izohipsy spągu utworów miocenu w metrach n.p.m., **5** – główny uskok zrzucający odcinkami utwory miocenu, **6** – nasunięcia rybnickie i boguszowickie, **7** – przekrój geologiczny (rys. 24 i 25)

Fig. 16. Geologic-structural map of the lower side (bottom) of the sub-Miocene unconformities with extent of Triassic cover in the southwestern part of the USCB

1 – Mudstone Series of the Namurian A and Westphalian AB age, and carbonate sediment of Triassic age (*T*), **2** – Upper Silesian Sandstone Series of Namurian BC age, **3** – Cracow Sandstone Series of Westphalian BCD age, **4** – isohipses at the bottom of the Miocene sediments in metres a.s.l., **5** – major fault throwing at the short distance the sub-Miocene surface, **6** – Rybnik and Boguszowice Thrusts, **7** – line of the cross-sections (see; Fig. 24 and 25)



Rys. 17. Mapa geologiczno-strukturalna górnej strony niezgodności podmioceńskiej z zasięgami utworów miocenu i pliocenu (2–8) oraz czwartorzędu (9) w południowo-zachodniej części GZW

1 – izohipsy w metrach n.p.m. na podłożu utworów dewonu, karbonu i triasu, **2** – formacja kłodnicka (*k*) z punktowym rozkładem miąższości do 200 m, **3** – formacja zebrzydowicka (*z*) o miąższości do 200 m, **4** – formacja dębowiecka (*d*) o miąższości do 300 m z ogniwem zamarskim (*d–z*) o grubości do 50 m, **5** – formacja skawińska (*s*) o miąższości do 1100 m, **6** – formacja wielicka (*w*) z ogniwem gipsów z Paruszowca o miąższości 25 m i soli z Woszczyc o miąższości do 150 m, **7** – formacja gliwicka (*g*) o miąższości do 300 m i brzeg Karpat, **8** – formacja kędzierzyńska (*ke*) o miąższości do 300 m i żwiry sośnicowickie (*so*) o miąższości do 50 m, **9** – utwory morenowe, fluwioglacjalne i aluwialne plejstocenu o miąższości do 100 m

Fig. 17. Geologic-structural map of the upper side (roof) of the sub-Miocene erosional unconformities, and extents of the Miocene and Pliocene deposits (2–8), and Quaternary beds (9) in the southwestern part of the USCB

1 – Isohipses in metres a.s.l. at the basement of the Devonian, Carboniferous and Triassic deposits, **2** – Kłodnica Formation (*k*) and punctual distribution of thickness up to 200 m in small areas, **3** – Zebrzydowice Formation (*z*) up to 200 m thick, **4** – Dębowiec Formation (*d*) up to 300 m thick underlain by Zamarski Member (*d–z*) up to 50 m thick, **5** – Skawina Formation (*s*) up to 1100 m thick, **6** – Wieliczka Formation (*w*) connected with gypsum of Paruszowiec Member up to 25 m thick and salt of Woszczyce Member up to 150 m thick, **7** – Gliwice Formation (*g*) up to 300 m thick and Carpathian overthrust, **8** – Kędzierzyn Formation (*ke*) up to 300 m tick and Sośnicowice Formation (*so*) up to 50 m thick, **9** – fluvioglacial and alluvial Pleistocene deposits up to 100 m thick

w seriach piaskowcowych niż mułowcowych, od kilku metrów w obniżeniach do kilkudziesięciu metrów na wyniesieniach powierzchni podmioceńskiej, a nawet kilkuset w obrębie wypalonych pokładów węgla (Kowalski, 1977, 1982; Jura, 1992, 1994; Jura, Wiśniewski, 1996; Martinec, Dopita, 1997). Na kontakcie erozyjnym karbonu z utworami lądowymi i morskimi miocenu miejscami zachowały się pokrywy wietrzeniowe.

Górną stronę niezgodności karbon – miocen pieczętują utwory formacji kłodnickiej wczesnego miocenu (Alexandrowicz et al., 1982) o rozprzestrzenieniu płatowym na powierzchni około 30% (rys. 17). Przyspągowe utwory lądowe miocenu wykształciły się jako brekcje, żwiry, słabo zwięzłe piaskowce i mułowce oraz gliny o barwach czerwonych, brunatnych, żółtych, zielonkawych i szarych. Brekcje tworzą zwykle pokrywę wietrzeniową gruzowo-gliniastą (saprolit) lub glinę zboczową koluwialną i proluwialną (regolit) o miąższości do kilku, rzadziej kilkunastu metrów (rys. 22). Wśród utworów kłodnickich lokalnie występują brekcje u podnóży progów uskokowych w formie stożków przyuskokowych (Alexandrowicz, 1964). W profilu formacji kłodnickiej dominują osady piaszczyste i mułowe, miejscami występują iłowce margliste i dolomityczne z gipsem i anhydrytem oraz margle i wapienie ze ślimakami *Cepeae* i *Planorbis* (Alexandrowicz, 1970). Pospolite są przewarstwienia gleb kopalnych, rzadziej węgla brunatnego. Formacja kłodnicka o łącznej miąższości do 300 m wypełnia obniżenia na powierzchni podmioceńskiej (pod osadami wczesnego miocenu) w bezodpływowych kotlinach zapadliskowych lub zalega na tarasach i u podnóży stoków, wyjątkowo w dnach dolin, a także w rowach grzbietowych (rys. 17).

Zmienne wykształcenie formacji kłodnickiej poznano w otworze Woszczyce IG 1, zlokalizowanym obok wiercenia Zawada. Na marglach dolomitycznych retu z *Myophoria* zalega niezgodnie brekcja ilasto-dolomityczna (pokrywa wietrzeniowa gruzowo-pylasta) o miąższości 1,6 m, na której sedymentowały pirytowe piaskowce średnioziarniste, warstwowane, szarobrunatne i czarne o miąższości 18,4 m. Przy stropie tej serii wyróżniono poziomy gleb kopalnych z rizolitami i trzymetrową sekwencję osadów marglisto-wapienno-dolomitycznych o charakterystycznej oolitowo-plamistej i gruzłowej strukturze. Kolejny zestaw warstw piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych, mający normalną gradację uziarnienia, kończy seria marglisto-wapienno-dolomityczna i iłowców dolomitycznych z fauną i poziomami gleb o barwach brunatnoszarych (miąższość serii 9 m). Ku górze ilość wkładek dolomitów maleje, rozwija się natomiast litofacja mułowców słabo marglistych z łuskami ryb o miąższości 57,7 m (warstwy z *Melletta* według R. Michaela, 1913). Mułowce o barwie brunatnoszarej są bardzo cienko laminowane materiałem iłowym jasnym i ciemnym oraz wykazują kartkową podzielność. Przy stropie litofacji zalega iłowiec krzemionkowy o miąższości 1 m. Cechy litologiczne tej serii są bardzo podobne do warstw menilitowych jednostki skolskiej Karpat (Kotlarczyk, 1988). Ten stratotypowy profil

osadów menilitopodobnych młodszego oligocenu spełnia kryteria wyróżnienia ich w randze ogniwa z Zawady w formacji kłodnickiej. Powyżej zalegają iłowce anhydrytowe z przewarstwieniami iłowców laminowanych o miąższości 41,2 m. Ta seria typu playi ewaporatowej odpowiada facjalnie i wiekowo warstwom worotyszczeńskim jednostki borysławsko-pokuckiej, których basen zrekonstruowany przez A. Garlickiego (1979) leży na przedłużeniu kotliny Zawady. Sedymentację jeziorną kończą iłowce margliste z fauną i niewapniste iłowce brunatne z łuskami ryb i pojedynczymi żyłkami gipsu o miąższości 25,6 m. Ich litologicznymi odpowiednikami są warstwy karpatu Moraw (Jurkova, 1983) i balickie jednostki warstwy stebnickiej (Ney et al., 1974).

W stropie utworów formacji kłodnickiej zaznacza się luka sedymentacyjna z niewyraźną powierzchnią erozyjną, miejscami podkreśloną przez cienką pstrą strefę wietrzeniową. Wietrzenie to obejmowało również nie zakryte utwory karbonu, wychodzące poza zasięg formacji kłodnickiej. Granica z zalegającą transgresywnie badeńską molasą karpacką jest zwykle rozmyta lub ostra, podkreślona piaskowcem podstawowym z *Ostrea Cochlear*. W południowej części GZW utwory kłodnickie reprezentowane przez czerwonobrunatne brekcje i zlepieńce złożone ze skał bezpośredniego podłoża są przy stropie przemyte, miejscami redeponowane, stopniowo przechodzą w zlepieńce dębowieckie (Jachowicz, Jura, 1988) (rys. 23). Lokalnie zastępują je szare żwirowce ilaste lub czarne mułowce oraz iłowce z fauną ślimaków i małży brakicznych (Buła, Jura, 1983a). Ich facjalnym ekwiwalentem są warstwy z wiercenia Bielsko 4 (Konior, Krach, 1965) i molasy dolnomioceńskie formacji suskiej i zebrzydowickiej (Ślączka, 1977; Moryc, 1989; Oszczypko, 1997). Poza zasięgiem formacji kłodnickiej (około 35% powierzchni podmioceńskiej), bezpośrednio na podłożu karbońskim, zalegają różnowiekowe utwory molasowe wczesnego miocenu i badenu. Odpowiednikiem litostratygraficznym starszych warstw kłodnickich (ogniwa z Zawady) są najprawdopodobniej żwirowce ilaste z Zawoi, o miąższości 160 m, przez N. Oszczypkę (1997) zaliczane do późnego oligocenu. Podścielają one olistostromę i głazowiska z olistolitami utworów fliszowych z Suchej, zalegające w kontakcie erozyjnym ostrym (Garecka et al., 1996; Gedl, 1997; Laskowicz, 1997). Formacja z Suchej przechodzi ku górze w zlepieńce ze Stachorówki o łącznej miąższości do 500 m i w mułowce z wkładkami piaskowców i żwirowców ilastych warstw stryszawskich, osiągających do 560 m miąższości w okolicach Suchej Beskidzkiej. Ich odpowiednikiem wiekowym i facjalnym jest formacja zebrzydowicka na Śląsku Cieszyńskim i molasa karpatu Moraw (Jurkova, 1976, 1983), które osiągają miąższość do 200 m. Ten molasowy litosom o architekturze stożka podmorskiego w basenie przedkarpackim wyklinowuje się w kanionach podmorskich ku północy (rys. 4). Geometria najstarszego stożka molasy jest uwarunkowana zarówno brzegiem wypiętrzonych i nasuniętych Karpat w fazie sawskiej, jak i morfologią podłoża. Nasunięcie płaszczowin wraz ze stoż-

kiem molasowym tworzą klin sawski w rowie przedgórskim (tab. 1). Wiek utworów kłodnickich (bez ogniwa z Zawady) i pierwszego (sawskiego) stożka molasowego określa się na wczesny miocen (Alexandrowicz, 1963; Oszczypko, 1982, 1997; Buła, Jura, 1983a,b; Jurkova, 1983; Moryc, 1989; Jura, 1992, 1995a,b), uszczegółowiony biostratygraficznie do zony N 6-7 (Olszewska, Garecka, 1996; Garecka, Olszewska, 1998). Utwory miocenu rowu podbeskidzkiego zostały rozpoznane punktowo na próbach z częściowo rdzeniowanych wierceń, w których korelacja licznych wydzieleń lito- i biostratygraficznych budzi kontrowersje (Jasionowski, 1995; Garecka et al, 1996; Oszczypko, 1996; Olszewska, 1999).

Młodszy, badeński stożek molasowy zlepieńcowo-piaskowcowej formacji dębowieckiej (Buła, Jura, 1983a,b) zakrywa utwory karbonu przekraczająco (Oszczypko, Tomaś, 1985). Utwory dębowieckie są ekwiwalentem wzmożonej erozji nasuniętych Karpat w fazie styryjskiej (17–16 Ma). Architektura tego stożka jest podporządkowana z jednej strony brzegowi nasuwanych płaszczowin fliszowych na grzbiet Cieszyna, a z drugiej dopasowana do ukształtowania dolin podmioceńskich na Śląsku Cieszyńskim (rys. 17). Styryjski stożek molasowy wypełnia najgłębsze doliny do wysokości około 400 m p.p.m. na południe od grzbietu Pawłowic (Jachowicz, Jura, 1988). W centralnej i północno-zachodniej części GZW molasa Karpat styryjskich jest wykształcona w facji szliru i teglu, reprezentowanej przez mułowce i iłowce formacji skawińskiej badenu dolnego o miąższości od kilku m do 1100 m (Alexandrowicz, 1963, 1970; Krach, 1973; Ney et al., 1974; Buła, Jura, 1983a, 1985). Spąg tych utworów transgresywnych jest erozyjny – ostry, rzadko podkreślony zlepieńcem lub piaskowcem podstawowym. Częściej spotyka się łagodny kontakt mułowców i iłowców z fauną *Ostrea Cochlear*. Zmiany ukształtowania przy linii brzegowej są stosunkowo małe, jedynie lokalnie utworzyły się formy abrazyjne (Radwański, 1968). Osady formacji skawińskiej zakryły formy reliefu podbadeńskiej powierzchni w przedziale wysokości od 400 m p.p.m. do 300 (350) m n.p.m. Podbadeńska powierzchnia jest dokładniejszym określeniem wieku erozyjnego stropu utworów karbonu na obszarze około 40% powierzchni podmioceńskiej (*Atlas*..., 1994). Sedymentację badeńskiego stożka molasowego kończą gipsy i sole formacji wielickiej, datowane na wielicz–kosow (Garlicki, 1979). Formację z Wieliczki i gipsów z Krzyżanowic (Alexandrowicz et al., 1982) w śląskiej części rowu przedkarpackiego reprezentują ogniwa soli z Woszczyc i gipsów z Paruszowca o miąższości od 20 m do 150 m. Utwory salinarne nie przykrywają karbonu lub kontaktują się tylko wzdłuż uskoków, m.in. bełckiego (rys. 17). Ponad facją salinarną molasy występują utwory morskie iłowców formacji gliwickiej wyższego badenu (Alexandrowicz, 1997). W południowej części rowu przedkarpackiego zajmują one pozycję regresywną, a na północy nieznacznie przekraczającą (Ney et al., 1974). Ten stożek molasy górnobadeńskiej, odpowiadający na-

sunięciu Karpat w fazie mołdawskiej (14–13 Ma), rozwinął się w północno-zachodniej części basenu śląskiego. Podobną tendencję wypełniania śląskiej części basenu przedkarpackiego reprezentuje najmłodsza molasa formacji kędzierzyńskiej sarmatu (Alexandrowicz, Kleczkowski, 1970; Dyjor, Sadowska, 1986). Łącznie osiągają one miąższość do 600 m, ale bezpośrednio nie zakrywają utworów karbonu, a tylko prawiezgodnie starsze osady miocenu.

Erozyjna powierzchnia podmioceńska jest zrzucona przez wiele uskoków. Nieciągłe kontakty ślizgowe między utworami karbonu i miocenu zostały stwierdzone na podstawie licznych przejawów zrzutu niezgodności podmioceńskiej (Alexandrowicz, 1964; Kotas, 1972; Jura, 1984, 1990, 1992, 1995a; Kotas et al., 1983). Ciągłość powierzchni erozyjnej podmioceńskiej pod przykryciem formacją kłodnicką jest przerwana wzdłuż wielu uskoków (Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska, 1963), m.in. pławniowickiego, Ostropy, kłodnickiego, książęcego (rys. 13), krzeszowickiego, bełckiego, bojszowskiego, lędzińskiego, Olszyn, piecowskiego, chwałowickiego (rys. 12), pszowskiego, jawiszowickiego, ruptawskiego, zebrzydowickiego, bludowickiego (rys. 16), suskiego (rys. 3). W utworach miocenu częściej spotyka się płaszczyzny ślizgowe styczne do progów uskokowych z wykształconymi u podstawy brekcjami osuwiskowymi, zalegającymi na stromych stokach (Jura, 1992). Kontakt nieciągły występuje też na styku z nasunięciem płaszczowiny podśląskiej Karpat (Konior, Tokarski, 1954; *Atlas...*, 1994). Do wyjątków należą kontakty z punktowymi intruzjami bazaltów mioceńskich w zachodniej części GZW (Chodyniecka, Sankiewicz, 1978; Probierz, 1989; Kapuściński et al., 1990). W okolicach Rybnika odkryto liczne szczeliny piaszczyste o rozwartości do 0,5 m przy stropie karbonu, które sięgają w głąb do około 200 m (Górnik, Jura, 1994). Biegną one równoleżnikowo w półrębie uskoku chwałowickiego i są zapełnione piaskami formacji kłodnickiej (rys. 9; Jura, Wiśniowski, 1996).

Zjawiska deformacji nałożonej, związanej z subsydencją powierzchni podmioceńskiej są ukryte w jej urozmaiconym reliefie i zamaskowane przez osady diastroficzne rowu przedkarpackiego. Utrudnione jest zatem wykrywanie na powierzchni podmioceńskiej pospolicie występujących w utworach molasowych m.in. drobnych uskoków zrzutowych, fałdów przy uskokach oraz fleksur (Alexandrowicz, 1964; Rauch, Tokarski, 1995a), a także spękań (Rauch, 1995). W rowie przedgórskim o migrującej na zewnątrz subsydencji (względnemu obniżaniu przed czołem nasuwanych Karpat) utworzyły sie liczne duże struktury synsedymentacyjne, takie jak: grzędy i bruzdy oraz ugięcia, tarasy, monokliny, nosy i zatoki strukturalne (rys. 17, 18). Część ich amplitudy (około 100 m) można wiązać z kompakcją molas o zróżnicowanej miąższości stożków (od 10 m do 1000 m). Wpływ kompakcji na mobilność w strefie brzegowej Karpat wykrył N. Oszczypko et al. (1993). Struktury synsedymentacyjne wraz ze schodowymi uskokami (półrowami i półzrębami) współtworzą nadrzędną strukturę homokliny podbeskidzkiej

(Jura, 1985, 1995a). Homoklina zbudowana z utworów molasy i podłoża zapada się i pogrąża pod nasunięciem Karpat do rowu przedgórskiego oraz kontynuuje się przez zewnętrzny (przedbeskidzki) rów molasowy do wału metakarpackiego (rys. 1, 4). Struktura homokliny odzwierciedla ewolucję basenu i rowu przedgórskiego Karpat Zachodnich w nawiązaniu do fazowego nasuwania Karpat i pogrążania ich podłoża (Kotlarczyk, 1985; Oszczypko, Tomaś, 1985; Jura, 1990, 1996a; Oszczypko, 1996, 1997; Kotarba, 1999). Rozwój basenu przedkarpackiego można interpretować także w analogii do basenu wiedeńskiego i przedalpejskiego, w których dominują synsedymentacyjne uskoki przesuwcze i rowy typu *pull-apart* (Pfiffner, 1986; Cech, Zeman, 1988; Kovač, Barath et al., 1989; Fodor, 1995). W rekonstrukcjach paleogeograficznych Alp podczas nasuwania w trzeciorzędzie uwzględnia się ewolucję topografii (Frisch et al., 1999). W związku z rozwijaniem badań głębokiego podłoża Karpat duże zainteresowanie wzbudza geodynamika, zapisana w morfostrukturach niezgodności podmioceńskiej (Jura, 1997a), zwłaszcza wyjaśnienie kolizyjnego szwu orogenu Karpat z europejską platformą (Krzywiec, 1997; Ryłko, Tomaś, 1998; Tomek, 1999; Oszczypko, 1999; Żytko, 1999).

Główne formy ukształtowania niezgodności podmioceńskiej

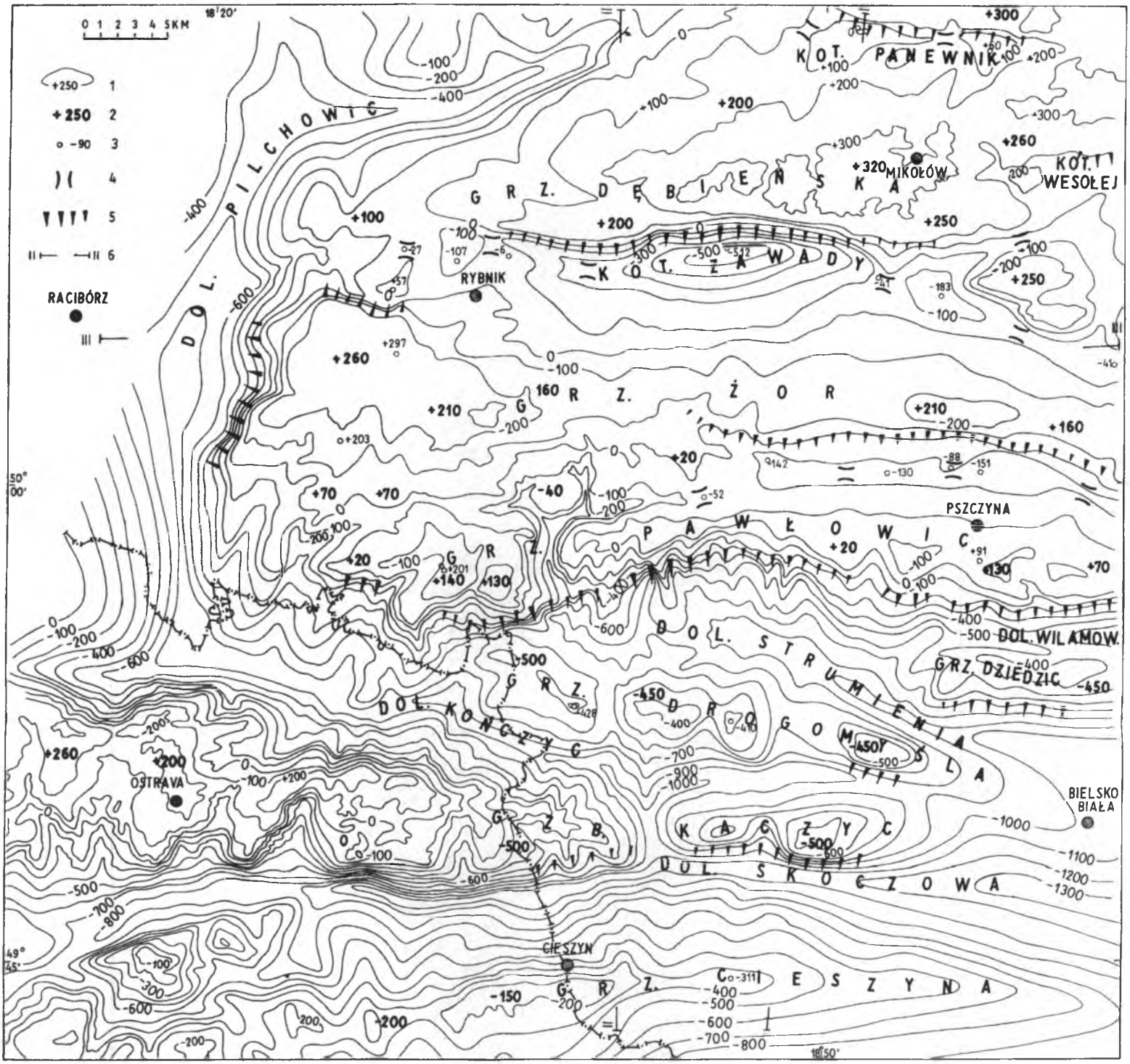
Powierzchnia podmioceńska w śląskiej części rowu przedkarpackiego jest silnie urozmaicona i zdeformowana, dlatego szczególnego znaczenia w interpretacji ukształtowania nabiera znajomość czynników morfogenetycznych, zwłaszcza budowy geologicznej podłoża – odporności skał i tektoniki oraz paleogeografii trzeciorzędu. Istotne jest wykorzystanie danych o warunkach klimatycznych i hydrologicznych do analizy czynników erozyjno-denudacyjnych i abrazyjno-sedymentacyjnych w starszym miocenie i w badenie podczas zakrywania utworów karbonu i mezozoiku. W interpretacji morfostruktur konieczne jest uwzględnianie subsydencji i struktur tektonicznych młodszych od powierzchni podmioceńskiej. Niezgodność erozyjna między utworami karbonu i miocenu GZW ujawnia zarówno formy rzeźby o deniwelacjach do 1500 m, jak i struktury uskoków i ugięć subsydencyjnych o amplitudzie rzędu 1000 m. Na powierzchni podmioceńskiej dają się zinterpretować rozmaite formy podobne do występujących na płaskowyżach, w górach i przy brzegu morza, przede wszystkim formy rzeźby strukturalnej – dolin, kotlin i grzbietów pasmowych górskich z powierzchniami zrównań. Na odwzorowanej kartograficznie dyskordancji bez przewyższenia struktury tektonicz-

ne o amplitudzie do 100 m są ukryte w rysunku izohips (rys. 4). W ukształtowaniu powierzchni podmioceńskiej udział struktur tektonicznych jest znaczny i nie mniejszy od wielkości form erozyjnych. Amplituda największego uskoku bełckiego o zrzucie osadów miocenu wynoszącym około 500 m przybliża miarę deformacji powierzchni podmioceńskiej w rowie przedkarpackim (rys. 12). Zasypanie półrowu bełckiego przez molasę karpacką o miąższości do 700 m potwierdza, że formy rzeźby mogą osiągać zbliżone deniwelacje.

Na powierzchni podmioceńskiej, rozwiniętej na podłożu utworów karbonu, także permu, triasu, jury i kredy, wydziela się główne jednostki morfostrukturalne dolin, kotlin i grzbietów. Wyróżnia się doliny: Pilchowic (Detmarovic–Kończyc w dolnym biegu), Szerokiej, Strumienia, Wilamowic i Skoczowa (Bludovic), a także kotliny zapadliskowe: Panewnik, Zawady i Oświęcimia, Kobielic oraz rozdzielające je grzbiety górskie: Dębieńska, Żor, Pawłowic, Drogomyśla, Kaczyc, Dziedzic, Cieszyna. Morfostrukturami o mniejszych deniwelacjach są płaskowyże: Bytomsko-Katowicki i Ojcowski oraz liczne progi, drugorzędne garby i doliny (rys. 4, 18).

Dolina Pilchowic jest najdłuższą, I. rzędu formą odwadniania na powierzchni podmioceńskiej w śląskiej części rowu przedkarpackiego (rys. 4, 18). Łączy się z doliną Koźla, której obszar źródliskowy sięga po Opole i Nysę. W granicach GZW dolina Pilchowic jest wycięta w utworach karbonu na długości około 100 km od okolic Pyskowic (25 m n.p.m.) przez Gliwice, Rudy, dalej wzdłuż linii rzeki Odry i Olzy (zachodniej granicy zagłębia), Detmarovicką dolinę (A u s t et al., 1997) do Kończyc, aż do połączenia z doliną Bludovice–Skoczów na wysokości 1125 m p.p.m.

Górny odcinek doliny Pilchowic (do połączenia z doliną Koźla i z rowem przyuskokowym Kędzierzyna–Koźla) ukształtował się w formie wciosu prostego, rozwartego i kanionu, które pojawiają się kolejno wraz ze spadkiem od obszaru źródłowego. W okolicach Pilchowic i niżej przekroje poprzeczne doliny są zbliżone do profilu płaskodennego. W rejonie Gliwic dolina tworzy przełom przez próg środkowotriasowy płaskowyżu Bytomsko-Katowickiego, zaznaczony niskim grzbietem (garbem) Ostropy–Zabrza. Ten przełom i sąsiednie wciosy rozczłonkowują pokrywę triasową na płaty występujące w podłożu miocenu w Książenicach, Suminie i Jejkowicach (rys. 16). Środkowa część doliny ma także założenia strukturalne, jest wcięta w podłoże na granicy różnej odporności między serią mułowcową namuru A a kulmem (warstwami kijowickimi). Zbocze doliny od strony grzbietu Dębieńska i na południe od połączenia z zawieszoną kotliną Panewnik jest strome, miejscami urwiste, dopasowane do izoklinalnie nachylonych warstw piaskowców serii górnośląskiej w skrzydle synkliny Sośnicy (D o k t o r o w i c z - H r e b n i c k i, 1956, 1959; rys. 3, 4). Ukształtowany na piaskowcach górnośląskich próg izoklinalny o deniwelacji do 500 m jest rozcięty żlebami i gardzielami (o szerokości do 200 m i głębokości około 200 m, udokumentowanych wyrobiskami górniczymi w okolicach Knurowa). W dnie do-

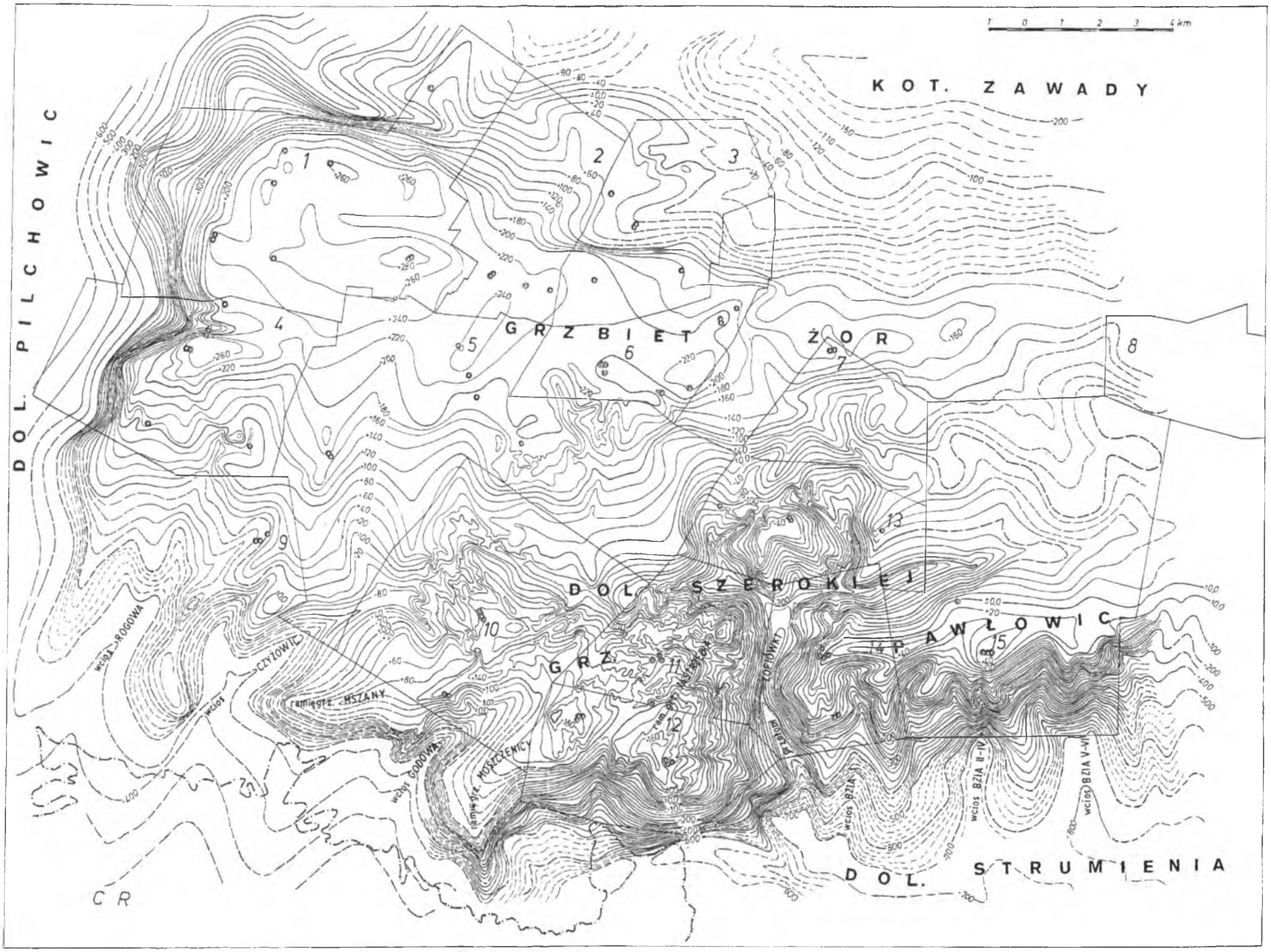


Rys. 18. Mapa geomorfologiczno-strukturalna niezgodności podmioceńskiej w południowo-zachodniej części GZW

1 – izohipsy w metrach n.p.m., **2** – poziomy spłaszczeń płaskowyżów i grzbietów, **3** – punkty wysokościowe depresji kotlin i grzęd oraz wierzchołków, **4** – grzędy śródkotlinowe i między doliną a kotliną, **5** – główny próg uskokowy w utworach miocenu, **6** – przekrój geologiczny (rys. 24); GRZ. – grzbiet, DOL. – dolina, KOT. – kotlina

Fig. 18. Geomorphologic-structural map of the sub-Miocene surface in the southwestern part of the USCB

1 – isohipses in metres a.s.l., **2** – planation levels of the plateau and ridge, **3** – heigh-points of valley depressions, elevations and peaks, **4** – inner-valley elevations and between valley and depression, major fault, **5** – scarp throwing the Miocene deposits, **6** – line of cross-sections (see Fig. 24); GRZ. – ridge, DOL. – valley, KOT. – depression



Rys. 19. Mapa hipsometryczna powierzchni podmioceńskiej z zagęszczonymi izohipsami w metrach n.p.m. między Rybnikiem a Jastrzębiem, z głównymi grzbietami (GRZ), bezodpływowymi kotlinami (KOT) zapadliskowymi Zawady i Kobielic oraz z siecią dolin (DOL) Pilchowic (Detmarowic) i Strumienia (pomniejszenie z map w skalach 1:5000 i 1 : 10 000). Obszary górnicze i kopalnie węgla kamiennego z lokalizacją szybów

1 – Rydułtowy, **2** – Rymer, **3** – Chwałowice, **4** – Anna, **5** – Marklowice, **6** – Jankowice, **7** – Żory, **8** – Krupiński, **9** – Syrynia, **10** – 1-go Maja, **11** – Jastrzębie, **12** – Moszczenica, **13** – Borynia, **14** – Zofiówka, **15** – Pniówek; GRZ. – grzbiet, KOT. – kotlina, DOL. – dolina

Fig. 19. Hipsometric map of the sub-Miocene surface with condensation of isohipses (in metres a.s.l.) of the USCB between Rybnik and Jastrzębie (reduced from map in scale 1: 5000 and 1:10 000)

Mining areas and location of shafts (**1** – Rydułtowy, **2** – Rymer, **3** – Chwałowice, **4** – Anna, **5** – Marklowice, **6** – Jankowice, **7** – Żory, **8** – Krupiński, **9** – Syrynia, **10** – 1-go Maja, **11** – Jastrzębie, **12** – Moszczenica, **13** – Borynia, **14** – Zofiówka, **15** – Pniówek); GRZ. – ridge, KOT. – depression trough, DOL. – valley

liny występuje szereg progów strukturalnych, różnicujących spadek do kilku stopni w odcinkach jarów–przełomów. W szerokich przegłębieniach koło Rud i Raciborza, aż po Olzę, profil doliny przechodzi w płaskodenny o spadku zbliżonym do jednego stopnia. Przegłębienia nawiązują do położenia warstw na granicy kulmu morawskiego z warstwami brzeżnymi, ujętymi w antyklinę, która uległa głębokiej inwersji (rys. 6, 24). Wschodnie, strome zbocze doliny między Suminą a Zabełkowem, a zarazem zachodni stok grzbietu Żor jest progiem na czołach warstw izoklinalnego skrzydła niecki jejkowickiej. Na ten próg strukturalny nakłada się również uskok pszowski, którego lica na krótkich odcinkach są ustawione kulisowo o kierunku zbliżonym do południkowego (rys. 16).

Dolny odcinek doliny Pilchowic, nazywany „wymyciem" Detmarovice–Kończyce (Jurkowa, 1968, 1983; Jura, 1984) ma profil zbliżony do wklęsłodennego i symetrycznego. W przekroju podłużnym w dnie doliny zaznaczają się liczne progi strukturalne, a jej zbocza są mocno rozcięte przez wciosy: Syrynii, Rogowa, Czyżowic i Godowa. Doliny wciosowe mają strome zbocza i duży spadek (rys. 19). Ich ukształtowanie jest dopasowane do południkowego biegu warstw mniej odpornych, głównie wzdłuż wychodni warstw jaklowieckich ujętych w nasunięcia orłowskie i michałkowickie (rys. 16). Dalej dolina skręca na południowy wschód i omija wychodnie odpornych piaskowców serii górnośląskiej, na podłożu których ukształtował się zachodni odcinek grzbietu Drogomyśla. W dolnym odcinku wykorzystuje ona rozciągłość słabo odpornych warstw załęskich i przełomem w grzbiecie Kaczyc (rys. 23) łączy się z doliną Skoczowa.

Grzbiet Dębieńska współtworzy Garb Mikołowski (320 m n.p.m.) oraz liczne garby w Bieruniu, Libiążu, Płazie i Tenczynku, współcześnie z punktowymi odsłonięciami utworów karbonu (bez osadów miocenu). Ku zachodowi w okolicach Czerwionki grzbiet Dębieńska jest zakryty utworami miocenu od wysokości zrównania wierzchowinowego na poziomie 200 m n.p.m. Do form grzbietowych obok spłaszczeń i wierzchołków należą podwojenia, ramiona i przełęcze. Szeroki i rozbudowany grzbiet jest asymetryczny ze stokiem północnym, połogo nachylonym ku dolinie Pilchowic oraz do kotlin Panewnik i Wesołej (rys. 18). Podnóże tego stoku ma zatokową i falistą linię nawiązującą do różnej odporności warstw. Grzbiet Dębieńska od południa opada stromym i wyrównanym progiem uskokowym bełcko-bojszowsko-olszyńskim. Lico progu jest rozcięte przez wciosy zawieszone na wysokości około 100 m n.p.m. do 200 m p.p.m., dopasowane do struktury podłoża. Pod względem morfostrukturalnym grzbiet jest półzrębem, z licznymi formami twardzielcowymi, ukształtowanymi na podłożu głównie piaskowców w warstwach orzeskich i serii krakowskiej, a miejscami płatów wapieni triasowych: Mokrego, Wyr, Urbanowic (rys. 17), Chełmu, Bierunia, Libiąża (rys. 4).

Kotlina Zawady (i Oświęcimia) rozciąga się równoleżnikowo w centralnej części GZW i składa się z szeregu zagłębień bezodpływowych – wan-

nowych niecek rozdzielonych grzędami o 100-metrowych deniwelacjach dna na wysokościach od 100 m n.p.m do 500 m p.p.m. Kotlina Zawady ma asymetryczny profil poprzeczny o zboczach dopasowanych zarówno do półrowu bełcko-bojszowsko-olszyńskiego, jak i do położenia warstw krakowskiej serii piaskowcowej w niecce głównej przez resekwencję. Ukształtowanie w części zachodniej kotliny zagłębienia Jejkowic (w rowie uskoku jejkowickiego i piecowskiego) nawiązuje do różnoodpornych warstw serii mułowcowych i górnośląskiej piaskowcowej ujętych w niecki: chwałowicką i jejkowicką w skrzydłach nasunięć rybnickiego i michałkowickiego (rys. 16). Przegłębienia kotliny są wyżłobione w skałach serii mułowcowych, a rozdzielające je grzędy budują utwory piaskowcowe, także węglanowe triasu płatu Jejkowic, Paruszowca i Kobióru (rys. 4).

Zapadliskową kotlinę Zawady ograniczają głównie uskoki bełcki i częściowo chwałowicki (rys. 3, 12). Zrzut uskoku bełckiego zmienia się odcinkami i jest oceniany od 100 m do 1000 m w utworach triasowych (wiercenie Zawada) i od 0 m do 450 m w osadach miocenu (Alexandrowicz, Siedlecki, 1960; Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska, 1963; Alexandrowicz, 1964; Kotlicki, 1979; Jura, 1984, 1995b; por. Kotas et al., 1983; *Atlas*..., 1994). Jego próg uskokowy jest rozczłonkowany przez zawieszone wciosy, które rozcinają lico w nawiązaniu do położenia warstw mniej odpornych. Na wychodniach piaskowców warstw łaziskich próg jest stromy i dobrze zachowany, natomiast cofnięty na podłożu serii mułowcowej (rys. 16). Płaszczyzna uskoku przecina niezgodność podmioceńską. Występuje głównie w osadach dolnego miocenu i morawu (rys. 12) oraz przechodzi w złożoną deformację fałdowo-kolapsyjną w utworach wieliczu i kosowu (Górnik, Jura, 1994). Na wielu mapach strukturalnych GZW uskok bełcki nie został wykartowany m. in. z uwagi na dyskusyjną interpretację pozycji utworów dolnego triasu w wierceniu Woszczyce IG 1 (Senkowiczowa, 1991), czy też utworów jury w wierceniu Olszyny (*Atlas*..., 1994). Uznanie tych osadów za brekcje przyuskokowe lub brekcje w spągu osadów miocenu upraszcza rekonstrukcję powierzchni podmioceńskiej (*Atlas*..., 1994).

Grzbiet Żor jest szeroki, rozbudowany na zachodzie i prostolinijny w części wschodniej GZW. Jego pasmo współtworzy Płaskowyż Rybnicki o wysokości około 250 m n.p.m. (częściowo bez osadów miocenu i punktowo bez utworów czwartorzędu). Podmioceński grzbiet Żor na wschód od Marklowic aż po Spytkowice ma zaokrągloną i piętrowo ukształtowaną wierzchowinę na poziomach 100, 160 i 200 m n.p.m. Odcinek zachodni to grzbiet synklinalny, uformowany na podłożu piaskowcowych warstw namuru w nieckach jejkowickiej i chwałowickiej (rys. 16). Wierzchowina jest tu wyjątkowo bogato urzeźbiona wierzchołkami i przełęczami, progami i tarasami oraz rowami grzbietowymi (rys. 18, 19), a nawet szczelinami piaszczystymi (rys. 12). Formy grzbietowe są dopasowane do różnoodpornych warstw ujętych w nasunięcia: boguszowickie i rybnickie oraz w niecki: chwałowic-

ką i jejkowicką, a także do przebiegu uskoków zinterpretowanych przez S. Doktorowicza-Hrebnickiego i B. Kaszyńską (1963). Na obszarze górniczym Chwałowice i Paruszowiec szczegółowo zrekonstruowane różne formy dolin i grzbietów oraz progów odwzorowują strukturę podłoża przez inwersję (rys. 12). Na wierzchowinie o wysokości do 230 m n.p.m. zaznaczają się zrównania i przełęcze z lejami źródłowymi. Grzbiet opada schodowymi progami uskoków chwałowickich o zrzucie sumarycznym do 100 m w kierunku kotliny Zawady.

Pasmo wschodnie Żor jest zbudowane z krakowskiej serii piaskowcowej o połogim pochyleniu w skrzydle niecki głównej. W okolicach Suszca warstwy są podgięte w antyklinę przy uskoku jawiszowickim (rys. 3, 24). Grzbiet jest asymetryczny półzrębowy, monoklinalny i antyklinalny, na którym kulminacje i przełęcze są uwarunkowane odpornością skał podłoża. Południowy stok grzbietu jest stromy, obejmuje półwyspy, zatoki i schody, odwzorowujące lico uskokowe i czoło progu monoklinalnego. Na krótkich odcinkach stoki grzbietu są licami odpreparowanych i aktywnych rzeźbotwórczo uskoków, m.in.: piecowskiego i chwałowickiego (rys. 16), pszowskiego (rys. 6) oraz jawiszowickiego (rys. 24). Uważa się je również za odmłodzone w miocenie (Alexandrowicz, 1964; Alexandrowicz, Czyżewska, 1979; Herbich, 1981; Kotas, 1983; Jura, 1992, 1995b).

Dolina Szerokiej i kotlina Kobielic ciągną się między grzbietami Żor i Pawłowic na głębokości 300 m p.p.m. i 150 m p.p.m. (rys. 18, 19, 21). Dolina Szerokiej ma profil kanionu, który łączy się przełomem Zofiówki z doliną Strumienia (rys. 22). Strukturalne uwarunkowania kanionu podkreśla izoklinalny przebieg linii dennej wzdłuż granicy różnej odporności między piaskowcami serii górnośląskiej a mułowcami warstw załęskich, budujących monoklinę Zofiówki (rys. 16). Dolina Szerokiej uformowana jest z licznych wciosów, które ułożone w formie leju źródłowego rozczłonkowują południowy stok grzbietu Żor. Ku zachodowi łączy się ona z doliną Czyżowic poprzez grzędę twardzielcową, założoną na podłożu warstw piaskowcowych namuru BC, stojących w strefie nasunięcia boguszowickiego (rys. 20). Północne zbocze doliny osiąga wysokości do 400 m i jest mocno rozczłonkowane przez wciosy o wachlarzowym układzie. Zbocze to ma relief falisty i zygzakowaty z licznymi formami nisz osuwiskowych, rozdołów, żlebków i bruzd, których formy stokowe są zbliżone w ukształtowaniu do debrzy (Dumanowski, 1967; Jura, 1992). Strome rozdebrzone stoki na podłożu iłowców i mułowców wyściela regolit, który stabilizuje zbocze (rys. 21).

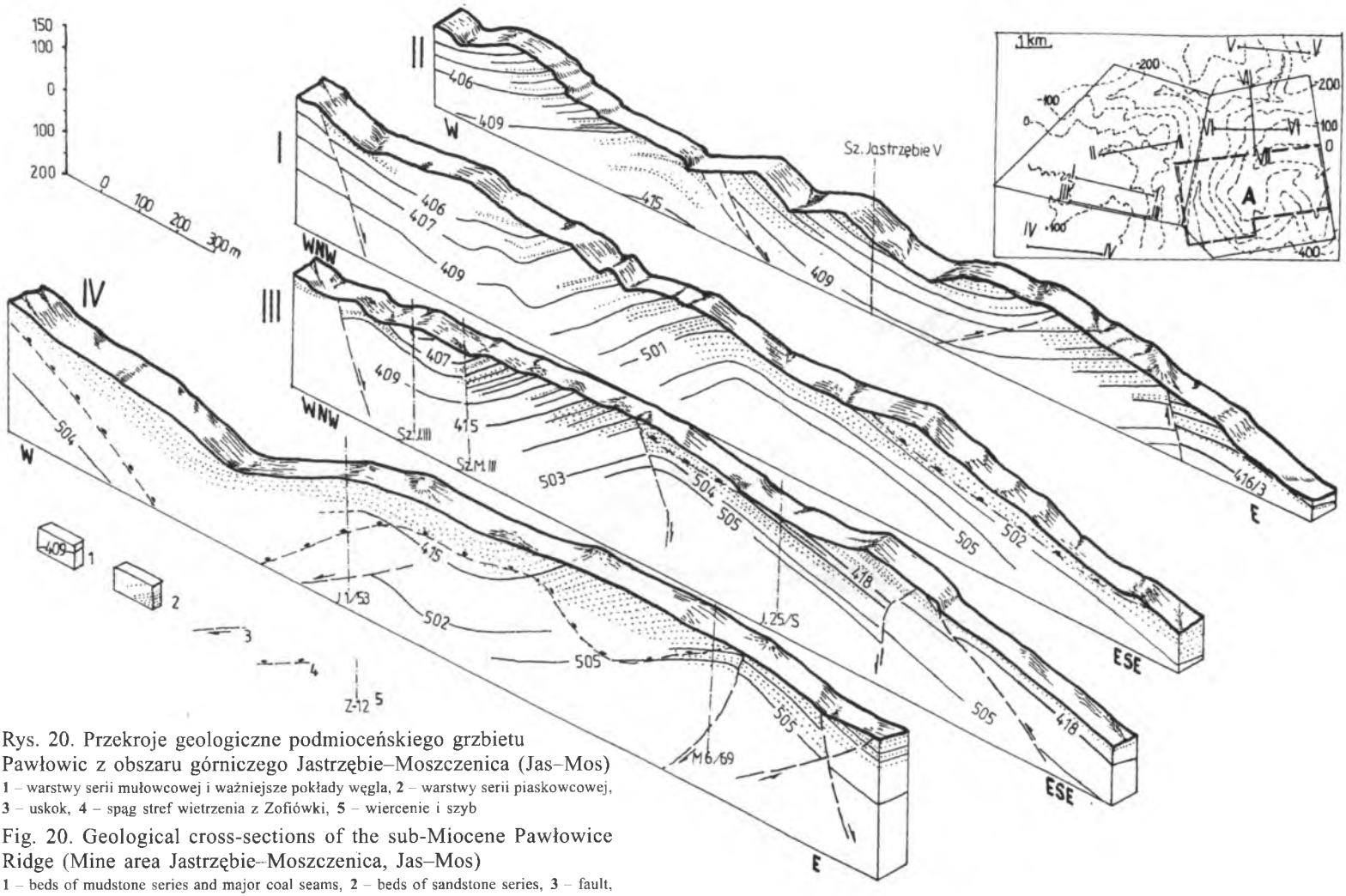
Na wschodzie dolina łączy się z kotliną Kobielic przez grzędę, uformowaną na podmioceńskich wychodniach piaskowców dolnej części warstw orzeskich s.s. (rys.16). Kotlina Kobielic odwzorowuje półrów uskoku jawiszowickiego i ma kształt wannowy z nieckami o depresjach od 130 m p.p.m. do 150 m p.p.m., rozdzielonych grzędami twardzielcowymi. Bezodpływowe niecki w dnie kotliny zapadliskowej (półrowu uskoku jawiszowickiego) dopasowują się do położenia mniej odpornych warstw serii mułowcowej

westfalu. Strukturę podłoża odzwierciedla ukształtowanie zboczy kotliny: południowego zgodnoławicowego oraz północnego progowo-uskokowego i czołowego monoklinalnego (rys. 16, 24).

Grzbiet Pawłowic jest linijnym pasmem o długości 50 km, wyraźnie zaznaczonym od Olzy przez Jastrzębie do Ćwiklic między dolinami: od północy Czyżowic–Szerokiej i kotliny Kobielic, a od południa Pilchowic (odcinek Detmarovic), Strumienia i Wilamowic (rys. 18). Ten podmioceński grzbiet dopasował się do struktury podłoża, zwłaszcza do półzrębu ruptawskiego (rys. 16, 20). Szczyt grzbietu Pawłowic o wysokości 201 m n.p.m. znajduje się na bocznym ramieniu Moszczenicy, a liczne wierzchołki osiągają 140 m n.p.m. Wznoszą się one kilkadziesiąt metrów ponad zrównania grzbietowe na poziomach: 160–150 m n.p.m., 80–70 m n.p.m., 20–0 m n.p.m. oraz 350 m względem kotliny Kobielic i od 600 m do 1100 m ponad doliny przylegające od południa (rys. 19). Grzbiet jest płaski, asymetryczny, o stromych stokach nachylonych do 20–35°. Pasmo rozdziela przełom Zofiówki na odcinek zachodni silnie rozczłonkowany i podwojony z ramionami, oraz na część wschodnią zwartą o krętej i zygzakowatej linii grzbietowej (Jura, 1984, 1992).

Ukształtowanie grzbietu Pawłowic odzwierciedla różnice litologicznej odporności kompleksów podłoża, serii mułowcowych i piaskowcowych, które są ujęte w struktury nasunięciowo-fałdowe rybnicko-boguszowickie, fałdu Jastrzębia i monokliny Zofiówki oraz półzrębu ruptawskiego (rys. 16). Relief południowego stoku grzbietu jest silnie urozmaicony przez leje źródłowe i wciosy (rys. 19), które rozcinają próg i lico uskoku ruptawskiego (Olza–Ruptawa–Czechowice–Marcyporęba). Liczne zawieszone wciosy, m.in. Bzia (rys. 22), odzwierciedlają aktywność rzeźbotwórczą uskoku o zrzucie około 200–300 m, reaktywowanym w fazie styryjskiej (Buła, Jura, 1983b; Bogacz et al., 1984; Jachowicz, Jura, 1988; Jura, 1990). W pasywnej interpretacji rzeźbotwórczej uskoku zakłada się odwzorowanie progu uskokowego w około 50% na skutek różnicy odporności kompleksów karbonu, budujących jego skrzydła (rys. 24, 25). Częściowo próg ruptawski nawiązuje do struktury podłoża przez resekwencję (Jura, 1992). Przyjmuje się również istnienie granicy rowu przedkarpackiego na tym uskoku (Bukowy, 1974) lub brak odmłodzenia uskoku – zrzutu w miocenie (Kotas et al., 1983; *Atlas...*, 1994).

Doliny Strumienia i Wilamowic rozcinają południową część GZW i ciągną się u podnóża grzbietu Pawłowic oraz progu uskoku ruptawskiego. Te średniej długości doliny górskie o skośnym (kulisowym) ustawieniu względem progu ruptawskiego rozdziela grzbiet Dziedzic (rys. 18). Spadek dolin wynosi około 1° od wysokości 600 m przez 1400–1500 m, początkowo ku E i dalej ku ESE i SE, aż do około 3000 m p.p.m. w okolicach Suchej Beskidzkiej. Zbocza są asymetryczne – od północnej strony strome i wysokie z falistą zatokową linią załomu, a od południa niskie i połogo nachylone. Dolina o profilu płaskodennym, odcinkami wklęsłodennym, jest dopa-

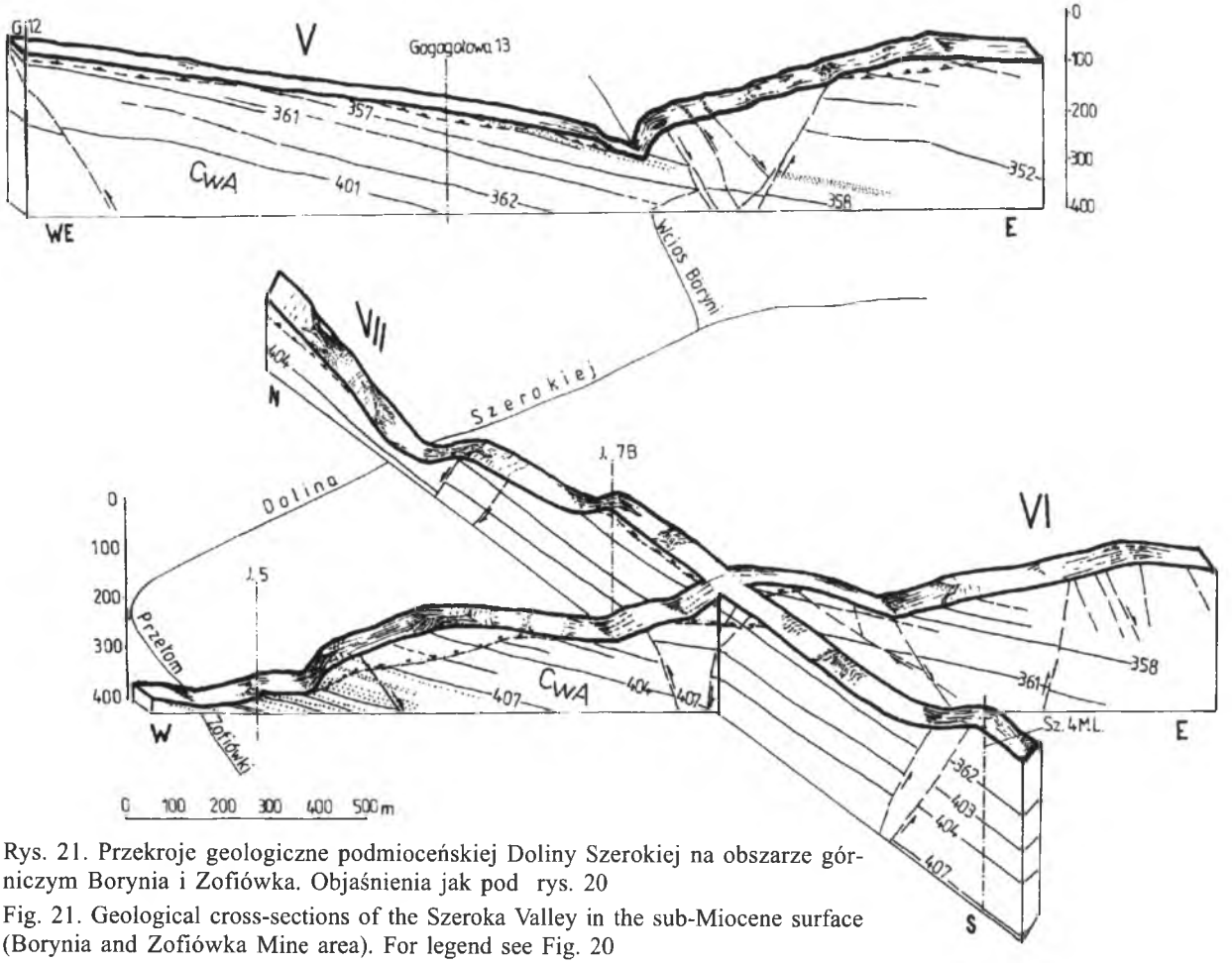


Rys. 20. Przekroje geologiczne podmioceńskiego grzbietu Pawłowic z obszaru górniczego Jastrzębie–Moszczenica (Jas–Mos)

1 – warstwy serii mułowcowej i ważniejsze pokłady węgla, **2** – warstwy serii piaskowcowej, **3** – uskok, **4** – spąg stref wietrzenia z Zofiówki, **5** – wiercenie i szyb

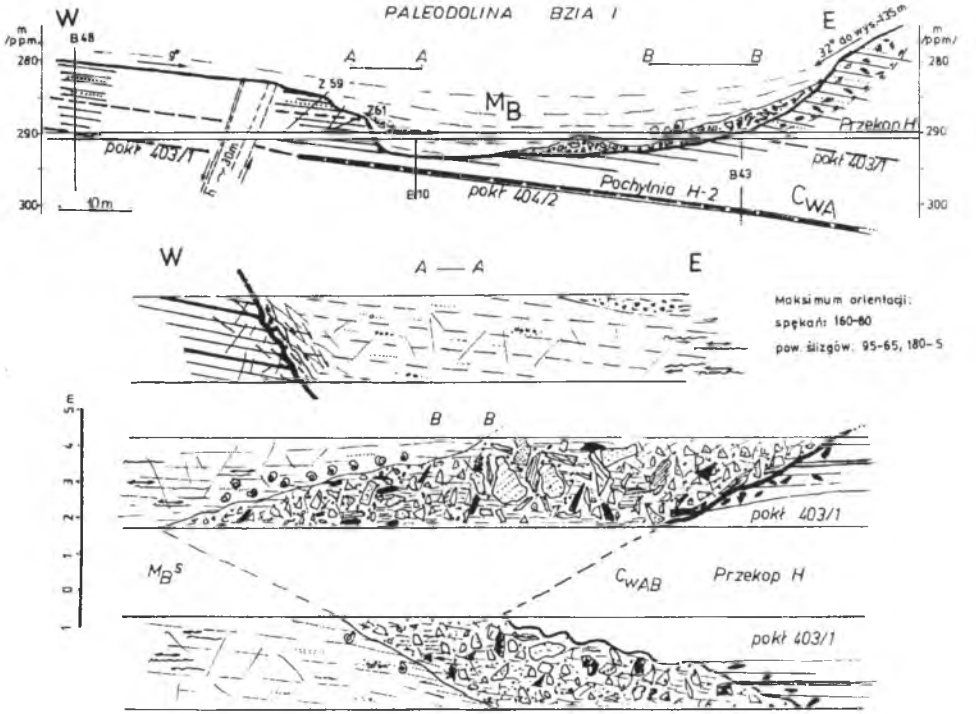
Fig. 20. Geological cross-sections of the sub-Miocene Pawłowice Ridge (Mine area Jastrzębie–Moszczenica, Jas–Mos)

1 – beds of mudstone series and major coal seams, **2** – beds of sandstone series, **3** – fault, **4** – bottom of Zofiówka type weathering mantle, **5** – borehole and shaft



Rys. 21. Przekroje geologiczne podmioceńskiej Doliny Szerokiej na obszarze górniczym Borynia i Zofiówka. Objaśnienia jak pod rys. 20

Fig. 21. Geological cross-sections of the Szeroka Valley in the sub-Miocene surface (Borynia and Zofiówka Mine area). For legend see Fig. 20



Rys. 22. Profil geomorfologiczny podmioceńskiej doliny wciosowej Bzia – wzdłuż przekopu H w KWK Zofiówka (rys. 19) z granicą niezgodności karbon–miocen (warstw załęskich z pokładem węgla 403/1 i brekcją regolitową formacji kłodnickiej oraz osadami transgresywnymi iłowców i mułowców z fauną ostryg formacji skawińskiej moravianu)

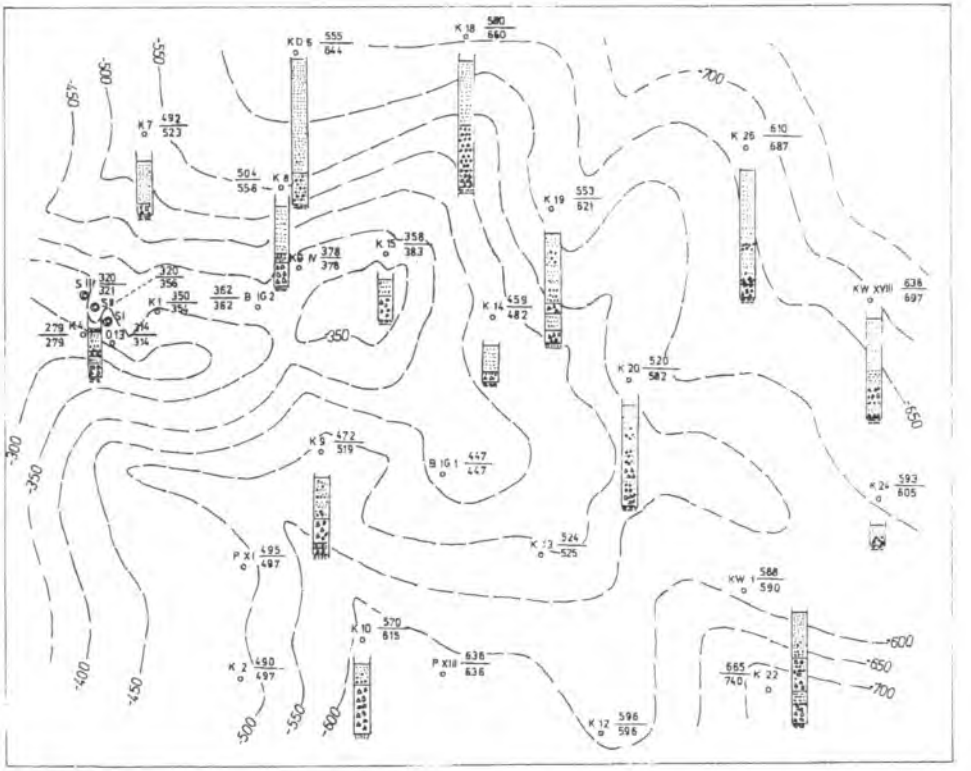
Przekrój *A-A* skarpy doliny wciosowej, wypełnionej osadami miocenu z równoległymi i poprzecznymi spękaniami. Przekrój *B-B* stoku z płaszczem regolitowym (utworami koluwialnymi) podścielonym strefą wietrzenia

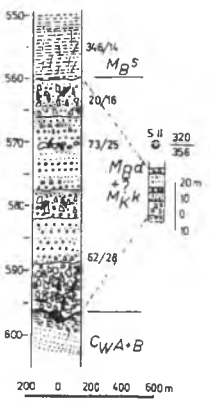
Fig. 22. Geomorphological profile of the Bzie V-shaped valley in the sub-Miocene surface along a cross-cut H in the Zofiówka Coal Mine (see Fig. 19). The Carboniferous–Miocene discordance occurs between the Załęże Beds with coal seam no. 403/1 and regholith breccia (weathered mantle) of the Kłodnica Formation covered by transgresive siltstones and mudstones with Ostreas fauna of the Skawina Formation (Moravian age)

Section *A-A* of the valley scarp (the valley is infilled by the Miocene deposit disturbed by longitudinal and transverse joints). Section *B-B* of the slope with weathered mantle underlain by mottled weathering zone

sowana do struktury podłoża przez wcięcie w słabo odpornych warstwach mułowców westfalu AB i namuru A (rys. 3, 16, 25). Izoklinalny bieg dolin zaburzają progi strukturalne i zwężenia dna na poprzecznych wychodniach piaskowców górnośląskich i węglanów dinantu między Chybiem a Bielskiem (rys. 16, 17). Strukturalne uwarunkowania doliny podkreśla jej zbocze północne, tożsame z progiem uskokowym ruptawskim, który rozcinają liczne wciosy i przełomy zawieszone, dopasowane do biegu poprzecznych uskoków i mniej odpornych warstw karbonu.

Dolina Wilamowic w okolicach Wadowic znacznie się rozszerza, zwłaszcza na północnym zboczu, gdzie występuje szeroki taras (700–800 m p.p.m.) i wciosy dopasowane do struktury półrzębu i antykliny Wysokiej. Zbocze





Rys. 23. Szkic hipsometryczny grzbietu Kaczyc zbudowanego z warstw załęskich (Cw_{AB}) na powierzchni podmioceńskiej i profile spągowych utworów miocenu reprezentowanych przez: brekcje stokowe formacji kłodnickiej i zlepieńce formacji dębowieckiej. Obszar kopalni Kaczyce (Morcinek), rozpoznany wierceniami i szybami. Izohipsy w m n.p.m.

Fig. 23. Hipsometric sketch of the Kaczyce ridge built of the Załęże Beds of Westphalian AB age (Cw_{AB}) on the sub-Miocene surface and profiles of bottom part of Miocene sediments represented by slope breccias of Kłodnica Formation and conglomerates of Dębowiec Formation. Kaczyce mine area (Morcinek Coal Mine) is recognised by boreholes and shafts. Isohipses in metres a.s.l.

to jest również progiem monoklinalnym założonym na wapieniach malmu (rys. 3).

Grzbiet Dziedzic jest krótki i skośnie ustawiony (odgałęziony) oraz zrzucony uskokiem ruptawskim względem grzbietu Pawłowic. Asymetryczny jego profil podkreśla falista linia grzbietowa o szerokiej i silnie rozczłonkowanej wierzchowinie. Wierzchołki osiągają wysokość od 350 m p.p.m. do

650 m p.p.m. ponad spłaszczeniami grzbietowymi na poziomach 400, 500, 700 m p.p.m. (rys. 3). Relief stoków grzbietu urozmaicają leje źródłowe i przełęcze nawiązujące do struktury podłoża. To podmioceńskie ramię grzbietowe, nazwane przez K. Koniora (1960, 1964, 1978) „nabrzmieniem dziedzickim", budują warstwy brzeżne, malinowickie i węglany dinantu, wychodzące wzdłuż południowej granicy zasięgu karbonu węglonośnego GZW. Monoklinalny i płytowy grzbiet, a właściwie stoliwo, wznosi się ponad 1000 m względem doliny Strumienia, którego południowy stok jest progiem czołowym, dodatkowo podkreślonym uskokiem Czechowic o zrzucie do 250 m w utworach starszego miocenu (rys. 3). Uskoki schodowe ruptawski i czechowicki zrzucają ku południowi powierzchnię podmioceńską około 400–500 m.

Grzbiet Drogomyśla jest prostolinijny między dolinami Strumienia i dolnego odcinka Pilchowic (Kończyc). Ma charakterystyczny profil stoliwa z płaską, schodową wierzchowiną, obwiedzioną izoliniami 400, 500, 700 m p.p.m. (rys. 25). Jego liczne wierzchołki, przełęcze oraz przełomy nawiązują do położenia różnoodpornych utworów podłoża, zwłaszcza przez inwersję synkliny Drogomyśla–Karwiny oraz półrowu uskoku zebrzydowickiego (rys. 3, 4, 24).

Grzbiet Kaczyc (Ostrawy–Karwiny) przebiega prostolinijnie od Niskiego Jeseniku przez Zagłębie Ostrawsko-Karwińskie (Aust et al., 1997) po okolice Bielska-Białej. Deniwelacja podmioceńskiego grzbietu dochodzi do 1500 m, po czym stopniowo maleje od Karwiny ku wschodowi (rys. 4). Płaska wierzchowina na wysokości 250 m n.p.m. i 200 m n.p.m. odwzorowuje przez inwersję położenie warstw brzeżnych w nieckach: pietrzwaldskiej i ostrawskiej (rys. 25). Grzbiet Kaczyc opada schodowo tarasami na poziomach 400, 500 i 700 m p.p.m. (koło Dębowca), aż do połączenia dolin Pilchowic (Kończyc) z doliną Skoczowa (na wysokości 1100 m p.p.m.). Schodzenie linii grzbietowej w okolicy Kaczyc jest uwarunkowane dopasowaniem do struktury niecki Drogomyśla (karwińskiej). Urozmaiconą rzeźbę grzbietu podkreślają liczne ramiona, leje źródłowe oraz wciosy, zwłaszcza na jego południowym schodowo-progowym stoku monoklinalnym (rys. 16, 23, 26). Stok w części wschodniej grzbietu Kaczyc pokrywa się z licem uskoku bludowickiego (Aust et al., 1997), wykartowanego w okolicach Skoczowa (Jachowicz, Jura, 1988; *Atlas*..., 1994).

Dolina Skoczowa ciągnie się łukiem od Bramy Morawskiej po okolice Suchej Beskidzkiej (180 km), ze średnim spadkiem do 1° (na obszarze Polski od 1100 m p.p.m. do 4500 m p.p.m.) (rys. 4, 25). Górny odcinek doliny ma profil kanionu (dolina Bludovic na południe od grzbietu Ostrawy), a środkowy jest asymetryczny i płaskodenny, miejscami wklęsłodenny (powyżej progów, przełomów strukturalnych). Dolina Skoczowa między grzbietami Kaczyc i Cieszyna odznacza się morfostrukturą izoklinalną, odcinkami zacieśnioną do jarów, założonych na poprzecznie przecinanych wychodniach węglanów wizenu i dewonu na wschód od granicy GZW (rys. 26).

Grzbiet Cieszyna charakteryzuje się licznymi wierzchołkami o wysokości do 150 m ponad spłaszczeniem 200 m p.p.m. Ten średniogórski grzbiet ma zwartą postać o stopniowo opadającej, falistej linii grzbietowej, aż do wierzchołka Łodygowic (1100 m p.p.m.). Na Śląsku Cieszyńskim grzbiet odwzorowuje strukturę monoklinalną z akordantnym stokiem północnym i czołowym południowym, założonym na warstwach brzeżnych namuru A i węglanach dewonu. Od południa pasmo ogranicza dolina Oprechtic–Oldrzychowic i kolejny grzbiet Frydlandu (Jurkova, 1983; Oszczypko et al., 1989; Martinec, Dopita, 1997). Płaski grzbiet (płaskowyż) Frydlandu jest krótki, odwzorowujący strukturę synkliny i półzrąb uskoku podmagurskiego. Jego południowy stok, stromy i wysoki na 2500 m, określa się jako próg podbeskidzki (Jurkova, 1976, 1983), skłon fleksuralny (Vašiček, Novotná, 1997) lub uskok progowy mioceński, znany z okolic Suchej Beskidzkiej (Sikora, 1980; Lenk, 1983; Oszczypko et al., 1989; Ryłko, Tomaś, 1995, 1998; Baran et al., 1996). Jest to ważna dyslokacja podmagurska, stanowiąca zaporę dla czoła nasunięcia magurskiego (Jura, 1984) w wewnętrznym rowie przedkarpackim, złożona z fleksur i uskoków przynależnych do homokliny podbeskidzkiej (rys. 3, 4).

Typy rzeźby podmioceńskiej

Główne formy rzeźby podmioceńskiej charakteryzuje wiele współzależności geometryczno-genetycznych między strukturą podłoża a morfologią. Cechy rzeźby strukturalnej ma większość wyróżnionych morfotypów, reprezentowanych przez formy pasywne zarówno inwersyjne (grzbiety synklinalne i doliny izoklinalne), jak i resekwentne (grzbiety antyklinalne lub półzrębowe i kotliny synklinalne lub półrowy). W obszarach o budowie płytowej dominują platformy denudacyjne (stoliwa grzbietów, tarasy w dolinach). Podstawowymi strukturami aktywnymi rzeźbotwórczo są progi uskokowe, schodowe, opadające na południe. Na powierzchni podmioceńskiej oprócz wyrazistych, skalistych form, typowych dla rzeźby strukturalnej (głównie inwersyjnej), występują spłaszczenia grzbietów oraz zrównania i tarasy w dolinach. Poziomy zrównań układają się w powierzchnie: wierzchowinową (szczytową) i denną (dolinno-kotlinową), charakterystyczne dla podmioceńskiej rzeźby górskiej (Jura, 1984, 1992; rys. 18, 24).

Powierzchnia wierzchowinowa występuje na wszystkich grzbietach podmioceńskich na trzech poziomach zrównań: 260–250 m n.p.m. (odpreparowany, obecnie podczwartorzędowy), 210–200 m n.p.m., 160–150 m n.p.m. Na grzbiecie Pawłowic spłaszczenia 160, 80 i 20 m n.p.m. są obni-

żone uskokiem jawiszowickim (rys. 18). W części południowej zrównania wierzchowinowe zaznaczają się mniej wyraźnie, m.in. na zrzuconych uskokiem ruptawskim grzbietach Drogomyśla–Dziedzic (400 m p.p.m.) i Cieszyna (200 m p.p.m.). Oprócz spłaszczeń każde pasmo ma szczyt i kulminacje, z których można ekstrapolować powierzchnię szczytową. W położeniu powierzchni wierzchowinowej zaznaczają się płaskie elewacje i depresje oraz skłony o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego, a szczególnie schodowe opadanie ku południowi na progu ruptawskim (200 m) i zebrzydowickim (200 m) oraz ugięcie homokliny pod Beskidami (rys.: 4, 18, 24 I, 26).

Powierzchnię denną wyznaczają linie spadku dolin płaskodennych i wklęsłodennych oraz położenie depresji w kotlinach (rys. 24 II). Projekcja linii dennych w ciągu wcios – kanion – dolina płaskodenna odpowiada wyróżnianemu w górach poziomowi dolinnemu. Układ linii dennych należy do typu kratowego, jest dopasowany do struktury podłoża, w którym wyodrębniają się wododziały, progi i bazy erozyjne. Powierzchnie den kotlin zapadliskowych są równomiernie, co 100 m, schodowo obniżanymi nieckami do niższych poziomów depresji, aż do głównej bazy denudacyjnej – endoreicznej w Zawadzie (500 m p.p.m.). Projekcja powierzchni den dolin wskazuje na egzoreiczne odwadnianie z wyrównanym spadkiem do 35′ na północ i 50′ na południowy wschód w części południowej GZW. Lokalnie zarysowują się wododziały i przełomy strukturalne, zwłaszcza na progach uskokowych ruptawskim (spadek do 1°) i podbeskidzko-sułkowskim (spadek do 3°). Powierzchnia dolinna jest ugięta ku południowi (do kilkunastu stopni) w homoklinę podbeskidzką, pod nasunięciem Karpat.

Między powierzchniami szczytową i dolinną odwzorowuje się relief górski o deniwelacjach malejących ku północy i ku południowi (rys. 24). Różnice w położeniu powierzchni dennej kotlin śródgórskich i dolin górskich z powierzchnią wierzchowin (szczytową) wskazują na dojrzałość rzeźby. Spłaszczenia wierzchowinowe w obszarach górskich są najczęściej reliktami powierzchni częściowo zrównanej, następnie odmłodzonej w wyniku blokowego wypiętrzania, które umożliwia rozwój grzbietów półzrębowych i kotlin zapadliskowych oraz dolin subsekwentnych (Klimaszewski, 1987; rys. 27). Orografia podmioceńskiej powierzchni jest zbliżona do dzisiejszych gór nadbrzeżnych, a ściślej do płaskowyżu nad brzegiem morza, początkowo silnie wydźwigniętego, z głęboko wciętymi dolinami i zboczami rozczłonkowanymi przez młodociane wciosy, często zawieszonymi (rys. 27 Ab). Na powierzchni szczytowej i dennej kotlin zaznaczają się progi schodowe, które są licami uskoków zrzucających niezgodność podmioceńską (rys. 24). Położenie bazy erozyjnej na powierzchni dolinnej, obecnie znajdującej się na głębokości około 1500 m p.p.m., jest ekwiwalentem nałożonego ugięcia homokliny w rowie przedkarpackim w neogenie (Jura, 1995a).

Morfostruktury niezgodności podmioceńskiej

W ukształtowaniu powierzchni podmioceńskiej zagłębia zaznaczają się różnorodne formy rzeźby fluwialno-denudacyjnej i miejscami wybrzeża transgresywnego oraz deformacje nałożone. Przeważają doliny i grzbiety strukturalne dopasowane do położenia różnoodpornych skał i struktur tektonicznych pasywnych i aktywnych. Wyróżnione formy: subsekwentne, inwersyjne i resekwentne najczęściej nawiązują do odporności skał karbońskich budujących fałdy, nasunięcia i uskoki o amplitudzie powyżej 100 m (rys. 27). Rzeźba powierzchni podmioceńskiej jest dopasowana do struktury fałdowo-blokowej waryscyjskiego zapadliska górnośląskiego, następnie ugięć i bloków kimeryjskich oraz do monokliny śląsko-krakowskiej laramijskiej (środkowoalpejskiej). Rzeźbotwórczą, aktywną rolę odegrały uskoki młodoalpejskie, których lica progów rozcinają wciosy syngenetyczne (konsekwentne), rozwijające się aż do momentu zakrycia osadami miocenu (rys. 26). Z kolei deformacje nałożone, przekształcające zakrytą rzeźbę podmioceńską, zapisane są w położeniu osadów i w mezostrukturach tektonicznych oraz w ugięciach subsydencyjnych rowu przedkarpackiego i wypiętrzania wału metakarpackiego.

Na mapach geologiczno-strukturalnych GZW bez utworów miocenu dobrze czytelne są grzbiety i doliny dopasowane do położenia kompleksów odpornych w dużych fałdach i uskokach w wyniku inwersji i resekwencji (rys. 16, 18). Wyrazistość odwzorowania wielu form podmioceńskich w stopniu zbliżonym do Beskidów (Starkel, 1969; Baumgart, Kotarba, 1974; Henkiel, 1977; Malarz, 1986) umożliwia ich klasyfikowanie geomorfologiczno-strukturalne. Szczególnie zaznacza się morfostruktura fałdu głównego zapadliska górnośląskiego (rys. 3), którego siodło jest płaskowyżem, a niecka kotliną. Odmiennie jest w przypadku brachysynklin chwałowickiej i jejkowickiej, które odwzorowują się w grzbiecie inwersyjnym (rys. 27 B). Rzeźbotwórcza rola serii piaskowcowych jest dominująca w południowo-zachodniej części GZW na siodle Jastrzębia (ramię grzbietowe) i w obrzeżu niecki Karwina–Drogomyśl (stoliwo grzbietowe). Zróżnicowanie odporności silnie spękanych i zuskokowanych skał serii paralicznej namuru A jest dobrze czytelne w fałdach jastrzębskich (rys. 16) i w nasuniętych brachysynklinach Ostrawy i Pietrzwałdu (Prokop et al., 1970). Te fałdy o przebiegu równoleżnikowym skręcają na południowy wschód tak samo jak odwzorowujące je grzbiety (Aust et al., 1997). W części zachodniej GZW układ morfostruktur w rozszerzonych i rozczłonkowanych grzbietach (rys. 3, 16) nawiązuje do fałdów o przebiegu południkowym w obrębie dwóch dyslokacji nasuwczych: orłowsko-boguszowicko-gliwickiej i michałkowicko-rybnickiej.

Równoleżnikowo-łukowy przebieg głównych grzbietów dopasowanych do położenia warstw podkreślają dodatkowo główne uskoki schodowe ze zrzu-

tami w kierunku południowym, m.in.: kłodnicki i Saary (200–450 m), książęcy (300 m), lędziński (300 m), bełcko-bojszowsko-olszyński (400–1000 m), jawiszowicki (do 1200 m), ruptawski (450 m), zebrzydowicki (400 m), susko-sułkowicki (1000 m). Ich odwzorowanie w rzeźbie podmioceńskiej jest uwarunkowane różną odpornością skał budujących półzręby, zależy też od amplitudy odmłodzenia zrzutów, dlatego ich progi najczęściej zaznaczają się na krótkich odcinkach. Odwzorowanie uskoków w rzeźbie jest zarówno pasywne przez resekwencję, a nawet inwersję, jak i aktywne z zachowaniem lica progu. Uskoki o zrzutach mniejszych od 100 m słabo zaznaczają się w rzeźbie, ponieważ nie przemieszczają różnoodpornych kompleksów i są niewidoczne na znacznie pomniejszonych odwzorowaniach kartograficznych. Trudno je wykartować nawet na podmioceńskich wychodniach utworów triasowych (Doktorowicz-Hrebnicki, 1956; Alexandrowicz, 1964; Alexandrowicz, Kleczkowski, 1972; Kotas, 1972, 1982, 1985, 1990; Bukowy, 1974; Kotas et al., 1983; Jura, 1984, 1990, 1992; Herbich, 1981; Jura, Kotas, 1985; Oszczypko et al., 1989; *Atlas* 1994), natomiast na przekrojach geologicznych przewyższonych można zinterpretować mniejsze uskoki w strukturze osadów miocenu (Kotlicki, 1979; Kaziuk, 1980; Rutkowski, 1992).

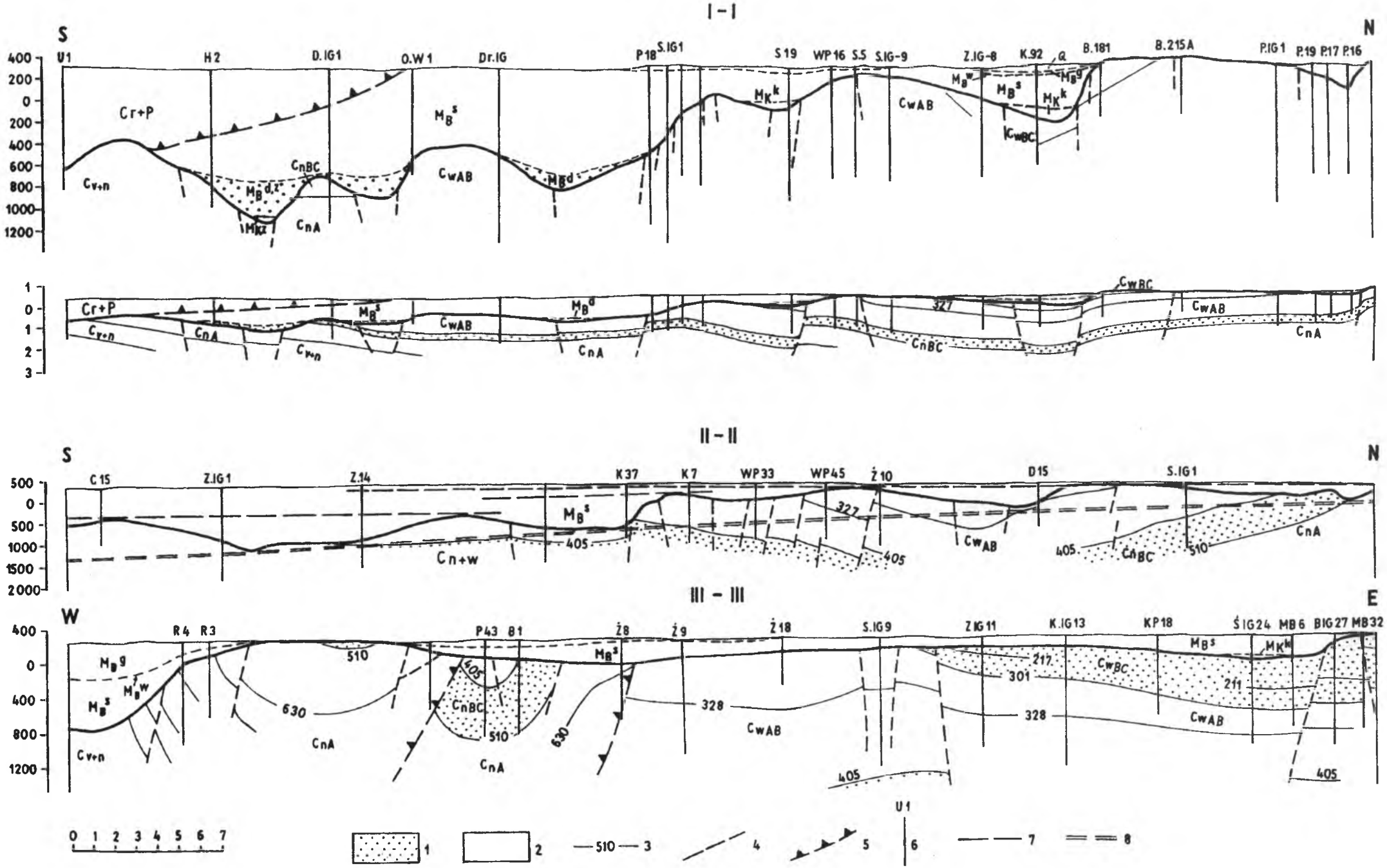
Struktury tektoniczne inicjujące rozwój form podmioceńskich (aktywne – synrzeźbotwórcze) powstały już w fazie późnolaramijskiej (tab. 1). Struktury niecek miechowskiej i opolskiej oraz rozdzielający je wał górnośląski utworzyły góry fałdowe trzonowe na północnym brzegu morza Tetydy. W fazie pirenejskiej na obszarze GZW zaznaczyło się wypiętrzanie i równoczesne podnoszenie poziomu morza o blisko 100 m (tab. 1). Na krótkim skłonie szelfowym morza nie tylko aktywnie deformowany i wypiętrzany był grzbiet podśląski w marginalnej północnej części basenu fliszowego Karpat, lecz także doszło do ożywienia erozji arealnej brzegu północnego (Rajchel, Myszkowska, 1998), zaznaczonej dużą ilością egzotyków, m.in. węgla karbońskiego. Ten obszar alimentacyjny zdaniem S. Leszczyńskiego (1997) dostarczał materiału zwłaszcza do serii podmenilitowych. Góry nadbrzeżne basenów fliszowych skolskiego i podśląskiego Karpat zachowywały się wielokrotnie bardziej pasywnie w porównaniu z ich granicami południowymi wzdłuż najaktywniejszych dyslokacji skracania basenu magurskiego – szwów perykarpackiego i perypienińskiego (Sikora, 1976; Jura, Kotas, 1985; Dercourt et al., 1990; Żytko, 1999). Zapisem tych zdarzeń mogą być m.in. porwaki skałek andrychowskich we fliszu oligoceńskim (Wójcik et al., 1996). Zasadniczą zmianę topograficzną wywołały wielkoskalowe ruchy orogeniczne Karpat w fazie sawskiej, aż do utworzenia basenu zewnętrznego Paratetydy, przekształcanego w rów przedgórski Karpat. Basen migrował na północ i północny wschód, zatapiając i pogrążając osadami molasowymi Karpat góry nadbrzeżne przedpola w neogenie. Postępująca subsydencja podłoża i przedpola, pochodna nasuwania Karpat głównie w fazie styryjskiej i w niewielkim stopniu w fazie mołdawskiej oraz

w znikomym stopniu w młodszych fazach, osiągnęła amplitudę ugięcia i zrzutu około 6000 m (Jura, 1985), a nawet 10 000 m (rys. 1, 4, 7.3) na dystansie od brzegu Karpat po szew perypieniński (Birkenmajer, 1986, Oszczypko, Ślączka, 1989; Oszczypko, 1996).

Struktury deformacyjne niezgodności (postrzeźbotwórcze, subsydencyjne i inwersyjne), nałożone w czasie i po zakryciu erozyjnej powierzchni utworami miocenu w rowie przedkarpackim wewnętrznym, reprezentują głównie uskoki schodowe i homoklina podbeskidzka z tarasami, nosami i zatokami strukturalnymi oraz podrzędnymi monoklinami i fleksurami (rys. 4). Rozmiary deformacji o zrzutach do 2500 m określa też nachylenie homokliny podbeskidzkiej do 20° z deniwelacją stwierdzoną na podmioceńskich wychodniach jury do 5 km na odcinku 30 km. W zewnętrznym rowie przedgórskim, na północ od brzegu nasunięcia Karpat, maleją deformacje ugięciowe (rys. 24), których ekwiwalentem są wały i rowy oraz bruzdy i grzędy o wysokości do 1000 m (rys. 4). Towarzyszą im liczne uskoki o amplitudzie zrzutu do kilkudziesięciu m, wyjątkowo ponad 100 m. Powierzchnie ślizgowe i pospolite deformacje synsedymentacyjne grupują się w osadach miocenu przy uskokach i nad uskokami progotwórczymi, m.in. kłodnickim, bełckim i ruptawskim (Alexandrowicz, 1964; Jura, 1992, 1995a, 1996a,b, 1999). Najmłodsze deformacje nałożone są pochodną ruchów orogenicznych w fazie attyckiej, podnoszące także fragmenty rowu przed czołem nasunięcia. Ruchy lądotwórcze, dźwigania i nasuwania Karpat miały naturę falową z migracją stref zarówno subsydencji w bruzdach i grzędach odciąganych, jak i wypiętrzania z popychania wałów w śląskim basenie przedkarpackim, przed czołem nasunięcia Karpat. Inwersja rowu na Morawach rozpoczęła się już w późnym karpacie (Tomek, 1999). W górnym miocenie ruchy dodatnie w śląskiej części rowu przed czołem nasuwanych Karpat osiągnęły amplitudę około 300 m.

Paleogeografia i uwagi o rozwoju niezgodności podmioceńskiej

Podczas kształtowania powierzchni podmioceńskiej obszar Górnośląskiego Zagłębia Węglowego leżał na wybrzeżu stopniowo zanikającego pramorza Śródziemnego (Tetydy) w strefie klimatu podzwrotnikowego wilgotnego. W jego północnym basenie Paratetydy rozwijał się rów molasowy Karpat, który w miocenie objął obszar zagłębia. Na terenie obecnej środkowej Europy rozpościerały się niziny nadmorskie, porośnięte lasami bagiennymi. Przedpole fałdowanych i wypiętrzanych w miocenie Karpat zajmowały aktywne wul-

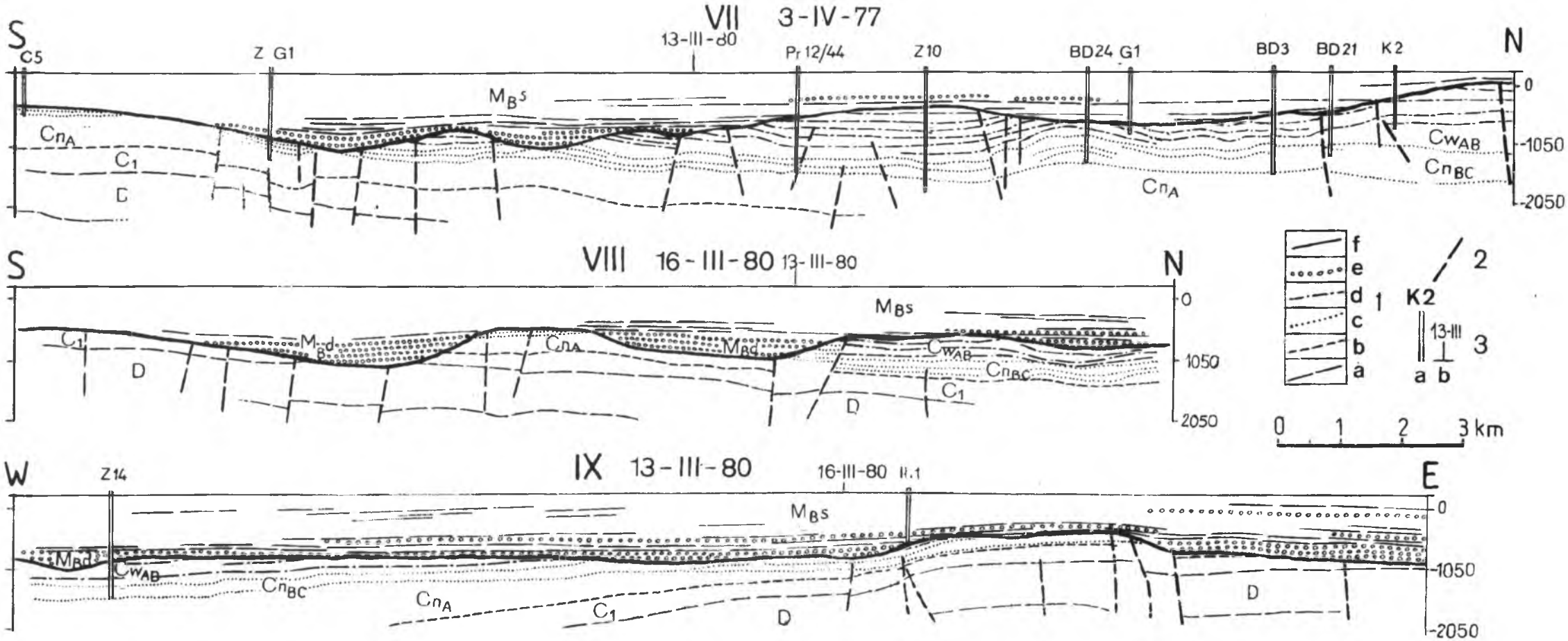


Rys. 24. Niezgodność podmioceńska na przekrojach geologicznych południowo-zachodniej części GZW (do rys. 16, 17, 18) z rekonstrukcją powierzchni: grzbietowej (**7**) i den dolin (**8**)

1 – serie piaskowcowe: górnośląska namuru BC i krakowska westfalu BCD oraz formacji dębowieckiej miocenu, **2** – serie mułowcowe, paraliczna namuru A i limniczna westfalu AB oraz fliszu kredowo-paleogeńskiego Karpat, formacji zebrzydowickiej, skawińskiej, wielickiej, gliwickiej miocenu i czwartorzędu, **3** – przewodni pokład węgla, **4** – uskok, **5** – nasunięcie, **6** – wiercenie

Fig. 24. Geological cross-sections of the sub-Miocene discordance in the southwestern part of the USCB (see Fig. 16, 17 and 18), and reconstructed ridges (**7**) and valleys (**8**) surfaces

1 – sandstone series: Upper Silesian (Namurian BC) and Cracowian (Westphalian BCD), and Dębowiec Formation of Miocene age, **2** – mudstones series: paralic (Namurian A), limnic (Westphalian AB), Cretaceous-Paleogene flysch of Carpathians, and Miocene formations: Zebrzydowice, Skawina, Wieliczka, and Quaternary deposits, **3** – major coal seam, **4** – fault, **5** – thrust, 6 – borehole



Rys. 25. Niezgodność podmioceńska na przekrojach geologicznych południowej części GZW (z interpretacją profili sejsmicznych) do rys. 16, 17 i 18

1 – refleksy: w utworach węglanowych dewonu i dinantu (**a**), na granicy warstw malinowickich i kijowieckich z pietrzkowickimi oraz serią paraliczną namuru A (**b**), w górnośląskiej serii piaskowcowej namuru BC (**c**), serii mułowcowej westfalu AB (**d**), w piaskowcach formacji dębowieckiej badenu (**e**), w mułowcach formacji skawińskiej badenu (**f**); **2** – uskok, **3a** – wiercenie, **3b** – przecięcie z innymi profilami sejsmicznymi

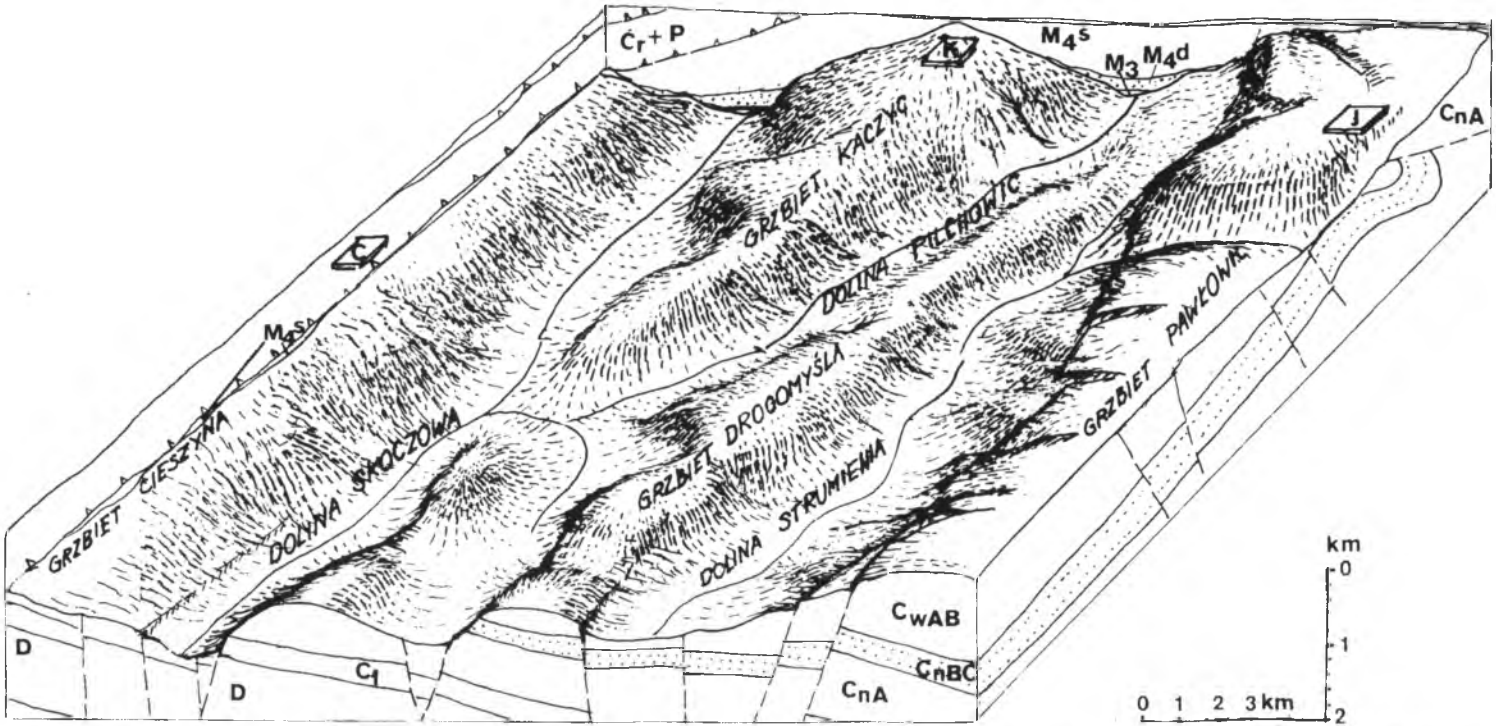
Fig. 25. Geological cross-sections of the sub-Miocene discordance in the southern part of the USCB based on seismic profiles (see Fig. 16, 17 and 18)

1 – seismic reflexes: **a** – carbonate sediment of Devonian and Dinatian age, **b** – boundary between Kijovice-Malinowice Beds and mudstones paralic series of Namurian age, **c** – Upper Silesian Sandstone Series of Namurian BC, **d** – mudstones limnic series of Westphalian AB age, **e** – sandstones Dębowiec Formation and **f** – mudstones Skawina Formation of Badenian age, **2** – fault, **3a** – borehole, **3b** – intersection with other seismic profiles

kany bazaltowe. Pod względem tektonicznym podmioceńska niezgodność erozyjna zagłębia występuje na granicy między przedpolem a rowem przedgórskim Karpat Zachodnich. Ta dyskordancja rozdziela kontynent środkowoeuropejski od nasuniętych utworów hipotetycznego basenu fliszowego Tetydy i bliżej znanych molas basenu Paratetydy.

Zgodnie z teoriami rozwoju rzeźby oraz zmian zasięgów morza i klimatów, z uwzględnieniem tektoniki, wyróżnia się stadia w ciągłej ewolucji powierzchni podmioceńskiej w młodoalpejskim cyklu geomorfologicznym (Jura, 1984, 1985). Inicjalna powierzchnia tego cyklu w regionie śląsko-krakowskim pojawiła się wraz z regresją morza w mastrychcie, z odwadnianiem konsekwentnym do bruzdy miechowskiej na wschód i do południowo-morawskiej na zachód. Fałdowania i ruchy blokowe w polifazie laramijskiej wypiętrzyły góry trzonowe, złożone ze struktur monokliny śląsko-krakowskiej oraz niecek miechowskiej i opolskiej, rozdzielonych wałem górnośląskim. Sfałdowanie i podniesienie blokowe lądu południowopolskiego w stosunku do morza Tetydy jest różnie oceniane: na około 500 m (Stahl, 1932), 2000 m (Jurkova, 1971), realistycznie na 1000 m (Lewiński, 1914) lub na znacznie mniej (Gilewska, 1963). Granica gór nadbrzeżnych z Tetydą przebiegała linią łamaną i łukową poniżej 50. równoleżnika, wzdłuż labilnego, krótkiego skłonu kontynentu epiwaryscyjskiej platformy o cienkiej skorupie (Dercourt et al., 1990). Na mapach paleogeograficznych cytowani autorzy wyznaczają w basenie Tetydy najważniejszą granicę tektoniczną – równoleżnikową strefę subdukcji dna basenu magurskiego i nasunięcie Pienińskiego Pasa Skałkowego, położone od 150 km do 200 km na południe od zagłębia.

Rozwój rzeźby gór trzonowych południowopolskich, nadbrzeżnych Tetydy w młodszym paleocenie i eocenie był uwarunkowany klimatem tropikalnym. Ówczesny klimat ciepły i wilgotny (Schwarzbach, 1974) mógł sprzyjać następującym procesom geomorfologicznym: głębokiemu wietrzeniu chemicznemu, ruchom masowym i działalności fluwialno-erozyjnej o dużym natężeniu (Klimaszewski, 1978). Na podłożu serii mułowcowych karbonu, najbardziej podatnych na degradację zapanowały korzystne warunki do rozwoju kotlin i niecek tropikalnych, a w szczególności do formowania licznych progów strukturalnych na wychodniach piaskowców, zwłaszcza na wapieniach triasowych i jurajskich (Gilewska, 1963). Przez analogię do współczesnych stref morfoklimatycznych paleogeńska tropikalna morfogeneza doprowadziła zapewne do inwersji rzeźby i do rozwoju subsekwentnej sieci dolin rzecznych (izoklinalnych i antyklinalnych) oraz pasmowych grzbietów (monoklinalnych i synklinalnych). Reliktami form z tego młodocianego stadium mogą być górne odcinki dolin o płasko-falistym reliefie (m.in. w dolinie Szerokiej) i stoliwa górskie na podłożu synklin szerokopromiennych. W paleocenie rzeźba na obszarze GZW dopasowała się do struktury podłoża głównie przez odwrócenie, podobnie jak miało to miejsce w Sudetach (Jahn, 1980).



Rys. 26. Blokdiagram morfostruktury niezgodności podmioceńskiej na obszarze między Jastrzębiem (*J*), Cieszynem (*C*) i Karwiną (*K*) (Jachowicz, Jura, 1988)

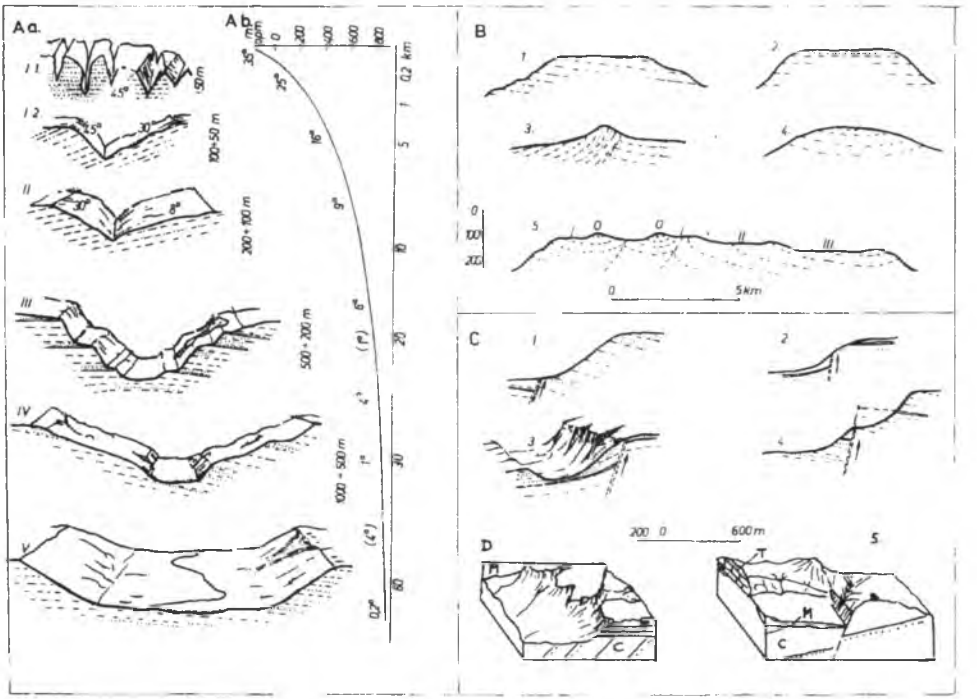
D – dewon, C_1 – karbon dolny, C_{nA} – namur A, C_{nBC} – namur BC, C_{wAB} – westfal AB, M_3 – miocen (formacja zebrzydowicka), M_{4d} – miocen (formacja dębowiecka), M_{4s} – miocen (formacja skawińska), $C_r + P$ – kreda i paleogen Karpat

Fig. 26. Geological block-diagram of the sub-Miocene surface in the area between Jastrzębie (*J*), Cieszyn (*C*) and Karvina (*K*) (Jachowicz, Jura, 1988)

D – Devonian, C_1 – Lover Carboniferous, C_{nA} – Namurian A, C_{nBC} – Namurian BC, C_{wAB} – Westphalian AB, M_3 – Miocene (Zebrzydowice Formation), M_{4d} – Miocene (Dębowiec Formation), M_{4s} (Skawina Formation), $C_r + P$ – Cretaceous and Paleogene of Carpathians

W okresie górnego eocenu natężenie erozji zmniejszyło się, ponieważ wystąpiła ingresja na północnych peryferiach lądu nad Tetydą (Matl, Śmigielska, 1977; Alexandrowicz, 1991). Ingresja z basenu śląskiego Karpat mogła obejmować zachodnią część zagłębia (Leszczyński, 1997), ułatwiając dostawę materiału terygenicznego z lądu północnego między eocenem i oligocenem. Istotną zmianę paleogeograficzną na obszarze zagłębia wywołało względne wypiętrzenie w fazie pirenejskiej, zaznaczonej rozwojem ruchów orogenicznych na obszarze Tetydy, a także wahania poziomu morza (tab. 1). W oligocenie początkowo zaznaczyło się osuszanie, a następnie wzrost wilgotności i stopniowe ochłodzenie klimatu, które sprzyjało rozcinaniu i wynoszeniu ogromnych mas zwietrzelin (Jasamanow, 1980). Między rupelem a szatem (29 Ma) poziom morza obniżył się aż o 200 m, umożliwiając intensywne rozcinanie wsteczne grzbietów i progów. Erozja zaznaczyła się w uformowaniu licznych wciosów młodocianych o dużych spadkach, zawieszonych nad dnami dolin płaskodennych. Gęsta sieć tych dolinek dopasowana jest do odporności skał podłoża. Przewaga wciosów subsekwentnych na przecinanych zboczach, z zachowaniem fragmentów grzbietów, została stwierdzona w okolicach Jastrzębia (Jura, 1992). Taka sekwencja dolin występuje we współczesnych górach (Klimaszewski, 1978) w podobnej do oligoceńskiej strefie morfoklimatycznej, które początkowo silnie wydźwignięte zostały rozcięte przez doliny płaskodenne o stromych zboczach (rys. 27). Postępująca erozja wsteczna (obniżanie absolutnej bazy erozyjnej) sprzyjała dojrzewaniu rzeźby w oligocenie, odznaczającym się zmniejszeniem deniwelacji i wysokości nad poziom morza w strefie gór nadbrzeżnych, wału nad brzegiem basenu podśląskiego i skolskiego, z depozycją warstw krośnieńskich. O wygładzeniu form wybrzeża mogą świadczyć osady oligocenu obecne w kanionach podmorskich (Picha et al., 1978) i wyścielenie ujścia dolin materiałem żwirowym o charakterze paramolasowym (formacja z Zawoi) już w późnym oligocenie (Oszczypko, 1999) lub we wczesnym miocenie (Olszewska, 1999). W kotlinach górskich i w zagłębieniach krasowych zgromadził się materiał rezydualny (przyspągowe utwory formacji kłodnickiej i utwory z Rudawy). Przejawem dojrzewania ówczesnej rzeźby i zmniejszenia tempa denudacji są relikty pokryw wietrzeniowych i zwietrzeliny typu terra rossa oraz osady piasków formierskich zachowane na przedpolu Karpat (Głazek, 1989; Liszkowski, 1996a).

We wczesnym miocenie (eggenburgu), po fazie sawskiej wraz z wypiętrzaniem Karpat, erozja zmniejszyła się gwałtownie w związku z ingresjami morza Paratetydy, zwłaszcza w obręb subsekwentnych dolin i jarów rozcinających jego północny brzeg. Ląd nad Tetydą przekształcił się w wał górski obejmowany transgresją Paratetydy. Jej wybrzeże w strefie morfoklimatycznej subtropikalnej z tendencją do osuszania (Schwarzbach, 1974; Gilewska, 1991) było oszczędzane przez erozję. Stepowe i ciepłe śródziemnomorskie warunki klimatyczne sprzyjały konserwowaniu stoków, wgłębianiu zrównań, formowaniu pedymentów – rozwojowi rzeźby mieszanej,



Rys. 27. Schematy morfotypów podmioceńskiej rzeźby strukturalnej na podłożu utworów karbonu GZW

A – doliny izoklinalne: *Aa* – profil poprzeczny i *Ab* – spadek i długości w profilu podłużnym, **I.1** – gardziele i wciosy ostre, **I.2** – wcios prosty, **II** – wcios rozwarty, **III** – kanion, **IV** – płaskodenna wciosowa, **V** – wklęsłodenna;
B – grzbiety: **1** – monoklinalny, **2** – stoliwo, **3** – wertykalny, **4** – synklinalny, **5** – ostańce i zrównania wierzchowinowe,
C – progi uskokowe ograniczone przez grzbiety półzrębowe i kotliny zapadliskowe: **1** – konsekwentny i lico uskoku, **2** – resekwentny, **3** – odmłodzenie, **4** – złożony z reaktywacją zrzutu, **5** – inwersyjny (obsekwentny) i konsekwentny z reaktywacją zrzutu;
D – progi denudacyjne płaskowyżów (na podłożu utworów karbonu i triasu)

Fig. 27. Scheme of morphotypes of the sub-Miocene structural reliefs on the basement of Carboniferous deposits in the USCB

A – isocline valleys (*Aa* – cross profile, *Ab* – inclination and length of the longitudinal profile), **I.1** – gorge and sharply V-shaped valley, **I.2** – straight V-shaped valley, **II** – obtuse V-shaped valley, **III** – canyon, **IV** – flatten V-shaped valley, **V** – V-shaped valley
B – ridges: **1** – monoclinal, **2** – tableland, **3** – vertical, **4** – synclinal, **5** – planation surface of ridge
C – escarpment faults (scarps of the horst-ridges and graben-depressions): **1** – consequent and fault scarp, **2** – resequent, **3** – rejuvenated, **4** – complex with reactivation of throw, **5** – inversion (obsequent) and consequent with reactivation of throw;
D – denudation scarps of the plateau on the basement of Carboniferous and Triassic

w analogii do warunków współczesnych (K l i m a s z e w s k i, 1978). W późnym stadium dojrzewania rzeźby rozwijały się strefy wietrzenia (ogniwo z Zofiówki). Stoki pokrywały regolity, natomiast dna dolin, zwłaszcza kotlin, wyścielały gliny saprolitu oraz zgromadziły się utwory aluwialne i proluwialne, tworzące formację kłodnicką (miocen 2–3). Na silnie urozmaiconym, górskim wybrzeżu rosły lasy mieszane (S a d o w s k a, 1996).

W pierwszym staromioceńskim etapie transgresja synchroniczna z globalnym wzrostem poziomu morza (tab. 1) (O s z c z y p k o, 1996) sięgnęła podnóża grzbietu Pawłowic, zalewając najgłębsze doliny na południu GZW.

Stoki dolin i tarasy na zboczach zostały częściowo poddane abrazji i podwodnemu modelowaniu. Doliny zamienione w kaniony podmorskie i kanały depozycyjne wypełniły utwory formacji z Zawoi, a przede wszystkim suskiej i zebrzydowickiej (obecnie do wysokości 800, 700 m p.p.m.). Górne odcinki dolin (powyżej tego poziomu) wskutek zamknięcia ich od południa przez brzeg nasuwanych Karpat sawskich w morzu Paratetydy w eggenburgianie stały się miejscem akumulacji materiału, także z rozmywanych regolitów. W zagłębieniach sedymentował materiał charakterystyczny dla środowiska brakicznego, punktowo zachowany m.in. w dolinach Strumienia (wiercenie BD-12, Bielsko – 4) i Pilchowic (osady formacji kłodnickiej zalegające w płatach przy uskokach na wysokości około 500 m p.p.m.). Natomiast w wyżej położonych rozległych kotlinach bezodpływowych Zawady i Panewnik powstała playa nadmorska, w której zgromadziły się grube (do 300 m miąższości) utwory jeziorno-rzeczne formacji kłodnickiej (rys. 17). Basen przedkarpacki w ottnangu uległ spłyceniu i regresji w karpacie (tab. 1), zaznaczonej rozwojem stref pstrego wietrzenia przy stropie utworów formacji kłodnickiej, zebrzydowickiej i w korelatywnych osadach karpatu Moraw (Jurkova, 1983).

Drugi młodomioceński etap zakrywania powierzchni podmioceńskiej rozpoczyna rozszerzenie transgresji w badenie, wraz z globalnym wzrostem poziomu morza (Kovač, Zlinska, 1998). Nasunięcie Karpat w fazie styryjskiej wywołało schodowy zrzut i ugięcie wewnętrznego rowu przedkarpackiego oraz transgresję morza. Szybka transgresja sięgnęła najdalej na północ do obecnego poziomu 250, 300 m n.p.m., na którym chwilowo tworzyły się platformy abrazyjne na tarasach i spłaszczeniach grzbietów oraz na płaskowyżach i garbach Wyżyny Śląskiej. Brzeg miał charakter płytko- i głębokowodny o typie riasowym, zbudowanym ze skał odpornych na abrazję, której siła maleje przy szybkim podnoszeniu poziomu morza, a zatopienie stromych zboczy przebiega bez wykrywalnych zmian – bez rozwoju platformy abrazyjnej (Leontiew et al., 1982). Na stokach grzbietów podmioceńskich, zwłaszcza Kaczyc (rys. 23), często spotyka się brekcje blokowe i głazowe, które oszczędziła abrazja. Lokalnie, zdaniem J. Połtowicza (1998), w podwodnych dolinach mogła rozwijać się erozja podmorska, obejmująca osady badenu i ich podłoże. W strefie brzegowej i na znacznie zmniejszonym lądzie nad Paratetydą, porośniętym lasami cyprysowymi (Stuchlik, 1980), postępowało wygładzanie rzeźby w warunkach klimatu bardzo wilgotnego, umiarkowanego, ciepłego, z tendencją do osuszania w górnym badenie (Liszkowski, 1987; Gilewska, 1991; Planderova et al., 1993).

Wypiętrzenie Karpat ponad poziom morza Paratetydy i nasunięcie płaszczowin nad grzbietem Cieszyna w fazie styryjskiej zainicjowało depozycję olistostromy (ogniwa zamarskiego) i sedymentację materiału molasowego (zlepieńców i piaskowców formacji dębowieckiej) na głębokomorskich stożkach (Jachowicz, Jura, 1988). Utworzyły one stożek molasy grubookru-

chowej o miąższości do 300 m, który wypełnił doliny na Śląsku Cieszyńskim aż po grzbiet Pawłowic (rys. 26). Równocześnie na wyżej położonych stokach (współcześnie od wysokości około 300–400 m p.p.m.) deponowany był materiał drobnoklastyczny, serii mułowcowej i iłowcowej formacji skawińskiej. Litosomy stożków molasowych: dębowiecki i skawiński pogrzebały rzeźbę górską między brzegiem Karpat aż po grzbiet Żor (północny zachód) i grzbiet Bierunia–Płazy (północny wschód). Dalej ku NNW bruzdę w basenie, pokrywającą się z zapadliskową kotliną Zawady i Wesołej oraz górnym odcinkiem doliny Pilchowic i Kędzierzyna-Koźla (Dyjor et al., 1978), wypełniły osady salinarne formacji z Wieliczki. Szeroko rozprzestrzenione jest ogniwo gipsów z Paruszowca (odsłonięcie w Czernicy), a w zawężonej panwi solnej między Żorami a Bełkiem występuje ogniwo soli z Woszczyc (Górnik, Jura 1994). Poziom ewaporatów wieliczu zakrywają ilasto-mułowcowe osady formacji gliwickiej młodszego badenu, złożone z odpowiedników iłów chodenickich ze spirialisami, piasków bogucickich (Porębski, Oszczypko, 1999) i iłów krakowieckich (Alexandrowicz, 1963, 1997; rys. 17, 24). W wieliczu rejestruje się globalny spadek poziomu morza, jednak bez stwierdzonej erozji utworów karbonu, a następnie jego wzrost (tab. 1), wyraźnie zaznaczony depozycją molasy formacji gliwickiej. Jej piaszczysto-mułowe osady są odzwierciedleniem erozji wypiętrzonych Karpat w fazie mołdawskiej (por. Połtowicz, Beret, 1990; Połtowicz, 1995). W śląskim rowie przedkarpackim kolejna regresja w sarmacie pozostawiła depresję – nieckę, którą wypełnił stożek molasy lądowej karpackiej formacji kędzierzyńskiej sarmatu i warstwy sośnicowickie pliocenu (Alexandrowicz, 1963; Alexandrowicz, Kleczkowski, 1972, 1974; Ney, 1974; Smoleńska, 1975; Oszczypko, 1982, 1999; Dyjor, 1987).

W młodszym miocenie i pliocenie zarysowała się zmiana paleogeograficzna w śląskiej części rowu przedkarpackiego, zaznaczona wyniesieniem rygla krakowskiego na wale metakarpackim (Ney, 1965). Na obszarze wododziałowym z Morzem Czarnym utworzyły się progi z wapieni skalistych Jury Krakowsko-Częstochowskiej, a na płaskowyżu Ojcowskim i na Garbie Tenczyńskim zaistniały dogodne warunki do odpreparowania rzeźby uprzedniej i rozwoju krasu w sprzyjającym klimacie wilgotnym umiarkowanym (Gradziński, 1962, 1972; Dżułyński et al., 1966; Głazek, 1989; Gilewska, 1991). Końcowa faza wypełniania rowu przedkarpackiego przypada na czwartorzęd, którego utwory tylko lokalnie zakrywają karbon węglonośny w północnej i północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

Od depozycji różnowiekowych utworów miocenu, pieczętujących powierzchnię niezgodności erozyjnej, na podłożu karbońskim rozpoczęła się subsydencja poprzedzana fazowym nasuwaniem Karpat (Oszczypko, Tomaś, 1985; Jura, 1995a). Deformacjom osadów miocenu towarzyszyły intruzje wulkaniczne (Birkenmajer, 1974; Birkenmajer et al., 1977;

Grocholski, 1977; Kapuściński et al., 1990) i sedymentacja materiału tufogenicznego (Alexandowicz, 1997). W wyniku uginania powierzchni podmioceńskiej w homoklinę podbeskidzką o amplitudzie do 5 km na obszarze GZW powstały różnorodne struktury uskokowe i fleksurowe oraz ugięciowe wału metakarpackiego, które razem z rzeźbą górską zasypaną molasą i przykrytą nasunięciami Karpat stanowią o złożonej ewolucji powierzchni stropu karbonu w miocenie (rys. 27).

Stadia ewolucji powierzchni podmioceńskiej były następujące:

• Inicjalne – po regresji morza w manstrychcie i po sfałdowaniu epiwaryscyjskiej platformy w fazie wczesnolaramijskiej powstały niecki opolska i morawska oraz miechowska, rozdzielone wałem górnośląskim z elewacją poprzeczną na południu GZW. W fazie późnolaramijskiej doszło do odmłodzenia zespołów uskoków, głównie równoleżnikowych i NW–SE, oraz wypiętrzenia gór fałdowo-pokrywowych (trzonowych) monokliny śląsko-krakowskiej o konkordancji morfotektonicznej. Te środkowopolskie góry trzonowe niskie i średnie opadały stromym brzegiem i krótkim skłonem do morza Tetydy.

• Młodociane – wraz z wypiętrzaniem lądu nad Tetydą w tropikalnej dziedzinie morfoklimatycznej rozpoczęło się intesywne wietrzenie chemiczne, ruchy masowe i erozja o dużym natężeniu. Na podłożu utworów karbonu zaistniały dogodne warunki do rozwoju inwersji struktur fałdowych i formowania progów strukturalnych oraz niecek tropikalnych w półrowach uskokowych. System dolinny z konsekwentnego przekształcił się stopniowo na subsekwentny, a następnie odwrócony względem struktur podłoża. W eocenie panowały korzystne warunki do rozwoju wietrzenia laterytowego.

• Dojrzałe – nadbrzeżne góry Tetydy, w tym obszar zagłębia, zostały silnie roczłonkowane przez system dolin płaskodennych, które zapewniły wynoszenie ogromnych mas zwietrzelin w szacie. Rozwijała się erozja wsteczna. Wygładzone zostały formy międzydolinne. Na grzbietach górskich wypaliły się wychodnie pokładów węgla i powstały pokrywy regolitowe, podścielone strefami wietrzeniowymi. W dolnym miocenie zaznaczyło się względne obniżanie i spadek siły erozyjnej wraz z fałdowaniem Karpat zewnętrznych w fazie sawskiej i ingresjami morza Paratetydy w głębokie doliny. W kanionach podmorskich deponowany był materiał z podłoża (formacja z Zawoi), a kotliny górskie wypełniła formacja kłodnicka.

• Finalne – pierwszy etap zakrywania wyznacza transgresja w eggenburgu i nasunięcie czoła Karpat sawskich. Najgłębsze doliny podmorskie wypełniła molasa (formacje z Suchej, Stryszawy i Zebrzydowic o miąższości do 1000 m). Drugi etap zasypania zainicjowało nasunięcie czoła Karpat w fazie styryjskiej i rozszerzenie transgresji w badenie już do wginanego rowu przedgórskiego. Relief górski zakryła molasa złożona z fomacji: dębowieckiej, skawińskiej i wielickiej o miąższości do 1300 m. Do prawie całkowitego zakrycia utworów karbonu doszło po trzeciej ingresji w górnym badenie, rów przedkarpacki na Górnym Śląsku wypełniły utwory formacji gliwickiej o gru-

bości do 400 m. Podczas transgresji Paratetydy rzeźba wybrzeża przetrwała, jedynie bencze strukturalne rozwijały się na odziedziczonych spłaszczeniach grzbietów i na płaskowyżach. W fazie attyckiej po kolejnym nasunięciu czoła Karpat zanikł zbiornik morski, a rów wypełniła molasa formacji kędzierzyńskiej sarmatu o miąższości do 200 m. Później, po fazie wołowskiej, deponowały żwiry formacji sośnicowickiej o miąższości do 100 m.

• Deformacyjne – powierzchnia podmioceńska została wielokrotnie przekształcona przez uskoki schodowe w fazach styryjskiej i mołdawskiej oraz przez ugięcie w homoklinę części wewnętrznej rowu przedkarpackiego i w wał metakarpacki na przedpolu. Amplituda ugięcia ku południowi wynosi około 5000 m, a nawet do 10 000 m na dystansie 50 km.

Powierzchnia podmioceńska powstała w młodoalpejskim cyklu morfotektonicznym. Dyskordancja ta ukształtowała się na podłożu epejrogenu fałdowo-pokrywowego epiwaryscyjskiej platformy środkowoeuropejskiej i pod przykryciem utworów formacji kłodnickiej i molasowych rowu przedgórskiego Karpat. Niezgodność podmioceńska rozdziela górotwór trzonowy środkowoalpejski nadbrzeżny Tetydy o silnie zróżnicowanej rzeźbie górskiej od orogenu fałdowo-nasunięciowego Karpat z rowem przedgórskim.

Podczwartorzędowa powierzchnia niezgodności

Położenie niezgodności podczwartorzędowej

Na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego utwory od karbonu po pliocen są zakryte niezgodnie przez utwory czwartorzędu. W regionie górnośląskim powierzchnia podczwartorzędowa występuje pod utworami zlodowacenia południowopolskiego (Sanu-2) oraz zlodowacenia środkowopolskiego (Odry) i lokalnie zlodowacenia północnopolskiego (Wisły). W południowej części zagłębia, w obrębie rowu przedkarpackiego, rozpościerają się stożki utworów żwirowych usypane przez rzeki wynoszące materiał z Beskidów Zachodnich. Niezgodność podczwartorzędowa zagłębia rozprzestrzenia się w dwóch rejonach geologicznych: północnym – modelowanym przez zlodowacenia kontynentalne skandynawskie i południowym – objętym wpływem zlodowaceń dolin górskich w Beskidach.

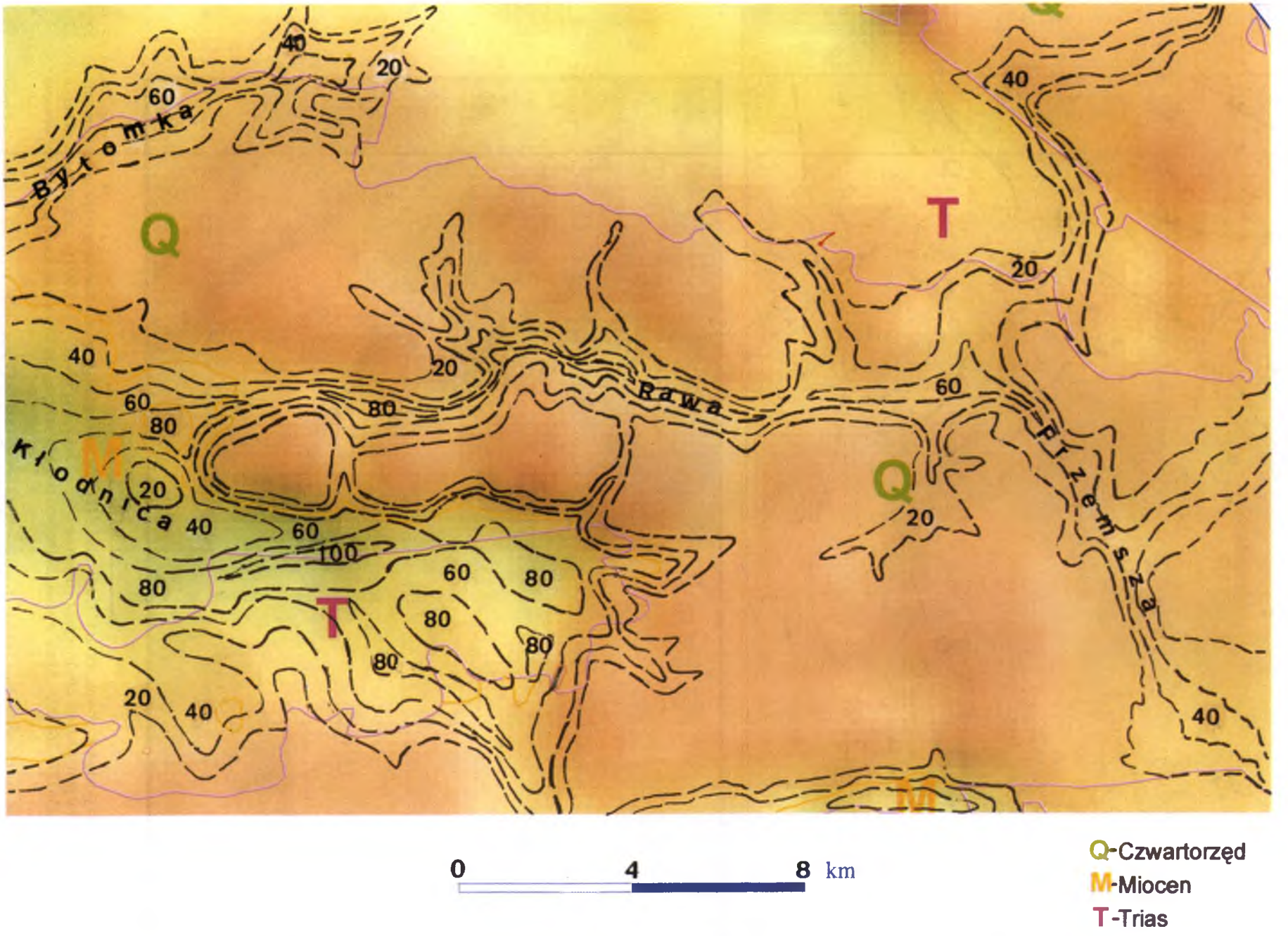
Przedczwartorzędowa rzeźba na Górnym Śląsku została opisana przez J. Szaflarskiego (1955) i S. Gilewską (1963, 1972), a obrazowo przedstawił ją J. Walczak (1977). Procesy rzeźbotwórcze na przedpolu Karpat wiąże się z rozwojem rzeźby Karpat, zapoczątkowanej utworzeniem dolnosarmackiej powierzchni zrównania. Rozcięcie tego pogórskiego poziomu nastąpiło po wypiętrzeniu Karpat w fazie attyckiej, wraz z rowem przedgórskim i przedpolem (Zuchiewicz, 1984; Gilewska, 1991). Główny czynnik rozwoju dolin w pliocenie stanowiło obniżanie bazy erozyjnej za postępującą regresją morza światowego (tab. 1). Wyrazem względnego podniesienia obszarów lądowych, zwłaszcza Karpat i przedpola (Rączkowski et al., 1985; Ostaficzuk, 1995), jest m. in. zmiana klimatu na umiarkowanie ciepły i chłodny, z oscylacjami stepowienia i zawilgocenia (Szafer, 1954; Oszast, Stuchlik, 1977; Sadowska, 1996). Warunki te sprzyjały denudacji zwietrzelin z Karpat i z płaskowyżu górnośląskiego, które były zmywane i deponowane jako okruchowe osady formacji kędzierzyńskiej

w rowie przedkarpackim. W zachodniej części śląskiego rowu przedkarpackiego lokalnie zachowały się iły poznańskie (Dyjor et al., 1978). W późnym pliocenie natężenie erozji odzwierciedlają gruboklastyczne osady serii Gozdnicy na przedpolu Sudetów, a w części górnośląskiej żwiry sośnicowickie, zdeponowane na rozległym stożku napływowym u wylotu dolin Beskidów: Śląskiego, Małego i Makowskiego. Żwiry są zapewne odpowiednikiem intensywnej denudacji Karpat w młodszym pliocenie i eoplejstocenie (Kleczkowski et al., 1972; Kotlicki, Kotlicka, 1980) podczas pretegeleńskiego glacjału Biber (2,4 do 2,1 Ma) w Alpach i Tatrach, którego utwory znamy z Domańskiego Wierchu (Oszast, Stuchlik, 1980; Klimaszewski, 1988). Dużą rolę rzeźbotwórczą zlodowacenie to odegrało w Beskidach, dostarczając poziomem przydolinnym materiału żwirowego na stożki napływowe Witowa i Sośnicowic do rowu przedkarpackiego (Rutkowski, 1989, 1996), stopniowo przekształcanego w kotlinę podgórską (Klimek, 1972). Również z wyższych garbów i płaskowyży wału metakarpackiego materiał najmniej odpornych iłowców miocenu został zerodowany do poziomu 250–260 m n.p.m. (Lewiński, 1914). Głębokość erozji i denudacji wzrosła w eoplejstocenie, aż do poziomu około 200 m n.p.m., na którym zatrzymało się odpreparowanie rzeźby podmioceńskiej na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (Dżułyński et al., 1966; Klimek, 1968; Gilewska, 1987) i na Płaskowyżu Rybnickim (Klimek, 1972) oraz na Wyżynie Morawskiej (Menčik et al., 1983).

W rekonstrukcjach paleogeografii przedpola Karpat w eoplejstocenie podkreśla się znaczenie ruchów tektonicznych (Zuchiewicz, 1995a, b, 1999), ale również znajduje potwierdzenie spadek poziomu morza (tab. 1). Wyniósł on 150 m, ułatwiając erozję wsteczną i wcięcie dolin oraz odwodnienie płaskowyżu górnośląskiego przez plejstoceńską zlewnię pra-Odry (Dyjor et al., 1978; Dyjor, 1987; Lewandowski, 1993, 1996). Ówczesne formy rzeźby osiągnęły deniwelacje rzędu 150 m, zwłaszcza na ekshumowanych progach uskoków kłodnickiego, bełckiego, książęcego i krzeszowickiego, a także na progach monoklinalnych Wyżyny Śląskiej (Gilewska, 1963). Na odgrzebanych spod utworów miocenu wychodniach karbonu zaznaczyły się procesy wietrzenia sialitowego i odmładzania rzeźby.

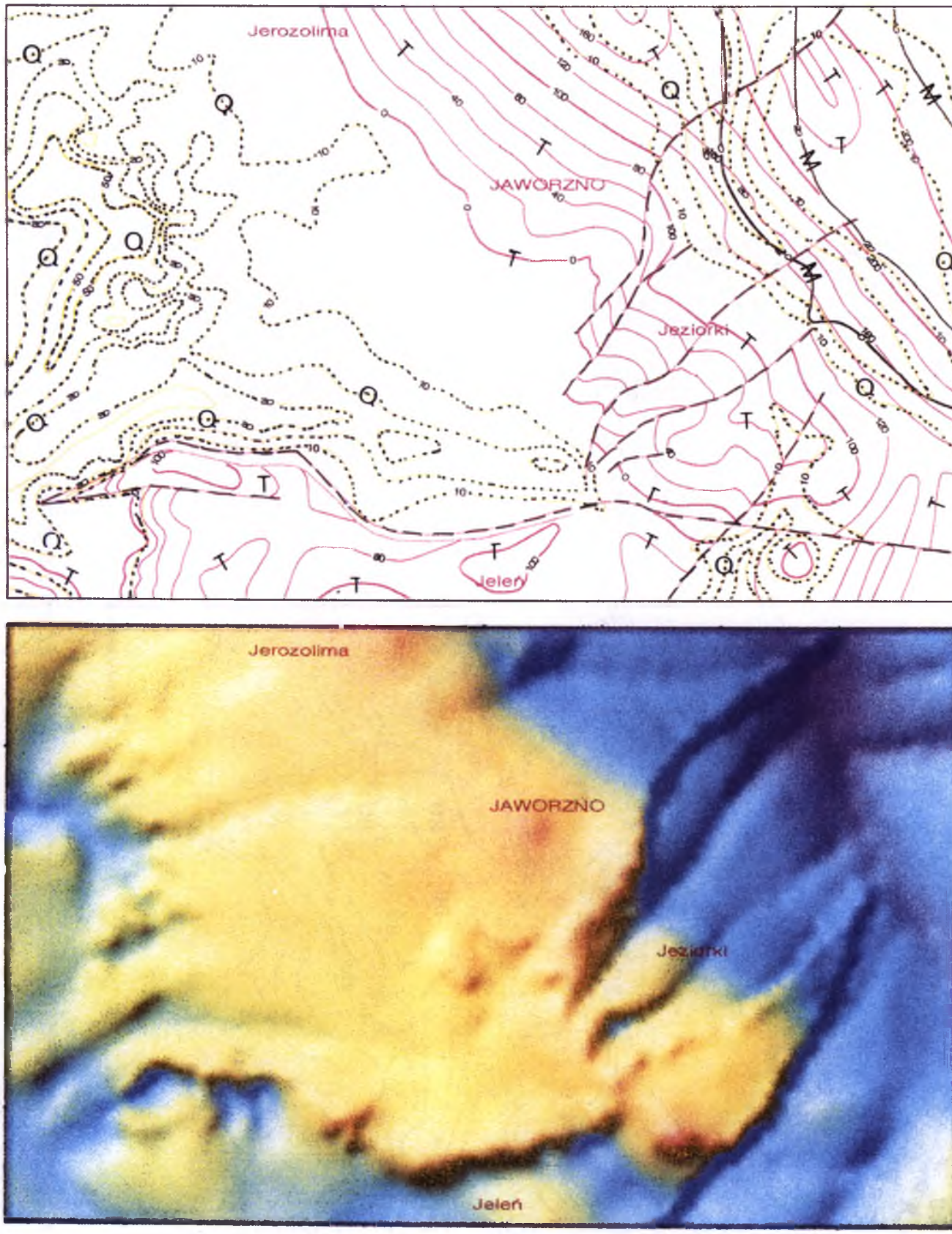
Utwory plejstocenu Wyżyny Śląskiej i Krakowskiej oraz Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej zalegają płatami o zmiennej miąższości do kilkudziesięciu metrów. Skały podłoża, wyjątkowo miocenu, a częściej karbonu węglonośnego odsłaniają się w okolicach Orzesza, Mikołowa, Murcek, Katowic, Dąbrowy Górniczej, Sarnowa, Trzebini i Krzeszowic (rys. 4 i 13). Zwarta pokrywa czwartorzędu w dolinach rzek osiąga grubość do 100 m, a silnie postrzępiona i cienka powłoka, głównie utworów regolitowych i rezydualnych oraz lessowych, zalega na płaskowyżach lub garbach wyżynnych (Kotlicki, Kotlicka, 1980; Kaziuk, 1980).

W spągu plejstocenu występują zróżnicowane litologicznie i wiekowo utwory – od glin zwietrzelinowych (deluwialnych i zboczowych) do różno-



Rys. 28. Cieniowana mapa ukształtowania powierzchni stropu karbonu pod osadami czwartorzędu w dolinach Bytomki, Kłodnicy, Rawy i Przemszy, pod miocenem (*M*) w rowach kłodnickim i książęcym oraz pod triasem (*T*) w części północnej arkusza Katowice w skali 1: 50 000 (współrzędne w układzie 1965: 880 000–860 000 i 224 000–256 000, rys. 13). Skala wysokości (barwna) od 325 m n.p.m. do 0 m n.p.m. Izopachyty czwartorzędu w metrach

Fig. 28. Shaded relief map of the top surface of the Carboniferous with covers: Quaternary deposits in the Bytomka, Kłodnica, Rawa, and Przemsza Valleys, and Miocene sediments in the Kłodnica and Książęcy halfgrabens (*M*), and also Triassic (*T*) in the northern part of Katowice sections in scale 1: 50 000 (geodetic coordinates 1965 880 000–860 000 and 224 000–256 000, see Fig. 13). Range of heights from 350 m to 0 meters a.s.l. Isopachytes of Quaternary deposits in metres



Rys. 29. Mapa miąższości pokryw karbonu: triasu (*T*), miocenu (*M*) i czwartorzędu (*Q*) oraz cieniowana mapa ukształtowania powierzchni stropu karbonu pod osadami czwartorzędu i triasu na arkuszu Jaworzno w skali 1 : 10 000 (współrzędne w układzie 1965: 865 000–860 000 i 256 000–264 000). Skala wysokości (barwna) od 325 m n.p.m. do 0 m n.p.m. Linia przerywana oznacza uskok

Fig. 29. Thickness map of the Carboniferous covers: Triassic (*T*), Miocene (*M*) and Quaternary (*Q*), and shaded relief map on the top surface of Carboniferous in the Jaworzno sections in scale 1 : 10 000 (geodetic coordinates 1965: 865 000–860 000 and 256 000–264 000). Range of heighst from 325 m to 0 m a.s.l. Interrupted line shows fault

rodnych osadów aluwialno-proluwialnych i fluwioglacjalno-limnoglacjalnych oraz glin zwałowych w dolinach, aż po lessy na wierzchowinach. Pieczętują one rzeźbę powierzchni podczwartorzędowej o deniwelacjach rzędu 150 m między poziomem dolinnym a płaskowyżowym, od około 190 m n.p.m. do 340 m n.p.m. na podłożu utworów karbonu i triasu oraz od 260 m n.p.m. do 150 m n.p.m. na podłożu osadów miocenu (Kotlicki, 1979; Kaziuk, Lewandowski, 1980; Jura, 1996a). W ukształtowaniu tej kopalnej powierzchni zaznaczają się przeważnie odgrzebane formy podmioceńskie, odziedziczone płaskowyże, pagóry i progi oraz wielokrotnie odpreparowane w plejstocenie doliny i działy.

Wykształcenie granicy erozyjnej między utworami karbonu i plejstocenu znamy z licznych odkrywek i wierceń (Lewiński, 1914; Szaflarski, 1955; Gilewska, 1963, 1972, Klimek, 1972; Kaziuk, 1980; Kotlicki, Kotlicka, 1980; Lewandowski, Kaziuk, 1982). Za najstarsze, eoplejstoceńskie uznaje się osady aluwialne (piaski i żwiry dolinne) złożone z otoczaków kwarcu i skał podłoża. Żwiry i rumosze są zdeponowane w dnach dolin pra-Przemszy i pra-Rawy (rys. 28). Zalegają na różnych wysokościach i osiągają miąższość do 20 m. Ich cechami diagnostycznymi są barwa szara i ciemnobrunatna oraz brak materiału skandynawskiego, jakkolwiek zalicza się je do utworów preglacjalnych zlodowacenia Narwi lub synchronicznych z jego rozwojem. Na podłożu utworów węglanowych triasu występują utwory rezydualno-krasowe (Lewandowski, 1993). Lokalnie przykrywają je żwiry mieszane (z domieszką materiału eratycznego), mułki zastoiskowe i glina zwałowa zlodowacenia południowopolskiego. Pozostałości osadów zastoiskowych i rezydua po glinach zwałowych do 20 m miąższości zajmują około 10% powierzchni podczwartorzędowej. Uznaje się je za resztkową pokrywę glacjalną zlodowacenia południowopolskiego – Sanu-2 (Rutkowski et al., 1999), oszczędzoną przez intensywną erozję z odpływem marginalnym do morza Czarnego w interglacjale wielkim, kiedy to w mezoplejstocenie dolnym zostały odpreparowane doliny, a erozja sięgnęła najgłębiej (Klimek, 1966; Lewandowski, Zieliński, 1990). Do mezoplejstocenu zalicza się też żwiry, piaski i mułki wodnolodowcowe (doliny Bierawki, Przemszy, Rawy) oraz interglacjalne (mazowieckie) mułki, piaski i żwiry rzeczne, osiągające do 20 m miąższości w dolinie Przemszy (Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska-Makowska, 1976; Kotlicki, Kotlicka, 1980). Utwory te zakrywają karbon na obszarze około 40% powierzchni podczwartorzędowej.

Największe rozprzestrzenienie młodszych utworów zlodowacenia środkowopolskiego występuje w dolinach. Stoki i wierzchowiny garbów zbudowane z karbonu zakrywają głównie serie piaszczyste wodnolodowcowe i proluwialne, spotykane poniżej 300 m n.p.m. Zlodowacenie Odry dotarło do linii Rybnik–Żory–Mikołów–Bytom–Tarnowskie Góry i pozostawiło morenę spiętrzoną oraz płaty glin zwałowych w górnych odcinkach dolin Rudy, Bierawki, Mlecznej, Kłodnicy, Bytomki (Lewandowski, 1987). Ze stadiału maksy-

malnego pochodzą rozległe równiny piaszczyste i pola sandrowe formacji z Błędowa, wyróżnionej przez J. Lewandowskiego i T. Zielińskiego (1988). Utwory mad, mułków, piasków i żwirów rzecznych interglacjału eemskiego zakrywają podczwartorzędową powierzchnię karbonu na obszarze około 20%.

Najniższy poziom zasypania w pradolinach rzek reprezentują neoplejstoceńskie piaski i mułki oraz lessy obecne głównie na Płaskowyżu Rybnickim. Na pagórach wyróżnia się także gliny zwietrzelinowe, zaliczane do zlodowacenia bałtyckiego (Kaziuk, Lewandowski, 1979; Kotlicki, Kotlicka, 1980). Utwory holocenu osiągają do kilku metrów miąższości, na obszarze GZW są rzadkie, ponieważ stanowią powłokę podlegającą przerobieniu i zmianom antropogenicznym, zwłaszcza przez wkopy, nasypy i hałdy górnicze.

Morfologia podczwartorzędowa i uwagi o paleogeografii

W morfologii podczwartorzędowej niezgodności dominujące znaczenie mają formy erozyjne i egzaracyjne, związane ze zlodowaceniami. Dostrzega się też znaczenie ruchów galciizostatycznych. Powierzchnia stropowa karbonu zakryta utworami czwartorzędu ma relief zbliżony do współczesnej rzeźby, pozbawionej powłoki utworów plejstocenu, lub jest podobna do morfologii płaskowyży i garbów między dolinami rzek, powielających mioceńską i plioceńską sieć hydrograficzną Wyżyny Śląskiej (Lewiński, 1914; Gilewska, 1963, 1972; Kotlicki, 1979; Kaziuk, Lewandowski, 1980; Lewandowski 1993, 1996; Jura, 1995a, 1999). W rzeźbie podczwartorzędowej wyróżniają się dwa morfotypy: płaskowyżowo-kotlinowy na podłożu utworów karbonu i mezozoiku oraz wysoczyznowo-dolinny założony na skałach miocenu. Płaskowyże Bytomsko-Katowicki i Rybnicki oraz garby i pagóry Mikołowa, Lędzin, Libiąża, Tenczynka są zrównane na poziomie 300 m n.p.m. do 320 m n.p.m. i wznoszą się ponad dnami dolin około 100 m (rys. 28, 29). Wierzchowiny garbów rozczłonkowują doliny wciosowe i leje źródłowe w nawiązaniu do struktury podłoża. Podobnie odpreparowane doliny płaskodenne i kotliny, wcięte do poziomu 200 m n.p.m., 210 m. n.p.m., dopasowane są przez inwersję do mniej odpornych skał w antyklinach i zrębach. Płaskowyżynną konfigurację powierzchni podczwartorzędowej stropu karbonu podkreślają tarasy strukturalne na poziomie 250–260 m n.p.m., szeroko rozprzestrzenione w Kotlinach: Mysłowickiej, Dąbrowskiej i Biskupiego Boru. Te trzypozio-

mowe zrównania stwierdził J. Lewiński (1914) w zlewni doliny kopalnej Przemszy, określając fragmenty spłaszczeń o szerokości do 1 km na wysokości około 300 m n.p.m. jako drugi poziom denudacyjny i abrazyjny morza mioceńskiego. Wiek i geneza zrównań niezgodności podczwartorzędowej są różnie interpretowane (Szaflarski, 1955; Gilewska, 1963; Dżułyński et al., 1966; Lewandowski, Kaziuk, 1982), jakkolwiek ich powiązanie z odpreparowaną powierzchnią podmioceńską jest wyraźne (Jura, 1999).

Cechy ukształtowania podczwartorzędowych wychodni karbonu są zbieżne w głównych rysach z rzeźbą podmioceńską (*Atlas*..., 1994; rys. 3), odziedziczoną i słabo przemodelowaną przez procesy glacjalne i fluwioglacjalne, które lokalnie były intensywne, m.in. na Garbie Tenczyńskim (Rutkowski et. al., 1999). Utwory plejstocenu wyścielają głównie odpreparowane w pliocenie i eoplejstocenie formy podmioceńskiej powierzchni. Odgrzebana rzeźba przetrwała na garbach, a kotliny i doliny zostały zasypane utworami akumulacji lodowcowej i rzecznej, częściowo zlodowacenia południowopolskiego i w większości zlodowacenia Odry. Utworzenie zróżnicowanej miąższościowo, do 100 m, pokrywy z utworów czwartorzędowych można wiązać z ruchami subsydencyjnymi, zwłaszcza w kotlinach bezodpływowych m.in. pra-Kłodnicy (rys. 28) i pra-Bierawki. Te kopalne doliny występują w półrowach uskoków kłodnickiego i bełckiego, wzdłuż których nastąpiło kilkumetrowe odmłodzenie zrzutu (Lewandowski, 1993b, 1995; Jura, 1995a, 1996a). Lokalna depresja w kotlinach zasypanych utworami czwartorzędu świadczyłaby o zdeformowaniu powierzchni podczwartorzędowej (Doktorowicz-Hrebnicki, Kaszyńska-Makowska, 1976). W półrowie kłodnickim powierzchnia podczwartorzędowa na podłożu utworów miocenu układa się w nieckę asymetryczną rombową, podobną do struktur z odciągania, utworzonych w reżimie działania pary sił. Odwrotnie wygląda to na półzrębie, gdzie powierzchnia podczwartorzędowa na utworach karbonu uformowana jest w garb z siodłami w morfostrukturę nabrzmienia z wypychania (Jura, 1996b, 1999). Składowa ujemna ruchów czwartorzędowych w rowie przedkarpackim była zapewne większa podczas stagnacji lądolodu, a składowa dodatnia kompensuje jego recesję (Liszkowski, 1993; Ostaficzuk, 1995). Nierównomierne obciążanie dolin przez osady czwartorzędu przejawia się we współczesnej dynamice górotworu karbońskiego, objętego polem sił między przesuwanymi ku wschodowi Karpatami a mało stabilną śląską częścią rowu przedkarpackiego. Na to pole działania różnych sił nakładają się osiadania terenów górniczych (Perski, Jura, 1999) i wielkie poeksploatacyjne odciążanie górotworu karbońskiego, sprzyjające rozładowaniu naprężeń naturalnych (Jura 1995a, 1996b). Wydobycie pokładów węgla wywołuje także wstrząsy górnicze, częściowo zlokalizowane w strefach kompresji (transpresji) współczesnego pola naprężeń (Zuberek et al, 1997; Teper, 1998; Idziak et al., 1999).

Stadia ewolucji niezgodności podczwartorzędowej są następujące:

• Inicjalne – w fazie attyckiej ruchy wypiętrzające Karpaty wywołały undulacje postorogeniczne w rowie przedkarpackim i na wale metakarpackim. Utworzyły się zarówno niecki, przekształcane później w depocentra żwirów z Sośnicowic, jak i nabrzmienia wododziałowe m.in. w obrębie rygla krakowskiego – poprzecznej elewacji wału metakarpackiego.

• Młodociane – w późnym pliocenie globalne obniżanie poziomu morza sprzyjało rozwojowi konsekwentnej (regresywnej) sieci dolin – szerokich obniżeń podkarpackich, odwadniających Górny Śląsk ku wschodowi do zlewni morza Czarnego i ku zachodowi do zlewni basenu wielkopolskiego. W warunkach klimatu umiarkowanego z okresami suchymi przeważało spłukiwanie i słaba erozja wsteczna z lokalną akumulacją rzeczną materiału z Karpat i Sudetów (seria Gozdnicy i żwiry z Sośnicowic).

• Dojrzałe – postępujące w eoplejstocenie obniżanie bazy erozyjnej o 150 m przyspieszyło odpreparowanie twardych skał spod utworów neogenu, wraz z formami płaskowyżów i garbów powierzchni podmioceńskiej. Ukształtował się obszar górnej zlewni pra-Odry, odgrzebane zostały główne rysy rzeźby Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, odtwarzającej podmioceńską sieć rzeczną na płaskowyżu górnośląskim i ojcowskim oraz na Garbie Tenczyńskim. W mezoplejstocenie rozwijały się zlodowacenia, które w odgrzebanych dolinach nasiliły erozję z okresową akumulacją osadów rzecznych.

• Finalne – stadium to wyznacza zlodowacenie południowopolskie, które pozostawiło utwory glacigeniczne w dolinach. Uległy one częściowemu zerodowaniu przed zlodowaceniem Odry. Utwory odrzańskie wraz z rzeźbą poglacjalną z sandrami, wzgórzami kemowymi i morenowymi są szeroko rozprzestrzenione. Wychodnie utworów karbonu w neoplejstocenie oszczędziła peryglacjalna erozja i akumulacja zlodowacenia Wisły.

• Deformacyjne – powierzchnia podczwartorzędowa podlegała ruchom glaciizostatycznym z wyraźniejszym wynoszeniem po deglacjacji odrzańskiej o amplitudzie do 50 m. Ugięcia glacigeniczne nałożyły się na deformacje rowu przedkarpackiego i wału metakarpackiego, pochodne izostatycznego wyrównywania naprężeń między popychanymi na wschód i północny wschód Karpatami, a odciąganym rowem przedgórskim.

Powierzchnia niezgodności podczwartorzędowej w stropie utworów karbonu GZW powstała w glacigenicznym cyklu rzeźbotwórczym. Powierzchnia ta jest dyskordancją odgrzebaną spod osadów miocenu i konkordancją ukształtowaną na ich podłożu. Niezgodność podczwartorzędowa została częściowo uformowana i znajduje się nadal w rozwoju, m.in. jest przekształcana antropogenicznie, głównie przez górnictwo.

Podsumowanie

Przeprowadzone badania morfotektoniki powierzchni niezgodności w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym zostały oparte na rekonstrukcji ukształtowania i dotychczasowej wiedzy o budowie geologicznej zagłębia. Opracowanie powierzchni stropu utworów karbonu przedstawia jej morfologię i deformacje tektoniczne, które rozwijały się przez około 300 mln lat. W permie, mezozoiku i kenozoiku ta polichroniczna i poligeniczna powierzchnia niezgodności była wielokrotnie erodowana, a następnie zakrywana przez różnorodne osady lądowe i morskie, a także utwory wulkaniczne i lodowcowe. Scharakteryzowano sześć jednowiekowych powierzchni niezgodności, odpowiadających okresom geologicznym. Dla powierzchni podpermskiej, podtriasowej, podjurajskiej, podkredowej, podmioceńskiej i podczwartorzędowej określono położenie geologiczne – stratygrafię granicy i deformacje tektoniczne. Analiza treści map geologiczno-strukturalnych i paleogeograficznych niezgodności jednowiekowych rozszerzyła interpretację morfologii o struktury litologiczne i tektoniczne podłoża oraz strefy wietrzenia. Wyniki badań paleogeomorfologicznych niezgodności uszczegółowiły historię rzeźbotwórczą, której poznanie umożliwiło rozważania o rozwoju sedymentacyjnego zakrywania, wpływu transgresji na rzeźbę i subsydencji na deformacje. Ewolucja każdej niezgodności składa się na historię erozji i zakrywania utworów węglonośnych karbonu zagłębia.

Nadanie wyższej rangi badaniom morfotektoniki niezgodności rozszerza dotyczczasowe opracowania z geologii regionalnej, historycznej i paleogeografii, a przede wszystkim stratygrafii i tektoniki (geologii strukturalnej) oraz sedymentologii. Zrekonstruowanie rzeźby pogrzebanej było możliwe tylko z wieloma założeniami i często z dużym uproszczeniem, proporcjonalnym do rozpoznania zarówno przemodelowania form podczas transgresji, jak i deformacji związanej z subsydencją, a później wypiętrzaniem. Sklasyfikowanie morfologiczno-strukturalne form, ciągów rozwojowych i typów rzeźby umożliwiło ocenę wartości wskaźników głębokości erozji, grubości zdenudowanych warstw, a nawet wysokości wypiętrzenia i położenia bazy

erozyjnej lokalnej lub absolutnej, morskiej. Interpretację morfometrii uzupełniły przesłanki m.in. o głębokości strefy wietrzenia, położeniu paleozwierciadła wód podziemnych i rozwoju zjawisk krasowych. Zinterpretowane parametry wielkości erozji uwzględniające rodzaj materiału znoszonego z lądu są porównywalne z sedymentacją w przyległych basenach. W badaniu historii erozji ważną rolę odegrała znajomość czynników klimatycznych i ruchów tektonicznych, warunkujących zmiany poziomu morza.

Genezę rzeźby fluwialno-denudacyjnej i abrazyjno-transgresywnej niezgodności istotnie uzupełniły badania utworów granicznych, złożonych z pokryw wietrzeniowych i osadów terygenicznych. Ważnym wskaźnikiem ukształtowania obszarów alimentacyjnych okazały się utwory zakrywające powierzchnię erozyjną, jakkolwiek pochodzenie osadów klastycznych i ewaporatowych jest bardzo różnie interpretowane, np. depozycja żwirów na pedyplenie lub ogromna ilość soli w basenach molasowych. Poznanie historii erozji utworów GZW starano się wykorzystywać m. in. do odtwarzania denudacji złoża węgla i jego odmetanowania oraz do wyjaśniania tworzenia barier dla ascenzyjnych wód z frontami mineralizacji i strącania minerałów siarczkowych w utworach wapienia muszlowego.

Wielokierunkowe analizy ukształtowania niezgodności GZW złożyły się na określenie zakresu badań morfotektonicznych od struktur tektonicznych inicjujących rozwój rzeźby, odporności i położenia skał podłoża, przez ruchy tektoniczne i eustatyczne, kontrolujące przebieg procesów erozyjnych w uzależnieniu od klimatu, aż do sedymentacji zakrywajacej i deformacji podczas subsydencji oraz wypiętrzania. Badania morfotektoniczne różnowiekowej niezgodności w stropie karbonu GZW pozwoliły na pełniejszy opis jednowiekowych niezgodności: synorogenicznej podstefańskiej, tafrogenicznej (podmolasowej) podpermskiej, postorogenicznej (podpokrywowej) podtriasowej, płatformowej (śródpokrywowej) talasokratycznej podjurajskiej i podkredowej oraz postepejrogenicznej (podpokrywowej) podmioceńskiej, także synorogenicznej (podmolasowej) przedkarpackiej, a w mniejszym stopniu glacigenicznej powierzchni podczwartorzędowej (tab. 6).

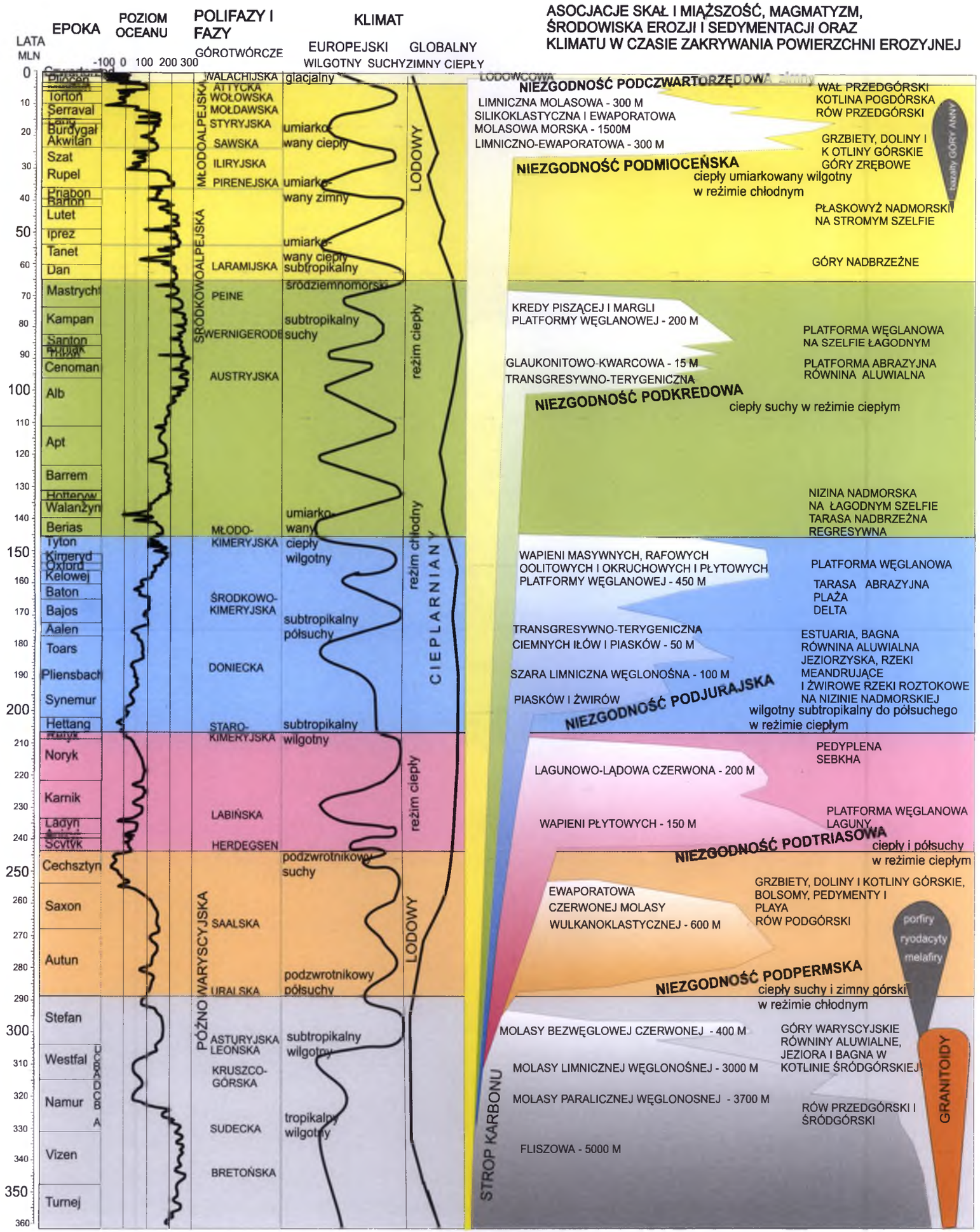
Niezgodność podpermska rozciąga się w spągu utworów wulkanoklastycznych czerwonego spągowca permskiego rowu Sławkowa, którego relikty zachowały się w północno-wschodniej części GZW (rys. 9, 10). Fałdowanie w fazie asturyjskiej i wypiętrzanie w fazie uralskiej ukształtowało pasma górskie fałdowo-nasuwcze od zachodu i fałdowo-intruzywne od północnego wschodu o deniwelacjach do 2000 m. Zgodnie ze strukturą skał karbonu w zapadlisku górnośląskim powstało obniżenie śródgórskie – tafrogeniczny rów Sławkowa. W warunkach klimatu chłodnego i suchego (tab. 6) rozwinęły się: konsekwentna sieć wciosów na podłożu węzłów tektonicznych i antyklinalnych grzbietów oraz strefy wietrzenia o grubości około 30 m w etapie erozyjnym 5–10 Ma. U podnóża grzbietu dębnicko-siewierskiego powstały stożki piedmontowe z serii przederuptywnej o miąższości około 200 m, odpowiadające zrównywaniu i denudacji grzbietów przez okres około

Tabela 6

Schemat ewolucji niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Table 6

Diagram of the discordances evolution in the top surface of the Carboniferous in the Upper Silesian Coal Basin



Źródło: Poziom oceanu wg. B. U. Haqa et al. (1987) i J. Golonki et al. (1997).
Klimat wg: J. Frakesa et al. (1992), M. J. M. Blessa & Fernandez-Narvaizy (1996), J. Golonki et al. (1998), G. D. Price'a (1999).

10 Ma. W czerwonym spągowcu wulkanizm postorogeniczny fazy saalskiej świadczy o założeniu rowu typu *pull-apart*. Zapadliska wypełniła seria eruptywna zlepieńców porfirowo-wapiennych z wulkanitami o miąższości do 150 m i tufami o grubości do kilkudziesięciu metrów. Deniwelacje zmniejszyły się, a w lokalnych obniżeniach typu playi deponowały osady piaszczysto-mułowe i ilaste z gipsem serii naderuptywnej o miąższości do 600 m. Czas zakrywania w czerwonym spągowcu trwał blisko 20 Ma i stabilizacji denudacyjno-sedymentacyjnej w cechsztynie – 10 Ma.

Powierzchnia podpermska wielokrotnie zmieniała strukturę tektoniczną, zwłaszcza w fazie saalskiej i podczas inwersji rowu w cechsztynie, z prawdopodobnym odwróceniem zrzutów uskoków rowu Sławkowa. Niezgodność podpermska ma charakter powierzchni diastroficznej, ukształtowanej w późnowaryscyjskim, tafrogenicznym (postorogenicznym) cyklu morfotektonicznym. Rozdziela piętro fałdowe orogenu waryscyjskiego od podpiętra molasowego tafrogenicznego i przedgórskiego w cechsztynie, położonego na północ od zapadliska górnośląskiego.

Niezgodność podtriasowa o morfologii zbliżonej do wyżyny jest w zagłębiu szeroko rozprzestrzeniona (rys. 4). Późnowaryscyjskie ruchy diktyogeniczne górotworu o powierzchni dyskordantnej morfotektonicznie z niskimi górami (pasm morawsko-śląskiego i siewiersko-dębnickiego) i kotlinami (playi Sławkowa i Liplasu) zainicjowały rozwój sieci dolin w synklinach i kotlinach zapadliskowych (rys. 11, 12, 13) w okresie 15 Ma. W dolnym triasie klimat suchy (podzwrotnikowy) oraz podnoszenie poziomu morza o 100 m (tab. 6) sprzyjały wyścieleniu kotlin grubą zwietrzeliną gruzowo-pylastą ze skorupami żelazistymi, podścieloną strefą wietrzelisk z Suminy o miąższości rzędu 15–20 m. Z rozmywanych zwietrzelin i redepozycji aluwiów powstały osady przybrzeżne formacji świerklanieckiej, które wypełniły doliny i kotliny do wysokości około 20–25 m na wybrzeżu górnośląskim o urozmaiconej zatokowej linii brzegowej. Pogrzebanie niezgodności podtriasowej przez osady morskie retu (od 22 m do 48 m) i wapienia muszlowego o miąższości do 150 m doprowadziło w ciągu 5 Ma do zakrycia utworów karbonu i permu w centrum i na północy GZW. W południowej jego części rozciągało się wybrzeże lądu sudecko-śląskiego.

Od momentu zakrycia powierzchni erozyjnej w pstrym piaskowcu rozpoczęła się subsydencja, a później stabilizacja denudacyjno-sedymentacyjna w górnym triasie – trwające przez około 25 Ma (tab. 6). Powierzchnia niezgodności podtriasowej jest dyskordancją postorogeniczną, a zarazem podpokrywową mezozoiku platformy środkowoeuropejskiej, ukształtowaną w postwaryscyjskim cyklu morfotektonicznym. Niezgodność ta o morfologii pedypleny świadczy o zrównaniu górotworu fałdowo-intruzywnego i jego konsolidacji izostatycznej.

Niezgodność podjurajska jest powierzchnią o reliefie nizinnym (rys. 4, rys. 14). Podczas epejrogenezy starokimeryjskiej podniosły się platformy abrazyjno-regresywne zakryte iłami kajpru, a erozja odsłoniła twardsze wa-

pienie triasu oraz utwory karbonu. Ciepła i półsucha dziedzina morfoklimatyczna sprzyjała erozji i rozwojowi rzeźby odwróconej względem struktur podłoża – wklęsłodennych dolin antyklinalnych i zrębowych przez okres 5 Ma. W liasie trwała przedtransgresywna denudacja, sedymentacja i redepozycja na równinie zalewowej z ujściami dolin, w których akumulował materiał żwirowy. Na wybrzeżu rozwijały się namorzyny i torfowiska z sedymentacją ciemnych iłów. W doggerze impuls transgresywny spowodował zakrycie powierzchni podjurajskiej piaskami i zlepieńcami oraz przekraczająco marglami i wapieniami w keloweju (tab. 1). Miąższość utworów transgresywnych rzędu 10 m świadczy o silnym wygładzeniu reliefu niezgodności w południowo-wschodniej części GZW. Zakrywanie osadami i ich erozja trwały 40 Ma. W malmie wzdłuż Jury Krakowskiej rozwijały się kopce mułowe i przez 10 Ma trwała sedymentacja wapieni skalistych. Na obszarze GZW rozciągała się podwodna tarasa abrazyjna i regresywna w czasie około 5 Ma (tab. 6).

Powierzchnia poddoggerska w GZW podczas subsydencji uległa słabym deformacjom w odniesieniu do basenu środkowopolskiego i silniejszym ruchom w części południowej na tworzącym się labilnym szelfie Tetydy (faza młodokimeryjska). Główne deformacje niezgodności są młodsze. Niezgodność podjurajska uformowała się w starokimeryjskim epejrogenicznym cyklu morfotektonicznym. Ta dyskordancja niskokątowa i panakordancja śródpokrywowa epiwaryscyjskiej platformy środkowoeuropejskiej jest końcową formą zrównywania niziny nadmorskiej w warunkach talasokratycznych.

Niezgodność podkredowa występuje poza granicami erozyjnymi GZW, niemniej pokrywa kredowa obejmowała znaczny obszar wychodni karbonu (rys. 4, 15). Na powierzchni regresji w wołgu (tab. 6) i na tarasach zostały odgrzebane utwory karbonu (powierzchni podjurajskiej). W subtropikalnym klimacie dolnej kredy nasiliło się wietrzenie laterytowe i denudacja w okresie 45 Ma. Tarasy równiny nadmorskiej wyścieliły piaski, redeponowane w albie i podczas transgresji w cenomanie, turonie oraz senonie w ciągu 15 Ma (w tym 6 Ma abrazji). Utwory transgresywne w okolicach Krakowa i w niecce opolskiej osiągnęły miąższość około 100 m, która jest miarą deniwelacji tarasu górnośląskiego w kredzie, a zarazem form wybrzeża abrazyjnego na powierzchni podkredowej. Wyspa górnośląska została całkowicie zrównana, a następnie zatopiona w okresie 15 Ma z wynurzeniami przez 5 Ma.

Niezgodność podkredowa uległa wielkopromiennemu ugięciu podczas subsydencji w nieckach miechowskiej, opolskiej i morawskiej o amplitudzie rzędu kilkuset metrów. Fałdowanie i uskokowanie w fazach środkowoalpejskich utworzyło monoklinę śląsko-krakowską oraz morfostrukturę gór nadbrzeżnych Tetydy. Powierzchnia niezgodności podkredowej powstała w młodokimeryjskim epejro- i talasogenicznym cyklu morfotektonicznym. Jest panakordancją śródpokrywową i dyskordancją przekraczającą zasięg utworów kimerydu. Powierzchnia ta rozdziela podpiętro pokrywowe utworów triasu i jury od podpiętra osadów kredy (tab. 6).

Powierzchnia podmioceńska tworzy granicę o złożonej morfostrukturze i genezie (rys. 16, 17, 18). Wraz z wypiętrzaniem gór fałdowo-pokrywowych (epejrogenicznych) o konkordancji morfotektonicznej obszar GZW znalazł się na wysokim brzegu oceanu Tetydy. W okresie paleogenu (45 Ma) zaistniały dogodne warunki do inwersji struktur fałdowych i formowania progów strukturalnych oraz niecek tropikalnych na podłożu utworów karbonu (tab. 6). Góry nadbrzeżne Tetydy zostały silnie rozczłonkowane przez system dolin płaskodennych w szacie. Erozja wsteczna wygładziła formy międzydolinne (rys. 19 i 20). Na grzbietach górskich wypaliły się wychodnie pokładów węgla i powstały strefy wietrzenia (rys. 21–23). W dolnym miocenie zaznaczyło się względne obniżanie (fałdowanie Karpat w fazie sawskiej) i spadek siły erozyjnej w związku z ingresjami morza Paratetydy w głębokie doliny, zamienione w kaniony podmorskie z sedymentacją formacji z Zawoi. W kotlinach górskich gromadziły się osady kłodnickie. Transgresja w eggenburgu zainicjowała wypełnianie kanałów depozycyjnych przez molasę karpacką (formacje z Suchej, Stryszawy i Zebrzydowic o miąższości do 1000 m). Nasunięcie czoła Karpat w fazie styryjskiej i rozszerzenie transgresji w badenie do wginanego rowu przedgórskiego wznowiło zasypywanie reliefu karbonu przez utwory dębowieckie, skawińskie i wielickie o miąższości do 1300 m (rys. 24, 25, 26). Zakrywanie utworów karbonu trwało 10 Ma. Po trzeciej ingresji w późnym badenie i po kolejnym nasunięciu Karpat w fazie mołdawskiej rów przedkarpacki na Górnym Śląsku wypełniła formacja gliwicka o grubości do 400 m (rys. 17). W sarmacie rów zasypała molasa lądowa formacji kędzierzyńskiej o miąższości do 200 m, a później, po fazie wołowskiej formacji sośnicowickiej – o miąższości do 100 m. Depozycja i subsydencja w miopliocenie trwała 10 Ma.

Powierzchnia podmioceńska była wielokrotnie deformowana, głównie przez uskoki schodowe w fazie styryjskiej i mołdawskiej oraz przez ugięcie w homoklinę części wewnętrznej rowu przedkarpackiego i w wał metakarpacki na przedpolu. Amplituda ugięcia ku południowi wynosi do 5 km na dystansie 50 km (rys. 4 i 7.3).

Powierzchnia podmioceńska rozwinęła się w młodoalpejskim cyklu morfotektonicznym na podłożu epejrogenu fałdowo-pokrywowego platformy środkowoeuropejskiej. Jest też dyskordancją podmolasową – rowu przedgórskiego Karpat (rys. 3).

Niezgodność podczwartorzędową tworzą utwory glacigeniczne, zakrywające płatowo utwory karbonu, a także permu, mezozoiku i neogenu. W eoplejstocenie obniżanie bazy erozyjnej o 150 m (tab. 6), przyspieszyło odpreparowanie twardych skał spod utworów neogenu wraz z formami płaskowyżów i garbów powierzchni podmioceńskiej (rys. 28 i 29). W mezoplejstocenie rozwijały się zlodowacenia, ożywiające erozję w odgrzebanych dolinach z okresową akumulacją osadów rzecznych. Zakrywanie dolin na powierzchni erozyjnej rozpoczęły utwory zlodowacenia południowopolskiego. Utwory odrzańskie są szeroko rozprzestrzenione wraz z rzeźbą poglacjalną: sandrami,

wzgórzami kemowymi i morenowymi. W neoplejstocenie peryglacjalna erozja i akumulacja zlodowacenia Wisły zaznaczyły się słabo.

Powierzchnia podczwartorzędowa podlegała ruchom glaciizostatycznym z wyraźniejszym wynoszeniem po deglacjacji odrzańskiej o amplitudzie do 50 m. Ugięcia glacigeniczne nakładały się na geodynamiczne deformacje rowu przedkarpackiego i wału metakarpackiego, pochodne izostatycznego wyrównywania naprężeń generowanych między popychanymi na wschód i północny wschód płaszczowinami Karpat a odciąganym rowem przedgórskim.

Powierzchnia niezgodności podczwartorzędowej w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego powstała w glacigenicznym cyklu rzeźbotwórczym. Jest to niezgodność częściowo uformowana, znajdująca się nadal w rozwoju z silnymi przekształceniami antropogenicznymi, zwłaszcza wywołanymi przez eksploatację węgla.

Wyniki badań morfotektonicznych niezgodności występujących w zagłębiu wniosły istotne uzupełnienia do rozpoznania geologicznego złoża węgla kamiennego m.in. w zakresie:

- uszczegółowienia klasyfikacji geometrycznej struktur tektonicznych o ich odwzorowanie na powierzchni stropowej karbonu w różnym czasie i w odmiennych warunkach rzeźbotwórczych,
- uściślenia wieku tektoniki i rozróżniania form pasywnych i aktywnych rzeźbotwórczo oraz nałożonych struktur i deformacji ugięciowych powierzchni niezgodności jednowiekowych,
- wyróżnienia jednostek morfologicznych i tektonicznych w układzie wzajemnych zależności i hierarchii od mega- do mezoskopowych oraz od małych form do form kolejno nadrzędnych,
- potwierdzenia ciągłej ewolucji powierzchni niezgodności w stropie karbonu zagłębia, zgodnie z teorią cykli paleogeomorfologicznych – od stadium inicjującego, ruchów orogenicznych lub epejrogenicznych, przez strukturalne modelowanie i zrównywanie reliefu, aż do stadium finalnego zakrywania osadami transgresywnymi morza i do stadium deformacyjnego, razem składających się na cykl morfotektoniczny,
- rozwoju rzeźby różnowiekowej niezgodności w stropie karbonu, jej genezy i wieku, począwszy od zapadliska górnośląskiego w orogenie waryscyjskim z magmatyzmem w obramowaniach i wulkanizmem, poprzez rzeźbę epikontynentalną w mezozoiku, do morfogenezy młodoalpejskiej Karpat Zachodnich i śląskiej części rowu przedkarpackiego z wałem metakarpackim oraz zlodowaceń kontynentalnych w plejstocenie.

W opracowaniach morfotektoniki niezgodności narzuca się zwykle kolejność badań od najstarszych do najmłodszych, ze szczególnym uwzględnieniem rozwoju paleogeomorfolgicznego i deformacji niezgodności. Z punktu widzenia ewolucji powierzchni stropu karbonu równie interesujące byłoby opracowanie geosynoptyczne niezgodności jednowiekowych w kolejności od najmłodszej do najstarszej. Dobrze rozpoznane struktury wgłębne w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym są wzorcem geosynoptycznego podejścia badawczego do niezgodności w obszarach ponadregionalnych.

Literatura

Aleksandrowski P., 1995: *Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów*. Prz. Geol., **9**, s. 745–754.

Aleksandrowski P., Śliwiński W., Wojewoda J., 1986: *Frontally and superficially fluidized slump to debris flow sheets in an alluvial sequence, Lower Permian red beds and Upper Cretaceous shelf sandstones in the Intrasudetic Basin*. In: *IAS 7th European Regional Meeting. Excursion Guidebook. Kraków – Poland*. Ed. A. K. Teisseyre. Ossolineum, s. 9–29.

Alexandrowicz S. W., 1954: *Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Acta Geol. Pol., **4**, 3, s. 361–390.

Alexandrowicz S. W., 1956: *Utwory senońskie wschodniej części Zagłębia Górnośląskiego*. Prz. Geol., **1**, s. 33–37.

Alexandrowicz S. W., 1959: *Stratygrafia i tektonika miocenu w Halembie koło Chorzowa*. Prz. Geol., **9**, s. 408–411.

Alexandrowicz S. W., 1962: *Profil dolnego triasu w Borowej koło Zabrza (Górny Śląsk)*. Sprawozdanie z posiedzenia Komisji PAN Oddz. Kraków, **6–12**, s. 500–502.

Alexandrowicz S. W., 1963: *Stratygrafia osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnośląskim*. Prace Inst. Geol., **39**, s. 1–147.

Alexandrowicz S. W., 1964: *Przejawy tektoniki mioceńskiej w Zagłębiu Górnośląskim*. Acta Geol. Pol., **14**, 2, s. 173–225.

Alexandrowicz S. W., 1966: *Stratygrafia osadów retu w Byczynie koło Jaworzna*. Kwart. Geol., **10**, 2, s. 315–326.

Alexandrowicz S. W., 1969a: *Transgresywne osady santonu w okolicach Krakowa*. Zesz. Nauk. AGH. Geol., **11**, s. 45–59.

Alexandrowicz S. W., 1969b: *Utwory paleogenu w południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **39**, 4, s. 681–696.

Alexandrowicz S. W., 1970: *Pozycja stratygraficzna warstw kłodnickich w miocenie Zagłębia Górnośląskiego*. Sprawozdanie z posiedzenia Komisji PAN Oddz. Kraków, **13**, 2, s. 573–576.

Alexandrowicz S. W., 1971a. *Regional stratigraphy of the Miocene in the Polish part of the Fore-Carpathian Trough*. Acta Geol., Ac. Hung., **15**, s. 49–61.

Alexandrowicz S. W., 1971b. *Przekraczające ułożenie osadów triasowych na paleozoicznym podłożu między Kluczami a Bydlinem*. Rudy Metale, **16**, 10, s. 468–470.
Alexandrowicz S. W., 1974. *Kreda opolska. Przewodnik 46. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Opole*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 29–38.
Alexandrowicz S. W., 1991: *Zarys paleogeografii Polski*. W: *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*. Red. L. Starkel. PWN. Warszawa, s. 27–37.
Alexandrowicz S. W., 1997: *Lithostratigraphy of Miocene Deposits in the Gliwice Area (Upper Silesia, Poland)*. Bull. Pol. Acad. Sci. sér. Sci. Geol., Geogr., **45**, 2–4, s. 167–179.
Alexandrowicz S. W., Alexandrowicz Z., 1960: *Utwory triasowe w okolicach Strzemieszyc i Sławkowa*. Biul. Inst. Geol., **152**, s. 95–165.
Alexandrowicz S. W., Bogacz K., Lipiarski I., Oberc A., 1971: *Utwory karbonu górnego i najniższego otenu w rejonie Karniowic i Filipowic. Przewodnik 43. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Wyd. Geol. Warszawa, s. 69–92.
Alexandrowicz S. W., Czyżewska T., 1979: *Hypsodontus (Mammalia Biliviodae) z osadów środkowego miocenu Górnego Śląska (południowa Polska)*. Zesz. Nauk. AGH. Geologia, **5**, 2, s. 5–10.
Alexandrowicz S. W., Garlicki A., Rutkowski J., 1982: *Propozycja podziału litostratygraficznego miocenu zapadliska przedkarpackiego*. Kwart. Geol., **26**, s. 470–471.
Alexandrowicz S. W., Kleczkowski A., 1968: *The Tectonics of Triassic in the Western Margin of the Upper Silesian Coal Basin*. Bull. Pol. Acad. Sci. sér. Sci. Geol., Geogr., **16**, 3–4, s. 171–176.
Alexandrowicz S. W., Kleczkowski A., 1970: *Le profil stratigraphique et les eaux minerales du forage de Kędzierzyn*. Bull. Pol. Acad. Sci. sér. Sci. Geol., Geogr., **18**, 4, s. 199–207.
Alexandrowicz S. W., Kleczkowski A., 1974: *Osady trzeciorzędowe Opolszczyzny. Przewodnik 46. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Opole*, Wyd. Geol. Warszawa, s. 38–48.
Alexandrowicz S. W., Siedlecki, S., 1960: *Osady pstrego piaskowca w okolicach Rybnika*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **30**, 2, s. 169–189.
Areń B., 1964: *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne*. Z. 11: *Trzeciorzęd*. Wyd. Geol. Warszawa.
Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, 1994: *Mapy strukturalne*. Cz. 3. Red. Z. Buła, A. Kotas. Państw. Inst.Geol. Warszawa.
Aust J. et al., 1997: *Odkrytá geologická mapa paleozoika české části hornoslezke pánve 1:100 000*. In: M. Dopita et al.: *Geologie české části hornoslezke pánve*. Min. Zivotriho prostředi CR. Praha.
Aust J., Horák I., Kumpera O., 1995: *Alpine Morphostructures in the Epivariscan Platform and their significance*. Proc. Int. Scient. Conf., Technical Uni., Ostrava, s. 197–201.
Badera J., Jura D., 1996: *On the structural development of the Myszków area*. In: *Tectonophysics of Mining Area*. Ed. A. Idziak. Pr. Nauk. UŚ, nr 1602, Katowice, s. 57–64.
Badera J., Jura D., 1997: *Uwagi o tektonice strefy Kraków–Lubliniec w rejonie Myszkowa na podstawie badań rdzeni wiertniczych*. Tech. Poszuk. Geol., 1–2, s. 43–49.

Baran U., Jawor E., Jaworowa W., 1996: *Wyniki prac poszukiwawczych za węglowodorami w zachodniej części polskich Karpat. Przewodnik 67. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Szczyrk*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 31–45.

Barone E. J., Fawcett P. J., 1995: *The climate of Pangea: a review of climate model simulations of the Permian*. In: *The Permian of the Northern Pangea*. P. A. Scholle, T. M. Peryt, D. S. Ulmer-Scholle. V. 1: *Paleogeography, paleoclimates, stratigraphy*. Heidelberg, s. 37–52.

Baumgart-Kotarba M., 1974: *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*. Prace Geogr. IG PAN, 106, s. 1–136.

Baumgart-Kotarba M., Gilewska S., Starkel L., 1976: *Planation surface in the light of the 1:300 000 Geomorphological Map of Poland*. Geogr. Pol., **33**, 1, s. 5–22.

Bednarek J., 1978: *Wrench faults on the Nord Eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin*. Bull. Acad. Pol. Sci. Terre, **26**, 3–4, s. 155–161.

Bednarek J., Kaziuk, H., Zapaśnik, T., 1978: *Objaśnienia „Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, ark. Ogrodzieniec"*. Inst. Geol. Warszawa.

Bełka Z., 1993a: *Remarks on thermal maturity level in the subsurface of the Upper Silesian Coal Basin*. Acta Geol., Pol., **43**, 1–2, s. 95–101.

Bełka Z., 1993b: *Thermal and burial history of the Cracov–Silesia region (southern Poland) assessed by conodont CAI analysis*. Tectonophysics, **227**, 1–4, s. 161–190.

Bilan W., 1976; *Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Zesz. Nauk. AGH, Geol., **2**, 3, s. 4–67.

Birkenmajer K., 1974: *Trzeciorzędowe wulkany Graczy na Dolnym Śląsku i ich założenia uskokowe*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **44**, 4, s. 557–575.

Birkenmajer K., 1986: *Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians*. Studia Geol. Pol., **88**, s. 7–32.

Birkenmajer K., Jeleńska M., Kądziołko-Hofmokl M., Kruczyk J., 1977: *Age of deep-seated fracture zones in Lower Silesia (Poland), based on K-Ar and paleomagnetinc dating of Tertiary basalts*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **47**, 4, s. 312–327.

Bless M. J. M., Fernandez-Narvaiza M. C., 1995: *Het verandered landschap in de Eurogio Maas – Rijn*. Ann. Soc. Geol., Belgique, **118**, 1, s. 1–93.

Bogacz K., 1967: *Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego*. Pr. Geol., Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie, **41**, s. 1–85.

Bogacz K., 1980a.: *Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **50**, 2, s. 183–208.

Bogacz K., 1980b: *Budowa geologiczna miejskiego województwa krakowskiego*. Folia Geogr. Ser. Geograf. Phys., **8**, s. 7–32.

Bogacz K., Dżułyński S., Harańczyk C., Sobczyński P., 1975: *Origin of the ore-bearing dolomite in the Triassic of the Cracow-Silesian region*. Ann. Soc. Geol. Polon., **45**, s. 139–155.

Bogacz W., 1976: *Uwagi o genezie morfologii stropu karbonu produktywnego w południowej części Rybnickiego Okręgu Węglowego*. Sprawozdanie z posiedzenia Komisji Nauk. Geol. PAN. Oddz. Kraków, **19**, 2, s. 150–152.

Bogacz W., 1984: *Główne tektoniczne cechy ewolucji Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. W: *Materiały 7. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski"*. AGH. Kraków, s. 87–93.

Bogacz W., Kotarba M., Krach J., 1984: *Cechy strukturalne serii węglonośnej południowej części Rybnickiego Okręgu Węglowego*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **54**, 3–4, s. 361–377.

Bogacz W., Krokowski J., 1981: *Rotation of the Basement of the Upper Silesian Coal Basin*. Ann. Soc. Geol. Polon., **51**, 3–4, s. 361–381.

Bojkowski K., Brochwicz-Lewiński W., Dvořak J., Kotas A., Porzycki J., Pożaryski W., Sawicki L., Tomczyk H., Żelichowski A. M., 1983: *Geological Map of Poland and Adjoining Countries without Cenozoic, Mesozoic and Permian Formation*. 1 : 1 000 000. Eds. W. Pożaryski, Z. Dembowski. Wyd. Geol. Warszawa.

Borecki M., Chudek M., 1975: *Mechanika górotworu*. W: „Poradnik Górnika". T. 2. Wyd. Śląsk. Katowice, s. 135–223.

Borowski J., 1969: *Pstre utwory w Kopalni Jastrzębie i Moszczenica*. Prz. Geol., **8**, s. 382–385.

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1983: *Ruchy przesuwcze w południowej Polsce w paleozoiku*. Prz. Geol., **12**, s. 651–658.

Brochwicz-Lewiński W., Vidal G., Pożaryski W., Tomczyk H., Zając R., 1986: *Position tectonique du massif de Haute-Silésie avant le Permianá la lumiére de données nouvelles sur le Cambrien de cette région*. C. R. Acad. Sci., Paris, Ser. **2**, 303, s. 1493–1496.

Buday T., Cichy I., 1968. *Fore Carpathian Basin in Moravia (The Foredeep)*. Regional Geology of Czechoslovakia. II. Praha.

Bukowy S., 1956: *Geologia obszaru pomiędzy Krakowem a Korzkwią*. Biul. Inst. Geol., **108**, s. 17–74.

Bukowy S., 1960: *Uwagi o sedymentacji albu okolic Krakowa*. Biul. Inst. Geol., **152**, s. 243–264.

Bukowy S., 1962: *Profil jury i kredy w Raciborowicach koło Krakowa*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **32**, 2, s. 197–209.

Bukowy S., 1964: *Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Biul. Inst. Geol., **184**, s. 5–19.

Bukowy S., 1972: *Budowa podłoża karbonu GZW*. W: *Karbon Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Pr. Inst. Geol., **61**, s. 23–59.

Bukowy S., 1974. *Zapadlisko Górnośląskie. Monoklina śląsko-krakowska. Zapadlisko przedkarpackie*. W: *Budowa geologiczna Polski*. T. 4. *Tektonika*. Cz. 1. Red. W. Pożaryski. Wyd. Geol. Warszawa, s. 213–234, s. 336–375, s. 349–400.

Bukowy S., 1977: *Zagadnienie budowy geologicznej paleozoiku północnego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Pr. Nauk. UŚ nr 169, Geol., **1**, s. 7–33.

Bukowy S., 1982: *Problemy budowy paleozoiku regionu śląsko-krakowskiego. Przewodnik 54. Zjazdu Naukowego Pol. Tow. Geol., Sosnowiec*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 7–26.

Bukowy S., 1984: *Struktury waryscyjskie regionu śląsko-krakowskiego*. Pr. Nauk. UŚ nr 691. Katowice, s. 1–78.

Bukowy S., 1992a: *Zarys budowy geologicznej północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przewodnik 45. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sosnowiec*. PIG. UŚ. Pr. Nauk. UŚ nr 1431, s. 14–30.

Bukowy S., 1992b: *Olistolit doliny Kamienicy. Przewodnik 45. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sosnowiec*. PIG. UŚ. Pr. Nauk. UŚ nr 1431, s. 129–130.

Bukowy S., 1996: *Rozwój poglądów na budowę geologiczną regionu śląsko-krakowskiego*. W: *Konf. Nauk. „Tektonika i rozwój budowy geologicznej północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz strefy fałdowej Kraków–Lubliniec"*. Red. J. Trzepierczyński, R. Kuzak, D. Jura. Pol. Tow. Geol. UŚ. Sosnowiec, s. 7–17.

Bukowy S., Jura D., 1977: *Mapa permu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, skala 1:100 000 z objaśnieniami*. W: *Geodynamika obszaru Polski. Ustalenie sekwencji osadów paleozoicznych Polski*. Archiwum Inst. Nauk Geol. PAN. Warszawa, UŚ. Sosnowiec.

Bukowy S., Jura D., 1982: *Powierzchnia starszego paleozoiku regionu śląsko-krakowskiego*. Prz. Geol., **7**, s. 325–329.

Buła Z., 1994: *Problemy stratygrafii i wykształcenia osadów starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przewodnik 45. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sosnowiec*. Pr. Nauk. UŚ nr 1431, Katowice, s. 31–57.

Buła Z., 1995: *Northeastern margin of the Upper Silesian Coal Basin*. Pr. Państw. Inst. Geol., **148**, s. 134–136.

Buła Z., Jura D., 1983a: *Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego*. Zesz. Nauk. AGH nr 913. Kwart. Geol., **9**, s. 5–27.

Buła Z., Jura D., 1983b: *Uwagi o rozwoju rowu przedgórskiego Karpat na Śląsku Cieszyńskim*. Prz. Geol., **12**, s. 659–662.

Buła Z., Jura D., 1985: *Carpathian Foredeep molasse in area of the Upper Silesian Coal Basin (Poland)*. Proc. Rep. XII–th Congr. KBGA. Part II. Cracow. Inst. Geol., s. 159–162.

Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997: *Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (Southern Poland)*. Geol., Mag., **134**, 5, s. 669–677.

Busby C. J., Ingersoll R. V., 1995: *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, Cambridge MA, s. 1–579.

Büdel J., 1977: *Klima – Geomorphologie*. Gebruder Borntraeger. Berlin.

Cabała J., Teper L., 1990: *Testowanie przesuwczego charakteru NE granicy GZW na podstawie badań strukturalnych w rejonie Zawiercia*. W: *Materiały 3. Konferencji „Postęp naukowo-techniczny w geologii i górnictwie węgla kamiennego"*. Pr. GIG, ser. dod., s. 96–108.

Chmura K., 1970: *Własności fizyko-termiczne skał niektórych polskich zagłębi węglowych*. Wyd. Śląsk. Katowice, s. 1–228.

Chodyniecka L., Sankiewicz J., 1978: *Bazalt z rejonu Suminy (Rybnicki Okręg Węglowy)*. Kwart. Geol., **22**, 1, s. 119–130.

Chudzikiewicz L., 1983: *Sedymentacja warstw gogolińskich wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego*. Studia Geol. Pol., **75**, s. 7–57.

Cech F., Zeman J., 1988: *Genesis of Meso-Cenozoic sedimentary basins in Bohemian Massif in Alpine – Carpathian foreland.* Geol., Zbornik Geol., Carp., **39**, 6, s. 643–654.

Cieśliński S., 1973: *Kreda górna, niecka miechowska, niecka opolska.* W: *Budowa geologiczna Polski.* T. 1. Cz. 2: *Stratygrafia.* Wyd. Geol. Warszawa, s. 566–579, s. 615–619.

Ckrickmay C. H., 1972: *Discovering a meaning in Scenery.* Geol. Mag., **109**, 2, s. 171–177.

Cotton C. A., 1950: *Tectonic scarps and fault valleys.* Bull. Geol. Soc. Am., **61**, s. 717–757.

Czarnocki J., 1935: *Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu 1914–1934.* W: *Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego.* Państw. Inst. Geol., 1. Warszawa.

Dadlez R., 1973: *Jura dolna.* W: *Budowa geologiczna Polski.* T. 1. *Stratygrafia, mezozoik* Cz.2. Wyd. Geol. Warszawa, s. 196–237.

Dadlez R., Jaroszewski W., 1994: *Tektonika.* PWN. Warszawa, s. 1–744.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994: *Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland.* Geol. Quart., **38**, 4, s. 169–190.

Dadlez R., Marek S., 1997: *Rozwój basenów permu i mezozoiku.* W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce.* Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 403–409.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J., (red.), 1998: *Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce 1:2 500 000, tab. 75.* Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Dadlez R., Narkiewicz M., Pokorski J., Wagner R., 1998: *Historia subsydencji a uwarunkowania tektoniczne rozwoju bruzdy śródpolskiej w późnym permie i mezozoiku.* Pr. Państw. Inst. Geol., **165**, s. 47–56.

Daniec L., Deczkowski Z., 1978. *Jura obszaru śląsko-krakowskiego.* Pr. Inst. Geol., **61**, s. 113–120.

Dayczak-Calikowska K., 1997: *Jura środkowa. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika.* W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce.* Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 269–282.

Dayczak-Calikowska K., Kopik J., 1973: *Jura środkowa.* W: *Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia, mezozoik.* Cz. 2: T. 1. Wyd. Geol. Warszawa, s. 237–324.

Deczkowski Z., 1977: *Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kalisko-częstochowski).* Pr. Państw. Inst. Geol., **82**, 3, s. 1–62.

Deczkowski Z., 1997: *Noryk i retyk. Jura dolna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika.* W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce.* Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 187–194, s. 208–217.

Dembowski Z., Jachowicz A., 1964: *Otoczaki i okruchy węgla na wtórnym złożu w piaskowcach warstw orzeskich i łaziskich wiercenia Międzyrzecze IG 2.* Biul. Inst. Geol., **184**, s. 125–176.

Dembowski Z., Rutkowski J., 1968: *Sequence of the Uppermost Part of the Upper Silesian Productive Carboniferous and Stephanian.* In: *Geology of the Upper Silesian Coal Basin. Guide to Excursion No C43 Poland.* Int. Geol., Congr. XXIII Session, Praque. Wyd. Geol. Warszawa, s. 73–90.

Dercourt J., Ricoul E. and Adamia S., Csaszar G., Funk H., Lefeld J., Racus M., Sandulescu M., Tollman A., Tchoumachenko P., 1990: *Paleogeographical Maps 1:10 000 000. Northern Margin of Tethys.* I.G.C.P. 198, 11 Pl, Bratislava.

Doktor M., Gradziński R., 1985: *Środowisko sedymentacji aluwialnych utworów węglonośnych serii mułowcowej (górny karbon Zagłębia Górnośląskiego).* Studia Geol. Pol., **85**, s. 5–67.

Doktorowicz-Hrebnicki S., 1935: *Objaśnienia do ark. Grodziec, szczegółowej mapy geologicznej Polskiego Zagłębia Węglowego* 1:25 000, s. 1–215.

Doktorowicz-Hrebnicki S., 1956: *Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego bez utworów czwartorzędowych, skala 1:50 000. Materiały podstawowe, skala 1:25 000.* Inst. Geol., Wyd. Geol., Warszawa.

Doktorowicz-Hrebnicki S., 1959: *Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000.* Wyd. A: *Mapa stratygraficzna.* Wyd. B: *Mapa stratygraficzna bez utworów czwartorzędowych.* Wyd. C: *Mapa strukturalna.* Wyd. Inst. Geol., Warszawa.

Doktorowicz-Hrebnicki S., 1968: *Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000.* Wyd. F: *Mapa stratygraficzna bez utworów młodszych od karbonu produktywnego.* Wyd. Inst. Geol. Warszawa.

Doktorowicz-Hrebnicki S., Kaszyńska B., 1963: *Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000.* Wyd. D: *Rzeźba powierzchni karbonu.* Wyd. Inst. Geol. Warszawa.

Doktorowicz-Hrebnicki S., Kaszyńska B., 1968: *Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000.* Wyd. G: *Mapa stratygraficzna bez utworów młodszych od triasu.* Wyd. Inst. Geol. Warszawa.

Doktorowicz-Hrebnicki S., Kaszyńska-Makowska B., 1976: *Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 1:100 000.* Wyd. H: *Mapa grubości nadkładu czwartorzędowego.* Wyd. Inst. Geol. Warszawa.

Dopita M., 1988: *Nové poznatky o pestrých vrstvách v Československé části hornoslezké černouhelné pánve a jejich význam prohornictvi.* W: *Materiały 11. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski".* AGH. Kraków, s. 15–20.

Dopita M. et al., 1997: *Geologie české části hornoslezké pánve.* Min. Životniho prostředi ČR. Praha, s. 1–278.

Dopita M., Kralik J., 1973: *Red Beds im Oberschlesischen Steinkohlenbecken.* C.R. 7 Int. Congr. Strat. Carb. Krefeld, 2, s. 351–364.

Dopita M. & Kumpera O., 1993: *Geology of the Ostrava–Karvina Coalfield, Upper Silesian Coal Basin, Czech Republic, and its influence on Mining.* Int. Journal Coal Geol., **23**. Amsterdam, s. 291–321.

Drewniak R., 1979: *Tektonika karbońskiej niecki bytomskiej (na podstawie rozpoznania w pokładzie 510).* Zesz. Nauk. Pol. Śl. nr 615. Górn. 102, Gliwice, s. 53–57.

Drozdzewski G., Engel H., Wolf R., Wrede V., 1985: *Beiträge zur Tiefen-Tektonik Westdeutcher Steinkohlenlagerstätten.* Geol., Landesamt Nordrhein-Westfalen. Krefeld, s. 1–236.

Duźniak S., Gabzdyl W., Kapuściński T., 1976: *Intruzja bazaltowa i jej wpływ na węgiel w pokładzie 507 kopalni Sośnica.* Prz. Górn., **12**, s. 524–528.

Dumanowski B., 1967: *Zależności rozwoju stoku od budowy geologicznej*. Acta UW. Studia Geogr., **9**, s. 3–135.

Dyjor S., 1983: *Ewolucja trzeciorzędowych przedgórskich rowów tektonicznych centralnych i wschodnich Sudetów*. W: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*. T. 4: *Materiały pokonferencyjne III Krajowego Sympozjum*. Wrocław. Wyd. Ossolineum. Wrocław, s. 155–181.

Dyjor S., 1986: *Evolution of sedimentation and paleography of nearfrontier areas of the Silesian part of the Paratethys and the Tertiary Polish-German Basin*. Geol., **12**, 3, s. 7–23.

Dyjor S., 1987: *Młodotrzeciorzędowy i eoplejstoceński rozwój sieci kopalnych dolin w Polsce na tle ewolucji paleogeograficznej obszaru bruzdy środkowoeuropejskiej*. W: *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*. Red. A. Jahn, S. Dyjor. Wyd. Ossolineum. Wrocław, s. 13–42.

Dyjor S., Dendewicz A., Grodzicki A., Sadowska A., 1978: *Neogeńska i staroplejstoceńska sedymentacja w obrębie stref zapadliskowych rowów Paczkowa i Kędzierzyna*. Geol. Sudet., **13**, 1, s. 31–65.

Dyjor S., Sadowska A., 1986: *Correlation of the younger Miocene deposits in the Silesian part of the Carpathian Foredeep and the south-western part of the Polish Lowland Basin*. Geologia, **12**, s. 25–36.

Dżułyński S., 1953: *Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Acta Geol. Pol., **3**, 3, s. 325–440.

Dżułyński S., 1955: *O formie geologicznej występowania porfirów zalaskich*. Biul. Inst. Geol., **97**, s. 9–38.

Dżułyński S., Henkiel A., Klimek K., Pokorny J., 1966: *Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **36**, 4, s. 329–342.

Einsele G., 1992: *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and sediment Budget*. Springer–Verlag, s. 1–628.

Ekiert F., 1971: *Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Pr. Inst. Geol., **66**, s. 5–77.

Eliáš M., Eliášová H., 1984: *Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outher Flysch Carpathians in Czechoslovakia*. Sborn. Geol., Ved. Geologie, **39**, s. 105–170.

Feldman-Olszewska A., 1997a: *Depositional system and cyclicity in the intracratonic Early Jurassic basin in Poland*. Kwart. Geol., **41**, 4, s. 475–489.

Feldman-Olszewska A., 1997b: *Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin*. Kwart. Geol., **41**, 4, s. 491–508.

Felisiak I., 1992: *Osady krasowe oligocenu i wczesnego miocenu oraz ich znaczenie dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby okolic Krakowa*. Ann. Soc. Geol. Pol., **62**, s. 173–207.

Fodor L., 1995: *From transpression to transtension: Oligocene – Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine – West Carpathian junction*. Tectonophysics, **242** (1–2), s. 151–182.

Foldyna D., Grmela A., 1988: *Problems of Structural Development of the Upper Silesian Coal Basin in its Czechoslovak Part*. In: *Coal Bearing Formation of Czechoslovakia*. Eds. J. Pešek & J. Vozár, D. Štur. Inst. Geol. Praga–Bratislava, s. 59–64.

Frakes L. A., 1979: *Climates throughout Geologic Time*. Elsevier. Amsterdam.
Frakes L. A., Francis J. E., Sycstus J. I., 1992: *Climate Modes of the Phanerozoic. The history of the Earth's climate over the past 600 million years*. Cambridge University Press, s. 1–274.
Franke W., 1989: *Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of the Central Europe*. Geol., Soc. Amer. Spec. Pap., **230**, s. 67–90.
Frisch W., Kuhlemann J., Dunkl I., Brűgel A., 1999: *Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion*. Tectonophysics, **297**, 1–4, s. 1–15.
Gabzdyl W., 1994: *Geologia złóż węgla. Złoża świata. Agencja Ekologii*. Warszawa, s. 1–399.
Gabzdyl W., Probierz K., 1987. *The Occurrence of Anthracites in the Area characterised by Low Rank Coals in the Upper Silesian Coal Basin of Poland*. Int. Journ. Coal Geol., **7**, s. 209–225.
Gabzdyl W., Skoczowska-Górka W., 1996: *Zaburzenia miąższości pokładów 502 i 504 w Kopalni Jankowice oraz ich wpływ na jakość węgla i wielkość zasobów*. W: *Materiały II Konferencji „Zagadnienia ekologiczne w geologii i petrologii węgla"*. Gliwice, s. 31–33.
Gajewska I., 1997a: *Trias górny. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika*. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 166–171.
Gajewska I., 1997b: *Trias środkowy (wapień muszlowy – kajper dolny). Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika*. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 144–150.
Galickij W. N., 1979: *Osnowy paleogeomorfologii*. Naukowa Dumka. Kijów, s. 1–224.
Garecka M., Marciniec P., Olszewska B., Wójcik A., 1996: *Nowe dane biostratygraficzne oraz próba korelacji utworów mioceńskich w podłożu Karpat Zachodnich*. Prz. Geol., **5**, s. 495–501.
Garecka M., Olszewska B., 1998: *Biostratigraphy of the Early Miocene of the Southern Poland based on planktic foraminifera and calcacerous nannoplankton*. Prz. Geol., **8**, 2, s. 712–721.
Garlicki A., 1979: *Sedymentacja soli mioceńskich w Polsce*. Pr. Geol. PAN, 119, s. 1–59.
Gąsiorowski M. S., Piekarska E., 1986: *Origin of the Woźniki Limestone. In IAS 7th European Regional Meeting. Excursion Guidebook, Kraków – Poland*. Ed. A. K. Teisseyre. Ossolineum, s. 182–185.
Gedl P., 1997: *Palynological study an olistolith from the so-called Sucha Formation, Zawoja IG–1 borehole (Flysch Carpathians, Poland): age and palaeoenvironment*. Ann. Soc. Geol. Polon., **67**, 2–3, s. 203–215.
Gilewska S., 1963: *Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina*. Pr. Geogr. PAN, **44**, s. 1–113.
Gilewska S., 1972: *Wyżyny Śląsko-Małopolskie*. W: *Geomorfologia Polski*. T. 2: *Niż Polski*. PWN. Warszawa, s. 223–279.
Gilewska S., 1987: *The Tertiary environment of Poland*. Geogr. Pol., **53**, s. 19–41.
Gilewska S., 1991: *Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie*. W: *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*. Red. L. Starkel. PWN. Warszawa, s. 37–67.

Głazek J., 1989. *Paleokarst of Poland*. In: *Paleokarst. A Systematic and Regional Review*. Eds. P. Bosák, D. C. Ford, J. Głazek and I. Horáček. Elsevier and Academia. Amsterdam and Praha, s. 77–109.

Głazek J., Szynkiewicz A., 1987: *Stratygrafia młodotrzeciorzędowych i staroczwartorzędowych osadów krasowych oraz ich znaczenie paleogeograficzne*. W: *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*. PAN. UWr. IG. Ossolineum. Wrocław, s. 113–130.

Golonka J., Ross M. I., Scotese C. R., 1997: *Phanerozoic Global Events. Mobil Exploration and Producing Technology Center, Global Geology & Predictive Stratigraphy*. USA.

Golonka J., Ross M. I., Scotese C. R., 1998: *Phanerozoic Paleoclimatic Modeling Maps*. Mobil Exploration and Producing Technical Center. USA.

Goszcz A., 1980: *Wpływ naprężeń tektonicznych na niektóre własności skał i warunki górnicze w północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Zesz. Nauk. AGH, nr 790. Geologia, nr 27, Kraków, s. 1–98.

Goszcz A., 1982: *Systemy uskoków normalnych w rejonie Będzina, Czeladzi i Wojkowic Komornych oraz interpretacja pól naprężeń tektonicznych powodujących powstanie tych uskoków*. Prz. Geol., **7**, s. 374–376.

Goszcz A., 1986: *Niektóre zagadnienia geodynamiki górotworu karbońskiego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle interpretacji prac badawczych z zakresu geofizyki i tektonofizyki*. W: *Materiały 1. Konferencji „Postęp naukowo-techniczny w geologii i górnictwie węgla kam*iennego". Zesz. Nauk. Polit. Śl. Górnictwo, **149**, s. 183–196.

Goszcz A., Kuś K., 1985: *Wpływ tektoniki na powstanie zaburzeń ciągłości pokładu 816 w kopalniach „Grodziec" i „Generał Zawadzki". Materiały Konferencji „Tektonika GZW"*. UŚ. PTG. OG IG. Sosnowiec, s. 75–96.

Górnik M., Jura D., 1994: *Warunki geologiczne nadkładu karbonu i zagrożenia eksploatacji złoża węgla kamiennego Paruszowiec–Rybnik. Materiały V Konferencji „Problemy geologii i ekologii górnictwa podziemnego"*. GIG. KNG PAN. SITG. Katowice, s. 21–29.

Gradziński R., 1962: *Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **32**, 4, s. 429–492.

Gradziński R., 1972: *Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 1–335.

Gradziński R., 1982: *Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Upper Silesian Basin (Upper Carboniferous – Lower Permian)*. In: *Tectonic regime of Molasse Epochs*. Eds. H. Lűtzner, G. Schwab. Veröff. Zentralinst. Phys. Erde. 66. Potsdam, s. 225–235.

Gradziński R., Doktor M., Słomka T., 1995: *Depositional environments of the coal–bearing Cracow Sandstone Series (Upper Westphalian), Upper Silesia, Poland*. Stud. Geol. Pol., **105**, s. 149–168.

Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986: *Zarys sedymentologii*. Wyd. Geol. Warszawa.

Grocholski W., 1978: *Słownik tektoniczny – Tektonika, jej działy i pojęcia wprowadzające*. Prz. Geol., **11**, s. 656–659.

Grocholski A., 1977: *Uskok sudecki brzeżny a zagadnienie wulkanotektoniki trzeciorzędowej*. Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol. Min., **6**, s. 123–258.

Grocholski A., Bossowski A., 1990: *Lower Silesian Coal Basin.* In: *Geology of Poland, Mineral deposits VI.* Ed. R. Osika. Geol. Inst. Wyd. Geol. Warszawa, s. 93–97.

Grocholski A., Ryka W., 1995: *Carboniferous magmatism of Poland.* In: *The Carboniferous system in Poland.* Eds. H. Żakowa, A. Zdanowski. Pr. Państw. Inst. Geol., **148**, s. 185–189.

Grygar R., Kumpera O., 1995: *Tektonické struktury karvinské části Hornoslezské pánve a jejich vliv na distribuci anamálnych geomechanickýjevú.* W: *Materiały 17. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski".* AGH Kraków, s. 52–55.

Grygar R., Trzepierczyński J., 1995: *Pozycja tektoniczna i rozwój formacji fliszowej strefy morawsko-śląskiej. Międzynarodowa Konferencja Naukowa „Sedymentologia i tektonika kulmu w zachodnim obrzeżeniu GZW".* UŚ. Sosnowiec, s. 7–18.

Grzybowski J., Wójcik K., 1909: *Monografia Węglowego Zagłębia Krakowskiego. Budowa geologiczna.* Cz. 2. Kraków, s. 1–82.

Grzybek I., 1996: *Geneza zaburzeń miąższości pokładów węgla w świetle obserwacji z KWK Zabrze–Bielszowice (GZW).* Gosp. Sur. Min., **12**, 1, s. 159–202.

Grzybek I., 1997: *Diagenetic structures from coal seams in the NW part of the Upper Silesian Coal Basin.* In: *Proceedings XIIIth. Int. Congr. Carboniferous – Permian.* Part 2. Kraków. Pr. Państ. Inst. Geol., **157**, s. 227–231.

Hakenberg M., 1978: *Paleotektonika i paleogeografia północnej części Niecki Miechowskiej w albie i cenomanie.* Studia Geol. Pol., **38**, s. 1–104.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1997: *Propagation of the south-easthern segment of the Polish Trough connected with bounding fault zones (from the Permian to the Late Jurassic).* C. R. Acad. Sc. Paris, 324, ser. 2, s. 793–803.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1998: *Evolution of the Holy Cross segment of the Mid–Polish Trough during the Creataceous.* Kwart. Geol., **42**, 3, s. 239–261.

Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R., 1987: *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.* In: *Mesozoic-Cenozoic cycle chart.* Science, **235**, s. 1156–1167.

Harańczyk C., 1979: *Metallogenic evolution of the Silesian-Cracow Region.* Pr. Inst. Geol., **95**, s. 109–132.

Harańczyk C., 1988: *Znaczenie suturalnego rozłamu wgłębnego Zawiercie–Rzeszotary dla powstania i rozmieszczenia mineralizacji paleozoicznej i złóż rud Zn-Pb.* Prz. Geol., **7**, s. 403–405.

Harańczyk C., 1989: *Rozwój wulkanizmu krakowskiego. Przewodnik 60. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Wyd. AGH. Kraków, s. 51–58.

Harańczyk C., 1993: *Sulfur isotope models of genesis of the Silesian-Cracow Zn–Pb deposits.* Geol., Quart., **37**, s. 307–322.

Harańczyk C., 1994: *Kaledońskie krakowidy jako górotwór transpresyjny.* Prz. Geol., **42**, 11, s. 893–902.

Harańczyk C., Chocyk M., 1989: *Melafirowe potoki Regulic. Przewodnik 60. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Kraków. Wyd. AGH, s. 58–60.

Harańczyk C., Lewandowska A., 1994: *Wulkanizm pradoliny będkowskiej. Przewodnik 65. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Sosnowiec. Pr. Nauk. UŚ nr 1431, s. 109–111.

Heflik W., Moryc W., Muszyński M., 1992: *Lamprophyres of the Silesia-Cracow Region*. Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci., **40**, 1, s. 23–29.
Heliasz Z., Lewandowski J., Liszkowski J., Wielgomas L., 1994: *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Żarki*. Państw. Inst. Geol. Warszawa, s. 1–63.
Henkiel A., 1977: *Zależność rzeźby Karpat zewnętrznych od budowy geologicznej jednostek fliszowych i ich głębokiego podłoża (na przykładzie wschodniej części Karpat Polskich)*. Rozpr. hab. UMCS. Lublin.
Herbich E., 1981: *Analiza tektoniczna sieci uskokowej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Ann. Soc. Geol. Pol., **51**, s. 384–434.
Hoffmann M., Matyszkowicz J., 1989: *Wykształcenie litologiczne i sedymentacja osadów jury w kamieniołomie Młynka*. W: *Przewodnik 60. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Kraków. Wyd. AGH, s. 78–83.
Idziak A., Teper L., Zuberek W. M., 1999: *Sejsmiczność a tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Pr. Nauk. UŚ nr 1793. Katowice, s. 1–98.
Jachowicz S., Jura D., 1988: *Otoczaki węgla kamiennego w piaskowcach formacji dębowieckiej miocenu*. Kwart. Geol., **31**, 4, s. 609–642.
Jahn A., 1980: *Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów*. Czas. Geogr. **51**, 2, s. 129–153.
Jakubowski Z., 1977: *Rozwój sedymentacji w dolnej jurze Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i pozycja stratygraficzna osadów gruboklastycznych*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **47**, 4, s. 585–604.
Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985: *Słownik geologii dynamicznej*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 1–310.
Jasamanow N. A., 1980: *Landszaftno-klimaticzeskije usłobia jury, miela i paleogena juga CCCR*. Izd. Nedra, s. 1–217.
Jasionowski M., 1995: *Budowa geologiczna zachodniej części zapadliska przedkarpackiego*. Biul. Państw. Inst. Geol., **371**, s. 5–24.
Jawor E., 1992: *Prospection for Oil and Gas in the Western Carpathians and in the Carpathians Foredeep*. Polish Journal of Min. Resources. 1. Kraków.
Jordan T. E., 1995: *Retro arc foreland and related basins*. In: *Tectonics of Sedimentary Basin*. Eds: C. J. Busby, R. V. Ingersoll. Blacwell Science. Boston, s. 331–362.
Jowett E. G., 1984: *Czerwony spągowiec Europy środkowej, uwarunkowania rozwoju basenu przez tektonikę płyt*. Prz. Geol., **372**, 4, s. 196–201.
Jucha S., 1985: *New feactures of structure of the Carpathian Foredeep and basement of the Carpathian Mts*. Prz. Geol., **6**, s. 333–345.
Jura D., 1984: *Ukształtowanie i geneza powierzchni podmioceńskiej w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Praca doktorska. AGH. Kraków, s. 1–122.
Jura D. 1985: *Morphotectonics of basement of the Carpathian Foredeep in Silesia-Cracow*. Proc. Rep. XIII–th Congr. KBGA. Part II, Cracow. Geol. Inst., s. 163–165.
Jura D., 1988: *The Origin of the Top Surface of Carboniferous in the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Coal-bearing formations of Czechoslovakia*. Eds. J. Pešek & J. Vozár, D. Štur. Inst. Geol. Bratislava, s. 71–76.

Jura D., 1990: *Neotektoniczne ruchy w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Materiały 3. Konferencji „Postęp naukowo-techniczny w geologii i górnictwie węgla kamiennego"*. Prace GIG, ser. dod. Katowice, s. 169–177.

Jura D., 1992: *Rzeźba górska powierzchni podmioceńskiej okolic Jastrzębia w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. Biul. Państw. Inst. Geol., **368**, s. 5–38.

Jura D., 1994a: *Litosomy molasy badenu śląskiego rowu przedkarpackiego w okolicach Rybnika. Przewodnik Konferencji 3. Krajowego Spotkania Sedymentologów*. UŚ. Pol. Tow. Geol. Sosnowiec, s. 34–36.

Jura D., 1994b: *Wietrzeniowa pokrywa utworów karbonu – saprolit formacji z Jastrzębia (utwory pstre okolic Rybnika)*. W: *Materiały 17. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski"*. Red. I. Lipiarski. AGH. Kraków, s. 60–64.

Jura D., 1995a: *The Young-Alpine Morphotectonics of the Silesian Carpathian Foredeep and the Recent Geodynamics of the Upper Silesian Coal Basin*. Tech. Posz. Geol., **3**, s. 13–21.

Jura D., 1995b. *Przekrój geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wzdłuż trasy Ostrawa–Katowice*. W: R. Grygar, D. Jura, O. Kumpera: *Problematyka sedymentologiczno-tektoniczna molasy Zagłębia Ostrawsko-Karwińskiego i Górnośląskiego. Materiały Konferencyjne „Sedymentologia i tektonika kulmu w zachodnim obrzeżeniu GZW"*. UŚ. Sosnowiec, s. 85–89.

Jura D., 1996a: *Neogene and Quaternary Deformations in the Upper Silesian Coal Basin along the Geological Cross Section between Silesian Beskid Mts, Oświęcim sub-Carpathian Basin and Silesian Upland. Guide to Excursions Wisła–Katowice–Bielsko-Biała*. In: *Int. Sci. Workshop Tectonophysics of Mining Areas*. Silesian Univ. Sosnowiec, s. 1–22.

Jura D., 1996b. *Young Alpine Stress Field in the Bytom–Katowice Plateau, Northern Part of the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Tectonophysics of Mining Areas*. Ed. A. Idziak. Pr. Nauk. UŚ nr 1602. Katowice, s. 29–40.

Jura D., 1997a: *Late Variscan and Alpine Geodynamics of the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Proceedings XIII. Int. Congr. Carboniferous-Permian*. Part 2. Pr. Państw. Inst. Geol., **157**, s. 169–176.

Jura D., 1997b: *Uwagi o tektonice północno-wschodniej granicy Górnośląskiego Zagłębia Węglowego między Sosnowcem, Siewierzem i Myszkowem*. Tech. Posz. Geol., **1–2**, s. 64–74.

Jura D., 1999: *Young-Alpine Kłodnica Fault Scarps of the Metacarpathian High in the Silesian Upland*. Tech. Posz. Geol., **1**, s. 52–56.

Jura D., Kotas A., 1985. *Uwagi o epiwaryscyjskim rozwoju tektonicznym Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Materiały Sympozjum „Tektonika GZW"*. Pol. Tow. Geol. UŚ. Sosnowiec, s. 53–74.

Jura D., Lewandowski J., 1996: Kartograficzno–geologiczne opracowania Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (rys historyczny, stan aktualny, potrzeby). Prz. Geol., **6**, s. 557–563.

Jura D., Lewandowski J., 1997: *S. Doktorowicz-Hrebnicki's works in the light of 150 years of the geological mapping of the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Proceedings XIII Int. Congr. Carboniferous-Permian*. Part 3. Prace Państw. Inst. Geol., **157**, s. 79–84.

Jura D., Kuzak R., Trzepierczyński J., 1999: *Powierzchnia podmioceńska w rejonie rowu Kleszczowa (arkusz Częstochowa 1:200 000)*. W: *Młodoalpej-*

ski rów Kleszczowa: rozwój i uwarunkowania w tektonice regionu, odkrywka KWB Bełchatów i obszar radomszczańsko-wieluńsko-łódzki. Red. A. Hałuszczak, R. Gotowała. *Materiały 20. Konferencji Terenowej Sekcji Tektoniki Pol. Tow. Geol.*, s. 59–68.

Jura D., Trzepierczyński J., 1985–1986: *Mapa geosynoptyczna Polski, powierzchnia podkenozoiczna, skala 1 : 200 000. Materiały podst. 1: 50 000, ark.: Cieszyn, Bielsko-Biała, Gliwice, Kraków, Częstochowa*. Materiały archiw. Państw. Inst. Geol. Warszawa. UŚ. Sosnowiec.

Jura D., Trzepierczyński J., 1994a: *Problematyka tektoniczno-złożowa w Kopalniach Węgla Kamiennego i strukturalna Zagłębia Górnośląskiego*. W: *Materiały V. Konferencji „Problemy geologii i ekologii górnictwa podziemnego.* GIG. KNG PAN. SiTG. Prace GIG. ser. dod. Katowice, s. 20–31.

Jura D., Trzepierczyński J., 1994b. *Strefowość struktur tektonicznych molasy karbonu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym*. In: *Proc. 2 nd Czech-Polish Conf. Sedimentology of Carboniferous USCB*. Eds. P. Martinec, P. Konečný. Geonica Akad. Ved. Ostrava, s. 125–130.

Jura D., Trzepierczyński J., 1995: *Tectonics and Distribution of Coalification in the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Abstracts. Intern. Congr. European Coal Geology*. Praha, s. 27.

Jura D., Trzepierczyński J., 1996: *Relationship between Tectonic Structure and the Coal Quality Field in the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Tectonophysics of Mining Area*. Ed. A. Idziak. Pr. Nauk. UŚ. Katowice nr 1602, s. 21–28.

Jura D., Trzepierczyński J., 1997a: *Morphotectonic development of the sub-Permian surface along the Upper Silesian Coal Basin*. In: *Proceedings XIII Int. Congr. Carboniferous-Permian*. Part 2. Pr. Państw. Inst. Geol., **157**, s. 177–182.

Jura D., Trzepierczyński J., 1997b: *Uwęglenie i późnowaryscyjskie struktury w północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Tech. Posz. Geol., 1–2, s. 51–63.

Jura D., Wiśniewski J., 1996: *Kora wietrzeniowa utworów karbonu węglonośnego na przykładzie obszaru górniczego Chwałowice. Materiały VI. Konferencji „Geologia i ekologia górnictwa podziemnego"*. GIG. KNG PAN. SiTG. Pr. GIG. Katowice, s. 45–55.

Jureczka J., Aust J., Buła Z., Dopita M., Zdanowski A., 1995: *Geological Map of the Upper Silesian Coal Basin, Carboniferous Subcrop 1 : 200 000*. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Jureczka J., Kotas A., 1995: *Upper Silesian Coal Basin*. In: *The Carboniferous system in Poland*. Eds: A. Zdanowski, H. Żakowa. Pr. Państw. Inst. Geol., **148**, s. 164–173.

Jurkiewicz H., 1975: *Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części Niecki Miechowskiej*. Biul. Inst. Geol., **283**, s. 5–100.

Jurkiewiczowa I., 1967: *Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liasem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*. Biul. Inst. Geol., **200**, s. 5–132.

Jurková A., 1965. *Paleomorfologie miocennich předlubni ve vychodni časti paskovskeho hrbetu (Ostravsko-Karvinski Revir)*. Vest. Ústr. Úst. Geol., **40**, s. 419–423.

Jurková A., 1971. *Oscilace paleozoika v miocenni celni hlubine na Ostravsku a jejich vztah k fazim alpinskeho vrasneni.* Geol., Prace, Spravy, **57**. Bratislava, s. 379–384.

Jurková A., 1976: *Stavba karpatske predhlubne a flysovych prikrovu na sv. Morave.* Cas. Min. Geol., **21**, 4, s. 349–360.

Jurková A., 1983: *Stratigrafie, litologie a faciální vývoj karpatu.* In:. *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahokratiny.* Red. E. Menčik. Ústr. Úst. Geol., Praha, s. 174–181.

Jützner J., 1942. *Hoheschichtenkarte der Karbonoberfläche des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens 1:150 000.* Reichs Mat. f. Bodenf., Berlin.

Kapuściński T., Probierz K., Strzałkowska E., Kubik A., Drobiazgiewicz W., 1990: *O występowaniu intruzji magmowej w warstwach siodłowych na kopalni Sośnica (Górnośląskie Zagłębie Węglowe) i jej wpływ na węgiel w pokładzie 501/3.* Zesz. Nauk. PŚl., Górn., **187**, s. 97–115.

Karnkowski P., 1974. *Wschodnia część zapadliska przedkarpackiego.* In: *Budowa geologiczna Polski.* T. 4: *Tektonika.* Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa, s. 402–416.

Karnkowski P., 1980: *Wgłębne przekroje przez Niż Polski.* Wyd. Geol. Warszawa.

Karnkowski P. H., 1997: *Palaeogeography and paleotectonics of the Rotligend in the Polish Permian Basin.* In: *Proc. XIII Int. Congr. Carboniferous-Permian.* Pr. Państw. Inst. Geol. Part. 2, **157**, s. 97–106.

Karwasiecka M., 1996a: *Atlas geologiczny. Mapy geotermiczne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.* Wyd. Kartogr. Pol. Ag. Ekol. Warszawa.

Karwasiecka M., 1996b: *Analiza warunków temperaturowych w utworach karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.* W: *Seminar k 75. vyrici narozeni Prof. RNDr. Bohuslava Ruzicky*, CSc. Sbornik referatu. Ostrava, s. 28–29.

Karwowski Ł., 1988: *Ewolucja fluidów minerałotwórczych waryscyjskiej formacji miedziowo–porfirowej krakowidów na przykładzie rejonu Myszkowa–Mrzygłodu.* Pr. Nauk. UŚ. Katowice, s. 1–89.

Kaziuk H., Lewandowski J., 1979: *Mapa geologiczna Polski, ark. Kraków.* A: *Mapa utworów powierzchniowych 1 : 200 000.* Wyd. Geol. Warszawa.

Kaziuk H., 1980: *Mapa geologiczna Polski, ark. Kraków.* B: *Mapa bez utworów czwartorzędowych 1 : 200 000.* Wyd. Geol. Warszawa.

Kempa S., Makowski A., Probierz K., 1983: *Zuskokowanie Rybnickiego Okręgu Węglowego.* Prz. Górn., 11–12, s. 443–449.

Kennedy W. Q., 1962: *Some theoretical factors in geomorphological analysis.* Geol. Mag., **99**, s. 304–312.

Kiersnowski H., 1991. *Litostratygrafia permu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Nowa propozycja.* Prz. Geol., **4**, s. 198–203.

Kiersnowski H. 1998: *Architektura depozycyjna basenu czerwonego spągowca w Polsce.* W: *Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego.* Pr. Państw. Inst. Geol., **165**, s. 113–128.

Kiersnowski H., Maliszewska A., 1985: *Grubookruchowe osady czerwonego spągowca w rejonie Siewiersko-Olkuskim w świetle nowych badań.* Prz. Geol., **4**, s. 181–192.

King L. C., 1967: *Morfologia Zemli*. Izd. Progress, Moskwa.
King L. C., 1976: *Powierchnosti wyrawniwania na afrikanskom kontinentie*. In: *Powierchnosti wyrawniwania i kory wywietriwania*. Akad. Nauk SSSR. Geomorfologiczeskaja Komisja. Red. D. A. Timofiejef, B. P. Cziczagob. Izd. Nauka. Moskwa, s. 109–117.
Kleczkowski A., Dendewicz A., Dyjor S., Kowalski J., Miłkowski M., 1972: *Pliocene-Quaternary Rybnik–Koźle Through and its Hydrogeological Properties*. Bull. Acad Pol. Sci. Ser. Sci. Terre, **20**, 1, s. 71–83.
Klika Z., Kraussová J., 1993: *Properties of altered coals associated with Carboniferous redbeds in Upper Silesia Coal Basin and their tentative classification*. Intern. Journ. Coal Geol., **22**, s. 217–235.
Klimaszewski M., 1958: *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym*. Prz. Geogr., **30**, 1, s. 3–43.
Klimaszewski M., 1978: *Geomorfologia*. PWN. Warszawa, s. 1–1098.
Klimaszewski M., 1988: *Rzeźba Tatr Polskich*. PWN. Warszawa, s. 1–688.
Klimek K., 1966: *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego*. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 53, s. 1–133.
Klimek K., 1968. *Rozwój dolin w północnej części Wyżyny Krakowskiej*. Inst. Geogr. PAN. Kraków.
Klimek K., 1972: *Kotlina Raciborsko-Oświęcimska*. W: *Geomorfologia Polski* 1. PWN. Warszawa, s. 116–137.
Kober L., 1928: *Der Bau der Erde. Borntraeger*. Berlin, s. 1–324.
Konior K., 1960: *Kontakt płaszczowiny podśląskiej z miocenem i miocenu z karbońskim podłożem*. Acta Geol. Pol., **10**, 2, s. 149–159.
Konior K., 1964: *Przybliżone wielkości deformacji podłoża w obszarze Cieszyn–Kęty podczas miocenu*. Sprawozdanie z posiedzenia Komisji Naukowej PAN. Kraków 1, s. 248–250.
Konior K., 1974: *Budowa geologiczna „wypiętrzenia rzeszotarskiego" w świetle najnowszych danych wiertniczych i geofizycznych*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **44**, 2–3, s. 321–375.
Konior K., 1978: *Ogólna analiza wypiętrzenia rzeszotarskiego i obszarów sąsiadujących*. Pr. Geol. PAN, **112**, s. 1–60.
Konior K., 1981: *Rola miocenu w budowie i tektogenezie brzeżnej strefy Karpat obszaru Cieszyn–Wadowice*. Prz. Geol., **1**, s. 5–12.
Konior K., Krach W., 1965: *Zlepieńce dębowieckie i fauna mioceńska z wiercenia B4 koło Bielska*. Acta Geol. Pol., **15**, 1, s. 39–80.
Konior K., Tokarski A., 1959: *Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna*. Biul. Inst. Geol., **140**, s. 1–64.
Kosakowski P., Botor D., Kotarba M., 1995: *Próba oceny wielkości erozji i warunków paleotermicznych utworów węglonośnych górnego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. W: *Opracowanie modeli oraz bilansu generowania i akumulacji gazów w serii węglonośnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Red. R. Ney i A. Kotarba. Wyd. Centrum PPGSMiE PAN Kraków, s. 41–51.
Kotański Z., 1987: *Geologiczna kartografia wgłębna*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 1–332.

Kotański Z., Radwański S., 1977: *Geologia wgłębna Opolszczyzny*. Biul. Inst. Geol., **303**, s. 91–172.

Kotański Z., (red.), 1997: *Atlas geologiczny Polski. Mapy geologiczne ścięcia poziomego w skali 1:750 000*. Państw. Inst. Geol. Wyd. Kart. Pol. Ag. Ekol. S.A. Warszawa, 6 map, s. 1–43.

Kotarba M., Krach J., Mokrzycka J., 1978: *Analiza zmian prędkości subsydencji w wybranych rejonach GZW*. Zesz. Nauk. AGH. Geol., **4**, 2, s. 5–17.

Kotarba M. J., 1999: *Warunki generowania i akumulacji węglowodorów oraz charakterystyka geochemiczna substancji organicznej w utworach miocenu autochtonicznego zapadliska przedkarpackiego*. W: *Analiza basenu trzeciorzędowego Przedkarpacia*. Red. T. M. Peryt. Pr. Państw. Inst. Geol., **168**, s. 277–296.

Kotas A., 1972: *Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych*. W: *Problemy geodynamiki tąpań*. 1. Kom. Górn. PAN. Katowice, s. 5–55.

Kotas A., 1982. *Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przewodnik 54. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Sosnowiec, s. 45–72.

Kotas A., 1985: *Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). X Congres Int. Strat. Geol. Carbon.* Madrit. Compt. Rend., **3**, s. 459–469.

Kotas A., 1990: *Upper Silesian Coal Basin*. In: *Geology of Poland, Mineral Deposits*. VI. Geol. Inst. Wyd. Geol., s. 77–92.

Kotas A., 1994: *Geological background*. In: *Coal-bed methane potential of the Upper Silesian Coal Basin, Poland*. Ed. A. Kotas. Pr. Państw. Inst. Geol., **142**, s. 6–15.

Kotas A., 1995: *Upper Silesian Coal Basin – lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development*. In: *Carboniferous of Poland*. Eds. H. Żakowa, A. Zdanowski. Pr. Państw. Inst. Geol., **148**, s. 124–134.

Kotas A., Buła Z., Gądek S., Kwarciński J., Malicki R., 1983: *Geological Atlas of the Upper Silesian Coal Basin*. Part 2: *Maps of Coal Quality*. Inst. Geol. Warszawa.

Kotlarczyk J., 1985: *Evolution of the Carpathian Tectogene in the Miocene*. In: *Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemyśl–Ustrzyki Dolne–Komańcza–Dukla. Guide to excursion 4. Carpatho-Balkan Geol. Ass. XIII Congress Cracow Poland*. Geol. Inst, s. 21–32.

Kotlarczyk J., 1988: *Problemy sedymentacji, stratygrafii i tektoniki Karpat Przemyskich oraz ich najbliższego przedpola. Przewodnik 59. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Przemyśl*. Inst. Geol. Wyd. AGH. Kraków, s. 23–62.

Kotlicka G. N., Kotlicki S., 1979: *Mapa geologiczna Polski*. A: *Mapa utworów powierzchniowych. Ark. Gliwice 1 : 200 000*. Wyd. Geol. Warszawa.

Kotlicki S., 1974: *Stratigraphic position of the Triassic sediments in the Upper Silesian region*. Bull Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Terre, **22**, 3, s. 161–166.

Kotlicki S., 1979: *Mapa geologiczna Polski*. B: *Mapa bez utworów czwartorzędu. Ark. Gliwice, skala 1 : 200 000*. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.

Kotlicki S., Kotlicka G. N., 1980. *Objaśnienia do „Mapy geologicznej Polski ark. Gliwice, skala 1 : 200 000"*. Inst. Geol., 117. Wyd. Geol. Warszawa, s. 1–83.

Kowalski W. M., 1977: *Petrografia pstrych utworów górnośląskiej serii piaskowcowej (namur górny) Rybnickiego Okręgu Węglowego*. Zesz. Nauk. AGH. Kwart. Geol., **3**, 1, s. 5–56.

Kowalski W. M., 1982: *Przedmioceńskie strefy wietrzenia (pstre utwory) w stropie warstw załęskich Rybnickiego Okręgu Węglowego*. Kwart. Geol., **26**, 1, s. 59–69.

Kowalski W. M., 1983: *Procesy wietrzeniowe i epigenetyczne w obrębie pstrych utworów Rybnickiego Okręgu Węglowego*. Prz. Geol., **11**, s. 591–595.

Kowalski W. M., 1986: *Przejawy paleogeńskiego wietrzenia santońskich wapieni marglistych w Zabierzowie koło Krakowa*. Achiw. Min., **41**, 2, s. 89–100.

Kovač M., Barath I., Holicky I., Marko F., Tunyi I., 1989: *Basin opening in the Lower Miocene Strike–slip zone in the SW part of the Western Carpathians*. Geol., Zb. Geol., Carp. **40**, 1, s. 37–62.

Kovač M., Cicha I., Krystek I., Ślączka A., Stránik Z., Oszczypko N., Vass D., 1989: *Palinspastic maps of the Western Carpathian Neogene, Scale 1 : 1 000 000*. Geol. Surv. Prague.

Kovač M., Zlinska, 1998: *Chenges of paleoenvironment as a result of interaction of tectonic events and sea level oscillation in the East Slovakian Basin*. Prz. Geol., **45**, 5, s. 403–407.

Krach W., 1973. *Miocen z otworów wiertniczych okolic Skoczowa*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **43**, 4, s. 519–533.

Králik J., 1982: *Mineralogie pstrých vrstev v ostravsko-karvinské černouhelné pánvi*. Caš. Silez. Mus. Sér. A, 31, Opava, s. 149–171.

Krassowska A., 1997: *Kreda górna (alb górny – manstrycht)*. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 386–402.

Krokowski J., 1980: *Tektonika piętra waryscyjskiego rejonu dębnickiego w świetle badań drobnostrukturalnych*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **50**, s. 209–246.

Krokowski J., 1984. *Mezoskopowe studia strukturalne w osadach permsko-mezozoicznych południowo-wschodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **54**, 1–2.

Krs M., Krsová M., Martinec P., Pruner P., 1993: *Paleomagnetism of the Carboniferous and Variegated Layers of the Moravian-Silesian Region*. Geol. Carpatica, **44**, s. 301–314.

Krysowska-Iwaszkiewicz M., 1974: *Studium mineralogiczno-petrograficzne kenozoicznych osadów lądowych Wyżyny Krakowskiej*. Pr. Min. PAN. Kraków, **35**, s. 1–65.

Krzywiec P., 1997: *Large–Scale tectono–sedimetary Middle Miocene history of the central and eastearn Polish Carpathian Foredeep Basin – result of seismic data interpretation*. Prz. Geol., **45**, 10, s. 1039–1053.

Książkiewicz M., 1936: *Zarys geologii Śląska*. Inst. Śląski. Katowice, s. 1–61.

Książkiewicz M., 1977: *Karpaty*. In: *Budowa geologiczna Polski*. T. 4: *Tektonika*. Cz. 3. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa, s. 7–115.

Książkiewicz M., 1979: *Geologia dynamiczna*. Wyd. 5. PWN. Warszawa.

Kuciński T., Mitura F., 1958: *Wpływ tektoniki na rzeźbę powierzchni karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Pr. Inst. Naft., Ser. A i B, nr 55. Bull. Inst. Geol., s. 1–57.

Kumpera O., 1997: *Contribution to the basin analysis of the Carboniferous remmant and foreland basin in the Bohemian Massif.* Pr. Państw. Inst. Geol., **157**, 2, s. 111–118.

Kumpera O., Grygar R., 1997: *Hlavni rysy geologickeho vývoje stávby české části hornoslezké pánve.* In: M. Dopita et al.: *Geologie české části hornoslezké pánve.* Min. Životniho prostředi ČR. Praha, s. 17–24.

Kumpera O., Foldyna J., 1997: *Tektonická stavba variského structurnicho patra.* In: M. Dopita et al.: *Geologie české části hornoslezké pánve.* Min. Životniho prostředi ČR. Praha, s. 114–125.

Kumpera O. & Martinec P., 1995: *The Development of the Carboniferous Accretionary Wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic Basin.* W: *Międz. Konf. Nauk. Sedymentologia i tektonika kulmu w zach. obrz. GZW.* UŚ. Sosnowiec, s. 19–46.

Kurek S., Paszkowski M., Preid M., 1994. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, Ark. Jaworzno (994).* Państw. Inst. Geol., s. 1–65.

Kurek S., Preidl M., Trzepierczyński J., 1990: *Mapa geologiczno-strukturalna paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GZW 1:100 000.* Archiw. Państw. Inst. Geol. Sosnowiec.

Kurek S., Sobczyński P., Suwarzyński M., Wojnar E., 1977: *Charakterystyka złóż w rejonie chrzanowskim.* W: *Charakterystyka rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim.* Pr. Inst. Geol., s. 45–72.

Kutek J., 1994: *Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland.* Acta Geol. Pol., **44**, 3–4, s. 167–221.

Kutek J., 1997: *Pre-Miocene tectonic events in the foreland of the Polish Carpatians.* Prz. Geol., **45**, 10, s. 1085.

Kutek J., Głazek J., 1972: *The Holy Cross area. Central Poland, in the Alpine Cycle.* Acta Geol. Pol., **22**, s. 603–653.

Kuzak R., 1992. *Tektonika fałdów gliwickich.* Praca doktorska. UŚ. WNoZ. Sosnowiec, s. 1–118.

Kuzak R., 1994a: *Tektogeneza dyslokacji orłowskiej i michałkowickiej.* In: *Proceedings 2nd. Czech – Polish Conf. Sedimentology of Carboniferous in the USCB*, Ostrava. Eds. P. Martinec, P. Konecný. Czech Acad. Sci., Ostrava. Suplement, s. 17.

Kuzak R., 1994b. *Wpływ pionowych ruchów w podłożu karbonu na późniejszy rozwój dyslokacji gliwickiej i michałkowickiej w NW części GZW.* W: *Materiały V. Konferencji „Problemy geologii i ekologii w górnictwie podziemnym".* GIG. KNG PAN. SiTG. Katowice, s. 93–204.

Kuzak R., 1996: *Pozycja strukturalna zachodniej, brzeżnej strefy fałdowej GZW na tle poprzecznych do niej struktur równoleżnikowych.* W: *Materiały Konferencji „Tektonika i rozwój budowy geologicznej północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz strefy fałdowej Kraków–Lubliniec".* UŚ. PTG. Sosnowiec, s. 73–89.

Kuzak R., Grzeszczak J., Rozmus M., Szostak R., 1996: *Analiza mezostrukturalna skrzydła wiszącego dyslokacji orłowskiej w rejonie OG Łabędy (NW część GZW).* W: *Materiały Konferencji „Tektonika i rozwój budowy geologicznej północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz strefy fałdowej Kraków–Lubliniec".* UŚ. PTG. Sosnowiec, s. 122–139.

Leder M., 1999: *Sedimentology and Sedimentary Basins. From turbulence to tectonic*. Blackwell Science, s. 1–592.
Lenk T., 1983. *Opracowanie strukturalno-facjalne i perspektywy gazonośności utworów miocenu autochtonicznego na obszarze przedgórza Karpat Zachodnich*. Prz. Geol., **12**.
Leontiew O. K., Nikiforow L. G., Safjanow G. A., 1982: *Geomorfologia brzegów moskich*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 1–332.
Leszczyński K., 1997: *The Upper Cretaceous carbonate-dominated sequences of the Polish Lowlands*. Kwart. Geol., **41**, 4, s. 521–531.
Leszczyński S., 1997: *Origin of the Sub–Menilite Globigerina Marl (Eocene Oligocene transition) in the Polish Outher Carpathians*. Ann. Soc. Geol. Polon., **67**, 4, s. 367–428.
Lewandowski J., 1993a: *Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jego ewolucja morfogenetyczna*. Folia Quaternaria, **64**, s. 101–121.
Lewandowski J., 1993b: *Plejstocen neotektonicznego rowu Kłodnicy (region górnośląski)*. Materiały Konferencji „Neotektonika". Kom. Bad. Czwartorzędu PAN. Kraków, s. 26.
Lewandowski J., 1995: *Neotectonic Structures in the Racibórz–Oświęcim Basin, Upper Silesia, Southern Poland*. Folia Quaternaria, **66**, s. 99–104.
Lewandowski J., 1996: *Główne czynniki neogeńskiej i czwartorzędowej ewolucji morfogenetycznej regionu śląsko-krakowskiego*. Acta Geogr. Lodz., **71**, s. 131–148.
Lewandowski J., Ciesielczuk J., 1997: *Przyczynek do poznania regolitów krasowych Wyżyny Śląskiej*. Pr. Nauk. UŚ. Katowice, Geol., **14**, s. 139–152.
Lewandowski J., Kaziuk H., 1982: *Ewolucja kopalnej sieci rzecznej regionu śląsko-krakowskiego*. Kwart. Geol., **26**, 1, s. 177–189.
Lewandowski J., Zieliński T., 1988: *Środkowoplejstoceńskie aluwia dolin regionu górnośląskiego*. W: *Problemy paleogeografii czwartorzędu – zlodowacenia środkowopolskiego*. Red. J. Jersak. Prace Nauk. UŚ nr 914. Katowice, s. 48–66.
Lewiński J., 1914: *Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy*. Prace Tow. Nauk. Warszawskiego, **7**, s. 1–85.
Lipiarski I., 1970: *Carboniferous – Permian Boundary in the Eastern part of the Cracow – Silesian Coal Basin*. Bull. Acad. Pol. Sci. sér. Sci. Geol., **18**, 3, s. 173–178.
Lipiarski I., 1971a: *Dolnopermska flora martwicy karniowickiej koło Krakowa*. Pr. Inst. Geol., **58**, s. 5–112.
Lipiarski I., 1971b: *On Fossil Remains of Arthropods and Plants, and Orogenic Matter from Cavities in the Triassic Rocks of the Cracow Area*. Bull. Acad Pol. Sci., **19**, 2, s. 79–83.
Lipiarski I., 1997: *Wpływ procesów wietrzeniowych na węglonośne utwory westfalu we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. W: *Materiały 20. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski"*. Wyd. AGH. Kraków, s. 47–52.
Lipiarski I., Prasnowski M., Szreder M., 1998: *Objawy fosylnego wietrzenia węglonośnych utworów dolnego i środkowego namuru w niecce chwałowickiej koło Rybnika w zachodniej części GZW*. W: *Materiały 21. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski"*. Wyd. AGH. Kraków, s. 37–42.

Lipiarski I., Wąsik L., 1998: *Zwietrzałe utwory górnego karbonu w okolicy Libiąża we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. W: *Materiały 21. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski"*. Wyd. AGH. Kraków, s. 43–45.

Liszkowski J., 1982: *Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski*. Rozprawy UW, s. 1–179.

Liszkowski J., 1985: *Słownik tektoniczny*. Cz. 16: *Neotektonika i tektonika współczesna*. Prz. Geol., **3**, s. 161–163.

Liszkowski J., 1989: *Orogeniczno-descensyjny model genetyczny mioceńskich formacji salinarnych regionu karpackiego wschodnich obszarów Centralnej Paratetydy*. Pr. Nauk. UŚ nr 1019, Katowice, s. 1–102.

Liszkowski J., 1993: *The effects of Pleistocene ice sheet loading-deloading cycles on the bedrock structure of Poland*. Folia Quaternaria, **64**, s. 7–23.

Liszkowski J., 1996a: *O „piaskach formierskich" obszaru częstochowskiego raz jeszcze*. W: *XVI Terenowa Szkoła Geologów UŚ, Morsko 1996*. Sosnowiec, s. 63–65.

Liszkowski J., 1996b: *Poligeneza rzeźby obszarów wyżynnych Polski w świetle analizy reliktowych pokryw wietrzeniowych*. Acta Geogr. Lodz., **71**, s. 165–179.

Liszkowski J., Barlik M., Śledziński J., 1998: *Geotectonics and geodynamics of the Teisseyre–Tornquist Tectonic Zone*. Rep. On Geodesy, **4**, s. 1–113.

Liszkowski J., Stochlak J. (red.), 1987: *Szczelinowatość masywów skalnych*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 1–312.

Łapot W., 1992. *Zróżnicowanie petrograficzne tonsztajnów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Pr. Nauk. UŚ nr 1326, Katowice, s. 1–110.

Malarz R., 1986. *Wpływ litologicznego składu podłoża na nachylenie stoków w beskidzkiej części dorzecza Soły*. Folia Geogr. Ser. Geogr. Phys., **18**, s. 51–58.

Malik K., Trzepierczyński J., 1995: *Zarys sedymentacji i tektoniki utworów formacji hradeckiej, morawickiej i hornobeneszowskiej na podstawie wybranych odsłonięć między Głubczycami a Krnowem*. W: *Międzynarodowa Konf. Nauk. Sedymentologia i tektonika kułmu w zachodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. UŚ. Sosnowiec, s. 55–70.

Marek S., 1997: *Kreda dolna (berias – alb górny). Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika*. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 362–366.

Matl K., Śmigielska T., 1977: *Paleogene marine sediments between Głogów and Sieroszowice (Lower Silesia Poland)*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **47**, 1, s. 11–24.

Martinec P., Dopita M., 1997: *Paleorelief epivariské platformy a její zvětralinový plášť*. In: Dopita M. et al.: *Geologie české části hornoslezké pánve*. Min. Životniho prostředi ČR. Praha, s. 181–187.

Matte P., Machulski H., Rajlich P., Franke W., 1990: *Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing*. Tectonophysics, **177**, s. 151–170.

Matyja A. B., Wierzbowski A., 1997: *The quest for a unified Oxfordian/Kimmeridgian boundary: implications of the ammonite succesion at the turn of the*

Bimammatum and Planula Zones in the Wieluń Upland, Central Poland. Acta Geol. Pol., **47**, 1–2, s. 77–105.

Matyszkowicz J., 1989: *Wykształcenie i geneza epigenetycznych utworów krzemionkowych okolic Krakowa*. Przew. 60. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. AGH. Kraków, s. 181–185.

Menčik E. (red.), 1983. *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahokratiny*. Ústr. Úst. Geol., Praha, s. 1–304.

Miall A. D., 1996: *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petrolum geology*. Springer Verlag. Heidelberg, s. 1–582.

Miall A. D., 1997: *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag. Berlin–Heidelberg, s. 1–433.

Michael R., 1913. *Die Geologie des Oberschlesischen Steinkohlenbezierkes*. Abhandl. Preuss. Geol., Landesanstalt. (N.F), 71, Berlin, s. 1–415.

Michalik M., Paszkowski M., Szulc J., 1998: *Węglanowe utwory pedogeniczne miocenu okolic Krakowa*. W: Przew. Pol. Tow. Geol. Wyd. AGH. Kraków, s. 190–195.

Mierzejewski M. P., 1985: *Denudacja Prakarkonoszy w permokarbonie i mezozoiku*. Geol. Sudetica, **20**, 1, s. 197–226.

Morawska A., 1985: *Rozwój sedymentacji permu i pstrego piaskowca w rejonie grzbietu Lublińca*. Prz. Geol., **8**, s. 444–448.

Morawska A., 1993. *Permian–Lower Triassic early sedimentation in the Silesian – Małopolska Area*. Biul. Acad. Pol. Sci., **41**, 4, s. 192–200.

Morawska A., 1997: *The Lubliniec Fracture zone: boundary of the Upper Silesian and Małopolska Massifs, Southern Poland*. Ann. Soc. Geol. Pol., **67**, s. 429–437.

Moryc W., 1971: *Trias Przedgórza Karpat Środkowych*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **41**, 3, s. 419–483.

Moryc W., 1985. *Structural evolution of pre–Miocene basement of the Carpatian Foreland Eastern of Cracow*. In: *Geotraverse Kraków–Dukla. Guide to excursion 4. Carp.–Balk. Geol., Ass*. Kraków, s. 21–32.

Moryc W., 1989. *Tektonika Karpat i Przedgórza w świetle badań geofizycznych i geologicznych (zagadnienia wybrane). Materiały sesji Komisji Tektonicznej PAN*. PGNiG–ZG. Kraków, s. 170–195.

Moryc W., 1995: *Lądowe utwory paleogenu na obszarze przedgórza Karpat*. Nafta–Gaz, **51**, 5, s. 181–195.

Moryc W., 1997: *The Lower Cretaceous in the pre-Miocene substratum of the southern part of the Carpathian Foredeep in Poland*. Ann. Soc. Geol. Polon., **67**, 2–3, s. 287–296.

Moryc W., Senkowiczowa H., 1968: *O wieku pstrych utworów z Liplasu*. Kwart. Geol., **12**, 3, s. 537–546.

Narkiewicz M., 1991: *Analiza basenów sedymentacyjnych jako strategia badawcza*. Kwart. Geol., **35**, 2, s. 189–206.

Narkiewicz M., 1997: *Sedimentary basin analysis of the Polish Lowlands – an introduction*. Kwart. Geol., **41**, 4, s. 405–417.

Nemčok J., Poprawa D., (eds), 1989. *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland. Skale 1 : 500 000*. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Ney R., 1968. *Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i w rozmieszczeniu złóż ropy i gazu*. Pr. Geol. PAN, **45**, s. 1–82.
Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K., 1974: *Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno–facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego*. Pr. Geol. PAN, **82**, s. 1–65.
Niemczycka T., 1997: *Jura górna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika*. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 327–330.
Nowak J., Zerndt J., 1935: *Tektonika wschodniego krańca Polskiego Zagłębia Węglowego*. Sprawozdania PAU. T. 40. Kraków, s. 56–73.
Nieć M., 1990: *Geologia kopalniana*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 1–504.
Oberc J., 1977. *The Rehno-Hercynian-Moravian-Cracovian Zone. The Upper Silesian Coal Basin*. In: *Geology of Poland, Tectonics*. 4. s. 305–307, s. 330–340.
Oberc J., 1988: *Historia ruchów paleozoicznych w południowo-zachodniej Polsce*. Kwart. Geol., **31**, 4, s. 523–530.
Oberc J., 1993: *The role of longitudinal dislocation zones and strike–slip transversal deep fracture of Silesia–Lubusza (Hamburg–Kraków) in formation of main zone of meridional folds on Silesia and Moravia areas*. Kwart. Geol., **37**, 1, s. 1–18.
Oberc J., 1994: *Uskoki (łuski, nasunięcia) podłużno-poprzeczne – specyfika strukturalno-ewolucyjna waryscydów Śląska i Moraw*. Prz. Geol., **2**, s. 81–87.
Oberc J., Dyjor S., 1968: *Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach*. Prz. Geol., **11**, s. 493–498.
Ollier C., 1987: *Tektonika a formy krajobrazu*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 1–425.
Olszewska B., 1999: *Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpackiego w świetle nowych danych mikropaleontologicznych*. W: *Analiza basenu trzeciorzędowego Przedkarpacia*. Red. T. M. Peryt. Pr. Państw. Inst. Geol., **168**, s. 9–28.
Olszewska B., Garecka M., 1996: *Problemy biostratygrafii otwornicowej i nanoplanktonowej wczesnego miocenu Zapadliska Przedkarpackiego*. Prz. Geol., **10**, s. 1049–1053.
Ostaficzuk S., 1995: *Impact of Poland's Geological Structure on Neogeodynamics*. Tech. Posz. Geol., **3**, s. 79–107.
Oszat J., Stuchlik L., 1977: *Roślinność Podhala w neogenie*. Acta Paleobot., **18**, 1, s. 45–86.
Oszczypko N., 1981. *Wpływ neogeńskiej przebudowy przedgórza Karpat na warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne zapadliska przedkarpackiego*. Biul. Inst. Geol., **325**, s. 5–87.
Oszczypko N., 1982: *Explanatory notes to lithotectonic molasse profiles of the Carpathian Foredeep and in the Polish part of the Western Carpathians*. In: *Tectonic regime of Molase Epochs*. Eds. H. Lützner, G. Schwab. Veröff. Zentralinst. Phys. Erde 66, Potsdam, s. 95–115.
Oszczypko N., 1996: *The Miocene dynamics of the Carpathian Foredeep in Poland*. Prz. Geol., **44**, 10, s. 1007–1018.
Oszczypko N., 1997: *The Western Carpathian Foredeep – development of the Foreland Basin in Front of the Accretionary Wedge and its Burial History (Poland)*. Geol. Carp., **49**, 6, s. 415–431.

Oszczypko N., 1999: *Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego*. W: *Analiza basenu trzeciorzędowego przedkarpacia*. Red. T. M. Peryt. Pr. Państw. Inst. Geol., **168**, s. 209–230.

Oszczypko N., Ślączka A., 1989: *The evolution of the Miocene Basin in the Polish Outer Carpathians and their Foreland*. Geol. Zb. Geol. Carp., **40**, 1, s. 23–36.

Oszczypko N., Tomaś A., 1976: *Przedtortońska rzeźba Przedgórza Karpat między Krakowem a Dębicą oraz jej wpływ na sedymentację miocenu*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **46**, s. 525–548.

Oszczypko N., Tomaś A., 1985: *Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene*. Kwart. Geol., **29**, 1, s. 109–128.

Oszczypko N., Tomaś A., Zuchiewicz W., 1993: *Rola kompakcji w ocenie mobilności tektonicznej pogórzy karpackich*. Prz. Geol., **41**, 6, s. 411–416.

Oszczypko N., Zając R., Garlicka I., Menčik E., Dvořák J., Matejovska O., 1989: *Geological map of the substratum of te Tertiary of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. In: *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. Eds. J. Nemčok, D. Poprawa. Państw. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.

Pałys J., 1966: *O genezie solanek w górnym karbonie na Górnym Śląsku*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **36**, 2, s. 121–150.

Pałys J., 1971: *Pochodzenie słonych wód w karbonie ważniejszych zagłębi węglowych w Europie na tle ich geologicznego rozwoju*. Prace Inst. Geol., **62**, s. 1–65.

Pałys J., Zajączkowski W., 1964: *Uwagi o budowie geologicznej utworów triasu chrzanowskiego i niecki bytomskiej*. Biul. Inst. Geol., **184**, s. 227–252.

Parrish J. T., 1995: *Geologic evidence of Permian climate*. In: *The Permian of the Northern Pangea, 1 – Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Eds. P. A. Scholle, T. M. Peryt, D. S. Ulmer-Scholle, s. 53–61.

Paszkowski M., 1987: *Wadyczne osady węglanowe w utworach czerwonego spągowca Rowu Sławkowa*. Prz. Geol., **4**, s. 192–194.

Paszkowski M., Jachowicz M., Michalik M., Teller L., Uchman A. and Urbanek Z., 1995: *Composition, age and provenance of gravel-sized clast from the Upper Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin (Poland)*. In: *Carboniferous Upper Silesian Coal Basin*. Eds. R. Gradziński, S. J. Porębski. Studia Geol. Pol., **108**, s. 45–125.

Paszkowski M., Wieczorek J., 1982. *Fossil karst with Mesozoic bone breccia in Czatkowice (Cracow Upland, Poland)*. Pr. Nauk. UŚ. nr Kras i Speleologia, **4**, s. 32–42.

Patteisky K., Folprecht J., 1931: *Der Rumpf des Oberschlesischen Steinkohlengebirges*. Zeitschr. Oberschl. Berg-u. Hütten. Verein. 70, Kattowitz.

Pawłowska J., 1982. *Wpływ warunków sedymentacyjnych oraz procesów diagenetycznych na podstawie dolomitów kruszconośnych i złóż Zn-Pb na obszarze śląsko-krakowskim*. Biul. Inst. Geol., **342**, s. 5–38.

Pawłowska J., 1985: *Rozwój facjalny morskich utworów triasu na obszarze śląsko-krakowskim*. Biul. Inst. Geol., **349**, s. 41–92.

Penck W., 1924: *Die morphologishe Analyse*. J. Engelhorns Nachtf. Stuttgart, s. 1–283.

Perski Z., Jura D., 1999: *ERS SAR Interferometry for Land subsidence Detection in Coal Mining Areas*. Earth Observation Quarterly, **63**, Noordvijk, s. 25–29.

Perski Z., Żaba J., 1997: *Tektonika klastycznych utworów kambru i dewonu w Kluczach koło Olkusza (NE krawędź bloku górnośląskiego)*. Prz. Geol., **1**, s. 51–57.

Petranek J., 1956. *Mladotretihorni tektonika v ostravsko-karvinskem revire*. Sborn. Ústr. Úst. Geol., **22**, s. 557–592.

Petrascheck W., 1928: *Die Kohlenreviere von Ostrau-Karwin-Krakau*. In: *Kohlengeologie der Österreich Teilstaten*. 2. Bd.-Verlags, Kattowitzer. Z. Oberschles. Berg. Hütten. Ver., **67**, s. 272–581.

Pfiffner O. A., 1986: *Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps*. In: *Foreland Basin*. Eds. P. A. Allen & P. Homewood. Intern. Ass. Sediment., Sp. Public., **8**, s. 219–228.

Pharaoh T. C., 1999: *Paleozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review*. Tectonophisics, **314**, s. 17–41.

Picha F., 1978: *Fosilni podmorske kanony tethydnich okraju Ceskeho masiwu a jejich ropna perspektiva*. Geol. Pruk., **3**, s. 69–72.

Picha F., Hanzlikova E., Cahelova J., 1978. *Fossil submarine Canyons of the Tethyan margines of the Bohenian Massif in southern Moravia*. Vest. Ústr. Úst., **53**, 3. Geol. Praha, s. 257–272.

Piekarska E., 1986: *Karniowice Trawertine*. In: *IAS 7th European Regional Meeting. Excursion Guidebook, Kraków – Poland*. Ed. A. K. Teisseyre. Ossolineum s. 180–182.

Pieńkowski G., 1997: *Sedymentacja i stratygrafia sekwencji na podstawie wybranych profilów. Jura dolna*. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 217–235.

Piotrovsky M. V., 1984: *Morphotectonics: definition, terms and current problems*. In: *Problems of morphotectonics*. IGU Symp. Morphotectonics. Work. Group, Bulgaria, s. 21–31.

Piwocki M., 1998: *An outline of the palaeogeographic and paleoclimatic developments*. In: *Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands*. Ed. H. Ważyńska. Pr. Państw. Inst. Geol., **160**, s. 8–12.

Piwowarski W., Żeglicki J., 1977. *Charakterystyka złóż w rejonie bytomskim*. W: *Charakterystyka rud cynku i ołowiu na obszarze śląsko-krakowskim*. Inst. Geol. Prace, s. 19–44.

Planderova E., Ziembińska-Tworzydło M., Grabowska J., Kohlman-Adamska A., Sadowska A., Słodkowska B., Stuchlik L., Ważyńska H., 1993: *Wahania klimatyczne w neogenie Europy Środkowej na podstawie zmiennego udziału w palinoflorze składników paleotropikalnych i arktyczno-trzeciorzędowych*. Prz. Geol., **12**, s. 829–834.

Pokorski J., 1997: *Perm dolny (czerwony spągowiec). Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika*. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Pr. Państ. Inst. Geol., **153**, s. 45–62.

Połtowicz S., 1978. *Grawitacyjne ześlizgi fliszu brzeżnej strefy Karpat w świetle nowej tektoniki globu ziemskiego*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **48**, 3–4, s. 407–438.

Połtowicz S. 1995: *Mioceńskie osady w podłożu polskich Zachodnich Karpat.* Geol., **21**, 2, s. 117–168.

Połtowicz S., 1998: *Środkowobadeńska erozja podmorska na przedgórzu Karpat – implikacje poszukiwawcze.* Nafta Gaz, **5**, s. 202–215.

Połtowicz S., Beret B., 1990. *Próba wyznaczenia litotypu walów piaszczystych w utworach mioceńskich przedgórza Karpat na podstawie danych sejsmicznych.* Nafta IGNiG, Kraków, s. 18–21.

Pozzi M., Probierz K., 1994: *Zmienność stopnia zuskokowania złoża z głębokością w obszarze kopalni „Jastrzębie" (GZW). Materiały 17. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski".* Wyd. AGH. Kraków. Red. I. Lipiarski, s. 101–104.

Porębski S. J., Oszczypko N., 1999: *Litofacje i geneza piasków bogucickich (górny baden), zapadlisko przedkarpackie.* W: *Analiza basenu trzeciorzędowego Przedkarpacia.* Red. T. M. Peryt. Pr. Państw. Inst. Geol., **168**, s. 57–81.

Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992: *Mapa tektoniczna Polski w okresie waryscyjskim.* Prz. Geol., **11**, s. 643–651.

Pożaryski W., Karnkowski P., 1992: *Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej 1 : 1 000 000.* Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Price G. D., 1999: *The evidence and aplications of polar ice during the Mesozoic.* Earth–Sc. Rev., **48**, s. 183–210.

Probierz K., 1977: *Tektonika południowego skrzydła siodła głównego między uskokami: Zuzanna, Książęcy i Przemsza.* Prz. Geol., **6**, s. 301–307.

Prokop I. (red.), Dopita M., Jurkova A., Kadlec I., Ormandy I., Prokop I., Straköš Z., 1970: *Odkryta geologicka mapa karbonu Ceskoslovenské casti hornoszleske pánve 1 : 50 000.* Geol. Pruzk. N.P. Ostrava–Praha.

Rajchel J., Myszkowska J., 1998: *Exotic clasts of organodetritic algal limestones from lithosomes of the Babica Clay, Skole Unit (Outer Flysch Carpathians, Poland).* Ann. Soc. Geol. Polon., **68**, s. 225–235.

Rajlich P., 1990: *Strain and tectonic style related to Variscan transpression and transtension in the Moravo-Silesian Bohemian Massif*, Czechoslovakia. Tectonophysics, **174**, s. 351–367.

Rauch M., 1995: *Joints in the Miocene Rocks of the Carpathian Foreland (Poland). Proc. II. nt. Conf. Mechanic of Jointed and Faulted Rock, Vienna.* Rossmanit (Ed.). Balkema, Roterdam, s. 267–272.

Rauch M., Tokarski A. K., 1995a: *An approach to structural history of Miocene strata in the Carpathian foreland (Poland).* Bull. INQUA Neotectonic Comm., **18**, Stockholm, s. 17–20.

Rauch M., Tokarski A. K., 1995b: *Uściślenie wieku westfalskiego wydarzenia tektonicznego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Materiały 18. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski".* Wyd. AGH. Kraków, s. 53–56.

Rączkowski W., Wójcik A., Zuchiewicz W., 1985: *Neotectonic Sections across the Polish Carpathians.* Acta Geoph. Pol., **33**/3, s. 307–319.

Różkowski A., 1995: *Factors controling the groundwater conditions of the Carboniferous strata in the Upper Silesian Coal Basin, Poland.* Ann. Soc. Geol. Polon., **64**, 1–4, s. 53–66.

Różkowski A., Przewłocki K., 1987: *The origin of the groundwaters in the Upper Silesian Coal Basin (Poland).* In: *Hydrogeology of Coal Basins.* Int. Symp. Katowice Poland. Ed. Z. Wilk. Wyd. AGH. Kraków, s. 383–401.

Różkowski A., Rudnicka T., Bukowy S., 1979: *Thermal brines as a potential source of ore mineralization of the Silesia-Cracow area.* Pr. Inst. Geol., **95**, s. 59–85.

Rutkowski F., 1928: *O budowie paleozoicznego grzbietu dębnickiego.* Sprawozdania Państw. Inst. Geol., **4**, 3/4, s. 582–709.

Rutkowski J., 1972: *Osady stefanu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym.* Pr. Inst. Geol., **61**, s. 539–556.

Rutkowski J., 1986: *O trzeciorzędowej tektonice uskokowej okolic Krakowa.* Prz. Geol., **10**, s. 587–590.

Rutkowski J., 1989: *Budowa geologiczna regionu Krakowa.* Prz. Geol., **6**, s. 302–308

Rutkowski J., 1992: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski, ark. Kraków.* Wyd. Geol. Warszawa.

Rutkowski J., 1996: *O poligenicznym charakterze rzeźby okolic Krakowa.* Acta Geogr. Lodz., **71**, s. 207–217.

Rutkowski J., Zuchiewicz W., Bluszcz A., Helios-Rybicka E., 1998: *Lithology of glacial sediments of Sanian-2 (Elsterian-2) stage in Tenczynek Basin, Kraków region, South Poland.* Ann. Soc. Geol. Polon., **68**, 4, s. 247–265.

Ryłko W., Tomaś A., 1995: *Morphology of the consolidated basement of the Polish Carpathians in the light of the magnetotelluric data.* Geol. Quat., **39**, 1, s. 1–16.

Ryłko W., Tomaś A., 1998: *Tectonics of the consolidated basement of the Polish Carpathians.* Prz. Geol., **46**, 8/2, s. 758–762.

Ryszka J., 1985: *Tektonika synsedymentacyjna górnego namuru A w świetle charakterystyki litologicznej w północnej części GZW. Materiały Konferencji „Tektonika GZW".* UŚ. PTG. OG IG. Sosnowiec, s. 97–106.

Sadowska A., 1996: *Ocena dotychczasowego stanu badań palinologicznych trzeciorzędu w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego.* Prz. Geol., **10**, s. 1039–1042.

Sass-Gustkiewicz M., Dżułyński S., 1998: *The origin of strata-bound Zn-Pb ores in the Upper Silesia, Poland.* Ann. Soc. Geol. Polon., **68**, s. 267–278.

Schwarzbach M., 1974: *Das Klima der Vorzeit eine Einfürung in die Paläoklimatalogie.* Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart, s. 1–380.

Senkowiczowa H., 1973: *Trias. Wyżyna Śląsko-Krakowska.* W: *Budowa geologiczna Polski.* 1. Cz. 2: *Mezozoik.* Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa, s. 31–41.

Senkowiczowa H., 1991: *Ret w otworze Woszczyce IG 1 koło Żor.* Prz. Geol., 11–12.

Senkowiczowa H., 1997: *Trias dolny (pstry piaskowiec). Biostratygrafia.* W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce.* Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 84–111.

Siedlecka A., 1968: *Perm. Wyżyna Śląsko-Krakowska. W: Budowa geologiczna Polski.* T. 1. Wyd. Geol. Warszawa, s. 508–513.

Siedlecki S., 1952: *Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą (ze specjalnym uwzględnieniem stratygrafii wapienia muszlowego).* Biul. Państw. Inst. Geol., **60**, s. 1–231.

Siedlecki S., 1954: *Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (zagadnienia stratygrafii i tektoniki)*. Biul. Inst. Geol., **73**, s. 1–415.
Sikora W. J., 1976: *On lineaments found in the Carpathians*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **46**, 1–2, s. 3–37.
Sikora W. J. et al., 1980: *Przekrój geologiczny Kraków–Zakopane*. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
Siwek T., 1985: *Próba interpretacji powierzchni strukturalnej stropu karbonu w Polsce środkowej*. Prz. Geol., **33**, 7, s. 393–396.
Smoleńska A., 1975: *Osady plioceńskie z Sośnicowic koło Gliwic*. Zesz. Nauk. AGH. Geol., **1**, 3, s. 71–80.
Sokołowski J., 1982: *Złoża gazu w paleodolinach czerwonego spągowca i geosynoptyka utworów podsolnych permu w Polsce*. Biul. Geol. UW., **25**, Warszawa, s. 33–56.
Sokołowski J., Tomaszewski A., red, 1987: *Atlas geosynoptyki naftowej Polski*. PAN ZPGSM, Kraków.
Sroka W., 1997: *Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno-statystycznej*. Prace Geol. Min., **58**, s. 1–97.
Stahl A., 1932: *Das Relief das Oberschlesischen Steinkohlen-gebirges im Lichte der Paleogeographie*. Jb. Preuss. Geol., Landesamstadt, **53**, s. 95–111.
Stankowski W., 1996: *Wstęp do geologii kenozoiku ze szczególnym odniesieniem do terytorium Polski*. Wyd. Nauk. UAM. Poznań, s. 7–185.
Starkel L., 1969: *Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych*. Studia Geom. Carp.-Balc., **3**. Kraków, s. 61–71.
Stemulak J., 1958. *Wgłębna budowa geologiczna obszaru między rzekami Olzą i Białą*. Kwart. Geol., **2**, 4, s. 825–839.
Stupnicka E., 1997: *Geologia regionalna Polski*. Wyd. UW. Warszawa, s. 1–349.
Szaflarski J., 1955. *Zarys rozwoju ukształtowania Wyżyny Śląskiej*. In: *Górny Śląsk. Prace i materiały geograficzne*. Wyd. Lit. Kraków, s. 1–56.
Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988: *Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca na obszarze Polski*. Kwart. Geol., **32**, 1, s. 53–72.
Szyperko-Teller A., 1997: *Trias dolny (pstry piaskowiec). Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika*. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 121–132.
Ślączka A., 1977: *Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG 1*. Kwart. Geol., **22**, 2, s. 404–405.
Śliwiński S., 1965: *Geologia obszaru siewierskiego*. Pr. Geol. PAN. Kraków, **57**, s. 1–73.
Śliwiński S., 1978: *Dolomity kruszconośne*. Pr. Inst. Geol., **83**, s. 121–138.
Śliwiński S., 1982: *Profil permu (Siewierz–Podwarpie), Profile karbonu dolnego i dewonu (Nowa Wioska). Złoża dolomitów, rudy cynku i ołowiu (Siewierz)*. W: *Przew. 54. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Sosnowiec, s. 136–144.
Środoń J., 1995: *Reconstruction of maximum paleotemperatures at present erosional surface of the Upper Silesian Coal Basin, based on the composition of illite/smectite in shales*. In: *Carboniferous Upper Silesia Coal Basin*. Eds. R. Gradziński, S. J. Porębski. Stud. Geol. Pol., **108**, s. 9–20.

Świerszczewska A., 1995: *Composition and provenance of Carboniferous sandstones from Upper Silesian Coal Basin (Poland).* Eds. R. Gradziński, S. J. Porębski. Stud. Geol. Pol., **108**, s. 27–43.

Tarkowski R. 1989: *Stratygrafia utworów jury w Zalasie. Przewodnik 60. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kraków.* Wyd. AGH, s. 74–78.

Tarkowski R., 1991: *Stratygrafia, makroskamieniałości i paleogeografia utworów górnej kredy niecki opolskiej.* Zesz. Nauk. AGH nr 1404. Geol. nr **51**, s. 1–155.

Teper L., 1988: *Określenie charakteru deformacji górotworu karbońskiego na podstawie badań niektórych geomechanicznych cech skał w północno-wschodniej części GZW.* Praca doktorska. GIG. Katowice.

Teper L., 1990: *Porównanie wyników badań tektoniki fałdowej północno-wschodniej części GZW z rezultatami modelowania zjawisk zachodzących w strefie przesuwczej.* W: *Materiały III Konferencji „Postęp naukowo-techniczny w geologii i górnictwie węgla kamiennego.* Pr. GIG, ser. dod. Katowice, s. 240–254.

Teper L., 1998: *Wpływ nieciągłości podłoża karbonu na sejsmotektonikę północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.* Pr. Nauk. UŚ nr 1715. Katowice, s. 1–107.

Teper L., Idziak A., Sagan G., Zuberek W. M., 1992: *New approach to the studies of the relations between tectonics and mining tremors occurrence on example of the Upper Silesian Coal Basin (Poland).* Acta Montana, ser. **A 2** (88), s. 161–178.

Teper L., Pieczko J., 1993: *Tektonika północnego skrzydła synkliny Bytomia w obszarze górniczym KWK „Miechowice".* W: *Materiały 16. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski".* AGH. Kraków, s. 109–114.

Tokarski A. K., 1978: *Orogenesis and morphogenesis of Outer Carpathians and plate tectonics.* Studia Geomorph. Carpath.–Balcan., **12**, s. 29–43.

Tokarski A., K., Paszkowski M., 1993. *Wstęp do post-waryscyjskiej historii strukturalnej GZW. Materiały 16. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski".* AGH. Kraków, s. 114–117.

Tomek C., 1999: *Inversion of the Carpathian Foredeep in Moravia: Reflection seismic evidence.* Biul. Państw. Inst. Geol., **387**, s. 189–190.

Trzepierczyński J., 1987: *Tektonika paleozoiku w strefie granicznej podłoża monokliny przedsudeckiej i śląsko-krakowskiej.* Biul. Inst. Geol., **357**, s. 61–91.

Trzepierczyński J., 1990: *Boundary Zone Upper Silesian and Małopolska Terranes.* In: *Paleozoic orogen in Central Europe. Terranes in the Circum Atlantic Orogens.* Project 233 IGCP. Int. Conf. Göttingen.

Trzepierczyński J., 1993: *Problematyka kartograficzna północnej granicy Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji geotektonicznej. Materiały 17. Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski".* AGH. Kraków, s. 138–142.

Trzepierczyński J., 1996: *Tektonika antykliny Siewierza–Lublińca.* W: *Tektonika i rozwój budowy geologicznej północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz strefy fałdowej Kraków–Lubliniec. Materiały konferencyjne* UŚ. PTG. Sosnowiec, s. 96–101.

Trzepierczyński J., 1997a: *Strukturalne problemy antykliny Brudzowic*. Tech. Posz. Geol., **1–2**, s. 75–79.

Trzepierczyński J., 1997b: *Tectonics in the Upper Silesian Coal Basin and its attitude to the Rheno-Hercynian zone of the Variscan orogen*. In: *Proceedings XIII Int. Congr. Carboniferous – Permian*. Pr. Państw. Inst. Geol. Part 2, **157**, s. 193–198.

Trzepierczyński J., Jura D., 1997: *O strukturze węzła tektonicznego Rokitnicy w północno-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Tech. Posz. Geol., **1–2**, s. 85–100.

Unrug R., 1977: *Dolnokarboński flisz (kulm) w rejonie Głubczyc*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **47**, 1, s. 73–92

Unrug R., Dembowski Z., 1971: *Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego*. Rocz. Pol. Tow. Geol., **41**, 1, s. 119–168.

Vašiček Z., Novotná E., 1997: *Pokryvne útvary karbonu*. In: M. Dopita et al.: *Geologie české části hornoslezké pánve*. Min. Životniho prostředi ČR. Praha, s. 188–197.

Vozárová A., Vozár J., 1988: *Late Paleozoic in West Carpathians*. Geol., Ustav D. Štura. Bratislava, s. 1–314.

Vozárová A., Vozár J., 1993: *Pre-alpinske terény v západných Karpatach: rekonštrukcja kolizneho a postkolizneho štadia Variského orogénu*. In: *Geodynamický model a hlbinná stavbá západnych Karpát*. Eds. M. Rakús, J. Vozár. Geol., Ustav D. Štura. Bratislava, s. 129–143.

Walczak W., 1976: *Jak powstawała rzeźba Polski*. PWN. Warszawa, s. 1–419.

Wagner J., 1998: *Charakterystyka hydrogeologiczna karbonu produktywnego niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Biul. Państw. Inst. Geol., **383**, s. 55–96.

Wagner M., 1983: *Charakter petrologiczny węgla kamiennego z pstrych utworów górnego karbonu południowej części Rybnickiego Okręgu Węglowego*. Zesz. Nauk. AGH. Kwart. Geol., **9**, 4, s. 87–106.

Wagner R., 1997: *Perm górny (cechsztyn)*. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 63–82.

Walaszczyk I., 1992: *Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy*. Acta Geol. Pol., **42**, 1–2, s. 1–122.

Wdowiarz S., 1976: *O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce*. Prz. Geol., **6**, s. 350–357.

Widdowson M., 1997: *The geomorphological and geological importance of paleosurfaces*. In: *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Paleoenvironmental Interpretation*. Ed. M. Widdowson. Spec. Publ. geol. Soc. London, 120, s. 1–12.

Wilson L., 1968: *Morphogenetic classification*. In: *Encyclopedia of Geomorphology*. Ed. R.W. Faibridge. Rheinhold. New York, s. 717–729.

Wójcik A., Olszewska B., Garecka M., Szydło A., 1996: A.6. *Profil potoku Domaczka i jego znaczenie dla stratygrafii i tektogenezy Karpat. Przewodnik 67. Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Szczyrk, s. 86–92.

Wójcik A., Szydło A., Marciniec P., Nescieruk P., 1999: *Sfałdowany miocen rejonu andrychowskiego – nowa jednostka tektoniczna*. W: *Analiza base-*

nu trzeciorzędowego Przedkarpacia. Red. T. M. Peryt. Pr. Państw. Inst. Geol., **168**, s. 231–248.

Wyczółkowski J., 1982: *Transgresja morza triasowego na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Biul. Inst. Geol., **342**, s. 39–72.

Zajączkowski W., 1968: *The Lower carboniferous sequence the eastern part of the Upper Silesian Coal Basin*. Geol. Congr. Praque. Ses. 23, Guide Exc. Warszawa, 43, s. 27–40.

Zaręczny S., 1894: *Atlas geologiczny Galicji*. Z. 3. Kom. Fizjogr. Akad. Umiejętności. Kraków, s. 1–290.

Zeman A., 1980: *Předmiocenii reliéf a zvetřaliny v oblasti karpatské předhlubne a moravských Karpat při vychledaváni nafty a plynu*. Vest. Ústr. Úst. Geol., **55**, 6. Praha, s. 357–366.

Ziegler P. A., 1990: *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell. Int. Petr. Maatschappij B.V., s. 1–239, tab. 60.

Zieliński A., 1954. *Kontakt miocenu z karbonem w okolicy wsi Makoszowy (na południe od Zabrza)*. Biul. Inst. Geol., **71**, s. 109–118.

Znosko J., 1955: *Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem*. Pr. Inst. Geol., **14**, s. 1–146.

Znosko J., 1965: *Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego*. Biul. Inst. Geol., **188**, s. 73–98.

Znosko J., 1970: *Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy*. W: *Geologia i surowce mineralne Polski*. Biul. Inst. Geol., **274**, 4, s. 7–38.

Znosko J., 1974: *Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe*. Biul. Inst. Geol., **274**, 4, s. 7–38.

Znosko J., 1983: *Tektonika środkowo-południowej Polski pozakarpackiej*. Kwart. Geol., **27**, 3, s. 457–470.

Znosko J., 1996: *The tectonic outline of the Holy Cross Mountains*. Bull. Pol. Acad Sc. Earth Sc., **44**, 1, s. 51–65.

Znosko J., 1997: *Pozycja geotektoniczna obszaru na tle Europy Środkowej*. W: *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Pr. Państw. Inst. Geol., **153**, s. 10–18.

Znosko J., 1998: *Atlas tektoniczny Polski*. Państw. Inst. Geol. Wyd. Kart. Pol. Ag. Ekol. S.A.

Zuberek W. M., Teper L., Idziak A., Sagan G., 1997: *Seismicity and tectonics in the Upper Silesian Coal Basin, Poland*. In: *Proceedings XIIIth. Int. Congress Carboniferous–Permian*. Part 2. Kraków. Pr. Państw. Inst. Geol., **157**, s. 199–207.

Zuchiewicz W., 1983: *Zastosowanie analizy morfostrukturalnej w odniesieniu do Karpat polskich*. W: *Materiały pokonferencyjne III krajowego sympozjum: „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce"*. 4, Wyd. Ossolineum. Wrocław, s. 223–238.

Zuchiewicz W., 1984: *Neotectonic Movements in the Carpathians*. Tectonophysics, Amsterdam, **104**, s. 195–204.

Zuchiewicz W., 1987: *Evolution of the Eastern Beskid Niski Mts. and morphotectonics of the Polish Carpathians*. Zesz. Nauk. AGH. Geol. **13**, 3–4, s. 3–167.

Zuchiewicz W., 1995a: *Neotectonics of Poland: a State-of-the Art Review*. Folia Quaternaria, **66**, s. 7–37.

Zuchiewicz W., 1995b: *Selected Aspects of Neotectonics of the Polish Carpathians*. Folia Quaternaria, **66**, s. 145–204.

Zuchiewicz W., 1999: *Quaternary tectonics of the Outher West Carpathians, Poland*. Tectonophysics, **297**, 1–4, s. 121–132.

Żaba J., 1996: *Późnokarbońska aktywność przesuwcza strefy granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego*. Prz. Geol., **2**, s. 173–180.

Żaba J., 1977: *Główne etapy ewolucji strukturalnej utworów paleozoicznych w brzeżnej części bloku małopolskiego (NE obrzeżenie GZW)*. Tech. Posz. Geol., **1/2**, s. 31–42.

Żaba J., 1999: *Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego*. Pr. Państw. Inst. Geol., **166**, s. 1–162.

Żyła K., 1981: *Występowanie pstrych utworów w karbonie południowej części Rybnickiego Okręgu Węglowego. Materiały Konferencji „Problemy geologiczne kopalń ROW"*. SITG. RZPW, s. 187–193.

Żytko K., 1999: *Symetryczny układ późnoalpejskich rysów podłoża północnych Karpat oraz ich przedpola i zagórza; szew orogenu i kratonu*. W: *Analiza basenu trzeciorzędowego Przedkarpacia*. Red. T. M. Peryt. Pr. Państw. Inst. Geol., **168**, s. 165–194.

Dominik Jura

Morphotectonics and evolution of discordances of different age present in the top surface of the Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin

Summary

Introduction. Structural discordances of different age present in the top surface of the Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin (USCB) are investigated in morphotectonic research. This polychronic and polygenetic boundary of geological discordance consists of the following coeval discordances: sub-Permian, sub-Triassic, sub-Jurassic, sub-Cretaceous, sub-Miocene and sub-Quaternary. The repeated erosion of continental areas and remodelling during a transgression as well as covering of Carboniferous deposits fault and fold-flexure deformations are all reflected in differentiated configuration of discordances in the height range from about 400 m a.s.l. to 6000 m b.s.l. (Figs. 1 and 2). The relative heights of the discordances reach 1500 m.

The investigations of the geology of discordances, their morphology, covering by continental marginal sediments and deformation are carried out basing on borehole cores, mining excavations geological cross-sections and structural maps. In the research on morphostructures, discordances are helpful to investigate fossil weathering covers including climatic and hydrological factors and to analyse sequence of sediments overlaying erosion surfaces and accompanied subsidences. Reconstruction of structural relief development, its burying history, immersion and deformations are included in the morphotectonic research of discordance surfaces. The important base of this research is a detailed reconstruction of the monochronous discordances. In the investigations of morphotectonics, many methods are applied including subsurface mapping, palaeogeomorphology and structural geology. In the study of landform (structural geomorphology), weathering profiles, sedimentary investigations of the succession of preserved discordances, methods of lithostratigraphy and sedimentology of overlaying deposits including analysis of sedimentation basin are used. Analytic methods of palaeogeography, historical geology, palaeoclimatology and weathering zone research are particularly important in the interpretation of discordances morphology and tectonics.

Top surface of Carboniferous sediments. Upper Carboniferous coal-bearing strata and underlaying Dinantian and Culm sediments are covered in a mosaic pattern by Rotliegent sediments of the Sławków Graben, and Triassic, Jurassic and Cretaceous sediments of the Silesian-Cracovian Monocline. At this Variscan and Middle-Alpine basement, Miocene molasse of the Carpathian Foredeep developed. River valleys and basins are infilled by Quater-

nary sediments. The southern part of the USCB is plunged due to the overthrust of the Carpathian napes in the internal foredeep, under Moravian, Silesian, Mały, Średni and Makowski Beskid Mountains and even under Wysoki Beskid at the depth of about 5–6 km (Fig. 1, 2, Tab. 1).

The lithological structure of the Carboniferous top surface of the USCB is built of Culm silicoclastic sediments, Dinantian carbonate sediments and Silesian coal-bearing deposits. Petrographic, lithologic and sedimentologic features of these strata and series as well as their thickness are much differentiated. The Carboniferous rocks show different resistance to weathering and erosion (Tab. 3, 4). The coal-bearing siltstone and sandstone series are important structural elements of discordance configuration (Fig. 3, 4) and also the present relief of the Silesian Upland.

The tectonic structure of the USCB includes the orogenic stage of the Upper Silesian Depression, taphrogenic stage of Permian Sławków Graben, cover stage of Middle-Polish epeirogen and molasse-overthrusting stage of the Carpathian Mountains. The Mesozoic cover of the epi-Variscan Platform and Cainozoic cover of the Carpathian Foredeep are separated from each other by discordance surfaces and divided into structural stages and substages. The structure of the Upper Silesian Depression consists of the edges of fold-intrusive zones of the Moravian-Silesian and Cracovian stages and Upper Silesian Massif in the south. Towards the centre they change into vast trough and domes (Fig. 3, 5, 6). In the depression, the older structures of a bow-like almost W-E course are represented by medium folds and lateral flexures in the northern zone and broad main fold and southern folds. Longitudinal folds with the E vergence turn towards the SW in the western part of the depression and towards the SE in the eastern part. The younger folds occur in the imposed transversal position and their course is close to N-E in the lateral western and eastern parts of the Upper Silesian Depression. The folds are accompanied by longitudinal and transverse faults. The youngest set of faults of the NNW-SSE course and partially also southern step faults are located along the Permian Sławków Graben.

At the top surface of Carboniferous deposits of the USCB (Fig. 4), the zone of mottled weathering occurs (Fig. 8). Changes of colour from grey to mottled reach 30 m or even 100 m in the zones of oxidation and combustion of coal beds. The zones of mottled weathering represent correlation horizon of coeval discordances and they give many genetic premises to interpret morphology of discordances and form classification.

Sub-Permian discordance. The sub-Permian surface occurs in the northern and eastern part of the USCB (Fig. 9, 10), in the floor of Rotliegend volcano-clastic rocks of Sławków Graben. In the Asturian and Uralian phases, the morphostructure of discordances started from folding and uplift of mountain ranges included fold-overthrust structure from the west and fold-intrusive structure from the north-east. Their denivelations reached 2000 m. According to the structure of Carboniferous sediments in the Upper Silesian Depression, the inner-mountain basin, i.e. taphrogenic Sławków Graben developed. In the conditions of warm and dry climate, rock-mantles with carbonate and ferruginous crusts developed (Tab. 6). They were underlain by weathering zones of a thickness up to 30 m and locally up to 100 m. A consequent system of deep synclinal V-shaped valleys cut across tectonic junctions and anticlinal ranges in places of poor resistance. At the foot of Dębnik-Siewierz range, pre-eruptive series on piedmont cone with rock falls and olistholits of Myślachowice Conglomerate Formation developed (Tab. 1). Its thickness was about 200 m. In the Rotliegend, the postorogenic volcanism of Saalian phase activated and a graben of *pull-apart* type developed at the foot of melaphyritic rift volcanoes and porphyritic cone volcanoes. The Permian Trough was filled with eruptive series of porphyritic-carbonate conglomerates with volcanites of the thickness up to 150 m and tuffs of the thickness up to several tens of metres. The denivelations gradually decreased and molasses material got finer. In local basins of playa type, sandy-clay and silt material up to 600 m thick with gypsum of over-eruptive series of Sławków Formation was deposited.

The morphotectonic of the sub-Permian surface indicates synorogenic mountain relief concordan with folded structure that reaches 500–1000 m. This discordance contains elongated valleys and depressions with overdeepenings and horsebacks at the bottom surface of the Myślachowice conglomerate. The relief shows a scissors-like Rotliegend displacement, and reflects the folded-flexural structures of the basement. The sub-Permian discordance changed its tectonic structure several times, especially in the Saalian phase and during the inversion of the graben in the Zechstein, probably with an inversion of fault throws slips of Sławków Graben. The sub-Permian surface contains multiple deformations which developed during the Middle-Alpine and Young-Alpine phases.

The sub-Permian discordance developed in a dynamic way and it has a character of a diastrophic surface, which was formed in late-Variscan, taphrogenic (postorogenic), morphotectonic cycle (Tab. 6). It separates the fold stage of the Variscan orogen from the Zechstein taphrogenic molasse and foreland basin sub-stage, north of Upper Silesian Depression.

Sub-Triassic discordance. The sub-Triassic surface is very common in the USCB (Fig. 4). The beginning of its development is shown by Late-Variscan dictyogenic movements of the orogen with a surface morphotectonically discordant to low mountains (Moravian-Silesian and Siewierz-Dębnik ranges) and Sławków basin (Fig. 9). In the Lower Triassic, dry and hot climate prevailed and sea level was uplifted by 100 m (Tab. 6). Valley network was associated with Carboniferous rocks of different resistance in synclines and subsidence depressions (Fig. 11, 12, 13). Anticlinal and half-horst humps and ranges were covered with a thick mantle of rubble-clay material with ferruginous crusts. The mantel was underlain by the zone of mottled weathering of the sub-Triassic surface of a thickness of about 15–30 m (Fig. 8).

As the coast of the Middle-Polish Sea grew towards the south, littoral deposits developed from the washing of rock-mantles and alluvia redeposition. Świerklaniec Beds filled valleys and basins up to the height of 20–25 m in the Upper Silesian coast, which showed diversified shoreline. The sub-Triassic surface was covered by Rhaetian and Muschelkalk marine carbonate sediments of the thickness up to 150 m. In the southern part of the USCB, the coast of Sudetic-Silesian land (eastern part of the Vindelitian High) occurred. Since the erosion surface had been covered in the Rotliegend, the subsidence and uplifting began, which was reflected in re-burying and transformation of the relief.

The surface of the sub-Triassic discordance represents a post-Variscan (post-orogenic and post-taphrogenic) surface and also a sub-cover surface of the epi-Variscan Central-European Platform. This surface developed in the post-Variscan morphotectonic cycle (Tab. 6) and represents a final form of a peneplanation of the fold-intrusive orogen, which shows consolidation of the Variscan orogen and termination of the isostatic movements.

Sub-Jurassic discordance. The sub-Jurassic surface occurs in the northern and eastern margins of the USCB and represents a Mesozoic intra-cover surface of Middle-European Platform (Fig. 4, 14). During the Old-Kimmerian epeirogenesis, a slow emergence and regression caused erosion of Keuper clays and more resistant Triassic carbonate rocks and Carboniferous coal-bearing series. Warm and semi-dry climate (Tab. 6) influenced development of the relief reversed to the basement structures - concave-bottomed valleys. Fine material was washed out but locally, rock-mantles and breccias developed. They contained carbonate conglomerates and pelitic sandstones. In the Liassic, pre-transgressive denudation, sedimentation and redeposition occurred in the floodplain and river-mouths, where material of quartzitic gravels of Połomnia Beds was accumulated. In the depressions at the riverbanks, mangroves and peat bogs developed with sedimentation of coal-bearing and dark clays. In the Dogger, the transgression impulse caused burying of sub-Jurassic discordances with marine deposits of sands and gravels, Callovian sandy marls and limestones (Tab. 1). The transgressive sediments up to 10 m thick caused significant smoothness of discordance relief in the south-east part of the USCB. In the Malm, loamy mounds developed and sedimentation of rock limestones occurred along the „Cracovian Jura". In the areas of the Upper Silesian Coal Basin, a submerged abrasion plain probably developed.

The sub-Dogger surface in the USCB was subjected to weak deformations during the subsidence (as compared to Middle-Polish Basin) and to strong deformations in its southern part on the developing labile Tethys shelf (Old-Kimmerian phase). Main discordance deformations are younger. The sub-Jurassic surface shows features of a coastal lowland and island. The preserved thickness of the Jurassic cover, attaining 150–200 m, may indicate the changes of the morphology. The surface of sub-Jurassic discordance developed in the Old-Kimmerian epeirogenic morphotectonic cycle is a final form of the peneplanation of the coastal plain in the talassocratic conditions.

Sub-Cretaceous discordance. Although the sub-Cretaceous surface occurs beyond the erosional limits of the USCB, the Cretaceous sediments used to cover a large part of the Carboniferous outcrops (Fig. 4, 15). On the regression surface in the Volg (Tab. 1) and on the terraces, the Carboniferous deposits of the pre-Jurassic surface with structural benches were uncovered. In subtropical, dry climate of lower Cretaceous, lateritic weathering and denudation intensified (Tab. 6). Relative lowering of Upper Silesian terrace caused deposition of Albian pre-transgressive sands and development of abrasion forms during the transgression in the Cenomanien, Turonian and Senonian. The transgressive sediments in Cracow area and Opole Basin reached the thickness of about 100 m. This shows the relative heights of the Upper Silesian terrace in Cretaceous and relative heights of the abrasion coast on the sub-Cretaceous surface.

The sub-Cretaceous discordance was subjected to broad bending during a subsidence in Miechów, Opole and Southern Moravia Basins. Its amplitude reached several hundred metres. Main folding and faulting in the Middle-Alpine phases produced the Silesian-Cracovian Monocline and the morphostructure of the Tethys coastal mountains.

The surface of sub-Cretaceous discordance represents an intra-cover panacordation, which exceeds the limit of Cimmerian sediments. It developed in the Young-Kimmerian epeirogenic and talassogenic morphotectonic cycle. The sub-Cretaceous surface separates cover horizon built of Triassic and Jurassic sediments from the subhorizon built of Cretaceous sediments (Tab. 6). The development and covering of the sub-Cretaceous surface resulted in total peneplanation of the Upper Silesian island caused by the planation and burying of sediments in the adjacent depressions with zones of subsidence in Miechów, Opole and Southern Moravia Basins.

Sub-Miocene discordance. The sub-Miocene surface is a boundary of a complex morphostructure and genesis (Fig. 4, 16, 17, 18). Together with the uplifting of fold-epeirogenetic mountains of a morphotectonic concordation, the area of the USCB was placed at a high coast of the Tethys. In the Palaeogene, favourable conditions to the inversion of fold structures and formation of structural escarpments and tropical basins occurred. The Tethys coast was significantly dismembered by system of flat-bottomed valleys. Erosion smoothed intervalley forms (Fig. 19, 20). In the mountain summits, the coal outcrops burnt down and regolitic covers with weathering zones developed (Fig. 21, 22, 23). In the Lower Miocene, relative lowering (folding of external Carpathians in Savian phase) and decrease of erosional force occurred, which was associated with ingressions of the Para-Tethys Sea in deep valleys, which were transformed into submarine canyons (Fig. 1). In the mountain basins, playas developed and the Kłodnica Formation was deposited (Fig. 17). The transgression in the Eggenburgian initiated filling of canyons by Carpathian molasse (formations of Sucha, Stryszawa and Zebrzydowice of the thickness up to 1000 m). The overthrust of the Carpathian front in the Styrian phase and widening of the transgression in the Moravian into the bending foredeep renewed burying of Carboniferous relief by marine molasse of the Dębowiec, Skawina and Wieliczka Formations (Tab. 1). Their thickness reached 1300 m. After the third ingression in the upper Badenian, the Carpathian Foredeep in the Upper Silesia area was filled with molasse of the Gliwice Formation (up to 400 m thick). During the transgression, the mountain relief was slightly modified and only structural benches developed on the inherited crest flatnesses and plateaux (Fig. 27). In the Attic phase, after the subsequent over-

thrust of the Carpathian front, the sea basin declined and the foredeep was filled with terrestrial molasse of the Sarmatian Kędzierzyn Formation (up to 200 m thick). Then, after the Volovian phase it was filled with molasse of Sośnicowice Formation (up to 100 m thick).

The sub-Miocene formation was deformed many times, mainly by step faults in the Savian, Styrian and Moldavian phases and by the flexure (bedding) of the internal part of the Carpathian Foredeep into a sub-Beskid homocline and into the Metacarpathian High in the foreland. The amplitude of bending towards the south reached 5000 m and locally 10 000 m at the distance of 50 km (Fig. 1).

The sub-Miocene surface originated in the Young-Alpine morphotectonic cycle. The folded epi-Variscan epeirogen of the Middle-European Platform was a basement of the discordance. The surface is covered by the Miocene molasses of the Carpathian Foredeep (Fig. 6).

Sub-Quaternary discordance. The sub-Quaternary surface is formed by patchy glacigenic sediments, which cover the Carboniferous, Permian, Mesozoic and Neogenic strata in valleys and hills. In the late Pliocene, in moderate climate with dry periods, washing and weak erosion predominated. Locally, fluvial accumulation of the material from Sudetic and Carpathian Mountains occurred (Gozdnica Series and Sośnicowice Gravels). In eo-Pleistocene, the lowering of erosion base by 150 m (Tab. 1) accelerated the stripping of resistant rocks from the cover of Neogene sediments together with plateaux and hills of the sub-Miocene surface (Fig. 28, 29). In the meso-Pleistocene, the area studied was covered by the ice sheet, which renewed erosion in the exposed valleys with periodical accumulation of fluvial erosion. The covering of the erosional surface was initiated by the sediments of South-Polish glaciation, which were then partially eroded before the Odranian glaciation. The sediments of the Odranian glaciation are widely spread together with a postglacial relief with sandurs, kames and moraine hills. In the neo-Pleistocene, periglacial erosion was rather limited and also accumulation of the Vistula river was not significant.

The sub-Quaternary surface was subjected to strong glacioisostatic movements with a clear uplift after the Odranian deglaciation. Its amplitude reached 50 m. The glacigenic flexure overlapped with geodynamic deformations of the Carpathian Foredeep and Meta-Carpathian High. These deformations represented derivatives of isostatic compensation of stresses between the Carpathians pushed towards the east and north-east and grabens pulled back to its foreland.

The sub-Quaternary discordance originated in the top surface of the Carboniferous sediments of the USCB in the sculpturing glacigenic cycle as a discontinous uncovered from the Miocene sediments and a concordance, which developed on their basement. It is a partially formed discordance, which still develops with significant anthropogenic transformations, especially caused by mining.

Доминик Юра

Морфотектоника и эволюция разновозрастного несогласия в кровле образований карбона горно-силезского угольного бассейна

Резюме

Предметом морфотектонических исследований является разновозрастное структурное несогласие в кровле образований (пластов) карбона горно-силезского угольного бассейна (GZW). Эта разновозрастная и полигенная геологическая граница сложена одновозрастными несогласиями: допермскими, дотриасовыми, доюрскими, домеловыми, домиоценскими и дочетвертичными. Образования карбона многократно были эродированы, перекрывались поздними отложениями и деформировались. Морфология поверхности кровли карбона и тектонические структуры находят свое выражение в дифференцированном характере несогласия с амплитудами поверхности до 1500 м в пределах высот от 400 м до 6000м над уровнем моря (рис. 1, 2).

Исследования геологического строения несогласия, его морфологии, перекрытия и деформации проведено на образцах керна и в горных выработках, а затем обработано картографически на геологических разрезах и структурных картах. В разработках морфоструктур несогласия полезны были исследования ископаемых кор выветривания с учетом климатических и гидрологических факторов, а также с учетом анализа последовательности отложений, перекрывающих эрозионные поверхности и сопровождающие проседание. В разработке морфотектоники несогласия был использован ряд методов исследования из таких наук как, глубинная картография, палеогеоморфология, геоморфология, тектоника, а также литостратиграфия и седиментология перекрывающих пород с седиментационным анализом. Особую роль в интерпретации характера несогласия играют аналитические методы палеогеографии, исторической геологии, геологии палеоклиматов и областей выветривания.

Несогласия в кровле карбона. Образования верхнего карбона, а также подстилающие образования динанта и кульма, мозаично перекрываются отложениями красного лежня прогиба Славкова, триаса и юры силезско- краковской моноклины, а также миоцена предкарпатского прогиба. Долины рек и котловины выполнены четвертичными отложениями. Южная часть GZW погружена в результате сброса надвинутых блоков Карпат во внутренней части предгорного (краевого) прогиба. Отложения карбона встречаются в Бескидах Моравских, Силезских, Малых, Средних и Маковских, а также в Бескидах Высоких на глубине ниже 5–6 км (рис. 1, 2, таб. 1).

Литологическую структуру поверхности кровли карбона GZW представляют кремнекластические образования кульма, карбонатные – динанта и угленосные – силеза. Петрографо-литологическая характеристика и мощности этих пластов и серий пород сильно дифференцированы. Породы карбона характеризуются разной устойчивостью к выветриванию и эрозии (таб. 3, 4). Важными структурными элементами формирования несогласий являются угленосные, аргиллитовые и песчанистые серии пород (рис. 3, 4), которые также влияют на характер рельефа Силезской возвышенности.

В тектонической структуре GZW выделяются орогенный этаж верхнесилезского прогиба и тафрогенический этаж пермского прогиба Славкова, покровный этаж епейрогена среднепольского и моласово-надвиговый этаж Карпат. Мезозойский покров эпиварисцийской платформы и кайнозойского предгорья Карпат разделены поверхностями несогласия на структурные этажи и подэтажи. Структуру прогиба образуют окраины складчато-интрузивных моравско-силезской и краковской областей и верхнесилезского массива на юге, которые переходят в обширные впадины и купола в центральной части (рис. 3, 5, 6). В прогибах более древние полукруглые структуры, имеющие направление близкое к экваториальному, широко представлены складками среднего размера и краевыми флексурами в северной полосе, а также крупными складками главного и южного направлений. Вытянутые в южном направлении складки меняют направление простирания на юго-западное в западной части прогиба и на юговосточное в восточной части. Более молодые складки, имеющие меридиональное простирание, на западных и восточных окраинах прогибов наложены поперек. Складки сопровождаются продольными и поперечными разрывами. Самыми молодыми являются группа разрывов направления северо-северо-запад – юго-юго-восток и частично меридиональные ступенчатые разрывы, сгруппированные вдоль пермского прогиба Славкова.

В кровле образований карбона GZW находится зона пестроцветного выветривания (рис. 8). Зоны пестроцветного выветривания являются корреляционным уровнем одновозрастных несогласий и несут генетическую информацию, помогающюю в интерпретации морфологии несогласий и классификации форм.

Несогласие подошвы перми расположено в северной и восточной части GZW (рис. 9, 10), в основании вулканокластических образований красного лежня прогиба Славкова. Морфоструктура несогласия начала формироваться в астурийской и уральской фазах в результате смятия и поднятия горных цепей в результате процессов надвигово-складчатых с западной стороны и складчато-магматических с северо-востока, имеющих денивеляцию до 2000 м. В условиях теплого и сухого климата происходило выветривание с образованием известковых и железистых кор, подстилаемых выветрелой зоной мощностью до 30 м, локально – до 100 м. Последовательная сеть глубоких борозд и синклинальных долин разрезала тектонические узлы и антиклинальные хребты в местах, где породы характеризуются более слабой устойчивостью. В подножье дембницко-северского хребта скопилась доэруптивная серия на конусах предгорных равнин с обрывами и олистолитами формации мышляковских конгломератов мощностью порядка 200 м. В красном лежне активизировался посторогенный вулканизм фазы саальской и образовалась впадина типа *pull-apart* у подножья щелевых вулканов мелафировых и конусовых – порфировых. Впадины заполнились эруптивной серией порфирово-изветковых конгломератов с вулканитами мощностью до 150 м (в основном во впадине Болеслава) и туфами мощностью до нескольких десятков метров (в основном во впадине Непоразу), (рис. 9). Неровности поверхности (денивеляция) постепенно уменьшались, а молласовый материал становился все более мелкообломочным. В локальных бассейнах типа *plavi* отлагались песчанисто-шламовые и глинистые с гипсом образования серии доэруптивной формации Славкова (Тарновские Гуры и Кшикава) мощностью до 600 м.

Поверхность домолласового пермского несогласия многократно меняла тектоническую структуру, особенно в фазе саальской, и во время инверсии впадины в цехштейне с возможной инверсией направления сбросов рова Славков. Поверхность подошвы перми суммирует многократные деформации, записаные в формировании более молодых несогласий GZW – подошв триаса, юры, мела, миоцена и четвертичных отложений.

Несогласие подошвы перми развивалась динамично и имеет характер диастрофической поверхности, образованной в поздневарисцийском, тафрогеническом (посторогенном) морфотектоническом цикле (таб. 6). Делит оно складчатый этаж варисцийского орогена от подэтажа молласового тафрогенического и предгорного в цехштейне на севере от горно- силезской впадины.

Несогласие подошвы триаса является широко распространенным в GZW (рис. 4). Начало его образования обозначили поздноварисцийские движения гор, имеющих дискордантную поверхность морфотектонического несогласия с низкими горами (моравско-силезская и северско-дембницкая полосы) и с котловинами (Славков и Липас). В нижнем триасе климат был сухой и горячий, также происходило постепенное поднятие уровня моря до 100 м (таб. 1). Разная устойчивость пород карбона в синклиналях и котловинах нашла свое выражение в сети долин (рис. 11, 12, 13). Антиклинальные и частично эрозионные возвышенности и хребты покрывала мощная обломочно-пелитовая зона выветривания с железными корами, которая подстилала зону пестрого выветривания в Суминах мощностью порядка 15–20 м. Прибрежные осадки разрастающегося на юг среднепольского моря образовывались в результате размыва выветрелых пород и переотложения аллювия. Шверклянецкие образования выполнили долины и котловины до высоты 20–25 м на горно- силезском побережье, имеющим изрезанную затоковую береговую линию. Поверхность подошвы триаса была перекрыта морскими осадками пета и ракушечника мощностью до 150 м. В южной части GZW находилось побережье судетско-силезского материка.

С момента перекрытия эрозионной поверхности пестрого песчаника началась субсиденция и поднятие, которое выразилось и в смене рельефа. Существенные деформационные перемены нашли отражение в морфотектонических структурах более молодых поверхностей несогласия GZW.

Поверхность несогласия подошвы триаса является несогласием посторогенным и посттафрогенным, которая одновременно является также подошвой эпиварисцийской среднеевропейской платформы. Это несогласие образовалось в поствварисцийском цикле морфотектоничном (таб. 6) и является финальной формой выравнивания складчато-интрузивного орогена, которое свидетельствует о консолидации варисцийского орогена и о затуханиии изостатических подвижек.

Несогласие подошвы юры протягивается в северной и восточной окраинах GZW, как поверхность мезозоя средне-европейской платформы (рис. 4, 14). Во время нижнекиммерийского эпейрогенеза медленное поднятие и регрессия вызвали эрозию глистых отложений кейпера и более твердых пород – известняков триаса и образований карбона. Теплая и сухая морфоклиматическая обстановка способствовала развитию рельефа, обратного по отношению к структурам основания – вогнутых долин. Мелкий материал вымывался и локально сохранились покровы кор выветривания и брекчии с Лисова, карбонатные конгломераты и песчаники. В лейасе продолжались дотрансгрессивная денудация, седементация и переотложение на заливной равнине с устьями долин, в которых аккумулировался материал кварцевого щебня слоев поломских. В понижениях в берегах заливались леса и развивались торфянники с седиментацией угленосных прослоек блановицких и темных глин. В доггере трансгрессия вызвала перекрытие несогласия подошвы юры морскими осадками – песком, щебнем, песчанистыми мергелями и известняками (таб. 1). Трансгрессивные образования мощностью порядка 10 м указывают на сильное

выравнивание рельефа несогласия в северо-восточной части GZW. В мальме вдоль „юры краковской" развивались иловые холмы и продолжалась седиментация известняков, а на территории GZW протягивалась подводная эрозийная равнина.

Поверхность подошвы доггера на территории GZW подверглась слабым деформациям во время субсиденции по отношению к среднепольскому бассейну и очень сильным поддвижкам в южной части на образующимся нестабильном шельфе Тетиды (позднекиммерийская фаза). Главные деформации несогласия – более молодые. Поверхность несогласия подошвы юры образовалась в раннекиммерийском эпейрогенетическом морфотектоническом цикле. Доюрская панкорданция внутри осадочного покрова эпиварисцийской средне-европейской платформы (рис. 6) является финальной формой выравнивания морской впадины в талласократических условиях.

Несогласие подошвы мела с ниже лежащими породами наблюдается за эрозионными границами GZW, тем не менее меловые породы покрывали значительную территорию с породами карбона (рис. 4, 15). На поверхности регрессии волги (таб. 1) и на террасах обнажаются породы карбона (поверхности несогласия с юрой) с формами клифовых структур. В субтропических, все более сухих условиях нижнего мела усилилось латеритное выветривание и денудация (таб. 6). Относительное понижение горносилезской террасы привело к отложению дотрансгрессивных песков альба и образованию абразивных форм во время трансгрессии в сеномане, туроне и сеноне. Трансгрессивные образования в районе Кракова и в опольской впадине имеют мощность около 100 метров, которая является отражением степени денивеляции горносилезской террасы в меле, а также форм абразивного побережья на домеловой поверхности.

Характер домелового несогласия нарушается во время субсиденции в меховской, опольской и моравской впадинах при амплитудах порядка нескольких сотен метров. Главные периоды складкообразования и образования дизъюнктивных нарушений в средне-альпийский фазах определило образование силезско-краковской моноклинали и морфоструктуру прибрежных гор Тетиды.

Поверхность домелового несогласия является панкордантной внутри осадочного покрова и дискордантной, выходящей за пределы развития киммериридов. Это несогласие образовалось в эпейро- и талласогеническом позднекиммерийском морфотектоническом цикле. Домеловая поверхность разделяет этаж осадочных пород триаса и юры от подэтажа, образованного породами мела (таб. 6). Формирование и перекрытие домеловой поверхности вызвало полное выравнивание горносилезского острова, в результате планации и погребения под осадками окружающих вытянутых впадин с зонами субсиденции в бассейнах: меховском, опольском и южно-морвском.

Поверхность подошвы миоцена является границей, имеющей сложную морфоструктуру и генезиз (рис. 16, 17, 18). Одновременно с поднятием складчато-эпейрогенических гор, характеризующихся морфогенетической конкорданцией, территория GZW рапологалась на высоком берегу Тетиды. В палеогене в породах, подстилающих карбон были условия определившие инверсию складчатых структур и образование структурных порогов и тропических впадин. В олигоцене прибрежные горы Тетиды были изрезаны системами плоскодонных долин. Обратная эрозия сгладила формы, находящиеся на водоразделах (рис. 19, 20). На горных хребтах выгорели угольные слои и образовались покровы реголитов и зоны выветривания (рис. 21, 22, 23). В нижнем миоцене проявилось относительное понижение (складкообразование внешних Карпат в савской фазе) и уменьшение интенсивности эрозии в связи с инсгрессией моря Паратетиды в глубокие долины с образованием прибрежных каньонов (отложение формации с Завой), а в горных впадинах образовались осадки, относящиеся к формации клодцкой. Трансгрессия в эген-

буржане дала начало выполнению каньонов карпатской молассой (мощные до 1000 м формации с Сухей, Стрышавы и Зебжидовиц). Надвиг фронта Карпат в стырийской фазе и расширинение трансгресси в моравияне охватившей развива-ющуюся предгорную впадину вознобновило перекрывание рельфа карбона формациями молассовыми: дембовицкой, скавиньской и велицкой, имеющими мощность до 1300 м (рис. 24, 25, 26). После третьей ингрессии в верхнем бадене предкарпатский ров выполнили осадки гливицкой формации, имеющие мощность до 400 метров. Во время трансгрессии горная резьба была незначительно измененна, только структурные клифы развивались на плоских участках хребтов и на плоскогорьях. В аттицкой фазе после очередного надвига фронта Карпат изчезло море, а ров был заполнен континентальной молассой кендзежинской формации сармата мощностью до 200 м, а позднее воловской фазы – отложениями формации сосницовецкой, имеющей мощности до 100 м.

Домиоценская поверхность была неоднократно деформирована, в основном ступенчатыми сбросами в фазах савской, стырийской и молдавской, а также при прогибании моноклинали во внутренней части предкарпатского прогиба и мета-карпатского вала на предгорьях. Амплитуда прогиба на юге имела 5000 метров и на отрезке в 50 км – до 10 000 м (рис.1, 4).

Домиоценская поверхность образовалась в позднеальпийском морфогенетичном цикле. Основанием дискорданции является складчатый эпейроген эпиварисцийский центрально-европейской платформы. Поверхность эту перекрывают предгорные молассы Карпат (таб. 6).

Несогласие подошвы четвертичных отложений образуют породы гляциальные, перекрывающие отложения карбона, а также перми, мезозоя и неогена в долинах и на возвышенностях. В позднем плиоцене в условиях умеренного климата с сухими периодами были развиты смыв и слабая встречная эрозия и локально речная аккумуляция материала с Карпат и Судетов. В эоплейстоцене понижение уровня эрозии ускорило препарирование твердых пород неогена вместе с формами плоскогорий и возвышенностей поверхности подмиоценской (рис. 28, 29). В мезо-плейстоцене имели равитие периоды оледенения, оживляющие эрозию в отпрепа-рированных долинах с периодической аккумуляцией речных осадков. Перекрытие эрозийных поверхностей начинается с отложений южнопольского оледенения, которые позднее были частично эродированы перед оледенением Одры. Отложения оджанькие развиты широко и отражают послегляциальную резбу рельефа с сандрами, кемовыми и моренными возвышенностями. В неоплейстоцене слабо отразилась перигляциальная эрозия и отложения, отвечающие оледенению Вислы.

Дочетвертичная поверхность подвергалась гляциоизостатическим движениям с амплитудой до 50 м с выраженным выносом материала в межледниковый период Одра. Прогибы связанные с деятельностью ледников накладывались на геодинами-ческие формации предкарпатского прогиба и метакарпатского вала, которые были связаны с изостатической разгрузкой напряжений, возникших между смещающимися на восток и северо-восток Карпатами и отходящими прогибами на предгорьях Карпат.

Поверхность несогласия дочетвертичного в кровле пород карбона GZW образовалась в гляциологеническом цикле образования рельефа и представляет собой дискорданцию, одпрепарированную из-под осадков миоцена и конкорданцию, определенную характером подстилающих пород. Это несогласие, которое не до конца сформировалось, находящееся в развитии в связи с сильными изменениями антропогенными, вызванными в основном горной эксплуатацией.

Cena 23 zł

ISSN 0208-6336
ISBN 83-226-1045-9