



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY  
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**



**Opracował: LUDWIK WATYCHA**  
**Zreambulowali: ELŻBIETA GAŹDZICKA, MARCIN ŻARSKI, RENATA SWADŹBA**

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI  
Koordynator regionu karpackiego — P. NESCIERUK

# **OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI**

1 : 50 000

**Arkusze Czarny Dunajec (1048)**  
(z 2 tab. i 4 tabl.)



MINISTERSTWO  
ŚRODOWISKA



Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska  
za środki finansowe wypłacone przez  
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska  
i Gospodarki Wodnej

WARSZAWA 2019

Opracował: Ludwik WATYCHA – 1974 r.  
Zreambulowali: Elżbieta GAŹDZICKA, Marcin ŹARSKI, Renata SWADŹBA  
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Rakowiecka 4, 02-975

Redakcja merytoryczna: Agnieszka PRZYGODA

ISBN 978-83-66239-76-0

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2019

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC, Sebastian GURAJ

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp . . . . .	7
II. Ukształtowanie powierzchni terenu . . . . .	16
III. Budowa geologiczna . . . . .	19
A. Stratygrafia . . . . .	20
Serie (sekwencje) tatrzańskie	
1. Trias . . . . .	20
Trias środkowy . . . . .	20
Trias górny . . . . .	20
2. Jura + kreda . . . . .	20
Jura środkowa+górną (?) + kreda dolna . . . . .	20
3. Eocen . . . . .	20
Eocen środkowy . . . . .	20
Pieniński pas skałkowy	
1. Jura . . . . .	21
a. Jura dolna–środkowa . . . . .	21
Pliensbach–aalen . . . . .	21
Pliensbach górny–aalen dolny . . . . .	21
b. Jura środkowa . . . . .	21
Aalen–bajos . . . . .	21
Aalen górny–bajos dolny . . . . .	21
Bajos . . . . .	22
Bajos dolny . . . . .	22
Bajos dolny–bajos górny . . . . .	22
Baton–kelowej . . . . .	22
c. Jura górna . . . . .	23
Oksford–kimeryd . . . . .	23
Oksford–kimeryd dolny . . . . .	23

2. Jura–kreda . . . . .	23
a. Jura górna–kreda dolna . . . . .	23
Kelowej–berias . . . . .	23
b. Jura–kreda dolna . . . . .	24
Jura–barrem . . . . .	24
3. Kreda . . . . .	24
a. Kreda dolna . . . . .	24
Apt–alb . . . . .	24
b. Kreda dolna–górna . . . . .	25
Alb–cenoman . . . . .	25
Alb–cenoman dolny . . . . .	25
c. Kreda górna . . . . .	25
Cenoman–kampan . . . . .	25
Cenoman–mastrycht . . . . .	26
Cenoman dolny–mastrycht . . . . .	26
Cenoman–mastrycht dolny . . . . .	26
Koniak–kampan . . . . .	26
Koniak–kampan dolny . . . . .	26
Kampan–mastrycht . . . . .	27
Kampan górny–mastrycht . . . . .	27
4. Kreda + paleogen . . . . .	27
a. Kreda górna + eocen . . . . .	27
Mastrycht + eocen . . . . .	27
<b>Seria magurska (strefa krynicka)</b>	
1. Paleogen . . . . .	28
a. Eocen–oligocen . . . . .	28
Eocen środkowy + górny–oligocen . . . . .	28
b. Oligocen . . . . .	28
2. Neogen . . . . .	29
a. Miocen . . . . .	29
<b>Flisz podhalański</b>	
1. Paleogen . . . . .	29
a. Oligocen . . . . .	29
Oligocen dolny . . . . .	29
Oligocen górny . . . . .	30
2. Paleogen–neogen . . . . .	32

a. Oligocen–miocen . . . . .	32
Oligocen górny–miocen dolny . . . . .	32
<b>Zapadlisko orawsko-nowotarskie</b>	
1. Neogen . . . . .	32
a. Miocen . . . . .	32
Miocen górny . . . . .	32
b. Pliocen . . . . .	34
Pliocen dolny . . . . .	34
Pliocen dolny–środkowy . . . . .	34
Pliocen górny . . . . .	35
Czwartorzęd . . . . .	35
a. Plejstocen . . . . .	35
Zlodowacenia najstarsze . . . . .	35
Interglacjał augustowski . . . . .	36
Zlodowacenia południowopolskie . . . . .	36
Interglacjał wielki . . . . .	37
Zlodowacenia południowopolskie + środkowopolskie . . . . .	37
Zlodowacenia środkowopolskie . . . . .	39
Zlodowacenia północnopolskie . . . . .	39
Zlodowacenie Wisły . . . . .	39
Stadiał dolny . . . . .	39
Stadiał dolny + środkowy . . . . .	40
Stadiał górny . . . . .	41
b. Czwartorzęd nierozdzielony . . . . .	42
c. Holocen . . . . .	44
B. Tektonika . . . . .	45
C. Rozwój budowy geologicznej . . . . .	50
IV. Podsumowanie . . . . .	60
Literatura . . . . .	61

## SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Szczegółowe metryczki otworów wiertniczych zamieszczonych na mapie geologicznej

Tablica III — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000

Tablica IV — Szkic tektoniczny w skali 1:100 000



## I. WSTĘP

Teren arkusza Czarny Dunajec Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) obejmuje zachodnią część Podhala, położoną pomiędzy doliną Białego Dunajca a granicą państwa oraz fragmenty pienińskiego pasa skałkowego, Kotliny Orawsko-Nowotarskiej i Beskidu Żywieckiego. Obszar arkusza rozciąga się pomiędzy 19°45'–20°00' długości geograficznej wschodniej oraz między 49°20'–49°30' szerokości geograficznej północnej. Zgodnie z podziałem na regiony fizycznogeograficzne Polski, opracowanym przez Kondrackiego i zmodyfikowanym przez A. Richlinga, obszar arkusza należy do dwóch podprowincji: Centralnych Karpat Zachodnich i Zewnętrznych Karpat Zachodnich, przy czym przeważająca część znajduje się w obrębie pierwszej z nich. Obszar ten obejmuje dwa mezoregiony: Pogórze Spisko-Gubałowskie i Kotlinę Orawsko-Nowotarską, należące do makroregionu Obniżenie Orawsko-Podhalańskie. Pozostała, północna część terenu arkusza obejmuje południowo-wschodnie zakończenie mezoregionu Beskid Żywiecki, w podprowincji Zewnętrzne Karpaty Zachodnie (Kondracki, 2002). Na obszarze arkusza znajduje się także zachodnie zakończenie polskiego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego, chociaż mezoregion Pieniny (Obniżenie Orawsko-Podhalańskie) wyróżniony został przez wspomnianych autorów jedynie na wschód od doliny rzeki Białki.

Południowo-wschodnia część terenu arkusza Czarny Dunajec leży w obrębie niecki podhalańskiej zbudowanej z utworów fliszowych oligocenu i miocenu dolnego. Serie te są częścią tzw. paleo-geonu wewnątrzkarpackiego, czyli kompleksu osadowego występującego pomiędzy Tatrami a pienińskim pasem skałkowym, który kontynuując się ku południowi na terytorium Słowacji i wypełnia silnie rozczłonkowany obszar pomiędzy masywami Centralnych Karpat Zachodnich. Miąższość serii wynosi 4000 m. Na obszarze Podhala serie fliszowe budują synklinorium. Jego oś przebiega równoleżnikowo. W obrębie arkusza znajduje się strefa osiowa synklinorium (z synkliną Ostrysza na zachodzie) i jego skrzydło północne, ograniczone uskokami na kontakcie z pienińskim pasem skałkowym. Na zachodzie synklinorium podhalańskie zamyka strefa uskoków o kierunku NE–SW, ograniczających zapadlisko orawsko-nowotarskie. Obszar Podhala odznacza się współczesną aktywnością tekto-

niczną, przejawiającą się powolnym, lecz ciągłym wypiętrzaniem niektórych stref, m.in. strefy uskokowej Białego Dunajca, znajdującej się tuż za wschodnią granicą terenu arkusza (m.in. Makowska, Jaroszewski, 1987; Perski, 2008). Neotektoniczny ruch zrzutowo-przesuwczy zaobserwowano też w strefie uskoków ograniczających zapadlisko orawsko-nowotarskie pomiędzy Chochołowem a Wróblówką (Tokarski, Zuchiewicz, 1998; Struska, 2009). Zjawiska te wiązane są z regionalną kompresją na obszarze Karpat, wywołaną przesuwaniem się płyty Alcapy w kierunku północno-wschodnim. Jednym z przejawów tej aktywności są wstrząsy sejsmiczne rejestrowane w rejonie Czarnego Dunajca, z których największe w ostatnich latach zanotowano w 2004 r. (Guterch, 2006).

We wschodniej części obszaru arkusza, na północ od niecki podhalańskiej znajduje się fragment pienińskiego pasa skałkowego rozciągający się subrównoleżnikowo. Zbudowany jest z serii osadowych jury, kredy i paleogenu dolnego z dużym udziałem facji węglanowych i węglanowo-krzemionkowych. W morfologii terenu serie te tworzą charakterystyczne, niewielkie wzniesienia o stromo nachylonych zboczach (tzw. skałki). Pasma to składa się z szeregu struktur tektonicznych typu alpejskiego, o skomplikowanej budowie wewnętrznej, będącej efektem wielofazowych fałdowań, nasunięć, odkłuc, rotacji i przemieszczeń typu strike-slip. Serie pienińskie uważane są na ogół za element allochtoniczny, będący pozostałością basenu, który w przeważającej części uległ subdukcji (Birkenmajer, 1986; Golonka i in., 2000), chociaż są także zwolennicy ich perykratonicznego pochodzenia (Stampfli, Borel, 2002).

Z dwiema wymienionymi strukturami geologicznymi silnie kontrastuje rozległy obszar zapadliska orawsko-nowotarskiego obejmujący zachodnią część terenu arkusza i obszar równoleżnikowo ciągnący się ku jego wschodniej granicy, na północ od pienińskiego pasa skałkowego. Struktura ta, o niemal płaskiej, słabo pod względem geomorfologicznym zróżnicowanej i lekko nachylonej ku północy powierzchni, jest śródgórskim zapadliskiem tektonicznym, utworzonym w neogenie na kontakcie Karpat wewnętrznych i zewnętrznych Karpat fliszowych. Wypełniają ją miększe serie osadów klastycznych, głównie żwirów, piasków i mułków ilastych, utworzone przez potoki spływające do kotliny w neogenie i plejstocenie. Zbudowane są z nich tarasy i stożki napływowe z dominującym, rozległym stożkiem Czarnego Dunajca. W zagłębieniach starorzeczy i dawnych jeziorzysk, zarastanych przez roślinność bagienną, utworzyły się liczne i niekiedy rozległe torfowiska, którym towarzyszą niewielkie pokłady węgla brunatnego (lignitu), eksploatowane w minionych latach przez okolicznych mieszkańców do celów opałowych. Eksploatacja torfów z torfowiska Puścizna Wielka położonego na zachód od Czarnego Dunajca odbywa się również współcześnie.

Skrajnie północna część obszaru arkusza obejmuje fragment zewnętrznych Karpat fliszowych, należący do płaszczowiny magurskiej. Jej południowe zbocza, nachylone ku Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, budują paleogeńskie i dolnomioceniczne serie osadów klastycznych o charakterze fliszowym, składające się głównie z piaskowców kwarcowych, mułowców marglistych i łupków.



Pod względem tektonicznym jednostkę magurską tworzy zespół fałdów, antyklin i synklin z niewielkimi nasunięciami i złuskowaniami. Struktury te pocięte są licznymi uskokami o dominującym kierunku NE–SW.

Lasy porastają tylko niewielką część badanego obszaru. Największy kompleks leśny znajduje się na stożku Czarnego Dunajca (Las Baligówka, Las Cikówka), mniejsze zaś w rejonie miejscowości Ratułów (Las Zwierzyniec) i Ząb (Las Pod Bustryk), a także na północno-zachodnim krańcu terenu arkusza (zachodnia część rezerwatu Bór na Czerwonem i Las Grel na północ od Ludźmierza). Większą część badanego obszaru zajmują łąki, grunty orne i torfowiska. W północnej części zapadliska orawsko-nowotarskiego, w rejonie miejscowości Wróblówka i Długopole, znajduje się obszar ochrony środowiska przyrodniczego Natura 2000, obejmujący podmokłe łąki, torfowiska i fragment doliny Czarnego Dunajca. Na badanym terenie znajduje się również rezerwat przyrody nieożywionej Skalka Rogoźnicka, utworzony wokół dawnych kamieniołomów, w których pozyskiwano wapienie z pogranicza jury i kredy, położony na południe od miejscowości Rogoźnik, w obrębie pienińskiego pasa skałkowego. Występujące tam serie skalne, zawierające liczne skamieniałości (amonity, belemnity, ramienionogi, liliowce), obejmujące m.in. tytońskie muszlowce amonitowo-ramienionogowe, są unikalnym stanowiskiem geologicznym w skali europejskiej, co spowodowało, że rezerwat znalazł się na Liście Światowego Dziedzictwa Geologicznego UNESCO, jako obiekt naukowy o znaczeniu międzynarodowym.

Badania terenowe i prace reambulacyjne na obszarze arkusza Czarny Dunajec prowadzone były w latach 2011–2013 przez zespół pracowników PIG-PIB w składzie: E. Gaździcka, R. Swadźba i M. Źarski. Wykonano je na podstawie „Projektu prac geologicznych dla reambulacji arkuszy Milówka (1029), Jeleśnia (1030), Zawoja (1031), Rabka (1032), Mszana Górna (1033), Jabłonka (1047), Czarny Dunajec (1048), Nowy Targ (1049), Krościenko (1050), Tatry Wysokie (1061) SMGP 1:50 000” zatwierdzonego decyzją MŚ nr DG i KGgs-475-9/3818/sekr/10/JJ z roku 2010. W ramach opracowania wykonano szereg ekspertyz i badań laboratoryjnych, w tym: oznaczenia wieku bezwzględnego metodami optoluminescencyjną/termoluminescencyjną (OSL/TL) i radiowęglową ( $^{14}\text{C}$ ), ekspertyzy palinologiczne, analizy petrologiczne, analizy nanoplanktonowe. Celem tych badań było określenie pozycji stratygraficznej i charakterystyki facjalnej wybranych sekwencji osadowych, co umożliwiło interpretację tektoniczną i strukturalną badanego obszaru. Wykonano także badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej. Na podstawie wyników tych badań dokładniej zlokalizowano krawędzie tarasów Czarnego Dunajca, uskoki ograniczające zapadlisko orawsko-nowotarskie i strefę kontaktu serii fliszu podhalańskiego z pienińskim pasem skałkowym. Próbkę do oznaczenia wieku skał pobrano z kilku odsłoneń naturalnych (tab. 1). Potrzebny do badań analitycznych materiał skalny pozyskano z profili sond mechanicznych i licznych sond ręcznych (ich łączna długość wynosi 100 m) oraz wkopów i szurfów, wykonanych na obszarze zapadliska orawsko-nowotarskiego, pienińskiego pasa skałkowego i niecki podhalańskiej. Podstawę prac reambulacyjnych stanowiło pierwsze wydanie arkusza Czarny

Numer		Lokalizacja	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym				
1	172	Długopole	634,5	1,6	Badanie wieku metodą radiowęglową ( <sup>14</sup> C)
2	171	Długopole	634,5	1,8	Badanie wieku metodą optoluminescencyjną (OSL)
3	68 II	Podczerwone	722,0	2,0	Badanie wieku metodą optoluminescencyjną (OSL)
4	169	Ciche (Dolne)	733,0	2,0	Badanie wieku metodą optoluminescencyjną (OSL)
5	165	Chochołów	760,0	2,3	Badanie wieku metodą optoluminescencyjną (OSL)
6	176	Chochołów	750,0	1,5	Badanie wieku metodą optoluminescencyjną (OSL)

Dunajec SMGP (Watycha, 1976, 1977a). W opracowaniu uwzględniono również opublikowane i archiwalne prace geologiczne i kartograficzne, wykonane od czasu wydania poprzedniej wersji mapy.

Najstarsza wzmianka o geologii Podhala znajduje się w pracy Staszica (1810) i dotyczy budowy pienińskiego pasa skałkowego. Pasma to było także przedmiotem zainteresowania innych dziewiętnastowiecznych geologów, głównie austriackich, jak również z dalszych stron Europy. Prace te cytuje w swoich publikacjach Uhlig (1891, 1903, 1904), a należą do nich opracowania: Beyricha, Lilienbacha, Mojsisovicsa, Murchisona, Neumayra, Paula, Puscha, Štura i innych. Wyniki badań wymienionych autorów pośrednio wiążą się z obszarem arkusza Czarny Dunajec. W swoich publikacjach omawiają oni genezę, stratyografię i tektonikę pienińskiego pasa skałkowego. Praca Murchisona (1849) zawiera ponadto przekrój geologiczny wzdłuż linii Zakopane – Rogoźnik, na którym paleogen podhalański tworzy synklinę o przebiegu równoleżnikowym. Wymienić należy także Zejsznera, który opublikował pierwszą nowoczesną mapę geologiczną Tatr obejmującą obszar Podhala aż do Nowego Targu, z uwzględnieniem pienińskiego pasa skałkowego (Zejszner, 1944). Jednak najpełniejszy obraz geologiczny tego rejonu dają prace Uhliga (1891, 1903, 1904, 1907), a głównie jego mapa geologiczna w skali 1:75 000 zamieszczona w Atlasie Geologicznym Galicji (1890–1907). Obejmuje ona pieniński pas skałkowy i serie fliszowe.

Budowa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego, interpretowana zgodnie z teorią płaszczwinową, była głównym tematem rozważań w publikacjach z lat 1903–1930, takich badaczy jak: Lugeon (1903), Limanowski (1905, 1910), Nowak (1927). Zgodnie z tą teorią, lecz przeważnie na podstawie własnych obserwacji terenowych, problematyką stratygraficzno-tektoniczną pienińskiego pasa skałkowego zajmowali się: Rabowski (1925a, b, 1930), Małkowski (1922, 1928a, b), Horwitz i Rabowski (1929), Bieda (1929), Bieda i Horwitz (1931), Horwitz i Sujkowski (1936). Wymienić należy tu także Andrusova, który w latach 1927–1945 aktywnie zajmował się budową geologiczną pienińskiego pasa skałkowego na obszarze Słowacji, niejednokrotnie uwzględniając część polską. Wyniki badań przedstawił on syntetycznie w publikacjach omawiających budowę geologiczną zarówno Karpat, pienińskiego pasa skałkowego, serii magurskiej, paleogenu podhalańskiego, jak i neogenu zapadliska orawsko-nowotarskiego (Andrusov, 1938, 1959, 1965).

W okresie międzywojennym, do poznania budowy geologicznej zachodniego odcinka pienińskiego pasa skałkowego znajdującego się w granicach Polski w znacznym stopniu przyczynił się Horwitz (1935, 1937a, b, c, 1938). Autor ten wykonał terenowe zdjęcie geologiczne obszaru arkusza Czarny Dunajec SMGP obejmujące rejon Szaflary–Maruszyna–Stare Bystre. Interpretując stratyografię poszczególnych serii skalnych, uwzględnił wyniki badań paleontologicznych. Na podstawie systematycznych, niestety niedokończonych, badań skonstruował on szereg wersji możliwych interpretacji budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego, które w skrócie przedstawił Birkenmajer (1973). Znaczenie tych interpretacji podkreślił Książkiewicz (1972).

Po 1945 r. badania pienińskiego pasa skałkowego, początkowo były związane z projektem budowy zapory na Dunajcu, w Czorszynie. W latach 1946–1951 prace w tym rejonie prowadził Sokołowski (1954), a od 1950 r. szczegółowe badania geologiczne w pienińskim pasie skałkowym wykonał Birkenmajer. Wyniki badań, zarówno stratygraficznych, jak i tektonicznych zostały przedstawione w wielu publikacjach, z których dla arkusza Czarny Dunajec SMGP najważniejszymi są prace: Birkenmajera (1954, 1958a, b, 1963, 1965, 1973), a także Birkenmajera i Wiesera (1956). Alexandrowicz (1966) analizował osady kredy środkowej i dolnej w całym pienińskim pasie skałkowym, zarówno pod względem litologicznym, jak i facjalnym. Na podstawie mikrofauny autor ten określił wiek wydzielonych poziomów i ogniw, m.in. również na obszarze arkusza Czarny Dunajec SMGP. Morgiel i Sikora (1973) stwierdzili występowanie osadów paleogenu i neogenu w Zaskalu na granicy z terenem arkusza Nowy Targ SMGP, które uznali za sukcesję starszych osadów serii pienińskiej. W ostatnich dekadach badania stratygraficzne serii pienińskich prowadzili m.in.: Myczyński (1973), Nowak (1978), Kutek i Wierzbowski (1979, 1986), Jednorowska (1980), Birkenmajer i Myczyński (1984, 2000), Wierzbowski i Remane (1992), Krobicki (1994, 1996), Myczyński i Wierzbowski (1994), Wierzbowski (1994), Bąk (1995, 1998, 2000), Wierzbowski i inni (1999, 2004), Bąk i inni (2000), Krobicki i Wierzbowski (2004), Rehakova i Wierzbowski (2005). Wyniki badań wymienionych autorów uwzględniono, przedstawiając interpretację budowy pienińskiego pasa skałkowego w granicach obszaru arkusza Czarny Dunajec SMGP.

Paleogeńskie serie fliszowe Karpat wewnętrznych były przedmiotem licznych opracowań geologów zarówno polskich, jak i słowackich. Wyniki badań: Gołąba (1947, 1952, 1956, 1959), Michalika (1958), Radomskiego (1958, 1959), Watychy (1959, 1968), Halickiego (1961), Andrusova i innych (1962), Marschalki (1968), Wiesera (1973) i Małeckiej (1981) dostarczyły wielu istotnych informacji. Dotyczyły one zarówno litologii, petrografii, tektoniki, procesów sedymentacji serii fliszowych i kierunków transportu materiału detrytycznego, jak i zagadnień hydrogeologicznych. W latach 1942–1959 Gołąb wykonał zdjęcie geologiczne obszaru położonego na południe od Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Serię fliszową paleogenu podhalańskiego podzielił na trzy główne ogniwa litostraty-

graficzne: warstwy zakopiańskie, warstwy chochołowskie i warstwy ostryskie. W północnej części niecki podhalańskiej, przy kontakcie z pienińskim pasem skałkowym autor ten wyróżnił warstwy maruszyńskie, nazwane później przez Watychę (1959) warstwami szaflarskimi. Inny schemat litostratygraficzny fliszu podhalańskiego, w którym podstawą podziału jest występowanie dolomitów żelazistych, zaproponowali Halicki (1959, 1961) i Grzybek (1959). Pozycja stratygraficzna tego kompleksu osadowego określona została na podstawie wyników badań mikropaleontologicznych (Bieda, 1935, 1946, 1959, 1963; Blaicher, 1973; Dudziak, 1983, 1984, 1986; Gedl, 1998, 1999, 2000a, b; Gaździcka, 1999; Garecka, 2005). Początkowo, flisz podhalański uważany był za serię górnocieńską, stanowiącą kontynuację sedymentacji węglanowej kompleksu numulitowego. Powodem takiej interpretacji była mikrofauna występująca na wtórnym złożu, redeponowana z osadów starszych, erodowanych w czasie sedymentacji sekwencji fliszowych. Wyniki analizy zespołów nanoplanktonu wapiennego, który w przeważającej części stanowi element autochtoniczny, wykazały dużą lukę stratygraficzną w południowym skrzydle niecki podhalańskiej, na kontakcie warstw zakopiańskich z eocenem numulitowym (Gaździcka, 1999; Garecka, 2005). Wiek względny sekwencji fliszowych, wyróżnianych jako warstwy zakopiańskie dolne, odpowiada oligocenowi górnemu (szatowi) – poziomom nanoplanktonowym NP 24 i NP 25, natomiast najmłodsze sekwencje warstw chochołowskich górnych i warstwy ostryskie reprezentują miocen dolny – poziomy nanoplanktonowe NN 1 i NN 2. Badania mikropaleontologiczne prowadzone były także po stronie słowackiej, gdzie uzyskano nieco inne wyniki, co może być spowodowane z jednej strony diachronizmem poszczególnych facji, z drugiej zaś powszechnym w facjach fliszowych zjawiskiem redepozycji mikrofauny (Andrusov i in., 1962; Gross i in., 1984, 1993; Sotak i in., 2007).

Serie fliszowe są ubogie w szczątki organiczne, jednak niektóre sekwencje wyróżniają się dużą ilością ichnoskamieniałości. Badaniem skamieniałości śladowych zajmowali się: Roniewicz i Pieńkowski (1977) oraz Pieńkowski i Westwalewicz-Mogilska (1986). Licznych opracowań doczekały się też tufity występujące w sekwencjach fliszowych, które były przedmiotem zainteresowania geologów począwszy od schyłku lat 50. (Michalik, Wieser, 1959; Lenczewska, 1961; Westwalewicz, 1972; Roniewicz, Westwalewicz-Mogilska, 1974; Sobień, 2005). Tufity opisane są też w kilku pracach magisterskich wykonanych na Podhalu przez studentów Wydziału Geologii UW. Należy też wspomnieć o badaniach geochemicznych, których celem było oznaczenie zawartości bituminów w skałach fliszu podhalańskiego, głównie w północnym skrzydle niecki podhalańskiej (Calikowski i in., 1968; Gondek, 1972). Występowanie martwic wapiennych na Podhalu, ich genzę, rozmieszczenie i związek z budową geologiczną podłoża badał Mastella (2008).

Oddzielną, dużą grupę opracowań stanowią publikacje dotyczące zagadnień tektoniki, w tym współczesnej aktywności tektonicznej obszaru Tatr, Podhala i Pienin. Na autochtoniczny charakter

paleogeńskiego kompleksu osadowego wokół Tatr po raz pierwszy wskazali Kuźniar (1909, 1911) i Limanowski (1910). Na tektoniczny charakter kontaktu fliszu podhalańskiego z eocenem numulitowym zwrócił uwagę Nowak (1927), natomiast kontakt z pienińskim pasem skałkowym badał Horwitz (1932, 1935). W latach 60. XX w. tektoniką Podhala zajmowali się: Halicki (1963) i Boretti-Onyszkiewicz (1968). Najliczniejsza grupa opracowań pochodzi natomiast z lat 70. Ich autorami są: Morawski (1972), Pepol (1972), Mastella (1975), Mastella i Mizerski (1977), Ozimkowski (1978, 1991), Mastella i Ozimkowski (1979), Mastella i inni (1988) oraz inni. Najnowsze opracowanie tektoniki Podhala przedstawili Ludwiniak i inni (2009). Analiza rzeźby terenu południowo-zachodniego Podhala z zastosowaniem modelu numerycznego umożliwiła wskazanie trzech stref tektonicznych o przebiegu południkowym, charakteryzujących się dominacją różnych kierunków dyslokacji (Wasiluk, 2009). Cios w seriach fliszu podhalańskiego był przedmiotem badań m.in.: Pokorskiego (1965), Boretti-Onyszkiewicz (1968) i Ludwiniaka (2006, 2008). Obserwacje dotyczące zjawisk neotektonicznych w rejonie Podhala, Tatr i pienińskiego pasa skałkowego prowadzili: Czarnecka (1986), Makowska i Jaroszewski (1987), Kukulak (1993), Perski (2008). Zagadnienia hydrogeologii i geotermii Tatr i Podhala badali m.in. Chowaniec (1989, 1995, 2002, 2009), Chowaniec i Poprawa (1995) oraz Małecka (2003), a w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej – Chowaniec i inni (1996).

Dużą rolę przy interpretacji budowy geologicznej Podhala odegrały informacje uzyskane dzięki głębokim otworom wiertniczym, takim jak: Bańska IG 1 (14475<sup>1</sup>), Bańska PGP 1, Biały Dunajec PAN 1 (3178383), Biały Dunajec PGP 2, Bukowina Tatrzańska PIG 1/GN (126442), Chochołów PIG 1 (otw. 5), Furmanowa PIG 1 (3168157), Poronin PAN 1 (126557), Siwa Woda IG 1 (14477) i Zakopane IG 1 (122539). W rozpoznaniu wgłębnej budowy zapadliska orawsko-nowotarskiego największe znaczenie miały otwory: Czarny Dunajec IG 1 (otw. 2), Koniówka IG 1 (otw. 3), Domański Wierch IG 1 (otw. 4) i Wróblówka IG 1 (otw. 1).

Badania serii osadowych neogenu, występujących w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, rozpoczęto pod koniec XIX w. (Raciborski, 1892). Na podstawie analogii z Kotliną Sądecką autor ten sugerował występowanie osadów miocenijskich pochodzenia morskiego. Niewykluczone, że zasugerowany tym Friedberg (1906, 1912) uznał ility znalezione w Szaflarach (ark. Nowy Targ SMGP) za miocenijskie. Podstawę takiej interpretacji stanowiła fauna, która zdaniem autora później zaginęła. Tym obserwacjom zaprzeczył Kuźniar (1909), określając osady z Szaflar jako jurajskie. Temat wieku geologicznego i genezy sekwencji ilastych z Szaflar na nowo podjął Birkenmajer (1952, 1954), który uznał je za zwietrzelinę aaleńskich łupków ilastych (tzw. murchisonowych), stwierdzając jednocześnie, że cytowana przez Friedberga morska fauna miocenu (np. *Ervilia pusilla* Eichwald) pochodzi z innego

---

<sup>1</sup>Numer otworu w Centralnej Bazie Danych Geologicznych.



stanowiska, nie z Szaflar. Na przełomie XIX i XX w. osadami miocenu z rejonu Podczerwonego i Cichego zajmowali się również geolodzy słowaccy i węgierscy, poszukujący złóż węgla brunatnego w Podczerwonym, co stwierdził Watycha (1976) na podstawie rozmów z miejscową ludnością. O wychodniach węgla brunatnego w Podczerwonym wspomina Halicki (1930). Późniejsze badania geologiczne (Birkenmajer, 1954; Watycha, 1971a, b), paleontologiczne (Woźny, 1976) i paleobotaniczne (Raciborski, 1892; Szafer, 1950, 1952, 1954; Łańcucka-Środoniowa, 1963, 1965; Oszast, 1970a, b, 1973; Stuchlik, 1970) wykazały, że neogeńskie serie osadowe w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej mają wyłącznie genezę lądową (słodkowodną). Pierwsze teorie dotyczące wieku i genezy Kotliny Orawsko-Nowotarskiej określały ją jako zbiornik półsłodkowodny, utworzony pod koniec pliocenu w wyniku tektonicznego obniżania się podłoża, a częściowo w wyniku erozji (Sawicki, 1909; Klimaszewski, 1935, 1948, 1950–51, 1958). Szafer (1950), na podstawie wyników badań paleobotanicznych, przypisał dolnej części osadów wypełniających kotlinę wiek mioceński, a wyższej plioceński. Pierwsze zdjęcie geologiczne osadów neogenu Domańskiego Wierchu, w latach 1943–1951, wykonał Gołąb (1952, 1959). Następnie, w związku z wierceniem na Domańskim Wierchu, badania w tym rejonie prowadził Birkenmajer (1954), a osady budujące wzgórze nazwał molasą lądową wieku torton–sarmat. Zdaniem tego autora (Birkenmajer, 1958a, b), serie Domańskiego Wierchu są osadami stożków napływowych, deponowanymi w kotlinie przez potoki płynące z południa. Zostały one przewiercone w otworze wiertniczym 4 do głębokości około 223 m.

Badania osadów neogenu Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, połączone z pracami kartograficznymi na Podhalu, w latach 70. prowadził Watycha (1975, 1977a, c). Analizując profile głębokich otworów wiertniczych i odsłonięcia powierzchniowe w neogeńskich seriach osadowych, autor ten wyróżnił pięć jednostek litostratygraficznych: warstwy czarnodunajeckie, warstwy orawskie, warstwy z Koniówki, warstwy z Podczerwonego i warstwy mizerniańskie (Watycha, 1977b). Wiek najstarszego ogniwa, warstw z Czarnego Dunajca, wzbudzał kontrowersje i do dziś kwestia ta nie została ostatecznie rozstrzygnięta. Na podstawie wyników badań palinologicznych, określony został na miocen górny (Tran Dinh Nghia, 1974). Woźny (1976) znalezione w tych osadach zespoły ślimaków słodkowodnych zaliczył natomiast do miocenu dolnego. Lesiak (1994) zasugerował wiek środkowomioceński zespołów makroflorystycznych występujących w tych osadach. W ogniwie tym występuje też warstwa tufitów o miąższości 2 m, którą opisali Sikora i Wieser (1974). W ostatnich dekadach wykonano także kilka razy badania tektoniczne zapadliska orawsko-nowotarskiego, obejmujące charakter uskózków i genezę całej struktury (Bac-Moszaszwili, 1995; Pomianowski, 1995, 2003; Baumgart-Kotarba, 1996, 2001; Łój i in., 2007; Struska, 2008, 2009). Podobnie jak wyniki badań stratygraficznych, interpretacja tektoniczna zapadliska też nie jest jednoznaczna. Dotychczas przyjęte modele rozwoju tej struktury to: basen z odciągania (*pull-apart basin*) (Bac-Moszaszwili, 1995; Baumgart-Kotarba,

2001), basen utworzony wzdłuż wygięcia otwierającego (*releasing bend*) (Pomianowski, 1995, 2003) oraz basen międzyprzesuwczy powstały z połączenia mniejszych, kulisowo ułożonych basenów (Struska, 2008, 2009). Na podstawie profilowań sejsmicznych udokumentowane zostały także plejstocenyjskie rowy tektoniczne Wróblówki i Pieniążkowic w północno-wschodniej części Kotliny Orawskiej oraz przebieg stref uskokowych w rejonie Domańskiego Wierchu (Baumgart-Kotarba i in., 2001). Zjawiska neotektoniczne, których jednym z przejawów jest występowanie spękanych klastów w pliocenich żwirach zapadliska, badali: Zuchiewicz (1994), Tokarski i Zuchiewicz (1998) oraz Kukulak (1999). Wyniki tych badań pozwoliły na rekonstrukcję pola naprężeń w tej części Karpat na przełomie pliocenu i plejstocenu (Tokarski, Zuchiewicz, 1998). Budową geologiczną i tektogenezą Kotliny Orawskiej, której południowo-zachodnia część znajduje się poza granicami Polski, zajmowali się też geolodzy słowaccy. Należą do nich m.in.: Nemčok i Lexa (1990), Nemčok (1993), Nagy i inni (1996) oraz kilku innych, których wyniki badań przedstawione zostały w monograficznej publikacji dotyczącej północno-zachodniej Orawy (Gross i in., 1993). Pomimo istniejących wciąż rozbieżności interpretacyjnych można powiedzieć, że Kotlina Orawsko-Nowotarska jest najlepiej rozpoznana pod względem budowy geologicznej, genezy i ewolucji strukturalnej oraz zjawisk neotektonicznych częścią obszaru arkusza Czarny Dunajec SMGP.

Stratygrafia utworów czwartorzędu na obszarze niecki Podhala opiera się głównie na kryteriach geomorfologicznych. Wykształceniem litologicznym osadów czwartorzędu i datowaniem poziomów tarasów rzecznych na przedpolu Tatr Zachodnich zajmowali się: Romer (1929), Halicki (1930), Klimaszewski (1948), Watycha (1976, 1977) oraz Kukulak (1993). Rozwój budowy geologicznej i ewolucję rzeźby w plejstocenie i holocenie analizowali również: Klimaszewski (1950–1951, 1972), Mojski i Watycha (1984) oraz Baumgart-Kotarba (1978, 1980, 1982, 1983). Duży wkład w rozpoznanie stratygraficzne osadów czwartorzędowych w Tatrach i na Podhalu wniosły prace prowadzone z inspiracji Lindnera (Lindner i in., 1993, 2003; Lindner, 1994, 2008). W pracach tych, m.in. na podstawie datowań wieku bezwzględnych osadów, stwierdzono co najmniej czterokrotny rozwój lodowców w Tatrach, odpowiadający zlodowaceniom Günz, Mindel, Riss i Würm. Na Podhalu śladami tych zlodowaceń są pokrywy żwirów rzeczno-lodowcowych. W zlodowaceniu Würm wyróżniono trzy stadiały: Suche Wody, Bystrej i Białki (Lindner i in., 1993, 2003; Lindner, 1994). Rozwój rzeźby Podhala i kształtowanie koryt rzecznych wraz towarzyszącymi im tarasami, w warunkach aktywności tektonicznej tego obszaru w czwartorzędzie i późnym neogenie badała Baumgart-Kotarba (1983).

W Tatrach i na Podhalu prowadzono również badania paleobotaniczne i palinologiczne osadów czwartorzędowych (m.in.: Koperowa, 1958; Oszast, 1970a, 1970b, 1973; Stuchlik, 1970; Tran Dinh Nghia, 1974; Hrynowiecka-Czmielowska, 2009). Najbliższymi stanowiskami badań paleobotanicznych były: Puścizna Rękowiańska (Koperowa, 1962; Obidowicz, 1990, 2005), Przymiarki

(Obidowicz, 1990), Szaflary (Birkenmajer, Stuchlik, 1975), Palenica (Harmata, 1969) i Molkówka (Koperowa, 1962; Obidowicz, 1996). Badaniami torfowisk Kotliny Orawsko-Nowotarskiej zajmowali się m.in.: Niezabitowski-Lubicz (1922), Obidowicz (1990) i Łajczak (2006, 2009).

Zagadnienia związane z występowaniem i rozwojem osuwisk na obszarze Zachodniego Podhala opracowali m.in.: Śliwa i Wilk (1954), Bober (1971, 1985, 1986) oraz Kukulak (1988). Badania geologiczno-inżynierskie, powiązane z analizą osuwisk w rejonie Cichego i Ratułowa prowadził Bober (1967). Możliwość wykorzystania osadów czwartorzędowych Podhala jako źródła surowców budowlanych analizowali: Matyjasik i Szajkowska (1951), Bobrowski i Kociszewska-Musiał (1953), natomiast sedimentację współczesną w korytach rzek tego regionu zbadał Unrug (1957).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Na obszarze arkusza Czarny Dunajec wyróżnić można cztery strefy charakteryzujące się odmiennym typem rzeźby terenu, co wynika z ich różnej genezy i budowy geologicznej. Są to od północy: Beskid Orawsko-Podhalański stanowiący zachodni fragment Beskidu Żywieckiego, Kotlina Orawsko-Nowotarska, Pieniny i Pogórze Gubałowskie.

Północny fragment badanego terenu zajmuje Beskid Orawsko-Podhalański. W jego zachodniej części, od miejscowości Piekielnik do Odrowąza grzbiety wzniesień układają się w kierunku SW–NE, aby dalej ku wschodowi zmienić kierunek na zbliżony do równoleżnikowego (tabl. I). Szerokość pasma beskidzkiego w rejonie miejscowości Krauszów wynosi 2,5 km i zmniejsza się ku zachodowi do 1,5–2,0 km w okolicy Piekielnika. Obszar ten charakteryzują łagodne, niewysokie wzniesienia pocięte szerokimi dolinami potoków o małych spadkach. Różnice wysokości wahają się między 600 m n.p.m. w dolinach a 750 m n.p.m. w kulminacjach wzniesień. Relief górski ożywia się przy północnej granicy terenu arkusza i dalej poza jego granicami. Na wschodzie, w okolicy Ludźmierza granica Beskidu Orawsko-Podhalańskiego z Kotliną Orawsko-Nowotarską jest niewyraźna, natomiast koło Krauszowa podkreśla ją wysoki próg wycięty przez Czarny Dunajec w skałach serii magurskiej. Dalej ku zachodowi granica pasma beskidzkiego ma bardziej skomplikowany przebieg. Dwukrotnie, w rejonie Potoku Pieniążkowickiego i koło miejscowości Załużne, odchyła się ku północy, wcinając się wyraźnie w skały serii magurskiej, co spowodowane jest przez uskoki o kierunku NW–SE i NE–SW, rozcinające brzeg płaszczowiny magurskiej. Strefy te wykorzystywane są przez potoki spływające do Czarnego Dunajca.

Kotlina Orawsko-Nowotarska we wschodniej części obszaru arkusza ma szerokość około 4 km, ku zachodowi rozszerza się znacznie – do 13 km w rejonie Czarnego Dunajca – i sięga daleko na południe. Rozcina pieniński pas skałkowy i Pogórze Gubałowskie, aż do miejscowości Chochołów.



Na obszarze arkusza Czarny Dunajec SMGP wyróżniono trzy plejstocenyjskie tarasy erozyjno-akumulacyjne. Najstarszy i zarazem najwyższy znajduje się na wysokości 25,0–35,0 m n.p. rzeki. Występuje zarówno na wschodnim, jak i zachodnim brzegu doliny Czarnego Dunajca, w okolicy Domańskiego Wierchu, a także przy granicy polsko-słowackiej. Pod względem morfologicznym nie są to typowe tarasy, ale silnie zdenudowane powierzchnie zrównań, które opadają ku dolinie długimi i łagodnymi stokami. Tarasy te ukształtowane zostały podczas zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich.

Młodsze tarasy plejstocenyjskie także położone są po obu stronach doliny Czarnego Dunajca i znajdują się na wysokości 10,0–25,0 m n.p. rzeki. Oddzielone są one od tarasów najwyższych łagodnymi stokami. Najlepiej wykształcone są od okolic Chochołowa do Podczerwonego. Tarasy te powstały w stadiale dolnym i środkowym zlodowacenia Wisły.

Tarasy najmłodsze położone są na wysokości 4,0–10,0 m n.p. rzeki. Najlepiej wykształcone są w okolicy Czarnego Dunajca. Od tarasów wyżej leżących oddzielone są wyraźnymi krawędziami o wysokości kilku, a nawet kilkunastu metrów.

Tarasy najmłodsze od okolic Chochołowa i Koniówki tworzą formę rozległego stożka Czarnego Dunajca.

Powierzchnia stożka, łagodnie nachylona ku północy, porozcinana jest licznymi płytkimi i krętymi korytami spływowymi, interpretowanymi jako paleokoryta Czarnego Dunajca z okresu późnoglacialnego, gdy rzeka miała charakter roztokowy (Baumgart-Kotarba, 1989, 1991). Większość z nich jest sucha, natomiast potoki, takie jak: Czarna Woda, Gruniki i Borowy, wraz z dopływami odwadniają obszar stożka, płynąc ku północnemu zachodowi. Miejscami, w obniżeniach terenu utworzyły się torfowiska, mokradła i zatorfienia palczasto wchodzące w zagłębienia starych koryt. Do największych torfowisk wysokich należą: Puścizna Wielka, Puścizna Rękowiańska i Puścizna Rudne znajdujące się w zachodniej części obszaru arkusza. W wyniku wieloletniej eksploatacji torfów ich powierzchnia uległa sukcesywnemu zmniejszeniu. Oprócz potoków, odwodnieniu i osuszeniu powierzchni stożka służy też dobrze rozwinięta sieć kanałów melioracyjnych o przebiegu prostoliniowym. Równinę stożka przecina koryto Czarnego Dunajca.

Podczas powodzi rzeka zmienia koryto i formuje tarasy akumulacyjne (zalewowe) różnej wysokości, w przedziale od 1 do 4 m, których zasięg często ulega zmianom. Tarasy te występują wzdłuż koryta Czarnego Dunajca. Współcześnie, w wyniku intensywnej eksploatacji żwirów dla budownictwa, koryto rzeki obniżyło się o około 1–2 m, a regulacja (jazzy, obudowa brzegów między Chochołowem a miejscowością Podczerwone), zmieniła na tym odcinku charakter rzeki.

Wschodnia granica Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, na odcinku od Koniówki do miejscowości Stare Bystre przebiega wzdłuż łagodnie nachylonych zboczy Domańskiego Wierchu. Na wschód

od Starego Bystrego podkreśla ją wyraźnie dolina Wielkiego Rogoźnika. Ten odcinek jest zarazem północną granicą pienińskiego pasa skałkowego. W rejonie Starego Bystrego pasmo skałkowe obcięte zostało uskokami o kierunku SW–NE, zrzucone tektonicznie na znaczną głębokość i przykryte osadami neogenu. Na powierzchnię wynurza się ponownie na Słowacji w rejonie miasta Trstena, skąd ciągnie się w kierunku południowo-zachodnim, w stronę Wiednia.

Domański Wierch rozciągający się wzdłuż południowo-wschodniej granicy zapadliska, z kulminacją 748 m n.p.m. w rejonie wsi Miętustwo, zbudowany jest z serii osadowych neogenu, które zostały wypiętrzone we wczesnym plejstocenie. Zaczyna się na południowy zachód od Rogoźnika, gdzie wychodzi z dna kotliny i powoli podnosi się w stronę miejscowości Ciche. Grzbiet Domańskiego Wierchu ma charakter powierzchni zrównania utworzonej we wczesnym plejstocenie.

Na obszarze arkusza Czarny Dunajec SMGP znajduje się, wysunięty najdalej na zachód na terytorium Polski, fragment pienińskiego pasa skałkowego. Pasma to, o szerokości około 3 km charakteryzuje wyrazisty, silnie zróżnicowany relief, co związane jest z jednej strony ze zróżnicowanym wykształceniem litologicznym serii pienińskich, obejmującym zarówno twarde, odporne na procesy wietrzenia odmiany wapieni i skał krzemionkowych, jak i mniej odporne margle i łupki, z drugiej zaś ze skomplikowaną budową tektoniczną. Podkreślają go skaliste garby i skalice tworzące ciągi o przebiegu równoleżnikowym, otoczone szerokimi, łagodnymi dolinami. Najważniejszym wzniesieniem tej części pasma skałkowego jest góra Żar (in. Żdżar) o wysokości 728,0 m n.p.m., zbudowana z twardych wapieni jury górnej i kredy dolnej. Wiele spośród jurajskich skałek występuje obecnie w sposób fragmentaryczny, co spowodowane jest eksploatacją serii skalnych w minionych wiekach, głównie wapieni jurajskich, do celów budowlanych. Świadczą o tym liczne strome skarpy, którym towarzyszą płaskodenne zagłębienia, a także pozostawione bloki skalne o regularnych kształtach i śladach obróbki. Dwa największe, nieczynne kamieniołomy znajdują się na południe od Rogoźnika (rezerwat Skałka Rogoźnicka).

Relief południowej części terenu arkusza, obejmującej serie fliszu podhalańskiego, czyli Karpat wewnętrznych, charakteryzują grzbiety i wzniesienia o wyrównanych wierzchołkach, oddzielone od siebie głęboko wciętymi dolinami. Dłiny są v-kształtne, a stoki grzbietów i zbocza dolin są najczęściej jednostajnie nachylone, rzadziej wypukło-wklęsłe lub wypukłe. Najstarszą formą morfologiczną na badanym terenie jest dolina Czarnego Dunajca, która powstała w neogenie, a geneza jej związana jest z aktywnością tektoniczną zapadliska orawsko-nowotarskiego. Wyróżnia się ona także rozmiarami, zarówno głębokością, jak i szerokością, które są wynikiem intensywnej erozji wód wypływających z topniejących lodowców tatrzańskich w plejstocenie. Główny grzbiet tego pasma biegnie od miejscowości Bańska Niżna przez Bański Wierch, a następnie skręca na południe i w obrębie Pogórza Gubałowskiego ciągnie się aż do Zębu. Zarówno grzbiet główny, jak i inne, położone na zachód od niego, rozgałęziają się w różne strony, tworząc liczne odnogi, przeważnie o kierunku W–E.

Ich południowe zbocza często zaburzone są przez osuwiska, natomiast na zboczach północnych zjawiska te występują rzadziej. Podobnie dzieje się w dolinach dopływów potoków Bystrego i Cichego, w których osuwiska obejmują również ich źródłowe części. Największe osuwisko zaburza prawe zbocza doliny potoku Cichego (tj. zachodnie zbocze Wierchu nad Górkami) na kilkukilometrowej przestrzeni. W wielu źródłowych częściach potoków, w strefach osuwiskowych i wokół cieków rozwinęły się torfowiska i zatorfienia (młaki). Liczne w tej części obszaru arkusza osiedla i domostwa rozłożyły się głównie na grzbietach wzniesień, rzadziej na zboczach oraz w dolinach potoków. W dolinach położone są jedynie wsie Nowe Bystre i Ciche (Ciche Dolne). Najwyższe wzniesienie na obszarze arkusza znajduje się w jego zachodniej części. Jest to góra Ostrysz osiągająca wysokość 1022,9 m n.p.m. Dolina Czarnego Dunajca między Chochołowem a miejscowością Witów oddziela grupę Ostrysza od odnogi grzbietowej Magury Orawskiej, biegnącej wzdłuż granicy państwa. Grzbietem tym i dalej przez torfowisko Baligówka przebiega główny europejski dział wodny oddzielający zlewnie Wisły od zlewni Dunaju. Wody potoków płynących na zachód od niego zbiera Czarna Orawa i Wag, a na wschód Czarny Dunajec.

Większa część obszaru arkusza znajduje się w dorzeczu Czarnego Dunajca, a tylko południowo-wschodnia część badanego terenu odwadniana jest przez dopływy Białego Dunajca. Cały ten obszar należy do zlewni Morza Bałtyckiego. Natomiast zachodnia część badanego terenu, znajdująca się w obrębie stożka Czarnego Dunajca i sięgająca ku północy na obszar płaszczowiny magurskiej, odwadniana jest przez Potok Piekienik wraz z dopływami, który wpada do Czarnej Orawy, należącej do dorzecza Vagu. Obszar ten należy do zlewni Morza Czarnego. Na badanym terenie znajduje się dział wodny. W obrębie zapadliska orawsko-nowotarskiego słabo zaznacza się on w morfologii terenu. W niecce podhalańskiej występują wody termalne o doskonałych parametrach technicznych (wysoka temperatura, niska mineralizacja i dobra odnawialność), udokumentowane także na obszarze arkusza w otworze 5 – Chochołów PIG 1 (Chowaniec, 2009).

### **III. BUDOWA GEOLOGICZNA**

Obszar arkusza Czarny Dunajec charakteryzuje się bardzo urozmaiconą budową geologiczną, co wynika z jego położenia na kontakcie Karpat wewnętrznych z zewnętrznymi. Występują tu cztery odrębne jednostki strukturalne zbudowane z serii osadowych mezozoiku i kenozoiku, o różnej genezie i historii geologicznej. Są to (z północy na południe): płaszczowina magurska Zachodnich Karpat zewnętrznych (strefa krynicka), zapadlisko orawsko-nowotarskie, pieniński pas skałkowy i paleogeński kompleks fliszowy Karpat wewnętrznych. Wymienione jednostki oddzielone są od siebie wyraźnymi granicami tektonicznymi lub sedymentacyjnymi. Jak wynika z badań geofizycznych i informacji, których dostarczyły głębokie otwory wiertnicze wykonane na terenie Podhala, w podłożu paleogeńskich

serii fliszowych znajdują się płaszczowiny tatrzańskie wraz z waryscyjskim podłożem granitowym. Pieniński pas skałkowy jest odrębną i głęboko zakorzenioną strukturą, której pochodzenie i geneza wciąż budzą kontrowersje.

## A. STRATYGRAFIA

### Serie (sekwencje) tatrzańskie

#### 1. Trias

##### Trias środkowy

Dolomity i wapienie. Najstarszymi rozpoznanymi skałami serii tatrzańskich (reglowych) są na obszarze arkusza dolomity wapniste, twarde, zwięzłe, szaro-beżowe, z przeławiczeniami szarych wapieni dolomitycznych i brekcji dolomitycznych. Opisywane osady nie występują na powierzchni terenu, zostały stwierdzone w profilu otworu 5 (Chochółów PIG 1; [tabl. II](#)), na głębokości: 3183,0–3572,0 m (Chowaniec i in., 1992).

##### Trias górny

Łupki ilaste i piaskowce (zielonkawe, wiśniowe, brunatne) mogą reprezentować trias górny w facji kajpru karpackiego. Nie występują na powierzchni terenu. Zostały stwierdzone w profilu otworu 5, na głębokości: 3132,0–3183,0 m (Chowaniec i in., 1992).

#### 2. Jura+kreda

##### Jura środkowa+górną (?) +kreda dolna

Wapienie i wapienie margliste, szare, z przeławiczeniami twardych iłowców i mułowców. W tej serii występują także brekcje i lustra tektoniczne. Utwory te zostały stwierdzone w profilu otworu 5, na głębokości: 3076,0–3132,0 m (Chowaniec i in., 1992).

#### 3. Eocen

##### Eocen środkowy

Zlepieńce, z wkładkami piaskowców, mułowce i wapienie (eocennu mulitowy). Zlepieńcom towarzyszą piaskowce jasnoszare, mułowce ciemnoszare z detrytusem roślinnym, dolomity, wapienie, wapienie margliste, twarde, ciemnoszare i iłowce dolomityczno-margliste, ciemnoszare. Opisywane osady eocenu środkowego nie występują na powierzchni terenu zostały stwierdzone w profilu otworu 5, na głębokości: 3076,0–2996,0 m (Chowaniec i in., 1992).

## Pieniński pas skałkowy

### 1. Jura

#### a. Jura dolna–środkowa

##### Pliensbach–aalen

##### Pliensbach górny–aalen dolny

Wapienie (plamiste, ciemnoszare, niebieskawe) (formacja wapieni z Szopki – serie braniska i pienińska). Efekt plamistości ławice wapieni zawdzięczają silnej bioturbacji osadów przez bezkręgowce bentoniczne. Zawierają także liczne skorupki małżów *Bositra buchi* (Roemer) i amonity o znaczeniu stratygraficznym. Formacja została wyróżniona przez Birkenmajera (2008) w masywie Trzech Koron, w rejonie Przełęczy Szopka. Pozycję stratygraficzną określono na podstawie zespołów amonitów. Dolną część formacji zaliczono do poziomu *Margaritatus* (podpoziom Stockesi), wyższą do poziomu *Spinatum* pliensbachu górnego (Birkenmajer, Myczyński, 1994). Ze względu na kontakt sedimentacyjny z wyżej leżącą formacją łupków ze Skrzypnego, Birkenmajer (2008) umieścił formację wapieni z Szopki w przedziale wiekowym pliensbach górny–aalen dolny. Maksymalna miąższość formacji wynosi 60–70 m.

Margle i wapienie margliste, średnioławicowe, szare, plamiste, z przeławiczeniami szarych łupków marglistych (formacja margli z Krem-pachów – serie braniska i czorsztyńska). W omawianych osadach licznie występują makroskamieniałości, wśród których opisano szereg gatunków amonitów o znaczeniu stratygraficznym: *Lytoceras audax*, *Lydellia aalensis*, *Leioceras opalinum*, *Ludwigia purchisonae*, a także belemnity, małże i ramienionogi. Miąższość formacji waha się w przedziale 10–30 m.

#### b. Jura środkowa

##### Aalen–bajos

##### Aalen górny–bajos dolny

Łupki ilaste i margliste, mułowce i wapienie margliste czarne, ciemnoszare ze sferosyderytami (formacja łupków ze Skrzypnego – serie braniska i czorsztyńska), które wietrzejąc, przybierają rdzawą i czerwoną barwę. Konkrecje sferosyderytowe zawierają liczne, często spirytyzowane, skamieniałości w tym amonity: *Phylloceras tatricum*, *Ludwigia purchisonae*, *Hyperlioceras discites*, a także belemnity, ślimaki, małże (*Bositra buchi*) i ramienionogi. Miąższość formacji najczęściej dochodzi do 10 m, maksymalnie osiąga 30 m.

## Bajos Bajos dolny

Wapienie detrytyczne, krynoidowe, z konkrecjami pirytowymi i fosforytowymi (formacja wapienia ze Smolegowej – seria czorsztyńska). Wapienie są białe i żółte. W dolnej części formacji występują charakterystyczne konkrecje pirytowe i fosforytowe oraz niewielkie fragmenty zielonkawych wapieni i onkoidów. Zespoły skamieniałości obejmują fragmenty łodyg liliowców (krynoidy), nieliczne ramienionogi i belemnity. Jedynie w najniższej części formacji został znaleziony zespół amonitów, który umożliwił określenie wieku na bajos dolny i środkowy (Krobicki, Wierzbowski, 2004). Miąższość formacji jest zmienna, w niektórych profilach osiąga 150 m.

Wyhodni wapieni krynoidowych różowych lub czerwonych, reprezentujących formację wapienia z Krupianki, występujących w nieczynnym kamieniołomie w Szaflarach, tuż za wschodnią granicą obszaru arkusza, nie znaleziono. Jednak w okolicy przysiółka Kosy (fragment miejscowości Maruszyna), w korycie potoku, w którym odsłaniają się ciemnoszare łupki formacji ze Skrzypnego, zaobserwowano prostopadłościennie bloki różowego wapienia krynoidowego. Mogą one wskazywać na eksploatację tych wapieni, w minionych wiekach i sugerować ich występowanie w podłożu niewielkiej, płaskodennej kotliny nieopodal potoku. Różowe wapienie krynoidowe miały duże walory dekoracyjne.

### Bajos dolny–bajos górny

Margle (zwięzłe), wapienie gruboławicowe (do 50 cm), plamiste i łupki margliste, szaroniebieskie (formacja wapieni z Podzamcza) oraz wapienie krynoidowe z rogowcami (formacja wapieni z Flaków – serie braniska i pienińska). W wapieniach i marglach formacji wapieni z Podzamcza występują przeławicenia łupków marglistych, szaroniebieskich, o miąższości do 1 m oraz liczne skamieniałości: amonity z rodzajów *Sonninia*, *Dorsetensia*, *Oppelia*, *Oecotraustes*, *Stephanoceras*, aptychy, belemnity i małże z gatunku *Bositra buchi* (Roemer). Miąższość formacji wynosi 40–50 m.

Formację wapieni z Flaków reprezentują cienkoławicowe wapienie krynoidowe z wkładkami i bułami rogowców szaroniebieskich. Towarzyszą im przeławicenia zielonkawych wapieni plamistych, margli glaukonitowych z konkrecjami szamozytowymi, rzadziej czerwonych wapieni z konkrecjami fosforytowymi. Skamieniałości występują sporadycznie i obejmują amonity, belemnity i małże. Miąższość formacji nie przekracza 20 m.

### Baton–kelowej

Radiolaryty cienkoławicowe, szarozielone, czarne, manganowe i łupki krzemionkowe (formacja radiolarytów z Sokolicy – serie braniska



i p i e n i ń s k a ). Radiolaryty są cienkoławicowe (1–3 cm), szarzielone, szaroniebieskie lub czarne manganowe, z przeławiczeniami łupków krzemionkowych oraz pakietem wapieni marglistych i krzemionkowych w spagu. Charakterystyczne są czarno-niebieskie naloty związków manganu. Poza szkielecikami radiolarii, licznie występującymi w łupkach, nie stwierdzono innych skamieniałości. Miąższość formacji wynosi ponad 20 m.

### c. Jura górna

#### Oksford–kimeryd

#### Oksford–kimeryd dolny

Radiolaryty czerwone, zielone, wapienie krzemionkowe, wapienie radiolariowe, łupki ilaste i łupki margliste (formacja radiolarytów z Czajakowej – seria czorsztyńska). Wyróżnia się dwa ogniwa: dolne – radiolaryty czerwone i górne – radiolaryty zielone. Zespół skamieniałości obejmuje: radiolarie, aptychy i szczęki (ryncholity) głowonogów oraz belemnity, na podstawie których określono pozycję stratygraficzną formacji. Ich miąższość wynosi od kilku do 40 m.

## 2. Jura–kreda

### a. Jura górna–kreda dolna

#### Kelowej–berias

Wapienie bulaste, czerwone, margle hematytowe, wapienie krynoidowe i rogowce radiolariowe (formacja wapienia czorsztyńskiego) oraz wapienie organogeniczne, czerwone, wapienie mikrytowe, białe, wapienie krynoidowe, muszłowce i brekcje synsedymantacyjne (formacja wapieni dursztyńskich, ogniwo muszłowców z Rogoży, ogniwo muszłowców z Rogoźnika – seria czorsztyńska). Formację wapienia czorsztyńskiego reprezentują czerwone wapienie mikrytowe, słabo uławicone, miejscami bulaste, margle czerwone z hematytem, wapienie krynoidowe, z soczewkami rogowców radiolariowych (facja *Ammonitico Rosso*). W dolnej części formacji osady są skondensowane, z powierzchnią typu hard ground, z naskorupieniami i konkrecjami manganowymi. Opisano w nich liczne skamieniałości, w tym amonity o znaczeniu stratygraficznym: *Macrocephalites macrocephalus*, *Reineckeia greppini* (charakterystyczne dla keloweju) oraz rodzaje: *Maltoniceras*, *Phylloceras*, *Haploceras*, *Sowerbyceras* (z oksfordu–kimerydu). Wyżej występują czerwone, masywne wapienie mikrytowe z fragmentami liliowców planktonicznych z rodzaju *Saccocoma*, a także amonitami o znaczeniu stratygraficznym, m.in.: *Orthaspidoceras uhlandi* (Oppel), *Hybonotoceras hybonotum* (Oppel) – przewodnimi dla kimerydu i tytonu dolnego. Miąższość formacji waha się od 2 do 15 m.

Do formacji wapieni dursztyńskich należą wapienie organogeniczne czerwone i różowe, białe wapienie mikrytowe z licznymi kalpionellami, wapienie krynoidowe, białe muszłowce amonito-wo-ramienionogowe, brekcie synsedymantacyjne (facja *biancone*). Zespoły kalpionelli z *Crassicollaria* i *Calpionella* wskazują na interwał czasowy od tytonu środkowego do beriasu dolnego.

Dla tej formacji charakterystyczne są również czerwone i białe muszłowce, odsłaniające się w profilu Skałki Rogoża, na południe od Rogoźnika, wyróżniane odpowiednio jako – ogniwo muszłowców z Rogoży i ogniwo muszłowców z Rogoźnika. Kutek i Wierzbowski (1986) wyrazili pogląd, że ogniwa te są równowiekowe i zastępują się obocznie. Czerwone muszłowce z Rogoży zawierają liczne amonity o znaczeniu stratygraficznym, m.in.: *Taramelliceras compositum* (Oppel), *Streblites tenuilobatus* (Oppel), *Glochiceras lithographicum* (Oppel), przewodnie dla kimerydu i tytonu dolnego. Występują w nich także belemnity, ramienionogi, krynoidy i korale osobnicze. Zespoły dinocyst wapiennych i kalpionelli, z rodzajami *Crassicollaria* i *Calpionella*, wskazują na powstanie osadów w interwale czasowym od kimerydu górnego do tytonu górnego (Wierzbowski, Remane, 1992; Rehakova, Wierzbowski, 2005). Białe, żółtawe i różowawe muszłowce z Rogoźnika charakteryzuje spoiwo mikrytowe. Zawierają one liczne, niewielkich rozmiarów amonity, aptychy, ramienionogi i krynoidy, rzadziej belemnity, jeżowce i zęby ryb. Obydwa ogniwa muszłowców występują w nieczynnym kamieniołomie w Rogoźniku. Miąższość formacji w serii czorsztyńskiej wynosi 38 m.

#### b. Jura–kreda dolna

##### Jura–barrem

Wapienie mikrytowe, uławicone, białe, jasnoszare, z rogowcami i wkładkami łupków (formacja wapienia pienińskiego – serie braniska i pienińska). Wapienie mikrytowe są wyraźnie uławicone, białe, jasnoszare i szare, z ciemnymi soczewkami rogowców. W wyższej części występują cienkie przeławicenia łupków czarnych, w niższej charakterystyczne mikrofacje radiolariowo-kalpionellowe. Makroskamieniałości (amonity, belemnity i ramienionogi) są niezbyt liczne. Wiek formacji został określony na podstawie amonitów i belemnitów (Andrusov, 1945; 1953), aptychów (Gąsiorowski, 1962), a także zespołów kalpionelli (Borza, 1969) i obejmuje interwał czasowy od tytonu dolnego do barremu. Miąższość formacji wynosi od około 90 do 180 m.

### 3. Kreda

#### a. Kreda dolna

##### Apt–alb

Łupki, wapienie rogowcowe i mułowce, czarne oraz zielone (formacja z Kapuśnicy – serie braniska i pienińska). Formacja obejmuje łupki czarne lub ciemnoszare z wkładkami wapieni rogowcowych i mułowców oraz ciemnoszare, czarne, zielone wapienie pla-



miste, niekiedy z przeławiczeniami piaskowców drobnoziarnistych i zlepieńców w najwyższej części kompleksu. Makroskamieniałości są niezbyt liczne (amonity, aptychy, belemnity i małże), wśród mikroskamieniałości wymienić należy otwornice planktoniczne o znaczeniu stratygraficznym. Zespoły makrofauny i mikrofauny pozwoliły na określenie wieku formacji na apt–alb (Kokoszyńska, Birkenmajer, 1956; Alexandrowicz, 1966). Miąższość formacji wynosi od około 10 do 45 m.

#### b. Kreda dolna–górną

##### Alb–cenoman

##### Alb–cenoman dolny

Wapienie margliste i wapienie bulaste, czerwone (formacja z Chmielowej) oraz wapienie i łupki margliste z czertami, zielone i czarne (formacja z Pomiedznika – seria czorsztyńska). Wapienie margliste formacji z Pomiedznika są cienkoławicowe, zielone, czarne, niekiedy plamiste z wkładkami i soczewkami czertów radiolarowych czarnych. W górnej części znajdują się łupki margliste i margle czarne i zielone, bez czertów. W obrębie tych osadów występuje zespół otwornic planktonicznych z rodzajów: *Hedbergella*, *Praeglobotruncana* i *Thalmaninella*, charakterystycznych dla albu. Miąższość formacji dochodzi do 35 m.

Wapienie margliste i wapienie bulaste, czerwone lub pstre formacji z Chmielowej zawierają nieznaczne makroskamieniałości, głównie belemnity i muszle inoceramów. Znaczenie stratygraficzne mają otwornice planktoniczne, takie jak: *Hedbergella*, *Thalmaninella*. Zespoły otwornic analizował Alexandrowicz (1979), który wskazał gatunek *Globigerinelloides breggiensis* (Gandolfi) jako przewodni dla albu środkowego i górnego. Miąższość formacji jest niewielka od 1 do 10 m.

#### c. Kreda górną

##### Cenoman–kampan

Łupki ilaste, czerwone, zielone i pstre (formacja łupków z Malinowej – seria grajcarcka). Łupki są ilaste lub margliste, ciemnoczerwone, zielone i pstre z cienkimi wkładkami zielonych piaskowców wapnistych. W środkowej części formacji występują wkładki tufitów biotytowo-skaleniovych świadczące o aktywności wulkanicznej basenów tetydzkich. Na obszarze arkuza formacja ta odsłania się w korycie i brzegach Potoku Trawnego, na południe od Rogoźnika. Na odcinku około 200 m występują sekwencje ciemnoczerwonych, szarozielonych i pstrych łupków niewapnistych, z przeławiczeniami drobnoziarnistych, cienkoławicowych, jasnoszarych piaskowców wapnistych. Ławice piaskowców, o miąższości od 1 do 10 cm, tworzą miejscami większe nagromadzenia. Zawierają ziarna kalcytu i łuszczyków (muskowit, biotyt), wykazują warstwowanie skośne lub konwolutive, a na powierzchniach spągowych ławic obserwuje się hieroglify prądowe. W ławicach piaskowców występują liczne skamieniałości śladowe typu: *Planolites*, *Chondrites*, *Protospalaeodictyon* pozostawione

przez organizmy bezszkieletowe (robaki) i *Scolicia prisca*, utworzone przez jeżowce nieregularne. W zespołach mikrofauny dominują otwornice bentoniczne o skorupkach zlepieńcowatych (*Dorothia*, *Spiroplectammina*, *Glomospira*, *Uvigerinammina* i inne). Znaczenie stratygraficzne mają otwornice planktoniczne z rodzaju *Globotruncana*. Gatunki *Uvigerammina jankoi* Majzon, *Uvigerammina praejankoi* Neogu i *Marginotruncana sigali* Mornod, a także zespoły radiolarii wskazują na turoński wiek sekwencji (Bak i in., 2000). W profilu Potoku Trawnego, formacja łupków z Malinowej ku północy przechodzi w formację jarmucką, natomiast jej południowa granica ma charakter tektoniczny. Jest to strefa kontaktu serii Grajcarka, do której należą sekwencje kredowe, z serią czorsztyńską reprezentowaną przez formację łupków ze Skrzypnego wieku jurajskiego (aalen–bajos środkowy). W strefie południowej miąższość formacji jest niewielka (do 10 m), w strefie północnej wzrasta nawet do 180 m.

### Cenoman–mastrycht

#### Cenoman dolny–mastrycht

Margle, wapienie margliste, zielone, czerwone, pstre, piaskowce i łupki radiolariowe (formacja margli z Jaworek – seria pienińska). W obrębie tej formacji podrzędnie występują poziomy piaskowcowo-mułowcowe i łupkowe, o charakterze fliszowym, a także wkładki rogowców z radiolariami. Makroskamieniałości są nieliczne, natomiast liczniejsze mikroskamieniałości, głównie otwornice, pozwoliły na określenie pozycji stratygraficznej opisywanych osadów. Miąższość formacji wynosi od około 20 do 50 m, miejscami nawet około 100 m.

#### Cenoman–mastrycht dolny

Margle ceglasczerwone (ogniwo margli z Pustelni – seria pienińska) zawierają liczne otwornice planktoniczne. Dawniej były wyróżniane jako margle globotrunkanowe lub puchowskie. Stanowią one ogniwo formacji margli z Jaworek. Pozycję stratygraficzną tego kompleksu określono na podstawie otwornic planktonicznych na cenoman–mastrycht dolny (Jednorowska, 1979). Na obszarze arkusza, odsłonięcie margli w potoku Mały Rogoźnik koło miejscowości Zaskale, obejmuje wyłącznie część sekwencji odpowiadającą mastrychtowi dolnemu (Jednorowska, 1979). Miąższość ogniwa wynosi od 30 do 100 m.

### Koniak–kampan

#### Koniak–kampan dolny

Piaskowce, mułowce, łupki margliste i margle piaszczyste (formacja sromowiecka – serie pienińska i braniska) tworzą sekwencje o charakterze fliszowym. Piaskowce są wapieniste, uziarnione frakcjonalnie i laminowane. Deponowane były przy udziale prądów zawieszinowych. Na spągowych powierzchniach ławic piaskowców występują liczne hieroglify prądowe, a także organiczne w postaci śladów żerowania lub pełzania organizmów bentonicznych.

Spotyka się także wkładki żwirowców ilastych i zlepieńców będących efektem osuwisk podmorskich. Zlepieńce zawierają materiał egzotyczny, pochodzący z poza pienińskiego pasa skałkowego (m.in. otoczaki granitów i dolomitów). Makroskamieniałości są nieliczne i obejmują głównie małże gruboskorupowe z rodzaju *Inoceramus*. Liczniej występują otwornice, wśród których przeważają formy bentoniczne, ale zidentyfikowano także otwornice planktoniczne o znaczeniu stratygraficznym (m.in. rodzaj *Globotruncana*). Miąższość formacji waha się od kilkudziesięciu do ponad 100 m.

#### Kampan–mastrycht

##### Kampan górny–mastrycht

Brekcje, zlepieńce, często w postaci słabo spojonych żwirów, także piaskowce, mułowce i łupki margliste (formacja jarmucka – serie braniska i czorsztyńska). Są to osady synorogeniczne, o czym świadczą m.in. olistolity zawierające duże bloki skał serii pienińskich, o charakterze fliszu proksymalnego i molasy (Birkenmajer i in., 1979). W zlepieńcach występują zarówno ostrokrawędziste fragmenty skał pienińskich, jak i magurskich, z niewielką domieszką otoczków skał egzotycznych. W czasie prac reambulacyjnych, w Potoku Molczym na południe od Starego Bystrego, znaleziono dobrze obtoczony fragment bazaltu oliwinowego. Makroskamieniałości i mikro-skamieniałości są nieliczne, w piaskowcach lokalnie występuje detrytus zwęglonych roślin. Opisano małże z rodzaju *Inoceramus* oraz duże i małe otwornice, które pozwoliły na określenie pozycji stratygraficznej sekwencji (Bieda, 1935; Birkenmajer, Geroch, 1963). W strefie południowej miąższość formacji jest niewielka i waha się od 10 do 50 m, natomiast w strefie północnej osiąga nawet 4500 m. Analiza zespołów nanoplanktonu wapiennego z łupków czarnych, z rejonu rezerwatu Skałka Rogoźnicka, wykonana w ramach prac reambulacyjnych, potwierdziła mastrychcki wiek sekwencji.

#### 4. Kreda+paleogen

##### a. Kreda górna+eocen

##### Mastrycht + eocen

Łupki margliste, z wkładkami margli i przeławiczeniami piaskowców, mułowców oraz zlepieńców (sukcesja Maruszyny). Łupki i margle są zielonkawe, czerwone i pstre. Występują także przeławiczenia piaskowców drobnoziarnistych i mułowców oraz ławica zlepieńców o charakterze osuwiska podmorskiego. Sukcesja jest silnie zaburzona tektonicznie (liczne brekcje, kliważ) ze względu na występowanie w strefie kontaktu pienińskiego pasa skałkowego z kompleksem fliszu podhalańskiego. W omawianych osadach opisano bogate zespoły mikrofauny, obejmujące głównie otwornice bentoniczne o skorupkach zlepieńcowatych (rodzaje: *Ammodiscus*, *Dorothia*, *Haplofragmoides*), a także gatunki otwornic planktonicznych o znaczeniu stratygraficznym. Zespoły otwornic zawierają zarówno gatunki charakterystyczne dla mastrychtu dolnego: *Globotruncana arca*, *Globotruncana linneiana* i *Globotruncana*

*stuarti*, jak i gatunek *Abathomphalus mayaroensis* wskazujący na mastrycht górny (Birkenmajer, Jednorowska, 1983a). W profilu potoku Skrzypnego rozpoznano także sukcesję paleogeńską obejmującą głównie margle i łupki margliste, czerwonawe i pstre. Zawierają one również zespoły otwornic bentonicznych i planktonicznych wskazujące na paleocen oraz eocen dolny i środkowy (Morgiel, Sikora, 1972, 1973; Birkenmajer, Jednorowska, 1983a).

### **Seria magurska (strefa krynicka)**

#### **1. Paleogen**

##### **a. Eocen–oligocen**

##### **Eocen środkowy + górny–oligocen**

Piaskowce gruboławicowe – warstwy magurskie. Podrzędnie występują przewarstwienia turbidytów: piaskowców cienkoławicowych, zlepieńców, margli i łupków pstrych. Piaskowce zbudowane są z kwarcu, skaleni i muskowitu z domieszką minerałów ciężkich i litoklastów. Spoiwo jest wapnisto-ilaste. Niektóre ławice piaskowców zawierają detrytus roślinny. Górną część kompleksu, odsłaniającą się przy kontakcie z zapadliskiem orawsko-nowotarskim, w rejonie miejscowości Pieniążkowice, Dział i Długopole, wyróżnia zwiększona zawartość ziaren skaleni i okruchów granitowych (Cieszkowski, 1979). Wiek formacji został określony na podstawie mikrofauny, która obejmuje duże i małe otwornice, w tym formy planktoniczne. W zespołach dużych otwornic występują gatunki *Nummulites distans* Deshayes i *Nummulites millecaput* Boubeé, wskazujące na niższą część eocenu górnego (Bieda, 1946). W piaskowcach magurskich z Jabłonki Jednorowska (1968) stwierdziła zespół otwornic planktonicznych charakterystyczny dla eocenu górnego. Sukcesję tę do rangi formacji podnieśli Birkenmajer i Oszczytko (1989). Miąższość formacji magurskiej w strefie krynickiej wynosi 2000–2500 m.

##### **b. Oligocen**

Piaskowce cienkoławicowe z przeławiczeniami łupków ilastych i margli – warstwy malcowskie. Piaskowce dominują w profilach, są drobno-, średnio- i gruboziarniste niebieskoszare. W ich składzie przeważają: kwarc, litoklasty i bioklasty węglanowe, miejscami występuje także detrytus roślinny. Charakterystyczne są naloty tlenków manganu i skupienia pirytu. Struktury sedymentacyjne obejmują różne odmiany warstwowań (frakcjonalne, konwolutne, laminacja pozioma i skośna) oraz hieroglify mechaniczne i organiczne. Wśród ichnoskamieniałości opisano m.in. rodzaje: *Acantoraphe*, *Helicolithus*, *Zoophycos* i *Sabularia*. W sukcesjach tych, o charakterze fliszowym, występują także wkładki gruboławicowych piaskowców muskowitowych typu magurskiego. Wiek formacji określono na podstawie zespołów otwornic planktonicznych na eocen górny–oligocen (Cieszkowski, Olszewska, 1986). Miąższość formacji wynosi od około 600 do 800 m.

## 2. Neogen

### a. Miocen

Drobnoziarniste piaskowce margliste szare z przeławiczeniami łupków ilastych i margli oraz piaskowce gruboławicowe – warstwy ze Starego Bystręgo. W sekwencjach tych występują zespoły mikroskamieniałości wskazujące na morską genezę: igły gąbek, otwornice, radiolarie, okrzemki i nanoplankton wapienny. Na ich podstawie wiek sukcesji został określony jako miocen dolny i środkowy (Cieszkowski i in., 1993). Na obszarze arkuśza Czarny Dunajec sekwencje te ukazują się spod osadów plejstocenu i holocenu na obszarze zapadliska orawsko-nowotarskiego.

## Flisz podhalański

### 1. Paleogen

#### a. Oligocen

##### Oligocen dolny

Piaskowce średnioławicowe i gruboławicowe oraz zlepieńce, z pakietami łupków – warstwy szaflarskie. Udział poszczególnych odmian litologicznych decyduje o trójdzielny podziale tego kompleksu. W ogniwie dolnym dominują piaskowce szare, najczęściej średnioziarniste. Występują również odmiany gruboziarniste i zlepieńcowate o dużej miąższości ławic dochodzącej do 3 m. Towarzyszą im mułowce wapniste i ciemnoszare łupki ilaste. Miejscami występują ławice piaszczyste typu *debris-flow* i osady osuwisk podmorskich. W części środkowej przeważają łupki, często mułowcowe. Piaskowce są zwykle drobnoziarniste, cienkoławicowe lub średnioławicowe. Niektóre pakiety brunatnych łupków ilastych i krzemionkowych, podobne są do łupków menilitowych. Spotyka się również pojedyncze ławice dolomitów żelazistych. W ogniwie górnym dominują szare, średnioławicowe i gruboławicowe piaskowce wapniste. Charakteryzują się one zmiennym uziarnieniem, a niekiedy także dużą ilością detrytusu roślinnego. Na podstawie wyników analizy nanoplanktonu wapiennego ich wiek określono na oligocen dolny (rupel środkowy) (Garecka, 2005), co zostało potwierdzone wynikami badań zespołów dinocyst (Gedl, 1999, 2000a, b). Maksymalna miąższość warstw szaflarskich wynosi 950 m, z czego na powierzchni odsłania się około 700 m.

Łupki ilaste i mułowcowe, z pojedynczymi ławicami piaskowców, dolomitów żelazistych, lokalnie zlepieńców (warstwy zakopiańskie dolne). Dominującym składnikiem warstw zakopiańskich dolnych są łupki, których ilość w profilach waha się w granicach 50–100%, oscylując często przy górnej granicy. Wyróżnić można dwa rodzaje łupków: ciemnobrunatne, ilaste, o cienkopłytovej (blaszkowej) oddzielności, zawierające dużą ilość łuszczyków oraz szare łupki ilaste i mułowcowe, o grubszej oddzielności i przełamie muszlo-

wym. Pierwsze z nich charakteryzuje też występowanie: materiału piaszczystego i żwirowego w postaci smug lub soczewek, a także pojedynczych otoczków wielkości 1–2 cm (dolomity, piaskowce, fragmenty łupków), laminacji wyrażonej naprzemianległym układem jaśniejszych i ciemniejszych warstewek z dużą ilością substancji węglistej oraz łusek i elementów szkieletowych ryb. Wśród łupków miejscami występują ławice dolomitów żelazistych (ankerytów). Ich skład chemiczny podaje Wieser (1973):  $\text{CaCO}_3$  (55–57%),  $\text{MgCO}_3$  (37–39%),  $\text{FeCO}_3$  (7–10%). Druga odmiana łupków występuje w wyższej części warstw zakopiańskich wraz z licznymi piaskowcami cienkoławicowymi. Piaskowce są szare lub ciemnoszare, przeważnie drobnoziarniste, zbite, często o charakterystycznej, kostkowej łupliwości. Na spągowych powierzchniach występują drobne hieroglify, głównie pochodzenia organicznego z rodzaju *Planolites* (Pieńkowski, Westwalewicz-Mogilska, 1986). Przeważa warstwowanie laminowane i przekątne. W górę profilu ilość ławic piaskowcowych wzrasta. Wyniki analizy petrologicznej pozwalają określić je jako piaskowce szarogłazowe (Bromowicz, Rowiński, 1965).

Pozycja stratygraficzna warstw zakopiańskich dolnych określona została na podstawie wyników analizy nanoplanktonu wapiennego na najwyższą część oligocenu dolnego – poziom NP 24 *Sphenolithus distentus* (Gaździcka, 1999; Garecka, 2005). Maksymalna miąższość warstw zakopiańskich dolnych wynosi około 1200 m.

#### Oligocen górny

Piaskowce cienkoławicowe, mułowce i łupki (warstwy zakopiańskie górne). Przeważają piaskowce drobnoziarniste, warstwowane frakcjonalnie, w wyższej części sekwencji depozycyjnych – laminowane równolegle. Zawierają serycyt, niekiedy dużą ilość zwęglonych szczątków roślinnych. Na dolnych powierzchniach ławic piaskowców występują hieroglify organiczne. Wśród nich najliczniej reprezentowane są rodzaje: *Taphrelminthoida*, *Taphrelminthopsis* i *Sabularia*. Tworzą one horyzonty korelacyjne na południowych stokach Pasma Gubałowskiego (Pieńkowski, Westwalewicz-Mogilska, 1986). Piaskowce cienkoławicowe, średnioławicowe, rzadziej gruboławicowe stanowią około 50% profilu. Przeławiczone są rytmicznie mułowcami i łupkami kwarcowo-dolomitycznymi, niekiedy silnie wapnistymi. Sporadycznie pojawiają się niewielkie buły dolomitów żelazistych i warstewki tufitów. Cały kompleks charakteryzuje się jaśniejszymi barwami w porównaniu z sekwencjami warstw zakopiańskich dolnych i wybitną rytmiką sedymentacji. Maksymalna miąższość warstw zakopiańskich górnych wynosi około 800 m. Na obszarze arkusza osiągają one miąższość około 600 m. Pozycję stratygraficzną warstw zakopiańskich górnych Garecka (2005) określiła jako oligocen górny (szat dolny), poziom nanoplanktonowy NP 24 *Sphenolithus distentus*.

Piaskowce drobnoziarniste, średnioziarniste i gruboziarniste z przeławiczeniami łupków ilastych (warstwy chochołowskie dolne). Dolną granicę



warstw chochołowskich wyznacza pojawienie się większej ilości ławic piaskowców o dużej miąższości. Towarzyszą im: zwirowce ilaste, poziomy tufitowe i osuwiska. Piaskowce warstw chochołowskich charakteryzuje większa miąższość ławic i mniejsza wapnistość w stosunku do warstw zakopiańskich. Są zwykle mniej zwięzłe, zawierają też liczne toczence. Niekiedy ławice piaskowców o miąższości od 1 do 2 m tworzą potężne, kilkunastometrowe kompleksy. Granica pomiędzy warstwami zakopiańskimi a chochołowskimi jest umowna i w niektórych rejonach trudna do wyznaczenia. Ku stropowi ilość i miąższość ławic piaskowców wzrasta, a zmniejsza się ilość łupków. Piaskowce są przeważnie drobno- i średnioziarniste, lokalnie zlepieńcowate, o zmiennej miąższości ławic. Spoiwo piaskowców jest ilasto-żelaziste, rzadziej wapniste. W niektórych ławicach występuje duża ilość serycytu i drobny detrytus roślinny, tworzący ciemne laminy. Na spągowych powierzchniach ławic występują hieroglify prądowe i wleczeniowe; hieroglify organiczne pojawiają się rzadziej niż w warstwach zakopiańskich górnych. Należą głównie do rodzajów *Taphrelminthoidea* i *Colichnus* (Pieńkowski, Westwalewicz-Mogilska, 1986). W ławicach piaskowców występuje warstwowanie laminowane, przekątne i frakcjonalne, wskazujące na turbiditową genezę osadów. Łupki warstw chochołowskich są jaśniejsze od zakopiańskich, zwykle szare, niekiedy oliwkowo-zielone i zawierają węglan wapnia. Wśród pakietów łupkowych występują tufity, różniące się od łupków barwą, stopniem diagenety (są mniej spoiste, miękkie, plastyczne), a przede wszystkim składem mineralnym. Miąższość warstewek tufitów waha się od jednego do kilkunastu centymetrów, barwa od białej, przez srebrzysto-szarą, kremową do żółtawej, co związane jest z ich diagenetą oraz wietrzeniem. Na podstawie wyników analizy materiału piroklastycznego, charakter magmy macierzystej określony został jako: dacytowy lub riodacytowy (Michalik, Wieser, 1959) lub dacytowy i dacytowo-andezytowy (Sobień, 2005). W warstwach chochołowskich dolnych występują też ławice zlepieńców o charakterze spływowym, zawierających okruchy skał tatrzańskich: wapień, dolomity, radiolaryty, kwarcyty, granity, a nawet skały wylewne (Gołąb, 1959). Wiek warstw chochołowskich oceniany jest na oligocen górny (szat), poziom nanoplanktonowy NP 24 *Sphenolithus distentus* (Garecka, 2005). Miąższości kompleksu wynosi 800–1000 m.

P i a s k o w c e g r u b o ł a w i c o w e , z l e p i e ń c e , m u ł o w c e i ł u p k i i l a s t e ( w a r s t w y c h o c h o ł o w s k i e g ó r n e ). Piaskowce warstw chochołowskich górnych są różnoziarniste, zwarte, miejscami zlepieńcowate lub przeławiczone zlepieńcami. Łupki, a raczej mułowce o oddzielności łupkowej są szare, zielono-szare, lokalnie ciemnoszare, rozpadają się na nieregularne okruchy. Miejscami zawierają cienkie (5–15 cm) przewarstwienia twardych, szarych piaskowców drobnoziarnistych, z licznym muskowitem i detrytusem roślinnym. W stropowej części ogniwa występuje pakiet mułowców o miąższości 8–25 m rozdzielony pojedynczymi ławicami piaskowców (1–3 m) różnoziarnistych, zlepieńcowatych, słabo zwięzłych, spękanych na duże bloki. Warstwy chochołowskie górne charakteryzujące się przewagą piaskowców nad łupkami zajmują centralną część niecki podhalańskiej budując najwyższe partie wzniesień. Pozycję stratygraficzną warstw chochołow-

skich górnych określić można na najwyższy oligocen górny, poziom nanoplanktonowy NP 25 *Sphenolithus ciproensis* (Garecka, 2005). Maksymalna miąższość kompleksu wynosi około 600 m.

## **2. Paleogen–neogen**

### **a. Oligocen–miocen**

#### **Oligocen górny–miocen dolny**

Piaskowce z przeławiczeniami zlepieńców i łupków ilastych – warstwy ostryskie. Piaskowce charakteryzują się zróżnicowaną miąższością ławic, najczęściej są one drobno- i średnio-, rzadziej gruboziarniste. Te ostatnie, zdaniem Gołąba (1959), występują w spągu i w stropie kompleksu. Towarzyszą im ławice zlepieńców zawierających otoczaki kwarcu i skał krystalicznych. Wśród piaskowców występują pakiety łupków ilastych, których udział wzrasta ku górze profilu. Strop warstw ostryskich jest erozyjny. Na obszarze arkusza kompleks ten buduje wyższą część Góry Ostrysz, występuje również na zachód od doliny Czarnego Dunajca. Po stronie słowackiej odpowiada mu formacja białopotocka (Gross i in., 1993; Sotak i in., 2007). Wiek tej sukcesji określany był początkowo jako oligoceński (Dudziak, 1986). Na podstawie wyników analizy zespołów otwornic planktonicznych (Olszewska, Wieczorek, 1998) i nanoplanktonu wapiennego (Garecka, 2005) kompleks ten sytuowany jest obecnie na pograniczu oligocenu i miocenu (poziomy nanoplanktonowe NP 25–NN1). Miąższość warstw ostryskich nie przekracza 300 m.

W poprzedniej wersji arkusza (Watycha, 1976) zasięg przestrzenny warstw ostryskich ograniczony był jedynie do wierzchołka Góry Ostrysz. Jednak wykształcenie litologiczne sekwencji fliszowych na zachód od doliny Czarnego Dunajca upoważnia do zaliczenia ich do najwyższego ogniwa fliszu podhalańskiego. Podobny zasięg warstw ostryskich przedstawił Gołąb (1959) na schematycznej mapie Zachodniego Podhala. Ponadto, przyjęte rozwiązanie umożliwia korelację kompleksów litostratygraficznych po obu stronach granicy państwowej.

## **Zapadlisko orawsko-nowotarskie**

### **1. Neogen**

#### **a. Miocen**

##### **Miocen górny**

Zlepieńce, żwiry, piaski i namuły ilasto-pyłowate, z wkładkami lignitu – warstwy z Czarnego Dunajca są to najstarsze osady zapadliska orawsko-nowotarskiego. Kompletne profile warstw z Czarnego Dunajca występują w otworach Czarny Dunajec IG 1 (otw. 2) i Koniówka IG 1 (otw. 3), gdzie osiągają miąższość około 340 i 160 m. W spągu kompleksu występują 30-metrowej miąższości osady żwirowo-piaszczyste, składające się z wielu



nakładających się na siebie warstw żwirowych z licznymi otoczakami, rozdzielonych warstwami i soczewkami mułowcowo-piaszczystymi. W warstwach zlepieńców otoczaki ułożone są bezładnie, a spoiwo ilasto-piaszczyste zawiera szczątki roślinne. Ku górze profilu pojawia się więcej osadów drobnoziarnistych – piaski, mułowce, niekiedy margliste lub z dużą zawartością szczątków roślinnych, w tym warstwy lignitu. Zdaniem Watychy (1977a), w części dolnej kompleksu w zlepieńcach występują głównie otoczaki pochodzące ze skał budujących płaszczowinę magurską, ku górze zwiększa się ilość materiału skalnego reprezentującego flisz podhalański i serie pienińskie. Na występowanie w zlepieńcach oprócz otoczków pochodzących z fliszu podhalańskiego także skał tatrzańskich (dolomity, kwarcyty, skały krystaliczne) wskazują zarówno wykonane w czasie reambulacji arkusza obserwacje terenowe, jak i wyniki analizy petrologicznej. Warstwy czarnodunajeckie charakteryzuje cykliczność sedimentacji. Kolejne cykle depozycyjne zaczynają się osadami gruboziarnistymi – żwirami lub piaskami, a kończą warstwami ilów, często z dużą ilością zwęglonych szczątków roślinnych, w tym lignitu. Ponadto, w odsłonięciach w Potoku Bystrym na północ od Miętustwa (fragment miejscowości Ciche), opisano dwumetrowej miąższości warstwę tufitów o składzie odpowiadającym magmom riolitowym (Sikora, Wieser, 1974; Birkenmajer, 1979). Pozycja stratygraficzna określona została na podstawie wyników badań palinologicznych na miocen górny (Tran Dinh Nghia, 1974; Oszast, Stuchlik, 1977; Cieszkowski, 1992, 1995), nie wykluczony jest też wiek środkowomioceni (Lesiak, 1994). Natomiast Woźny (1976), na podstawie badań ślimaków słodkowodnych, wskazał wiek oligoceni-dolnomioceni.

Na obszarze arkusza odsłonięcia warstw czarnodunajeckich znajdują się w dnie i na brzegach Czarnego Dunajca, między Chochołowem a Koniówką.

Mułki i iły, z detrytusem roślinnym, wkładkami lignitu oraz przeławiczeniami piasków i żwirów – warstwy orawskie. Warstwy te leżą w ciągłości sedimentacyjnej na warstwach czarnodunajeckich. Kompletne profile opisano w otworach Czarny Dunajec IG 1 (otw. 2 – miąższość około 180 m) i Koniówka IG 1 (otw. 3 – około 125 m), a odsłonięcia występują w dnie i zboczach doliny Czarnego Dunajca na północ od Chochołowa oraz w okolicy Cichego. Osady widoczne w odsłonięciach składają się z licznych cykli depozycyjnych o miąższości od 6 do 20 m, zaczynających się utworami piaszczystymi lub mułowcowymi, w wyższej części żwirami. Skład petrologiczny żwirów jest zmienny: na południu przeważa materiał pochodzący z fliszu podhalańskiego z domieszką tatrzańską, w rejonie Czarnego Dunajca – otoczaki fliszu magurskiego (Watycha, 1977a). Wiek warstw orawskich określono na podstawie wyników badań palinologicznych na miocen górny (Oszast, Stuchlik, 1977), a na podstawie zespołu ślimaków słodkowodnych na miocen środkowy (Woźny, 1976).

## b. Pliocen

### Pliocen dolny

Zlepieńce, piaskowce i mułowce, często z dużą domieszką frakcji ilastej i z węglonym detrytusem roślinnym – warstwy z Koniówki. Niektóre sekwencje mułowcowo-ilaste zawierają dobrze zachowane liście, a także niedużej miąższości warstewki węgla brunatnego i lignitu. W zlepieńcach, które najliczniej występują w stożku Starego Bystrego, przeważają otoczaki fliszu podhalańskiego. Cykle depozycyjne charakteryzują się niekompletnym wykształceniem, co przejawia się brakiem poziomów żwirowych w wyższej części sukcesji. W spągu większości cykli występują warstwowane osady ilasto-piaszczyste, powyżej których sedymentacja jest zdominowana przez mułki szarozielone o bezładnej strukturze, zawierające kongrecje wapienne i liczne muszle ślimaków słodkowodnych i lądowych (m.in.: *Carichium marinae* Steklov, *Carichium plicatum* Steklov, *Carnifex oxystoma* Klein, *Helix* cf. *steinhaimensis* Klein, *Helix* cf. *pachystoma* Klein, *Hyalinia miocenica* Audreae – Woźny, 1976). Kompleks ten, wyróżniany jako warstwy z Koniówki, na powierzchni ukazują się w dolinie Czarnego Dunajca i na południe od Starego Bystrego. Rozpoznany został także w profilach otworów Czarny Dunajec IG 1 (otw. 2) i Koniówka IG 1 (otw. 3), gdzie osiąga miąższość 130 i 200 m. Florę występującą w odsłonięciach na Domańskim Wierchu zbadała Zastawniak (1972) i zaliczyła ją do pliocenu. Podobne wnioski uzyskali Oszast i Stuchlik (1977) na podstawie wyników badań palinologicznych. Woźny (1976), analizując zespoły słodkowodnych ślimaków, zaliczył je do najwyższego miocenu górnego. Podobne stanowisko przyjął Watycha (1977a).

### Pliocen dolny–środkowy

Piaskowce, mułowce piaszczyste lub ilaste, z kongrecjami wapiennymi i wkładkami żwirów oraz wkładkami węgla brunatnego – warstwy z Podczerwonego. Podobnie jak w sukcesji leżącej bezpośrednio poniżej, cykle depozycyjne są niepełne. Zaczynają się poziomami piaszczystymi, które przechodzą w kompleksy mułowcowo-ilaste, laminowane lub o strukturze bezładnej. Nagromadzenia znacznych ilości szczątków roślinnych wskazują na przejście do sedymentacji bagiennej w najwyższej części cykli sedymentacyjnych. Poziomy węgla brunatnego osiąga miąższość 1 m. Wkładki żwirów występują rzadko. Seria ta zajmuje centralną część zapadliska orawsko-nowotarskiego. Odsłonięcia znajdują się w dolinie Czarnego Dunajca między Koniówką a Podczerwonem i na zboczach Domańskiego Wierchu, w okolicy Cichego Dolnego. Została ona również stwierdzona w profilu otworu Czarny Dunajec IG 1 (otw. 2), gdzie osiąga miąższość 250 m. W profilu tym Woźny (1976) opisał skorupki ślimaków lądowych. Pliocenijski wiek tej sukcesji określiła Oszast (1970a) na podstawie wyników badań palinologicznych.

## Pliocen górny

Zlepience, żwiry, piaski i mułki, z detrytusem roślinnym – warstwy z Mizernej stanowią najmłodszy neogeński kompleks osadowy zapadliska orawsko-nowotarskiego, przykryty serią żwirów wodnolodowcowych najstarszego plejstocenu. Kryterium pozwalającym oddzielić od siebie te dwie serie osadowe o podobnym charakterze jest skład petrologiczny żwirów. W kompleksie plioceńskim występują wyłącznie otoczaki fliszu podhalańskiego (głównie piaskowce drobnoziarniste warstw chochołowskich i ostryskich), podczas gdy w seriach plejstocenijskich także materiał tatrzański (Kukulak, 1998). Sukcesja ta znana jest z profilu otworu Domański Wierch IG 1 (otw. 4) oraz z odsłoneń powierzchniowych na południe od Starego Bystrego. W okolicy przysiółka Skałka (fragment miejscowości Stare Bystre) występuje bezpośrednio na seriach pienińskich, co można obserwować w odsłonięciu w korycie Potoku Bystrego. Jednak najlepiej rozpoznana została we wschodniej części Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, w okolicy miejscowości Mizerna (ark. Krościenko SMGP), gdzie występują osady zawierające nagromadzenia flory lądowej. Bogaty zespół szczątków roślinnych z dobrze zachowanymi liśćmi opisał Szafer (1954), określając ich wiek jako plioceński. Podobne zespoły florystyczne w części orawskiej opisała Oszast (1970b). Na podstawie wyników analizy palinologicznej, autorka ta określiła także wiek sukcesji osadowej z otworu Domański Wierch 1 (otw. 4) jako pliocen górny (Oszast, 1973).

## Czwartorzęd

### a. Plejstocen

#### Zlodowacenia najstarsze

Żwiry i namuły z detrytusem roślinnym, stożków napływowych na powierzchni terenu występują poniżej grzbietu Domańskiego Wierchu, na jego południowym stoku. Tworzą kilkumetrową listwę osadów o szerokości około 300 m i długości kilku kilometrów. Utwory te zostały przewiercone w otworze 4, ich spąg znajduje się na głębokości około 26 m (przyjęta granica z pliocenem górnym). Nie można jednak wykluczyć, że miąższość tych osadów jest znacznie mniejsza i wynosi jedynie kilkanaście metrów, gdyż na podstawie wyników badań paleobotanicznych nie można było jednoznacznie postawić granicy pomiędzy pliocenem górnym a czwartorzędem.

Pod względem genetycznym są to osady stożków napływowych potoków: Cichego, Bystrego i Wielkiego Rogoźnika, składające się z wielu warstw otoczakowo-żwirowych, rozdzielonych warstwami osadów ilastych i namułów ze szczątkami roślinnymi (Urbaniak, 1960). Miejscami pojawiają się przeławicenia piasków. Główny składnik żwirów stanowią dobrze obtoczone otoczaki piaskowców o średnicy od 5 do 30 cm, pochodzące z fliszu podhalańskiego (Watycha, 1977a). Wyniki analizy palinologicznej wykazały współwystępowanie zespołów palinomorf typowych zarówno dla czwartorzędu, jak i starszych, mioceńskich, znajdujących się na wtórnym złożu. Osady tego zlodowacenia

zostały stwierdzone także w profilu otworu 1 (Wróblówka IG 1) na głębokości 111,8–112,5 m (Watycha, 1973). Reprezentują one osady stożków napływowych potoków płynących z północy, z jednostki magurskiej Karpat (m.in. Potoku Pieniążkowickiego). Składają się z różnej wielkości okruchów piaszczystych, ostrokrawędzistych lub dobrze obtoczonych, zielonoszarych, pochodzących z serii magurskiej. Podobne osady, zawierające szczątki roślin charakterystycznych dla chłodnego klimatu zostały znalezione w Mizernej na terenie arkusza Krościenko SMGP (Szafer, 1954). Można przypuszczać, że serie osadowe najstarszego zlodowacenia występują na obszarze zapadliska orawsko-nowotarskiego, na częściowo zerodowanych osadach neogenu (Watycha, 1977a).

#### Interglacjał augustowski

Żwirry, piaski i ropy rzeczne i poziomy z otoczkami reprezentujące interglacjał augustowski (wg. starszych podziałów plejstocenu, w tym także Watychy (1977a), interglacjał kromerski, podlaski) zostały stwierdzone tylko w profilu otworu 1 (Wróblówka IG 1) na głębokości 112,5–104,0 m (Watycha, 1973). Składają się z warstw otoczkowo-żwirowych i piaszczystych o beładnej teksturze, zielonoszarych, z wkładkami zielonych ropy piaszczystych z sieczką roślinną.

Żwirry i piaski reprezentują fację korytową, a ropy facje pozakorytowe (rozlewiska powodziowe). Osady te budują stożki napływowe lub są deponowane w jeziorzyskach. Są one podobne do sekwencji występujących w okolicy Mizernej, zawierają szczątki roślin klimatu cieplejszego. Odpowiadają one zatem okresowi interglacialnemu (Szafer, 1954). Osady rzeczne i jeziorne najstarszego interglacjału stwierdzono również we wschodniej części Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, w rejonie miejscowości Frydman i Dębno (Watycha, 1975, 1976). Ponadto, osady z otworu 1 (Wróblówka IG 1) zawierają mocno zwietrzałe otoczki skał tatrzańskich, co wskazuje na transport materiału skalnego z południa. Świadczy to o rozcięciu przez Czarny Dunajec garbu, który tworzył flisz podhalański między Magurą Orawską a Butorowym Wierchem, i kaptaż Potoku Siwa Woda. Osady tego interglacjału, chociaż nie występują na powierzchni terenu, zajmują prawdopodobnie środkową część Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (Watycha, 1977a).

#### Zlodowacenia południowopolskie

Iły i mułki zastoiskowe o miąższości 2 m występują w otworze we Wróblówce (otw. 1) od głębokości 102 do 104 m. Są to żółte i zielone ropy z przewarstwieniami mułków i piasków. W osadach tych znajdowane są otoczki kwarcytowe.

Podobnie wykształcone osady znalezione w Mizernej (Szafer, 1954) zostały zaliczone do okresu zlodowaceń południowopolskich na podstawie zimnolubnych zespołów florystycznych. W Mizernej wyróżniono także górny poziom ropy zastoiskowych rozdzielonych utworami wodnolodowcowymi (Watycha, 1977a). Osiąga on miąższość 15,2 m i reprezentowany jest przez ropy, pyły i piaski występujące w zespołach cienkich lamin.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują w dnie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, pod pokrywą młodszych osadów plejstocenijskich. Zostały stwierdzone w profilu otworu 1 (Wróblówka IG 1) na głębokości 90–102 m (Watycha, 1973). Składają się na nie piaski różnoziarniste ze żwirami.

W dolnej części profilu występują żwiry piaszczyste z soczewkami otoczków, miąższości około 10 m, reprezentujące schyłek okresu glacialnego.

Osady wodnolodowcowe występują w Mizernej (Szafer, 1954). Są to żółte, różnoziarniste piaski ze wstęgami i przewarstwieniami żwirów z otoczkami, w których przeważają kwarcyty, o miąższości 5 m. Skład otoczków w dolnej części ma charakter mieszany i zawiera fragmenty piaskowców magurskich, fliszu podhalańskiego i skał tatrzańskich. W wyższej części występują niemal wyłącznie otoczki pochodzące z Tatr. Osady te tworzyły się prawdopodobnie w interstadiale (Watycha, 1977a).

#### Interglacjał wielki

Piaski i żwiry rzeczne. Według Watychy (1977a) na obszarze Kotliny Orawsko-Nowotarskiej osadów interglacjału wielkiego na powierzchni dotychczas nie stwierdzono. Natomiast w otworze 1, na głębokości 65–72 m, ponad osadami wodnolodowcowymi występuje warstwa osadów rzecznych, składająca się z piasków różnoziarnistych z przewarstwieniami żwirowo-otoczkowymi, którą Watycha (1973) zaliczył do interglacjału wielkiego. W żwirach, których ilość zwiększa się ku stropowi sukcesji, dominuje materiał tatrzański (głównie skały krystaliczne, w mniejszej ilości osadowe) z niewielką domieszką otoczków piaskowców reprezentujących flisz podhalański i serię magurską. Zjawisko to można wiązać ze schyłkiem okresu ciepłego. Zwiększona ilość kwarcytów w piaskach różnoziarnistych, występujących w wyżej leżącej 3-metrowej warstwie, świadczy o nadejściu nowego okresu zimnego (Watycha, 1977a). Otoczki, żwiry i piaski są na ogół ułożone bezładnie. Pochodzą one z moren szybko rozmywanych przez wody z topniejących lodowców na początku okresu interglacialnego. Materiał skalny niesiony był z Tatr przez burzliwie płynące potoki, które po stracie siły nośnej na równinie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej zostawiały go na miejscu bez wcześniejszej segregacji. Tego rodzaju sedymentacja odbywała się stosunkowo krótko, tracąc na sile w miarę zaniku lodowców (Watycha, 1977a). Na warstwie otoczkowo-żwirowej osadziły się drobniejsze frakcje piaszczyste, a w końcu mułki, które w znacznym stopniu uległy zniszczeniu i zachowały się tylko we fragmentach (Watycha, 1973).

#### Zlodowacenia południowopolskie + środkowopolskie

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe (wodnolodowcowe) (pokrywy) występują w południowej części obszaru arkusza w Chochołowie,



na wysokości około 25–30 m n.p. Czarnego Dunajca. Osady te kontynuują się na południe na teren arkusza Tatr Zachodnie SMGP (Piotrowska i in., 2014, 2017). Stanowią one niższy i zarazem młodszy poziom zbudowany z utworów rzeczno-lodowcowych w dolinie Czarnego Dunajca.

Gliny, piaski i żwiry rzeczne oraz wodnolodowcowe tarasów 25,0–35,0 m n.p. rzeki występują na powierzchni terenu w rejonie Domańskiego Wierchu, Koniówki, Rogoźnika, Chochołowa i Podczerwonego przy granicy z Republiką Słowacką. Najwyżej położone powierzchnie tych tarasów zbudowane są z piasków i żwirów wodnolodowcowych określonych przez Watychę (1977a), jako osady najwyższego zasypania. Tworzyły się one w końcowej fazie topnienia lodowców, związanej z ociepleniem klimatu. Na północnym skraju Kotliny Orawsko-Nowotarskiej występują w niewielu miejscach w postaci płatów glin o miąższości od 2,5 do 4,5 m. Osady te zostały potem zerodowane i obecnie tworzą warstwę o miąższości około 3–10 m. Na mapie przedstawiono je łącznie ze żwirami zaliczonymi do zlodowaceń środkowopolskich. Podczas kartowania geologicznego nie stwierdzono jednoznacznej granicy litologicznej i morfologicznej pomiędzy osadami zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich, przedstawionymi na mapie Watychy (1977a). W spągu utwory wodnolodowcowe składają się z bezładnie ułożonych otoczków, żwirów i piasków (średnica ziaren maleje ku górze), przyniesionych w 95% z Tatr. Fragmenty skał krystalicznych, gnejsy i granity, uległy silnemu wietrzeniu i rozpadają się, tworząc miał kwarcowo-skaleniuowo-łyszczkowy w kolorze ochry.

Procesy denudacyjne zachodzące w młodszych okresach plejstocenu spowodowały usunięcie drobnej frakcji osadów, zostawiając na miejscu tylko niezwietrzałe kwarcyty. W wyniku tego procesu, między Chochołowem a Rogoźnikiem, utworzyła się warstwa kwarcytowa, lokalnie osiągająca 2 m miąższości, leżąca na resztkach osadów wodnolodowcowych najwyższego zasypania. W starszej literaturze określane były one terminem zubożałe żwiry ryniska Gronkowskiego lub moreny szaflarskiej albo Domańskiego Wierchu (Romer, 1929). Pozostałością tej warstwy są, występujące pojedynczo lub w niewielkich grupach, duże głązy kwarcytowe rozsiane w paśmie skałkowym. Warstwy wtórnego wzbogacenia w kwarcyty pojawiają się również w osadach Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, np. w otworze 1 (Wróblówka IG 1) na głębokości poniżej 100 m i sygnalizują okresy cieplejsze, pluwialne.

Utwory te zostały udokumentowane w profilu otworu 4 na Domańskim Wierchu, a także w profilach sond mechanicznych wykonanych w ramach prac reambulacyjnych. Są to głównie gliny żółte i brązowe, których genezę można wiązać z zatamowaniem przepływu wód i dostarczaniem do zbiorników materiału zwietrzelinowego. Żwiry występują sporadycznie, zarówno na powierzchni terenu, jak i w profilu otworu. Miąższość tych osadów wynosi zwykle kilka metrów, miejscami dochodzi do 10 m. Spąg osadów rzecznych i wodnolodowcowych nie został jednoznacznie określony. Można

przypuszczać, że całkowita miąższość osadów czwartorzędowych na Domańskim Wierchu wynosi kilkanaście metrów, a poniżej znajdują się osady pliocenu górnego.

W Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej pokrywa tych glin, łącznie z częścią niżej leżących osadów wodnolodowcowych, została w znacznej części zniszczona i pokryta osadami z okresu zlodowaceń północnopolskich (Watycha, 1977a).

#### Zlodowacenia środkowopolskie

Iły, mułki i piaski zastoiskowe (dolne) z tego okresu znajdują się także pod nakładem osadów młodszego plejstocenu, na głębokości 57,0–65,0 m (otw. 1). Na powierzchni terenu osady te nie występują. Sukcesję rozpoczynają osady ilasto-pyłowato-piaszczyste zastoiskowe, drobnowarstwowane, szare i zielonoszare o miąższości 8 m, które korelować można ze zlodowaceniem Odry.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) rozdzielają serię zastoiskową we Wróblówce (otw. 1) na głębokości 55–57 m. Są to żwiry i piaski różnoziarniste z otoczkami. Głównym składnikiem żwirów są piaskowce z serii magurskiej (Watycha, 1977a).

Iły, mułki i piaski zastoiskowe (górne). Górną część serii zastoiskowej budują laminy ilów, mułków i piasków zielonych o miąższości 5,5 m występujące we Wróblówce na głębokości 49,5–55,0 m. Watycha (1977a) ich wiek łączy ze zlodowaceniem Warty. Osady te, przypominające charakterem ily warwowe, są miejscami zasypane pyłami i piaskami pochodzenia eolicznego.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) w otworze wiertniczym 1 we Wróblówce kończą sekwencję osadów zaliczanych przez Watychę (1977a) do zlodowaceń środkowopolskich. Występują one na głębokości 41,5–49,5 m.

#### Zlodowacenia północnopolskie

Głazy, piaski, żwiry i gliny piaszczyste rzeczno-lodowcowe (wodnolodowcowe) (pokrywy) zajmują niewielki obszar położony przy południowej granicy terenu arkusza powyżej rzeki Czarny Dunajec. Utwory te kontynuują się na obszarze arkusza Tatry Zachodnie SMGP, gdzie występują w większości dolin rzecznych na wysokości od 12,0–20,0 m n.p.m. (Piotrowska i in., 2014, 2017).

#### Zlodowacenie Wisły

##### Stadiał dolny

Iły i piaski zastoiskowe stadiału dolnego rozpoczynają serię osadów zlodowaceń północnopolskich, leżących w dnie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Obejmuje ona drobnowarstwowane ily piaszczyste przeławicone warstewkami glin piaszczystych, ochrowożółtych. Seria ta znana jest m.in. z profilu otworu 1 – Wróblówka IG 1 (głęb. 30,5–33,0 m) i innych profili otworów wiertniczych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Omawiane osady mają miąższość 4–5 m. Składają się z piasków różnoziarnistych ze żwirami i otoczkami, w których składzie przeważają elementy tatrzańskie. Utwory te leżą na opisanych wyżej ilach i piaskach zastoiskowych. Udokumentowano je w profilu otworu 1 we Wróblówce (głęb. 29,0–30,5 m). Na nich, w niektórych miejscach Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (poza terenem arkusza), prawdopodobnie w interstadiale oryniackim (brörup), utworzyły się osady jeziorne i rzeczne, głównie mułki z torfami i piaski rzeczne, podobnie jak to zostało stwierdzone we wschodniej części Kotliny (Birkenmajer, Środoń, 1960; Watycha, 1975, 1976).

#### Stadiał dolny + środkowy

Żwiry, piaski i mułki rzeczne oraz wodnolodowcowe tarasów 10,0–25,0 m n.p. rzeki (Czarnego Dunajca) występują na powierzchni terenu szerokim pasem od Chochołowa do Rogoźnika. Watycha (1977a) wyróżnił dwa odrębne tarasy – niższy i wyższy. Terenowe prace reambulacyjne nie potwierdziły wyraźnych krawędzi pomiędzy tymi tarasami, dlatego w obecnej wersji mapy oba tarasy połączono w jedno wydzielenie. Tarasy te oddzielone są od niższych tarasów plejstocentrycznych stadiału górnego wyraźną krawędzią o wysokości od kilku do kilkunastu metrów. W Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej osady tych tarasów występują na starszych osadach czwartorzędowych, natomiast na obszarze niecki podhalańskiej, miejscami na utworach neogenu, a przeważnie na fliszowym cokole strukturalnym. Osady z tego okresu, które pomiędzy Witowem a Podczerwonem mają miąższość około 5–10 m, w okolicy Wróblówki ich miąższość dochodzi do 26 m i zajmują znaczny obszar. Z nich zbudowana jest starsza część stożka Czarnego Dunajca. Serie te składają się z otoczków i żwirów o bezładnej strukturze, zawierających przeważnie otoczki skał krystalicznych, takich jak: granity i gnejsy (60%), łupki krystaliczne i amfibolity (15%) oraz osadowych skał tatrzańskich, w tym kwarcytów (10–12%), wapieni, dolomitów, rogowców i radiolarytów (5%), a także niewielkiej ilości piaskowców fliszu podhalańskiego. Osady te, lekko zwietrzałe, z domieszką piasków gruboziarnistych, ku górze przechodzą w warstwowane piaski ze żwirami lub piaski gliniaste ze żwirami, a te znowu w gliny mułkowate (mułki ilaste), żółte, które ciągną warstwą pokrywają osady żwirowo-otoczkowe. Gliny prawdopodobnie kończyły cykl sedymentacyjny związany ze stadiałem środkowym (Bystrej) (Lindner i in., 1993, 2003; Lindner, 1994) i tworzą na powierzchni terenu warstwę o miąższości 1–2 m. Powstały one w wyniku zatamowania wód potoków przepływających przez Kotlinę. Zdaniem Watychy (1977a), gliny te osadziły się w okresie od najstarszego dryasu do allerödu. Autor ten poglądy swoje oparł na wynikach analizy szczątków roślinnych w profilach torfowisk Puścizna Rękowiańska i Grel (Koperowa, 1962). Obecne wyniki badań nie potwierdzają takiego wieku wspomnianych osadów. Tarasy te, w dolinach potoków płynących z Pogórza Gubałowskiego i Karpat Zewnętrznych, zbudowane są z osadów rzecznych złożonych głównie z okruchów piaskowców przeważnie mocno zwietrzałych, a w paśmie



skałkowym z niewielką domieszką wapieni i radiolarytów. Zmiennej miąższości warstwę żwirowo-otoczkową pokrywają gliny mułkowate o miąższości 1–2 m.

W ramach prac reambulacyjnych wiek osadów budujących tarasy w Podczerwonym i Chochołowie został określony metodą OSL. W Podczerwonym, w skarpie tarasu znajduje się kilkumetrowe odsłonięcie, w którym od góry występują żółte mułki ilaste o miąższości od 0,5 do 1,2 m. Poniżej przeważają żwiry grubookruchowe. Na głębokości około 2 m występuje przewarstwienie piaszczyste, z którego pobrano próbkę do datowania metodą OSL (punkt dok. 3). Otrzymano wynik – 96,0 (98) ka BP (GdTL-1603<sup>2</sup>; Adamiec, 2013). Datę tę można korelować ze stadiąłem dolnym (Suchej Wody). W Chochołowie, z tarasów po zachodniej stronie doliny Czarnego Dunajca pobrano dwie kolejne próbki do datowań metodą OSL. Osady pochodziły z dwóch znajdujących się tam odkrywek. W odkrywce usytuowanej w krawędzi tarasu, tuż nad Czarnym Dunajcem, odsłania się kilkumetrowy profil osadów czwartorzędowych i miocenijskich. Od góry występują tam mułki żółte o miąższości około 2 m, poniżej zalega warstwa ilów szarych o miąższości 1 m oraz warstwa żwirów grubookruchowych – 2 m. Jeszcze niżej znajdują się ily miocenijskie o miąższości około 3 m. Próbkę pobrano z mułów ilastych, z głębokości 1,5 m (punkt dok. 6). Otrzymano wynik – 58,2 (35) ka (GdTL-1600; Adamiec, 2013). Data ta koreluje się ze stadiąłem środkowym (Bystrej) (Lindner i in., 1993, 2003; Lindner, 1994) zlodowacenia Wisły. Jednocześnie wskazuje na znacznie starszy wiek mułków niż sugerował Watycha (1977a). Druga odkrywka usytuowana jest w skarpie o wysokości kilku metrów, usytuowanej kilkaset metrów od koryta rzeki. Odsłaniają się w niej żwiry o miąższości około 3 m. Próbkę pobrano z piaszczystego przewarstwienia, z głębokości 2,3 m (punkt dok. 5). Wiek piasków, otrzymany metodą OSL wynosi 67,1 (59) ka (GdTL-1599; Adamiec, 2013). Data ta, podobnie jak poprzednia, koreluje się ze stadiąłem Bystrej, czyli stadiąłem środkowym zlodowacenia Wisły. Na podstawie datowań OSL można przyjąć, że osady budujące tarasy z okolic Podczerwonego są starsze niż utwory budujące tarasy na zachodnim brzegu Czarnego Dunajca, w okolicy Chochołowa.

#### Stadiał górny

Żwiry, piaski, mułki i ily rzeczne oraz wodnolodowcowe tarasów 4,0–10,0 m n.p. rzeki (Czarnego Dunajca) budują zasadniczą część stożka Czarnego Dunajca po obu stronach rzeki. Miąższość osadów wynosi około 9 m. Żwiry zawierają głównie otoczki skał tatrzańskich z domieszką piaskowców fliszowych. Utwory te były akumulowane w czasie recesji lodowców górskich, prawdopodobnie zarówno z rejonu Doliny Chochołowskiej, jak i Doliny Kościeliskiej. Podobnie jak w przypadku osadów budujących wcześniej opisane tarasy, w stropie

---

<sup>2</sup>Numer laboratoryjny próbki.

żwirów występują żółte i brązowe mułki ilaste. Wiek tych mułków w świetle datowań w żwirowni w okolicy Długopola należy wiązać z holocenem. W odkrywce tej eksploatowane są obecnie na dużą skalę żwiry budujące te tarasy. Z głębokości 1,8 m pobrano próbkę piasków do badania wieku bezwzględnego metodą OSL (punkt dok. 2). Otrzymano wynik 6,56 (70) ka (GdTL-1602; Adamiec, 2013). Wartość ta odbiega od wieku przyjmowanego powszechnie dla tego stadiału. Odmłodzenie wieku mogło być spowodowane naświetleniem badanych osadów, spowodowanym przez eksploatację żwirów lub podczas pobierania próbki. Na głębokości 2 m znajdują się otoczaki skał tatrzańskich budujące cokół tarasów położonych na wysokości 4,0–10,0 m n.p. rzeki, o miąższości około 1 m. W południowo-zachodniej części odkrywki, ponad żwirami występuje sukcesja osadów drobnoziarnistych obejmująca piaski drobnoziarniste ze smugami torfiastymi, torfy i mułki torfiaste z licznymi fragmentami pni drzew. Cała seria ma miąższość około 60 cm. Powyżej zalegają mułki ilaste o miąższości od 1,0 do 1,5 m. Z serii biogenicznej pobrano próbki do badań palinologicznych (Hrynowiecka, 2013), a także do badania wieku bezwzględnego metodą  $^{14}\text{C}$ . Na podstawie wyników badań palinologicznych stwierdzono, że akumulacja torfów rozpoczęła się w młodszym dryasie (Hrynowiecka, 2013). Dalsza akumulacja torfów odbywała się w holocenie.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Gliny, mułki i rumosze skalne, koluwalne występują głównie w rejonie Pogórza Gubałowskiego. Ich miąższość wynosi kilka metrów. Największe osuwiska powstały na przełomie plejstocenu i holocenu, kiedy klimat charakteryzował się dużą ilością opadów przy niskiej pokrywie roślinności. W holocenie, wskutek niszczenia szaty roślinnej przez człowieka, niektóre stare osuwiska ponownie uaktywniły się. Obecnie tworzą się również nowe, niekiedy głębokie osuwiska (np. w Bańskiej – Śliwa, Wilk, 1954), częściej jednak są płytkie, spływowe. W obrębie nawodnionych zwietrzelin często pojawiają się wylewiska. Osuwiska swoimi nieregularnymi, niespokojnymi i zmiennymi formami (ściany, rowy, wyrzuszenia, dolinki) zaburzają wyrównane stoki górskie. W niektórych miejscach, wśród osuniętych mas skalnych rozwinęły się torfowiska i młaki, z których podnóża wypływają źródła.

Gliny, piaski i rumosze skalne, koluwalne (soliflukcyjne) i deluwialne. W okresie przejściowym między plejstocenem, a holocenem u podnóży wzniesień i gór, na zboczach oraz między skałkami gromadziły się gliny z okruchami skalnymi. Powstały w chłodnym klimacie, w wyniku spełznięcia materiału po stoku i splukiwania powierzchniowego. Miąższość osadów waha się od 1 do 3 m. Większa jest na zboczach o małym nachyleniu i tuż nad potokami, jak również tam gdzie podłoże jest zbudowane z margli, mułowców lub łupków (Watycha, 1977a).

Torfy wysokie i niskie, starsze (wg Watychy, 1977a). Na glinach pokrywających osady tarasów wodnolodowcowych (głównie wysokich) i w obniżeniach oraz na powierzchni tarasów

nadzalewowych, a także na zboczach rozwinęły się torfowiska wysokie. Miejscami np. w Baligówce (torfowisko Puścizna Rękowiańska) proces ten trwał od *allerödu*, w przypadku torfowisk Puścizna Wielka i Grel od *böllingu* (Koperowa, 1962), a w innych miejscach od schyłku młodszego dryasu lub *preboreału*. Miąższość torfów w opisywanych torfowiskach wynosi od 4 do 9 m. Składają się z jednolitej masy ciemnobrunatnych torfów, w dole przejściowych od niskich do wysokich, sfagnowych, rozłożonych, a wyżej wysokich, dobrze rozłożonych. W najwyższej warstwie ponownie występują torfy słabiej rozłożone. W górnej warstwie słabo rozłożonych torfów, w spektrum pyłkowym zaznaczają się ślady gospodarki człowieka (Koperowa, 1962). Pierwsze wystąpienie flory synantropijnej odpowiada okresowi *subborealnemu*. Średnie tempo przyrostu torfów w torfowiskach wysokich wynosiło około 0,5 mm na rok (Łajczak, 2009).

Na przełomie plejstocenu i holocenu, a także w holocenie akumulowana była seria biogeniczna, którą można obserwować w czynnej żwirowni w okolicy Długopola. Przykryta jest brązowo-żółtymi, masywnymi mułkami ilastymi o miąższości 1,0–1,5 m. Poniżej znajdują się mułki ciemnoszare, warstwowane horyzontalnie z przewarstwieniami torfów i licznymi szczątkami drzew, o miąższości około 20 cm. Pod mułkami zalega warstwa słabo rozłożonych torfów o miąższości 20 cm, podścielona piaskami humusowymi i piaskami drobnoziarnistymi z domieszką żwirów drobnookruchowych, o łącznej miąższości około 20 cm. Torfy datowano metodą radiowęglową ( $^{14}\text{C}$ ). Otrzymano następujące wyniki: 9920 ±90 BP (GdS-1382) i 9555 ±60 BP (GdC-709) (Pazdur, 2013). Z torfów pobrane zostały także próbki do badań palinologicznych (Hrynowiecka, 2013). Wyniki analizy pyłkowej próbek pobranych w żwirowni Długopole wskazują na późnowistuliański/holoceniński wiek badanych osadów. Trzy najstarsze próbki reprezentują młodszy dryas, charakteryzujący się dominacją roślinnych zbiorowisk otwartych, z licznymi gatunkami roślin zielnych oraz krzewiastych i krzewinkowych. Teren porośnięty był wówczas przez stepopodobne zbiorowiska roślinności z trawami, turzycami i krzewami oraz przez tundrę krzewinkową. W okresie *preborealnym* (trzy kolejne próbki) rozwijały się lasy sosnowe z niewielką domieszką świerka i modrzewia. W zespołach roślinnych nadal ważną rolę odgrywały trawy. Cztery kolejne próbki reprezentują okres *borealny* z dominacją lasów świerkowych z sosną i pojawiającą się gdzieniegdzie leszczyną. Tereny wilgotne, podmokłe znajdujące się w najbliższym sąsiedztwie analizowanego zbiornika, zostały zdominowane przez lasy łęgowe. *Borealny* wiek tych osadów potwierdza datowanie metodą  $^{14}\text{C}$ . Na badanym terenie, okres *atlantycki* charakteryzuje się dalszym rozwojem lasów świerkowych. W stropowej jego części intensywniej rozwijały się zbiorowiska leśne z lipą i leszczyną.

### c. Holocen

Martwica wapienna (wg Watychy, 1977a). Pokrywy i naskorupienia o strukturze laminowanej, także inkrustacje na powierzchni roślin lub rumoszków skalnych, zbudowanych z kalcytu i aragonitu ze śladowymi domieszkami minerałów ilastych, skaleni i tlenków żelaza (Mastella, 2008). Na południe od Starego Bystrego martwica osadziła się w kilku płatach grubości około 1 m i nadal tworzy się w rejonie Bańskiego Wierchu, Ostrysza i w pienińskim pasie skałkowym. Pokrywy te powstają zwykle poniżej źródeł szczelinowych, a także w strefach zaburzonych osuwiskami lub silnie spękanych. Zdaniem Mastelli (2008), występowanie martwic związane jest ze strefami uskokowymi sięgającymi podłoża fliszu i umożliwiającymi migrację wód głębinowych, wzbogaconych w jony  $\text{Ca}^{+2}$ . Na podstawie analogii z martwicą wapienną znajdującą się w Gliczarowie, dla której wykonano badania szczątków roślinnych (Halicki, Lillpop, 1932), można przypuszczać, że martwice zaczęły tworzyć się pod koniec zlodowacenia Wisły, a wiek większości z nich prawdopodobnie odpowiada holocenowi.

Żwiry, piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 1,0–4,0 m n.p. rzeki występują wzdłuż koryt Czarnego Dunajca i Potoku Rogoźniczańskiego. Miąższość tych osadów wynosi 3–4 m, powierzchnia tarasów jest nierówna (Watycha, 1977a).

Żwiry, piaski i mułki rzeczne den dolinnych, miejscami kamieńców i stożków napływowych występują w obrębie koryt rzecznych. Wody powodziowe rzek i potoków rozcinały ich koryta od okresu atlantyckiego i rozcinają do chwili obecnej, miejscami pogłębiając je, a miejscami zasypując i przerzucając materiał skalny coraz niżej. Wycięły one i nadal modelują krawędzie oraz progi tarasów niskich, a przez nadsypywanie kamieńców piaskami i namułami budują nowe tarasy zalewowe. Niektóre z nich, np. w Długopolu i Ludźmierzu, w dolnej części zawierają pnie drzew zwalone, przetransportowane i zasypane na początku okresu subatlantyckiego. Osady te obecnie są ciągle przenoszone przez wodę, a także intensywnie eksploatowane na całym odcinku Czarnego Dunajca, między Chochołowem a Ludźmierzem. Eksploatacja spowodowała pogłębienie dna rzeki i potoków poniżej poziomu z początku okresu subatlantyckiego o około 1,5 m. Tym samym wzrosła względna wysokość tarasów (Watycha, 1977a).

Torfy wysokie młodsze (wg Watychy, 1977a). W niektórych okresach holocenu (głównie preboreał–subatlantyk), na powierzchni tarasów średnich, lokalnie na tarasach wysokich oraz na zboczach gór rozwijały się torfy wysokie. Ich miąższość miejscami dochodzi do 4 m. Pokłady torfów, w dole są częściowo rozłożone, a wyżej słabo rozłożone z licznymi pniami i gałęziami drzew. Ich charakter podobny jest do osadów w torfowisku w Baligówce (torfowisko Puścizna Rękowiańska), opisanych przez Koperową (1962).

Torfy niskie i namuły torfiaste (wg Watychy, 1977a). W okresie subborealnym, a najczęściej w subatlantyckim powstały liczne gleby torfowe i zatorfienia. Występują one najczęściej

na zboczach gór, w miejscach wysięków wody, na tarasach średnich, miejscami niskich oraz w starorzeczach. Odpowiadają torfom niskim, są częściowo rozłożone, miejscami mają charakter torfów leśnych.

Sedymentacja torfów w stanowisku Długopole odbywała się również w okresach preborealnym, borealnym i atlantyckim.

## B. TEKTONIKA

Obszar arkusza Czarny Dunajec charakteryzuje się skomplikowaną i zróżnicowaną budową tektoniczną, gdyż stykają się tutaj ze sobą Karpaty wewnętrzne i Karpaty zewnętrzne. Północną część badanego terenu zajmuje jednostka magurska Karpat zewnętrznych, natomiast południową – synklinorium podhalańskie, należące do Karpat wewnętrznych (szkic geologiczny odkryty – [tabl. III](#)). Te dwie główne jednostki strukturalne oddziela pieniński pas skałkowy. Na wschodzie znajduje się on na powierzchni terenu, natomiast w części zachodniej został zrzucony uskoki na głębokość kilkuset metrów i przykryty osadami neogenu i czwartorzędu. W części zachodniej, na kontakcie Karpat wewnętrznych i zewnętrznych, powstało w miocenie tektoniczne zapadlisko śródgórskie, zwane orawsko-nowotarskim. Oddziela ono dziś te jednostki, których fragmenty znajdują się na znacznej głębokości i tworzą jego podłoże. Natomiast podłoże synklinorium podhalańskiego budują płaszczowiny reglowe Tatr, które kontynuują się na północ aż do pienińskiego pasa skałkowego, stromo zapadając pod sekwencje fliszu podhalańskiego. Znane są one z wielu profili otworów położonych na całym obszarze niecki podhalańskiej, m.in.: Chochołów PIG 1 (otw. 5), Zakopane IG 1, Bańska IG 1, Bukowina Tatrzańska PIG-1/GN. Wyniki badań geofizycznych wskazują na występowanie na większych głębokościach także serii wierchowych wraz z masywem granitowym, spoczywających na skałach głębokiego podłoża (Lefeld, Jankowski, 1985).

**Płaszczowina magurska.** Obszar arkusza obejmuje jednostkę Turbacza i strefę fałdów przy-skałkowych (Watycha, 1977a). Nasunięcie dzielące te jednostki biegnie wzdłuż linii Dział–Niwa–Wżar, która na wschód od Ludźmierza przedłuża się w stronę wsi Maniowy i Góry Wżar, na terenach arkuszy Nowy Targ i Krościenko SMGP (Watycha, 1975, 1976). Na południowy zachód od Działu, linia ta kryje się pod osadami neogenu i kontynuuje się na obszarze sąsiedniego arkusza Jabłonka SMGP. W jednostkach tych dominują drobne deformacje fałdowe. W strefie nasunięcia, oprócz drobnych fałdów, występują uskoki w kompleksach piaskowcowo-lupkowych i strefy brekcji w kompleksach piaszczystych. Strefa ta jest szeroka i dobrze widoczna w rejonie miejscowości Lasek i Morawczyzna, zwęża się w okolicy Działu i słabiej zaznacza się w piaskowcach warstw magurskich (Watycha, 1977a).

Jednostka Turbacza uległa dodatkowemu złuskowaniu. W łuskach występują drobne synkliny i antykliny. Deformacje fałdowe występują także w strefie nasunięcia Dział–Niwa–Wżar (Watycha, 1977a). Zdaniem tego autora, duże fałdy dominują w kompleksach piaskowców, a drobne w kompleksach



z przewagą łupków. Na północ od linii nasunięcia Dział–Niwa–Wżar rozciąga się fałd Odrowąza z synkliną Pieniążkowic (tabl. IV). We wschodniej części terenu oś fałdu ma kierunek W–E. Ku zachodowi zmienia się on na kierunek NE–SW. Taki sam kierunek mają osie łuski Załucznego i fałdu Piekielnika, który od północnego zachodu przylega do fałdu Jabłonki. Fałdy te przedłużają się ku zachodowi na teren arkusza Jabłonka SMGP oraz ku północy, na obszar arkusza Rabka SMGP. Są one pocięte poprzecznymi uskokami przesuwczymi (Watycha, 1977a).

W strefie fałdów przyskałkowych wyróżniono drobne łuski, wśród których największą jest łuska Kowańca znajdująca się w rejonie Krauszowa. Przy kontakcie z jednostką Turbacza, w okolicy Lasku, łuska Kowańca została silnie zdeformowana (Watycha, 1977a). Do łuski Kowańca od południa przylega łuska Krauszowa–Średniej Góry, która graniczy z fałdem Czarnego Dunajca–Dębna (ark. Nowy Targ SMGP). Południowe skrzydło części synklijalnej tego fałdu nawiercono w otworze 2, gdzie warstwy zapadają stromo i są silnie zdeformowane. Fałd Czarnego Dunajca–Dębna od południa graniczy z fałdem Frydmana (ark. Nowy Targ SMGP), który został wyróżniony między Zaskalem a Rogoźnikiem. W obrębie tego fałdu zaobserwowano liczne drobne, mocno zdeformowane łuski. Fałd Frydmana graniczy z jednostkami pienińskiego pasa skałkowego (Watycha, 1977a).

**Pieniński pas skałkowy.** Na obszarze arkusza, w pienińskim pasie skałkowym zostały rozpoznane następujące jednostki: czorsztyńska, braniska, pienińska, grajcarka (osłona PPS) i maruszyny (osłona PPS) (Birkenmajer, 1979). Odpowiadają one wyróżnionym przez tego autora seriom osadowym, reprezentującym różne strefy facjalne basenu sedymentacyjnego. W wyniku fałdowań utworzyły one odrębne jednostki tektoniczne. Książkiewicz (1972) natomiast uważał, że pieniński pas skałkowy zbudowany jest z dwóch płaszczowin – czorsztyńskiej i pienińskiej, a każda z nich składa się z łusek. W płaszczowinie czorsztyńskiej łuski mają niewielkie rozmiary, podczas gdy w płaszczowinie pienińskiej są one znacznych rozmiarów i rozciągłości. Dla tej płaszczowiny charakterystyczne jest też znaczne odklucie górnokredowej pokrywy osadowej. Obydwie jednostki są ze sobą sfałdowane. Takie ujęcie budowy pienińskiego pasa skałkowego bliskie jest wcześniejszym interpretacjom Horwitza i Rabowskiego (1930). Płaszczowinowa budowa pienińskiego pasa skałkowego jest czytelna w otworze Maruszyna IG 1 (129226), który znajduje się na obszarze sąsiedniego arkusza Nowy Targ SMGP, blisko granicy z arkuszem Czarny Dunajec (Birkenmajer i in., 1985). Płaszczowiny są silnie zdeformowane, miejscami blokowo rozczłonkowane. Deformacje ciągłe i nieciągłe wzajemnie się przenikają tworząc mocno skomplikowany obraz strukturalny, który obserwować można w Maruszynie, w odsłonięciu o długości około 100 m. W jego zachodniej części występują deformacje fałdowe, we wschodniej liczne drobne uskoki. Oprócz tych drobnych struktur występują większe uskoki przesuwcze o kierunku N–S. Osie łusek i biegi warstw mają w przybliżeniu kierunek W–E (Watycha, 1977a).



**Niecka podhalańska.** W zachodniej części Podhala, serie fliszowe tworzą nieckę (synklinorium) o łagodnie nachylonych skrzydłach. Upady warstw mają największe wartości przy kontakcie z Tatrami i pienińskim pasem skałkowym, natomiast ku centrum niecki stopniowo ulegają zmniejszeniu. Na obszarze arkusza znajduje się północna część niecki podhalańskiej, w której wyróżnić można trzy strefy tektoniczne o przebiegu równoleżnikowym: osiową, w rejonie góry Ostrysz; skrzydło północne i strefę kontaktu z pienińskim pasem skałkowym na północy. Strefa osiowa niecki, z synkliną Ostrysza w centrum, osiąga szerokość do 4 km. Oś synklinorium ma kierunek około 78–100° i zanurza się pod kątem kilku stopni ku zachodowi (Ludwiniak i in., 2009). Wykazuje ona też poprzeczne undulacje, które powodują występowanie szerokopromiennych synklin i antyklin. W obrębie arkusza wyróżnić można niewielką antyklinę Hawranówki we wschodniej części obszaru (Halicki, 1963) (nie zaznaczono jej na szkicu geologicznym odkrytym ze względu na jego skalę) i położoną na zachód od niej synklinę Ostrysza. Formy te związane są prawdopodobnie z blokowym charakterem podłoża sekwencji fliszowych. Cechą charakterystyczną strefy osiowej jest też duża zmienność położenia warstw przy niewielkich upadach i liczne mezofałdy o przebiegu równoleżnikowym. Przy kontakcie z pienińskim pasem skałkowym warstwy fliszu stromo, pod kątem 60–85°, zapadają ku południowi. W północnym skrzydle niecki serie fliszowe wykazują mniejsze upady rzędu 30°, a w strefie osiowej mają położenie niemal poziome (średnie upady rzędu 4–5°).

Niecka podhalańska została pocięta poprzecznymi uskokami zrzutowo-przesuwczymi o kierunku NNW–SSE. Strefy uskokowe wykorzystywane są często przez potoki, na co wskazywać może ich układ przestrzenny, kierunek i niemal prostoliniowy przebieg. Na terenie arkusza wyróżniono m.in. uskok Cichego (Watycha, 1977a), który stanowi założenia doliny potoku o tej samej nazwie. Podobną genezę może mieć równoległa do niej, oddzielona niewielkim działem wód, dolina Potoku Bystrego. W obu przypadkach zrzucone zostały zachodnie skrzydła uskoków. Charakterystyczne są też uskoki zrzutowe o kierunku równoleżnikowym. W warstwach fliszowych występują także liczne spękania ciosowe. Szczególnie dobrze wykształcone są w cienkoławicowym kompleksie warstw zakopiańskich górnych, odznaczającym się większą twardością, a także w piaskowcach warstw chochołowskich dolnych. Spękania te mają postać rys lub szczelin, które z kolei są otwarte lub zmineralizowane kalcytem. Powierzchnie spękań są zwykle płaskie i gładkie. Częstotliwość występowania i gęstość ciosu wzrasta w pobliżu stref uskokowych. Sieć spękań reprezentowana jest przez dwa główne zespoły o kierunkach NNW–SSE i NE–SW. Towarzyszą im mniej liczne spękania o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego. Dwa główne zespoły tworzą system sprzężonych spękań komplementarnych, który powstał w kompresyjnym polu naprężeń o południkowym przebiegu osi największego nacisku (Ludwiniak, 2008).

Zarówno strefę o większych upadach, jak i osiową charakteryzują także liczne drobne deformacje tektoniczne o charakterze ciągłym – głównie mezofałdy. Wśród nich przeważają formy antyklinalne, często asymetryczne, o kierunkach osi  $70^\circ$  i  $150\text{--}170^\circ$ . Niekiedy ich przeguby przecięte są uskokiemi odwróconymi.

Strefę kontaktu pienińskiego pasa skałkowego z niecką podhalańską obserwować można na odcinku od wschodniej granicy terenu arkusza, w rejonie Maruszyny do doliny Potoku Czerwonego, w okolicy Starego Bystrego. Dalej ku zachodowi strefa kontaktu jest przykryta miąższymi seriami osadowymi neogenu i czwartorzędu. Kontakt ma charakter tektoniczny – jest uskokiem zrzutowym, który powstał w reżimie kompresyjnym, w fazie sawskiej (Książkiewicz, 1972). Powierzchnia uskoku stromo zapada ku północy. Po stronie południowej, serie fliszu podhalańskiego budują skrzydło zrzucone, natomiast po stronie północnej sekwencje pienińskie tworzą skrzydło wiszące. Strefie uskokowej towarzyszy duża ilość deformacji ciągłych i nieciągłych. Są to m.in. drobne uskoki przesuwcze, zorientowane skośnie do powierzchni głównej dyslokacji, wzdłuż których poszczególne bloki kompleksu fliszowego przesunięte są ku północy. Występują tu też niewielkie fałdy, wśród których na szczególną uwagę zasługuje fałd obalony znajdujący się na południe od Domańskiego Wierchu (przekrój geologiczny A–B), zwany fałdem Pasieki (Gołąb, 1959). Przyczyną deformacji serii fliszowych w strefie przyuskokowej mogły być lokalne ruchy wsteczne mas skalnych skrzydła wiszącego. Serie pienińskie, pozbawione podpory, mogły nasunąć się ku południowi, zaburzając i deformując plan strukturalny północnego skrzydła niecki podhalańskiej (Książkiewicz, 1972). Podobną interpretację kontaktu pasma skałkowego z fliszem Karpat wewnętrznych na Orawie przedstawił Andrusov (1938). Na obszarze arkusza, w przyskałkowej części niecki podhalańskiej brak jest strefy fleksur charakterystycznej dla Wschodniego Podhala.

**Zapadlisko orawsko-nowotarskie.** Najmłodszą jednostką strukturalną na terenie arkusza jest zapadlisko orawsko-nowotarskie utworzone w miocenie środkowym, w strefie kontaktu Karpat wewnętrznych z zewnętrznymi. Powstanie tej struktury Baumgart-Kotarba (2001) wiąże z etapem wypiętrzania masywu tatrzańskiego około 14 mln lat BP. Zapadlisko wypełniają neogeńskie serie osadowe o charakterze molasy, nadbudowane przez czwartorzędowe osady rzeczne, wodnolodowcowe i zastoiskowe. Ich maksymalna miąższość, stwierdzona w otworze 2 wynosi około 950 m. Od południa i północy zapadlisko ograniczone jest systemem podłużnych uskoków normalnych o zrzutach sięgających kilkuset metrów, na co wskazują wyniki badań grawimetrycznych (Pomianowski, 1995). Są one przecięte licznymi uskokiemi przesuwczymi o kierunku NW–SE, tworzącymi układ kulisowy wzdłuż północnej i południowo-wschodniej granicy kotliny. Uskoki te kontynuują się w obrębie jednostek otaczających zapadlisko, zarówno w brzeżnej części jednostki magurskiej, jak i synklinorium podhalańskiego, na południe od Domańskiego Wierchu. Towarzyszą im mniej liczne uskoki przesuwcze

o kierunku NE–SW. Uskoki te wpływają na przebieg północnej granicy zapadliska, zaburzonej występowaniem systemu zatok wypełnionych osadami neogenu i czwartorzędu, wcinających się ku północy w serie jednostki magurskiej. Zatoki oddzielone są od siebie ostrogami zbudowanymi z serii fliszowych. Na obszarze arkusza wyraźnie zaznaczają się zatoki Załucznego i Pieniążkowic, mniejsze rozmiary ma zatoka Działu. Podobny plan strukturalny występuje za zachodnią granicą terenu arkusza, gdzie największe przesunięcia północnej granicy zapadliska znajdują się w rejonach Jabłonki i Lipnicy. Rozmieszczenie tych struktur wykazuje związek przestrzenny z przebiegiem nasunięć o kierunku NE–SW w obrębie jednostki magurskiej (np. łuski Lipnicy, łuski Piekielnika) i uskoków do nich poprzecznych. Natomiast uskoki przecinające i przesuujące południowo-wschodnią granicę zapadliska kontynuują się w niecce podhalańskiej jako uskoki Potoku Cichego i Potoku Bystrego, o przebiegu NW–SE. Taka zgodność rozmieszczenia przestrzennego i przebiegu dyslokacji w obrębie zapadliska i struktur otaczających świadczy o tym, że założenia tektoniczne basenu orawskiego zostały oparte na planie strukturalnym jego bezpośredniego podłoża (Pomianowski, 1995).

Zdaniem Pomianowskiego (1995, 2003), powstanie zapadliska towarzyszyło wygięciu otwierającemu uskoku perypienińskiego (releasing bend) i związane było z lewoskrętnym przemieszczaniem się Karpat wewnętrznych względem zewnętrznych wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego. Przesunięcie miało nastąpić w reżimie transpresyjnym. Struska (2008, 2009) interpretuje zapadlisko orawsko-nowotarskie jako złożony basen międzyprzesuwczy (*pull-apart basin*), utworzony z połączenia szeregu drobnych basenów rozwiniętych pomiędzy kulisowo usytuowanymi uskokami przesuwczymi o kierunku NW–SE. Uważa, że struktura ta powstała dzięki ekstensji zorientowanej NNW–SSE. Znajdująca się w północno-wschodniej części obszaru arkusza elewacja Ludźmierza, dzieląca zapadlisko na dwa baseny (orawski i nowotarski), mogła powstać w efekcie działania wąskiej strefy transpresji, rozdzielającej obszary podlegające działaniu transtensji, a będącej efektem działania regionalnej kompresji (Pomianowski, 1995, 2003). Zdaniem tego autora w końcowym etapie, wpływ na kształtowanie elewacji Ludźmierza mogło mieć też odprężenie postorogeniczne.

W plejstocenie, południowa i zachodnia część zapadliska podlegała powolnemu podnoszeniu, a subsydencja objęła część północno-wschodnią, powodując powiększenie jego powierzchni. Neogeńskie serie osadowe Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, a także podłoże, które w tej części zapadliska stanowi flisz magurski, zostały pocięte uskokami zrzutowymi i przesuwczymi. O ich zrzutowym charakterze świadczą duże różnice głębokości, na jakiej znajduje się spąg osadów czwartorzędu i różnica miąższości osadów plejstocenijskich w poszczególnych strefach zapadliska. Największą, ponad stumetrową miąższość serii plejstocenijskich stwierdzono w otworze 1 (111,8 m). Wyniki badań geofizycznych uzyskane w tym rejonie potwierdziły obecność uskoków ograniczających rów tektoniczny o przebiegu subrównoleżnikowym, nazwany rowem Wróblówki (Baumgart-Kotarba i in., 2001;

Pomianowski, 2003). Uskok o kierunku W–E znajdujący się na południe od Wróblówki i oddzielający podniesioną, plioceńską serię Domańskiego Wierchu od młodszych osadów plejstoceńskich jest uskokiem inwersyjnym, świadczącym o młodej kompresji z kierunku południowego. Na północ od rowu Wróblówki podłoże fliszowe jest podniesione i tworzy strukturę zrębową ograniczającą od południa kolejny plejstoceński rów tektoniczny, zwany rowem Pieniążkowic (Baumgart-Kotarba i in., 2001).

Na aktywność neotektoniczną zapadliska wskazują m.in. spękania klastów w żwirach plioceńskich z rejonu Miętustwa i Starego Bystrego. Zjawisko to było przedmiotem analiz Zuchiewicza (1994), Tokarskiego i Zuchiewicza (1998) oraz Kukulaka (1999), którzy interpretują je jako wskaźnik dawnych wstrząsów sejsmicznych. Pionowo ustawione powierzchnie spękań o rozciągłości NE–SW, tworzą dwa sprzężone zespoły przecinające się pod niewielkim kątem. Dwusieczna kąta wyznacza oś największego naprężenia głównego, która w przypadku odsłonięcia w Starem Bystrem wynosi 35–45°. Rejon zapadliska orawsko-nowotarskiego jest aktywny sejsmicznie do dziś.

Ze względu na niewielką liczbę otworów odwierconych na terenie zapadliska orawsko-nowotarskiego na obszarze arkusza Czarny Dunajec SMGP, na szkicu geologicznym odkrytym przyjęto zasięg warstw z Mizерnej zgodny z poprzednią wersją SMGP arkusz Czarny Dunajec wykonaną przez Watychę (1976). Różni się on od zasięgu tych warstw na arkuszu Jabłonka SMGP (Wasiluk, 2013).

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Obszar arkusza Czarny Dunajec, położony w strefie kontaktu Karpat wewnętrznych z zewnętrznymi, obejmuje jednostki strukturalne różnego wieku, o różnej genezie i przebiegu procesów geologicznych. Należą do nich: mezozoiczne serie osadowe płaszczowiny reglowej dolnej (?), występujące w podłożu synklinorium podhalańskiego na głębokości ponad 2000 m (otw. 5); mezozoiczne i paleogeńskie serie osadowe pienińskiego pasa skałkowego; posttektogeniczny kompleks osadowy północnej strefy masywu tatrzańskiego, obejmujący utwory klastyczne i węglanowe wieku eoceńskiego (otw. 5); paleogeńskie serie fliszowe śródgórskiego basenu Karpat Centralnych; paleogeńskie i neogeńskie serie fliszowe basenu magurskiego oraz neogeński kompleks osadowy o charakterze molasy, wypełniający śródgórskie, tektoniczne zapadlisko orawsko-nowotarskie. Mezozoiczne i paleogeńskie serie osadowe Tatr, Pienin i Karpat zewnętrznych powstały w basenach prowincji Tetydy (tab. 2), w okresie od triasu środkowego do późnego oligocenu, a nawet wczesnego miocenu. Wykształcenie facjalne serii skalnych w poszczególnych jednostkach strukturalnych jest zróżnicowane ze względu na pochodzenie z różnych basenów sedymentacyjnych. Wynikało to zarówno z ich położenia, warunków klimatycznych, batymetrycznych, jak i zróżnicowanej aktywności tektonicznej obszaru Tetydy. Basen sedymentacyjny, w którym powstały serie tatrzańskie, położony był najdalej na południe ze wszystkich reprezentowanych na omawianym obszarze. Na północ od niego znajdował się basen

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 2

Stratigrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
d e z r o t r a w z C	H o l o c e n			Torfy niskie i namuły torfiaste — $_{tn} Q_h$	Akumulacja bagienna	
				Torfy wysokie (młodsze) — $_{tw} Q_h$		
				Żwiry, piaski i mułki rzeczne den dolinnych, miejscami kamieńców i stożków napływowych — $_{fz} Q_h$	Akumulacja rzeczna	
				Żwiry, piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 1,0–4,0 m n.p. rzeki — $_{fz} Q_h^{(t)}$		
					Martwica wapienna — $_{mt} Q_h$	Akumulacja chemiczna
					Torfy wysokie i niskie (starsze) — $_{tw} Q$	Akumulacja bagienna
					Gliny, piaski i rumosze skalne, koluwalne (soliflukcyjne) i deluwialne — $_{gp} Q$	Akumulacja osadów stokowych
					Gliny, mułki i rumosze skalne, koluwalne — $_{gm}^k Q$	Akumulacja osuwiskowa
		Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	Żwiry, piaski, mułki i ły rzeczne oraz wodnolodowcowe tarasów 4,0–10,0 m n.p. rzeki (Czarnego Dunajca) — $_{fzg} Q_{p^4}^{B3(III)}$	Akumulacja rzeczna i wodnolodowcowa
	Stadiał dolny+ średkowy			Żwiry, piaski i mułki rzeczne oraz wodnolodowcowe tarasów 10,0–25,0 m n.p. rzeki (Czarnego Dunajca) — $_{fzg} Q_{p^4}^{B1+2(II)}$	Akumulacja rzeczna i wodnolodowcowa	
	Stadiał dolny			Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż} Q_{p^4}^{B1}$	Akumulacja wodnolodowcowa	
				Iły i piaski zastoiskowe — $_{ip} Q_{p^4}^{B1}$	Akumulacja zastoiskowa	
				Głazy, żwiry, piaski i gliny piaszczyste rzeczno-lodowcowe (wodnolodowcowe) (pokrywy) — $_{fg} Q_{p^4}$	Akumulacja rzeczno-lodowcowa w dnach dolin, w warunkach wzmożonej dostawy materiału skalnego w wyniku topnienia lodowca	
	Zlodowacenia środkowopolskie		Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $_{pż2} Q_{p^3}$	Akumulacja wodnolodowcowa		
Iły, mułki i piaski zastoiskowe (górne) — $_{i2} Q_{p^3}$			Akumulacja zastoiskowa			
Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $_{pż1} Q_{p^3}$			Akumulacja wodnolodowcowa			
Iły, mułki i piaski zastoiskowe (dolne) — $_{i1} Q_{p^3}$			Akumulacja zastoiskowa			
	Zlodowacenia południowopolskie + środkowopolskie		Gliny, piaski i żwiry rzeczne oraz wodnolodowcowe tarasów 25,0–35,0 m n.p. rzeki — $_{fzg} Q_{p^{2+3}}^{(II)}$	Akumulacja rzeczna i wodnolodowcowa		
			Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe (wodnolodowcowe) (pokrywy) — $_{fg} Q_{p^{2+3}}$	Akumulacja rzeczno-lodowcowa (wodnolodowcowa) w dnach dolin		
	Interglacjał wielki		Piaski i żwiry rzeczne — $_{pż} Q_{p^{2-3}}^f$	Akumulacja rzeczna		
	Zlodowacenia południowopolskie		Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż} Q_{p^2}^{fg}$	Akumulacja wodnolodowcowa		
			Iły i mułki zastoiskowe — $_{im} Q_{p^2}^b$	Akumulacja zastoiskowa		

Czwartorzęd	Plejstocen	Interglacjał augustowski	Żwiry, piaski i ropy rzeczne — $^f Q_{p^{12}}$	Akumulacja rzeczna
		Zlodowacenia najstarsze	Żwiry i namuły z detrytusem roślinnym, stożków napływowych — $^s Q_{p1}$	Akumulacja rzeczna
Neogen	Pliocen	Pliocen górny	Zlepieńce, żwiry, piaski i mulki, z detrytusem roślinnym – warstwy z Mizernej — $^z c P I_3$ [ZO-n]*	Akumulacja rzeczna, jeziorna i bagienna
		Pliocen dolny–środkowy	Piaskowce, mułowce piaszczyste lub ilaste, z konkrecjami wapiennymi i wkładkami żwirów oraz wkładkami węgla brunatnego – warstwy z Podczerwonego — $^p c P I_{1-2}$ [ZO-n]	
		Pliocen dolny	Zlepieńce, piaskowce i mułowce, ze zwęglonym detrytusem roślinnym – warstwy z Koniówki — $^z c P I_1$ [ZO-n]	
	Miocen	Miocen górny	Mulki i ropy, z detrytusem roślinnym, wkładkami lignitu oraz przeławiczeniami piasków i żwirów – warstwy orawskie — $^m i M_3$ [ZO-n]	
Zlepieńce, żwiry, piaski i namuły ilasto-pyłowate z wkładkami lignitu – warstwy z Czarnego Dunajca — $^z c M_3$ [ZO-n]				
Neogen	Miocen + pliocen		Iły — $^i M+P I$	
Paleogen–neogen	Oligocen–miocen	Oligocen górny–miocen dolny	Piaskowce z przeławiczeniami zlepieńców i łupków ilastych – warstwy ostryskie — $^p c O I_3-M_1$ [fp]	Akumulacja morska
Paleogen	Oligocen	Oligocen górny	Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce, mułowce i łupki ilaste (warstwy chochołowskie górne) — $^p c z c O I_3$ [fp] Piaskowce drobnoziarniste, średnioziarniste i gruboziarniste z przeławiczeniami łupków ilastych (warstwy chochołowskie dolne) — $^p c d O I_3$ [fp] Piaskowce cienkoławicowe, mułowce i łupki (warstwy zakopiańskie górne) — $^p c O I_3$ [fp]	
		Oligocen dolny	Łupki ilaste i mułowcowe, z pojedynczymi ławicami piaskowców, dolomitów żelazistych, lokalnie zlepieńców (warstwy zakopiańskie dolne) — $^i l m c O I_1$ [fp] Piaskowce średnioławicowe i gruboławicowe oraz zlepieńce z pakietami łupków – warstwy szaflarskie — $^p c z c O I_1$ [fp]	
	Eocen	Eocen środkowy	Zlepieńce, z wkładkami piaskowców, mułowce i wapienie (eocen numulitowy) — $^z c E_2$ [t]	
Neogen	Miocen		Piaskowce margliste szare z przeławiczeniami łupków ilastych i margli oraz piaskowce gruboławicowe – warstwy ze Starego Bystrego — $^p c m e M$ [m]	
Paleogen	Oligocen		Piaskowce cienkoławicowe z przeławiczeniami łupków ilastych i margli – warstwy malcowskie — $^p c O I$ [m]	
	Eocen–oligocen	Eocen środkowy + górny–oligocen	Piaskowce gruboławicowe – warstwy magurskie — $^p c E_{2+3}-O I$ [m]	
Kreda + paleogen	Kreda górna + eocen	Mastricht + eocen	Łupki margliste, z wkładkami margli i przeławiczeniami piaskowców, mułowców oraz zlepieńców (sukcesja Maruszyny) — $^t m e C r_m+E$ [pps]	



K r e d a	K r e d a g ó r n a	Kampan–mastrycht	Kampan górnymastrycht	Brekcje, zlepieńce, piaskowce, mułowce i łupki margliste (formacja jarmucka – serie braniska i czorsztyńska) — $bc Cr_{cp3-m}$ [pps]
		Koniak–kampan	Koniak–kampan dolny	Piaskowce, mułowce, łupki margliste i margle piaszczyste (formacja sromowiecka – serie braniska i pienińska) — $pc Cr_{cn-cpl}$ [pps]
		Cenoman–mastrycht	Cenoman–mastrycht dolny	Margle ceglastoczerwone (ogniwo margli z Pustelni – seria pienińska) — $me Cr_{c-ml}$ [pps]
			Cenoman dolnymastrycht	Margle, wapienie margliste, zielone, czerwone, pstre, piaskowce i łupki radiolariowe (formacja margli z Jaworek – seria pienińska) — $me Cr_{cl-m}$ [pps]
	Cenoman–kampan		Łupki ilaste, czerwone, zielone i pstre (formacja łupków z Malinowej – seria grajcarka) — $i Cr_{c-cp}$ [pps]	
	Kreda dolna–kreda górna	Alb–cenoman	Alb–cenoman dolny	Wapienie margliste i wapienie bulaste, czerwone (formacja z Chmielowej) oraz wapienie i łupki margliste z czertami, zielone i czarne (formacja z Pomiedznika – seria czorsztyńska) — $wme Cr_{al-cl}$ [pps]
	Kreda dolna	Apt–alb		Łupki, wapienie rogowcowe i mułowce, czarne oraz zielone (formacja z Kapuśnicy – serie braniska i pienińska) — $i Cr_{ap-al}$ [pps]
	J u r a – k r e d a	Jura–kreda dolna	Jura–barrem	Wapienie mikrytowe, uławicone, białe, jasnoszare, z rogowcami i wkładkami łupków (formacja wapienia pienińskiego – serie braniska i pienińska) — $w J-Cr_{ba}$ [pps]
		Jura górna–kreda dolna	Kelowej–berias	Wapienie bulaste, czerwone, margle hematytowe, wapienie krynoidowe i rogowce radiolariowe (formacja wapienia czorsztyńskiego) oraz wapienie organogeniczne, czerwone, wapienie mikrytowe, białe, wapienie krynoidowe, muszłowce i brekcje synsedymantacyjne (formacja wapieni dursztyńskich, ogniwo muszłowców z Rogoży, ogniwo muszłowców z Rogoźnika – seria czorsztyńska) — $w J_{cl}-Cr_r$ [pps]
	J u r a	Jura górna	Oksford–kimeryd	Oksford–kimeryd dolny
Jura śodkowa		Baton–kelowej		Radiolaryty cienkoławicowe, szarozielone, czarne, manganowe i łupki krzemionkowe (formacja radiolarytów z Sokolicy – serie braniska i pienińska) — $ral k J_{bt-cl}$ [pps]
		Bajos	Bajos dolnym–górnym	
Bajos dolny				Wapienie detrytyczne, krynoidowe, z konkrecjami pirytowymi i fosforytowymi (formacja wapienia ze Smolegowej – seria czorsztyńska) — $w dt J_{bjl}$ [pps]

Akumulacja morska

J u r a	Jura środkowa	Aalen–bajos	Aalen górny–bajos dolny	Łupki ilaste i margliste, mułowce i wapień margliste, czarne, ciemnoszare ze sferysyderytami (formacja łupków ze Skrzypnego – serie braniska i czorsztyńska) — $_{li} J_{a3-bj1}$ [pps]	Akumulacja morska
	Jura dolna–środkowa	Pliensbach–aalen	Pliensbach górny–aalen dolny	Margle, wapień margliste, średnioławicowe, szare, plamiste, z przelawieniami łupków marglistych (formacja margli z Krempachów – serie braniska i czorsztyńska) — $_{mewme} J_{pl3-a1}$ [pps] Wapień (formacja wapieni z Szopki – serie braniska i pienińska) — $_{w} J_{pl3-a1}$ [pps]	
J u r a + k r e d a	Jura środkowa + górna (?) + kreda dolna			Wapień i wapień margliste, z przelawieniami ilowców i mułowców — $_{w} J_{2+3} + Cr_1$ [t]	Akumulacja morska
T r i a s	Trias górny			Łupki ilaste i piaskowce — $_{ipc} T_3$ [t]	Akumulacja morska
	Trias środkowy			Dolomity i wapień — $_{dow} T_2$ [t]	

\* [zo-n] – zapadlisko orawsko-nowotarskie, [fp] – flisz podhalański, [m] – serie magurskie, [pps] – pieniński pas skałkowy, [t] – serie tatrzańskie

pieniński, w którym z południa ku północy wyróżnić można strefę głębszą (osiową) – pienińską i braniską, oraz położoną na północ od nich płytszą strefę basenu, zwaną czorsztyńską. Na północ od basenu pienińskiego znajdował się główny basen sedymentacyjny Karpat zewnętrznych, a jego skrajnie północną strefę stanowił basen magurski, który powstał w wyniku rozpadu platformy wschodnioeuropejskiej pod wpływem zjawisk ryftingu. Basen fliszowy Karpat wewnętrznych utworzył się wokół masywu tatrzańskiego w eocenie środkowym i trwał do wczesnego miocenu. Natomiast najmłodszy, śródgórski basen sedymentacyjny powstał w miocenie środkowym, na kontakcie sfałdowanych i wypiętrzonych łańcuchów Karpat zewnętrznych i wewnętrznych.

Na obszarze arkusza Czarny Dunajec najstarszymi osadami są dolomity i wapień dolomityczne triasu środkowego, stwierdzone w profilu otworu 5. Prawdopodobnie osady te należą do jednej z serii reglowych Tatr (Chowaniec i in., 1992). Wiek leżącej wyżej sukcesji osadów klastycznych określono jako trias górny (kajper karpacki), natomiast najwyższych, węglanowo-klastycznych – jako jurajsko-kredowy. Podobnie jak w Tatrach, serie te leżą pod osadami eocenu numulitowego. Jednak przynależność tych osadów do serii reglowej nie jest potwierdzona. Osady mezozoiczne z otworu 5 mogą należeć do zupełnie innej serii, podobnie jak zostało to stwierdzone w profilach otworów na wschodnim Podhalu (Sokołowski, 1973; Wieczorek, Barbacki, 1997). W triasie środkowym (anizyk,

ladyn) sedymentacja sukcesji reglowej odbywała się w płytkim morzu, na rozległej platformie węglanowej. W późnym triasie (karnik, noryk) nastąpiła zmiana warunków sedymentacji. Zwiększony dopływ materiału detrytycznego zahamował rozwój facji węglanowych. Powstały łupki pstre, piaskowce, dolomity z pakietami ciemnych łupków i zlepieńce. Sedymentacja sekwencji kajpru karpackiego przebiegała w warunkach zmian poziomu morza, spowodowanych wahaniami eustatycznymi, a także aktywnością tektoniczną niektórych stref Tetydy. W najwyższym triasie powróciła sedymentacja węglanowa. We wczesnej jurze sedymentacja miała charakter węglanowo-klastyczny i odbywała się w płytkim środowisku szelfowym. W późnym synemurze pojawia się facja margli i wapieni plamistych, świadcząca o powolnej sedymentacji, okresowym dopływie materiału detrytycznego i o znacznym oddaleniu basenu sedymentacyjnego od obszarów alimentacyjnych. W kolejnych piętrach jury rozwijała się głównie sedymentacja węglanowa, przerywana okresem depozycji radiolarytów (baton–oksford) w warunkach głębokomorskich. We wczesnej kredzie początkowo dominowała facja pelagicznych wapieni mikrytowych z kalpionellami, która w walańszynie ustąpiła miejsca osadom marglistym. W strefie Fatricum (odpowiadającej płaszczynie reglowej dolnej) sedymentacja zakończyła się we wczesnym albie, przerywana ruchami tektonicznymi fazy subhercyńskiej (śródziemnomorskiej). Nasunięcie płaszczowin nastąpiło po turonie dolnym a przed koniakiem. Pod wpływem nacisku z południa, wywołanego ruchem tarczy afrykańskiej, mikro płyty Apulii, Moesii i Pannonii, przesuując się ku północy, spowodowały zamknięcie niektórych basenów sedymentacyjnych Tetydy i sfałdowanie utworzonych tam serii osadowych.

W morzach Tetydy, które znajdowały się na północ od basenów tatrzańskich, utworzyły się mezozoiczne serie osadowe Pienin. Sedymentacja rozpoczęła się we wczesnej jurze klastycznymi utworami facji gresteńskiej, znanymi w paśmie skałkowym doliny Wagu. Początkowo powstawały osady charakterystyczne dla płytkiego morza, które z czasem zaczęło się pogłębiać. Od późnego pliensbachu w osiowej i północnej strefie basenu rozwinęła się sedymentacja węglanowa. Warunki w basenie pienińskim sprzyjały rozwojowi życia organicznego. Zarówno wody, jak i dno morza zamieszkiwały liczne grupy bezkręgowców, takie jak amonity, ramienionogi i wieloszczety. Silna bioturbacja osadów świadczy o powolnej sedymentacji, dużej ilości drobnych cząstek organicznych i dobrym natlenieniu głębszych stref basenu. Od aalenu do wczesnego bajosu trwała, ujednolicona we wszystkich basenach pienińskich, sedymentacja ciemnych margli, wapieni i łupków, w tym łupków czarnych ze sferosyderytami, wskazujących na niedotlenienie głębszych stref basenu (alpejska facja Fleckenmergel). W bajosie nastąpiła przebudowa północnej części basenu pienińskiego związana z wypiętrzeniem grzbietu czorsztyńskiego, który zmienił warunki sedymentacji, umożliwiając masowy rozwój takich grup organicznych, jak liliowce. Rozległe siedliska tych organizmów na tzw. grzbiecie czorsztyńskim przyczyniły się do powstania dużej miąższości serii wapieni krynoidowych na ogromnym obszarze

kilkuset kilometrów (Krobicki, 2009). W najwyższym bajosie baseny pienińskie ponownie uległy pogłębieniu. W batonie, w strefach braniskiej i pienińskiej tworzyły się radiolaryty, w tym ciemne radiolaryty manganowe. W basenie czorsztyńskim deponowane były czerwone wapienie bulaste (facja *Ammonitico Rosso*), z licznymi lukami stratygraficznymi i poziomami kondensacji, które świadczą o sedymentacji głębokomorskiej. W późnej jurze baseny pienińskie osiągnęły największą głębokość. Niektórzy autorzy sugerują nawet istnienie skorupy oceanicznej w tym okresie (m.in. Golonka i in., 2000). Autorzy reambulacji, w trakcie prac terenowych, znaleźli w potoku Molczym jeden dobrze obtoczony fragment bazaltu oliwinowego o średnicy około 20 cm, który może potwierdzać tę hipotezę. Źródłowych skał tego otoczaka nie można stwierdzić na obecnym etapie badań. Prawdopodobnie pochodzi ze zlepieńca formacji jarmuckiej.

Na przełomie jury i kredy nastąpiło stopniowe spłylenie zbiornika, które trwało aż do końca kredy. Wtedy nastąpiły też pierwsze ruchy tektoniczne w całym basenie Tetydy, a w basenie pienińskim zaczęły powstawać płaszczowiny (Birkenmajer, 1979). W pierwszej kolejności sfałdowaniu uległy serie braniska i pienińska, tworząc dwie odrębne płaszczowiny o tej samej nazwie. Zostały one nasunięte na autochtoniczne serie czorsztyńskie. W efekcie tych zmian, w basenie pienińskim rozpoczęła się sedymentacja fliszowa formacji jarmuckiej. Źródłem materiału detrytycznego były m.in. płaszczowiny pienińskie. Dalsze działanie kompresji z południa doprowadziło do sfałdowania serii czorsztyńskiej (Birkenmajer, 1979). W najwyższej kredzie i w paleogenie na sfałdowanych płaszczowinach braniskiej, pienińskiej i czorsztyńskiej utworzyła się marglisto-piaszczysta sukcesja Maruszyny (Birkenmajer, 1979). Dalsza, paleogeńska kompresja spowodowała sfałdowanie osadów sukcesji Maruszyny, a także utworzenie jednostki tektonicznej Grajcarka. Systematyczne zamykanie oceanu Tetydy doprowadziło do przemieszczenia płaszczowin reglowych i pienińskich w kierunku północnym i obecnie jednostki te sąsiadują ze sobą (Sokołowski, 1993).

W okresie od późnej jury do wczesnej kredy na północ od basenu pienińskiego rozwinął się ryft Karpat Zewnętrznych. W basenie magurskim, podobnie jak w basenach pienińskich, dominowała w tym czasie sedymentacja pelagiczna (Oszczypko, 1992). Serie fliszowe tworzyły się od późnej kredy do wczesnego oligocenu. W eocenie środkowym, gdy w basenie magurskim powstały osady fliszowe, na południe od tej strefy, w basenie Karpat Centralnych (podhalańskim) nastąpiła transgresja morska. Początkowo, w płytkim zbiorniku morskim deponowane były zlepieńce i piaskowce dolomityczne, utworzone z materiału detrytycznego pochodzącego z niszczenia tatrzańskich serii reglowych. Kolejnym ogniwem były wapienie numulitowe, zawierające bogate zespoły płytkowodnych organizmów bentonicznych, takich jak: koralowce, ramienionogi, mięczaki i szkarłupnie, a także duże otwornice – nummulty, od których pochodzi nazwa formacji. Skład zespołów faunistycznych, a szczególnie florystycznych wskazuje na klimat ciepły (Szafer, 1958; Bąkowski, 1967). W późnym eocenie ba-

sen uległ stopniowemu pogłębieniu, co spowodowało zmianę charakteru sedymentacji. Początkowo, w najwyższym eocenie i we wczesnym oligocenie, powstały margle i mułowce margliste, znane z profilu otworu Bańska IG 1, w północnej części niecki podhalańskiej (Cieszkowski i in., 2009). W słowackiej części basenu sekwencje te określane są mianem margli globigerinowych ze względu na dużą ilość skorupki otwornic planktonicznych (Andrusov i in., 1962; Gross i in., 1984, 1993; Sotak i in., 2007).

Następnie, w warunkach hemipelagicznych deponowane były sekwencje silikoklastyczne o charakterze fliszowym, głównie piaskowce, mułowce i łupki. Basen sedymentacyjny rozciągał się równoleżnikowo, a materiał terygeniczny dostarczany był z różnych źródeł, na co wskazują zarówno wyniki analizy składu zlepieńców, jak i struktury prądowe (Radomski, 1959; Watycha, 1959; Marschalko, Radomski, 1960; Westwalewicz-Mogilska, 1986). Sedymentacja sekwencji fliszowych odbyła się w znacznym stopniu przy udziale prądów zawieszinowych, którym towarzyszyły spływy piaszczyste (fluxoturbidity) i zsuwanie się słabo zdiagenezowanego materiału terygenicznego po skłonie basenu, czego odzwierciedleniem są liczne zaburzenia ławic piaskowców, określane mianem osuwisk podmorskich (Grzybek, Halicki, 1958; Radomski, 1959; Mastella, 1975). Serie fliszowe tworzyły się do późnego oligocenu, natomiast najmłodsze osady basenu wewnątrzkarpackiego, które powstały we wczesnym miocenie (warstwy białopotockie we wschodniej Słowacji, odpowiadające warstwom ostryskim), mają już charakter molasy (Sotak, 1998).

W okresie od eocenu do wczesnego miocenu terany Adrii-Alcapy i Karpat Wewnętrznych kontynuowały ruch w kierunku północnym, a ich kolizja z płytą eurazjatycką doprowadziła do powstania przyzmy akrecyjnej Karpat Zewnętrznych i utworzenia basenu przedgórskiego. U schyłku miocenu środkowego uformowały się ostatecznie nasunięcia Karpat Zachodnich, podczas gdy Karpaty Wschodnie ruch ten kontynuowały do końca pliocenu (Golonka i in., 2000). Po wczesnym miocenie, w wyniku kompresji działającej z południa, utworzyły się strefy równoleżnikowe w niecce podhalańskiej. Następnie w miocenie środkowym doszło do wypiętrzenia niecki podhalańskiej (Ludwiniak i in., 2009).

W neogenie nastąpiło lewoskrętne wygięcie łuku Karpat Zewnętrznych wzdłuż uskoków przesuwczych (Pomianowski, 2003; Struska, 2009). Taki układ sił spowodował powstanie zapadliska śródgórskiego, którego dno ulegało stopniowemu obniżaniu się (subsydencji). W późnym miocenie w zapadlisku rozpoczęła się sedymentacja klastycznych serii osadowych z materiału przynieszonego przez potoki spływające z okolicznych łądów (Chowaniec, Cieszkowski, 2009). W przeważającej części materiał detrytyczny dostarczany był z południa, z obszaru fliszu podhalańskiego, częściowo z pienińskiego pasa skałkowego. Tylko w północnej części kotliny źródłem materiału klastycznego był obszar płaszczowiny magurskiej. Sedymentacja w zapadlisku charakteryzowała się cyklicznością spowodowaną zarówno zjawiskami tektonicznymi, jak i zmianami klimatu. W okresach zwiększonej

subsydencji dna deponowane były osady gruboklastyczne – żwiry z warstwami otoczków lub piaski gruboziarniste z wkładkami żwirów, które następnie przechodziły w serie mułowcowe i ilaste. W neogenie na obszarze zapadliska rozwinęła się, niekiedy bogata, szata roślinna. Rejony podmokłe, o nieprzepuszczalnym podłożu porastała roślinność bagienna. Rozwinęły się rozległe torfowiska i lasy bagienne, w których dominowały cyprysniki reprezentowane przez rodzaje *Taxodium* i *Glyptostrobus* (m.in. Łańcucka-Środoniowa, 1965; Oszast, Stuchlik, 1977). Z nagromadzenia dużej ilości pni tych drzew powstały pokłady lignitu i węgla brunatnego. Obszary wyżej położone porastały lasy liściaste i mieszane złożone z buków, klonów, wiązów, a także sosen, świerków, jodeł, sekwoi i tuj (Szafer, 1946–1947, 1954; Zastawniak, 1972; Oszast, 1973; Tran Dinh Nghia, 1974; Lesiak, 1994; Worobiec, 1994). Była to zatem flora klimatu umiarkowanego, a w pewnych okresach subtropikalnego z roślinami wiecznie zielonymi.

W plejstocenie w okresach chłodnych oprócz sedymentacji rzecznej i jeziornej odbywała się także sedymentacja wodnolodowcowa. Uważa się, że subsydencja w zapadlisku trwała co najmniej do interglacjału wielkiego (Pomianowski, 2003), z czym związana była także aktywność sejsmiczna (Struska, 2009). Całkowitą miąższość osadów zgromadzonych w zapadlisku orawsko-nowotarskim szacuje się na około 1300 m (Watycha, 1977a).

W plejstocenie obszar Podhala nie był zajęty przez lodowce. W zimnych piętrach plejstocenu odsłonięte serie skalne Tatr i Podhala uległy intensywnemu wietrzeniu mrozowemu, a w strefach rozwoju lodowców – egzaracji lodowcowej. W dolinie Czarnego Dunajca, a także na zachód od obszaru arkuśza i na południe, w dolinie Cichej Wody, gromadził się materiał wodnolodowcowy, wynoszony na przedpole Tatr Zachodnich z topniejących lodowców górskich. W okresach cieplejszych zachodziły też erozja i akumulacja rzeczna (Watycha, 1977a). W plejstocenie miały miejsce silne ruchy tektoniczne, w których wyniku powstały głębokie rowy tektoniczne, m.in. rów Wróblówki i rów Pieniążkowic. Miąższość osadów czwartorzędowych w tych rowach przekracza 100 m. Z plejstocenu pochodzą też zapewne pokrywy soliflukcyjne i deluwialne, rozwinięte na zboczach towarzyszących starszym poziomom zrównania. W czasie zlodowaceń najstarszych (Narwi, Günz) na obszarze Tatr rozwinęły się lodowce górskie, które w czasie recesji odprowadzały wody na północ. W tym czasie wody potoków Cichego, Bystrego i Wielkiego Rogoźnika niosły znaczną ilość pyłów, piasków i żwirów, budując stożki napływowe, które rozpoznane zostały m.in. w rejonie Domańskiego Wierchu. Rzeki spływające z północy, z płaszczowiny magurskiej, do Kotliny Orawsko-Nowotarskiej również tworzyły stożki napływowe u podnóża wzniesień. Po ociepleniu klimatu, w czasie interglacjału augustowskiego nastąpiły procesy erozji i akumulacji rzecznej. Rzeki płynące zarówno z Tatr, jak i z północy w dalszym ciągu dostarczały znaczne ilości materiału klastycznego, tworząc stożki napływowe na obszarze Kotliny. Kolejne ochłodzenie klimatu w czasie zlodowaceń południowopolskich spowodowało kilkakrotny



rozwój lodowców górskich. Na obszarze arkusza w okresach rozwoju lodowców rozwinęły się jeziorzyska, w których akumulowane były mułki i ropy zastoiskowe. Na obszarze Podhala zachodziły intensywne procesy soliflukcyjne. Materiał ten dostarczany był także do zbiorników jeziornych. W okresach regresji lodowców powstały pokrywy osadów rzecznych i wodnolodowcowych. Kolejne ocieplenie klimatu w interglacjale wielkim spowodowało stopienie lodowców górskich, a także kontynentalnych, które sięgały północnych skłonów Karpat. Spowodowało to obniżenie bazy erozyjnej Dunajca oraz silne i szybkie rozcinanie usypanych stożków wodnolodowcowych (najwyższe zasypanie), tworzenie dolin i formowanie progów tarasowych, następnie pogłębienie dolin, poszerzenie ich i przemywanie osadów. Na tarasach prawdopodobnie utworzyły się torfowiska. Jednolita pokrywa roślinna w tym długim i ciepłym interglacjale ograniczała procesy erozyjno-denudacyjne.

Kolejne ochłodzenie klimatu w czasie zlodowaceń środkowopolskich spowodowało rozwój lodowców górskich w Tatrach. Na obszarze arkusza powstały w tym czasie pokrywy żwirowe stożków rzek spływających z Tatr, a także z południowego skłonu Karpat. Zachodziły procesy akumulacji i erozji. W związku z zatamowaniem przepływu wód materiał zwietrzelinowy deponowany był w zbiornikach, które utworzyły się w zagłębieniach terenu. Powstały gliny żółte i brązowe oraz mułki. Lodowce stopiły się ponownie w czasie postępującego ocieplenia klimatu, w interglacjale eemskim. W tym okresie w dolinach rzek wycięte zostały najwyższe tarasy akumulacyjno-erozyjne o wysokości 30–40 m. W dolinie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej są tarasami kopalnymi, które zostały zasypane osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi zlodowaceń północnopolskich (Wisły, Würmu). W czasie zlodowacenia Wisły w Tatrach nastąpił co najmniej trzykrotny rozwój lodowców górskich związany ze stadiami Suchej Wody, Bystrej i Białki (Lindner i in., 1993, 2003; Lindner, 1994). Przez wody wypływające z lodowców na przedpolu Tatr usypany został rozległy stożek Czarnego Dunajca. W okresach cieplejszych (interstadialnych) złożone wcześniej pokrywy żwirowe były rozcinane. W efekcie powstał system tarasów i oddzielających je krawędzi. Po okresach akumulacji żwirów nastąpiło zahamowanie odpływu wód i akumulacja glin w powstałych zbiornikach wodnych, które przykrywają osady żwirowe. W czasie zlodowacenia Wisły intensywnie rozwijały się procesy osuwiskowe, a także zżyziskowe. Pod koniec ostatniego zlodowacenia zaczęły tworzyć się torfowiska wysokie. Pod koniec zlodowacenia Wisły i na początku holocenu, w związku z ociepleniem klimatu, stopiły się lodowce górskie. Zaczęła rozwijać się szata roślinna od tundry krzewinkowej w pierwszym etapie, przez lasy sosnowe (okres preborealny), po lasy świerkowe (okres borealny i atlantycki). W okresie atlantyckim pojawiły się także drzewa liściaste, takie jak lipy i leszczyny. W holocenie na obszarze Kotliny Orawsko-Nowotarskiej powstały również torfowiska wysokie i niskie. Akumulacja torfów w tych torfowiskach trwa do dziś. W dolinach potoków następowały i następują procesy erozyjne i akumulacyjne. U podnóża stoków powstają pokrywy deluwialne. Niektóre stare osuwiska plejstoceniowe uległy uruchomieniu, głównie na skutek działalności

człowieka przejawiającej się wycinką lasów. Pojawienie się człowieka na omawianym obszarze nastąpiło prawdopodobnie w okresie subborealnym, około 5 tysięcy lat temu, o czym świadczy obecność pyłku roślinności synantropijnej, udokumentowanego wynikami badań palinologicznych.

#### IV. PODSUMOWANIE

Zreambulowany arkusz Czarny Dunajec SMGP wykonano na podstawie wyników terenowych prac kartograficznych, badań i analiz laboratoryjnych próbek zebranych w odsłonięciach, a także uzyskanych z sond ręcznych i mechanicznych oraz prac ziemnych. Wykorzystano również wyniki badań geofizycznych przeprowadzonych na obszarze zapadliska orawsko-nowotarskiego i niecki podhalańskiej oraz informacje zawarte w publikacjach i materiałach archiwalnych powstałych od czasu edycji poprzedniej wersji mapy do chwili obecnej. Dwa głębokie otwory wiertnicze – Chochołów PIG 1 (otw. 5) i Maruszyna IG 1 (zlokalizowany poza badanym terenem, blisko jego wschodniej granicy) dostarczyły nowych informacji o budowie podłoża serii osadowych występujących na obszarze arkusza, co zostało uwzględnione na przekroju geologicznym A–B.

Podczas prac reambulacyjnych zweryfikowano wyróżnione wcześniej jednostki litostratygraficzne, dostosowując je do obowiązujących podziałów i aktualnego stanu wiedzy. Dotyczy to pienińskiego pasa skałkowego i jednostki magurskiej. W pienińskim pasie skałkowym wyróżniono serie: czorsztyńską, braniską i pienińską oraz odpowiadające każdej z nich formacje i ogniwa litostratygraficzne, obejmujące sekwencje osadowe jury i kredy. Ponadto, w południowo-wschodniej części tej jednostki strukturalnej wyróżniono łuskę Maruszyny, zbudowaną z utworów kredy górnej i paleogenu. W jednostce magurskiej, wyróżniane dawniej warstwy inoceramowe wieku kredowego oraz warstwy z Turbacza i z Kowańca, zaliczane do paleocenu i eocenu, zastąpiono jednym wydzieleniem odpowiadającym warstwom malcowskim wieku oligoceńskiego. Zmiana ta, w tym rewizja wieku wspomnianych serii osadowych, pozwoliła na nową interpretację tektoniczną południowo-wschodniego fragmentu jednostki magurskiej.

Na obszarze niecki podhalańskiej zaproponowano różny od dotychczasowego zasięg przestrzenny najmłodszych ogniów serii fliszowych – warstw ostryskich i chochołowskich górnych, wyróżniając warstwy ostryskie także na zachód od doliny Czarnego Dunajca. Taka interpretacja pozwoliła na wyeliminowanie istniejących wcześniej rozbieżności na granicy polsko-słowackiej i lepszą korelację kompleksów litostratygraficznych paleogenu Karpat wewnętrznych. Na obszarze zapadliska orawsko-nowotarskiego zweryfikowano przebieg granic wydzieleni litologiczno-stratygraficznych, w tym plejstocenijskich osadów rzecznych i wodnolodowcowych.

Na podstawie wyników datowania piaszczystych osadów czwartorzędowych metodą OSL określono wiek tarasów położonych na wysokości 10,0–25,0 m n.p. rzeki. Odpowiada on stadiom Suchej Wody i Bystrej, czyli dolnemu i środkowemu vistulianowi (Lindner i in., 1992, 2003; Lindner, 1994). Określono też pozycję stratygraficzną wybranych poziomów torfów, badając ich wiek bezwzględny metodą  $^{14}\text{C}$ . Powstanie torfowisk występujących na powierzchni żwirów stożka Czarnego Dunajca (tarasy położone na wysokości 4,0–10,0 m n.p. rzeki) określono na przełom plejstocenu i holocenu, a wiek mułków przykrywających torfy i żwiry tarasów położonych na wysokości 4,0–10,0 m n.p. rzeki na holocen, jednak nie starszy niż okres atlantycki. Na podstawie wyników badań paleobotanicznych próbek torfów odtworzono warunki paleośrodowiskowe od schyłku zlodowacenia Wisły do okresu atlantyckiego. Dzięki uzyskanym informacjom obecna edycja arkusza Czarny Dunajec SMGP została wzbogacona o nowe informacje geologiczne.

Warszawa, 2013

## LITERATURA

- A d a m i e c G., 2013 — Wyniki badań OSL próbek z obszaru SMGP 1:50 000, ark. Czarny Dunajec. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- A l e x a n d r o w i c z S., 1966 — Stratygrafia środkowej i górnej kredy w polskiej części Pienińskiego Pasa Skałkowego. *Zesz. Nauk. AGH*, 157. Rozprawy, 78.
- A l e x a n d r o w i c z S., 1979 — Otwornice albu serii czorsztyńskiej (formacja z Chmielowej) Pienińskiego Pasa Skałkowego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **49**, 1–2: 165–183.
- A n d r u s o v D., 1938 — Geologický výzkum vnitrního bradlového pásma v západních Karpatoch. Č. 3 – Tektonika. *Rozpr. Stát. Geol. Úst. CSR*, 9.
- A n d r u s o v D., 1945 — Geologický výzkum vnútorneho bradlového pásma v západných Karpatoch. Č. 4–5 – Stratigrafia doggeru, malmu a kriedy. *Pr. Št. Geol. Úst. ČSR*, 13: 1–176.
- A n d r u s o v D., 1953 — Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes Occidentales. *Geol. Pr. Sl. Akad. Vied. Úm.*, 34: 1–149.
- A n d r u s o v D., 1959 — Geológia československých Karpát. Slov. Akad. Vied., Bratislava.
- A n d r u s o v D., 1965 — Geologia československých Karpát. **3**, Bratislava.
- A n d r u s o v D., B y s t r i c k á H., K ö h l e r E., 1962 — Globigerínový horizont v centrálnokarpatskom paleogéne. *Geol. Sbor.*, **13**, 2: 179–182.
- B a c - M o s z a s z w i l i M., 1995 — Diversity of Neogene and Quaternary tectonic movements in the Tatra Mountains. *Fol. Quatern.*, 66: 131–144.
- B a u m g a r t - K o t a r b a M., 1978 — Zróżnicowanie ruchów tektonicznych w świetle analizy czwartorzędowych teras doliny Białki Tatrzaskiej. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 12: 95–112.
- B a u m g a r t - K o t a r b a M., 1980 — Braided channel changes at chosen reaches of the Białka river, the Podhale, Western Carpathians. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 14: 113–134.

- Baumgart-Kotarba M., 1982 — Ruchy tektoniczne na wschodnim Podhalu w świetle analizy czwartorzędowych teras doliny Białki Tatrzańskiej i lineamentów uzyskanych z obrazu satelitarnego. *Prz. Geogr.*, **53**, 4: 725–736.
- Baumgart-Kotarba M., 1983 — Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala). *Pr. Geogr.*, 145: 1–133.
- Baumgart-Kotarba M., 1989 — Próba rekonstrukcji rozwoju stożka aluwialnego Czarnego Dunajca w okresie późnego glacjału i holocenu. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN*, **31**, 2: 115–116.
- Baumgart-Kotarba M., 1991 — Rozwój stożka aluwialnego Czarnego Dunajca w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN*, **33**, 1: 183–185.
- Baumgart-Kotarba M., 1996 — On origine and age of the Orava Basin, West Carpathians. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 30: 101–116.
- Baumgart-Kotarba M., 2001 — Continuous tectonic evolution of the Orava Basin (Northern Carpathians) from the Late Badenian to the present-day? *Geol. Carpath.*, **52**, 2: 103–110.
- Baumgart-Kotarba M., Dec J., Ślusarczyk R., 2001 — Quaternary tectonic grabens of Wróblówka and Pieniążkowice and their relation to Neogene strata of the Orava basin and Pliocene sediments of the Domański Wierch series in Podhale, Polish West Carpathians. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 35: 101–119.
- Bąk K., 1995 — Trace fossils and ichnofabrics in the Upper Cretaceous red deep-water marly deposits of the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 64: 81–97.
- Bąk K., 1998 — Planktonic foraminiferal biostratigraphy, Upper Cretaceous red pelagic deposits, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 111: 7–92.
- Bąk K., 2000 — Biostratigraphy of deep-water agglutinated Foraminifera in Scaglia Rossa-type deposits of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *W: Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera* (Hart M. B. i in., red.). *Grzybowski Found. Spec. Publ.*, 7: 15–41.
- Bąk K., Uchman A., Bąk M., 2000 — Agglutinated foraminifera, radiolaria and trace fossils from the Upper Cretaceous deep-water variegated shales at Trawne Stream, Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **48**, 1: 1–32.
- Bąkowski Z., 1967 — Rośliny eoceńskie z Tatr i Podhala. 1. *Pr. Muzeum Ziemi*, 10: 167–213.
- Bieda F., 1929 — Numulity trzeciorzędu pienińskiego pasa skałkowego (notatka tymczasowa). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 6.
- Bieda F., 1935 — Sprawozdanie z badań nad otwornicami fliszu pienińskiego. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 42.
- Bieda F., 1946 — Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 16: 1–52.
- Bieda F., 1959 — Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego. *Z badań geologicznych w Tatrach i na Podhalu*. **5. Biul. Inst. Geol.**, 149: 215–224.
- Bieda F., 1963 — Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **37**.
- Bieda F., Horwitz L., 1931 — Próba stratygrafii trzeciorzędu Podhala. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **6**, 4.
- Birkenmajer K., 1952 — W sprawie morskiego miocenu na Podhalu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **21**, 2.
- Birkenmajer K., 1954 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w pienińskim pasie skałkowym w latach 1950–1951. *Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu*. *Biul. Inst. Geol.*, 86.
- Birkenmajer K., 1958a — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. 1. Szkic Geologiczny Pasa Skałkowego.
- Birkenmajer K., 1958b — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. 2. Wycieczki w rejonie Czarny Dunajec–Nowy Targ–Frydman.

- Birkenmajer K., 1963 — Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Stud. Geol. Pol.*, 9: 1–380.
- Birkenmajer K., 1965 — Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **35**, 3.
- Birkenmajer K., 1973 — Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. **2**. Mezozoik: 669–690.
- Birkenmajer K., 1979 — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wyd. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K., 1986 — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 88: 7–32.
- Birkenmajer K., 2008 — The Szopka Limestone Formation – a new lithostratigraphic name for Upper Liassic beds of the Pieniny and Branisko successions, Klippen Belt (West Carpathians). *Stud. Geol. Pol.*, 131: 229–235.
- Birkenmajer K., Geroch S., 1963 — Du rapport des Couches de Jarmuta avec les couches bigarées dans la zone des Klippes Piénines en Pologne. *Ass. Géol. Karp.-Balcan., 6 Congr., Res. Des Comm.*, Varsovie-Cracovie: 28–29.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1983a — Górna kreda i starszy paleogen w Maruszynie (płaszczowina pienińska; łuska maruszyńska), pieniński pas skałkowy. *Stud. Geol. Pol.*, 77: 27–52.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1983b — Wgłębna budowa geologiczna północnej strefy dyslokacyjnej pienińskiego pasa skałkowego w Szczawnicy. *Stud. Geol. Pol.*, **61**, 1: 1–37.
- Birkenmajer K., Myczyński R., 1984 — Fauna and age of the nodular limestones near Niedzica and Jaworki, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 83: 7–24.
- Birkenmajer K., Myczyński R., 1994 — Pliensbachian (Early Jurassic) fauna from the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: its stratigraphic and palaeogeographic position. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 42: 223–245.
- Birkenmajer K., Myczyński R., 2000 — Bajocian age of the Podzamcze Limestone Formation at Stare Bystre, Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland) based on its macrofauna. *Stud. Geol. Pol.*, 117: 49–68.
- Birkenmajer K., Oszczytko N., 1989 — Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **59**, 1–2: 145–181.
- Birkenmajer K., Stuchlik L., 1975 — Early Pleistocene pollen-bearing sediments at Szaflary, West Carpathians, Poland. *Acta Palaeobot.*, **16**, 2.
- Birkenmajer K., Śrdoń A., 1960 — Interglacja ortonacka w Karpatach. Z badań czwartorzędu w Polsce. **9**. *Biul. Inst. Geol.*, 150.
- Birkenmajer K., Wieser T., 1956 — Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego. *Acta Geol. Pol.*, **6**, 1.
- Birkenmajer K., Borysławski A., Cieszkowski M., Chowaniec J., Sokołowski J., Woźnicki J., 1985 — Main Geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow–Zakopane). *W: Guide to excursion 2. Carpatho-Balkan. Geological Association 13th Congress. Cracow, Poland 1985.*
- Blaicher J., 1959 — Wyniki badań mikrofaunistycznych serii magurskiej. Sprawozdanie naukowe za r. 1959. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Blaicher J., 1973 — Mikrofauna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG-1. *Biul. Inst. Geol.*, 265: 106–133.
- Blaicher J., Sikora W., 1972 — O nowej fliszowej facji albu w pienińskim pasie skałkowym Polski. *Kwart. Geol.*, **16**, 4: 1067–1068.
- Blaicher S., Morgiel J., Sikora W., 1973 — Zlepienie cenomanu w pienińskim pasie skałkowym w Polsce. *Kwart. Geol.*, **17**, 3: 642–643.



- Bober L., 1967 — Charakterystyka geologiczno-inżynierska osuwisk Zachodniego Podhala. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Bober L., 1971 — Structural landslides of the Podhale Region (Polish Inner Carpathians). *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.*, 15: 389–403.
- Bober L., 1985 — “Dzianisz” and “Kotelnica” Landslides – Western Podhale. *W: Guide to Excursion 5, Geolog. Carpatho-Balkan. Geological Association 13th Congres. Inst. Poland.*
- Bober L., 1986 — Osuwisko „Dzianisz” na Podhalu zachodnim. *W: Przew. 57 Zjazdu Pol. Tow. Geol. (Birkenmajer K., Poprawa D., red.). Pieniny, 18–20 września: 260–264.*
- Boretti-Onyszkiewicz W., 1968 — Cios we fliszu zachodniego Podhala. *Acta Geol. Pol.*, 18, 1: 101–152.
- Bobrowski W., Kociszewska-Musiał G., 1953 — Żwiry Dunajca między Tatrami a Pieninami. *Kwart. Geol.*, 9, 4.
- Borza K., 1969 — Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Verl. Slov. Akad. Wiss. Bratislava.
- Bromowicz J., Rowiński Z., 1965 — Kilka uwag o piaskowcach fliszu podhalańskiego. *Kwart. Geol.*, 9, 4.
- Calikowski J., Gonddek B., Szpanier K., 1968 — Geochemiczna charakterystyka bituminów fliszu podhalańskiego. *Kwart. Geol.*, 12, 4.
- Chowaniec J., 1989 — Hydrogeologiczne warunki zasilania i przepływu wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych Podhala między Zakopanem a Białym Dunajcem. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa: 1–144.
- Chowaniec J., 1995 — Studium hydrogeologii zachodniej części Karpat polskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 434: 1–98.
- Chowaniec J., 2002 — Strefowość zawodnienia w profilu pionowym fliszu podhalańskiego w świetle badań wodochłonności. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 404: 19–28.
- Chowaniec J., 2009 — Hydrogeologia Tatr i Podhala oraz zagadnienia geotermii. *W: Mat. 79. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk termalnych na Podhalu (Uchman A., Chowaniec J., red.). Bukowina Tatrzańska, 27–30 września: 67–75.*
- Chowaniec J., Cieszkowski M., 2009 — Neogen i czwartorzęd Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. *W: Mat. 79. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk termalnych na Podhalu (Uchman A., Chowaniec J., red.). Bukowina Tatrzańska, 27–30 września: 67–75.*
- Chowaniec J., Poprawa D., 1995 — Wyniki poszukiwań wód geotermalnych we wschodniej i zachodniej części Podhala. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 51, 3: 87–89.
- Chowaniec J., Poprawa D., Witek K., 1996 — Kotlina Orawsko-Nowotarska jako perspektywiczny zbiornik wód zwykłych w deficytowym regionie Karpat. *Prz. Geol.*, 44, 1: 61–64.
- Chowaniec J., Olszewska B., Poprawa D., Skulich J., Smagowicz M., 1992 — Chochołów PIG 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Cieszkowski M., 1979 — Stratygrafia i tektonika płaszczowiny magurskiej na SW od Obidowej (południowo-zachodnia część Gorców i Pogórze Sieniawskie) (praca doktorska). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Cieszkowski M., 1992 — Marine miocene deposits near Nowy Targ, Magura Nappe, Flysh Carpathians (South Poland). *Geol. Carpath.*, 43: 339–346.
- Cieszkowski M., 1995 — Utwory morskiego miocenu w rejonie Nowego Targu i ich znaczenie dla określenia czasu powstania śródgórskiego zapadliska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (English summ.). *Zesz. Nauk. AGH, Geologia* 21, 2: 153–168.



- Cieszkowski M., Olszewska B., 1986 — Malcov beds in Magura nappe, near Nowy Targ, outer Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 56: 53–71.
- Cieszkowski M., Olszewska B., Smagowicz M., 1993 — Utwory morskiego miocenu w okolicy Nowego Targu. *Spraw. Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddział w Krakowie*, 35, 1–2: 245–249.
- Cieszkowski M., Uchman A., Chowaniec J., 2009 — Litostratygrafia sukcesji osadowej niecki podhalańskiej. *W: Mat. 79. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk termalnych na Podhalu (Uchman A., Chowaniec J., red.). Bukowina Tatrzańska, 27–30 września: 29–40.*
- Czarnecka K., 1986 — Uwarunkowania strukturalne współczesnych ruchów tektonicznych pienińskiego pasa skałkowego w rejonie Czorsztyna. *Prz. Geol.*, 34, 10: 556–560.
- Dudziak J., 1983 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. 1: Formacja zakopiańska dolin Białego Dunajca i Białki. *Stud. Geol. Pol.*, 77: 56–81.
- Dudziak J., 1984 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. 2: Formacja zakopiańska dolin Małej Łąki, Potoku Białego i Suchej Wody. *Stud. Geol. Pol.*, 83: 67–83.
- Dudziak J., 1986 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. 3: Formacje chochołowska i ostryska. *Stud. Geol. Pol.*, 88: 157–174.
- Friedberg W., 1906 — Das Miozän der Niederung von Nowy Targ (Neumark) in Galizien. *S. B. Akad. Wiss.*, 115.
- Friedberg W., 1912 — Kilka spostrzeżeń w zakresie formacji miocenijskiej Galicji. *Kosmos*, 37.
- Garecka M., 2005 — Calcareous nannoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene-Miocene, Inner Carpathians, Poland). *Stud. Geol. Pol.*, 124: 353–369.
- Gaździcka E., 1999 — Wyniki analizy nannoplanktonu wapiennego. Sprawozdanie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Gąsiorowski S., 1962 — Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians, and their stratigraphical value. *Stud. Geol. Pol.*, 10: 1–151.
- Gedl P., 1998 — Wiek fliszu podhalańskiego na podstawie dinocyst. *Prz. Geol.*, 46, 1: 45–46.
- Gedl P., 1999 — The age of base of the Podhale Palaeogene flysch (Inner Carpathians, Poland) based on dinocysts. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 47, 2–3: 77–102.
- Gedl P., 2000a — Biostratygrafia i paleośrodowisko paleogenu Podhala w świetle badań palinologicznych. 1. *Stud. Geol. Pol.*, 117: 69–154.
- Gedl P., 2000b — Biostratigraphy and paleoenvironment of the Podhale Paleogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of the palinological studies. 2. Summary and systematic. *Stud. Geol. Pol.*, 117: 155–309.
- Golonka J., Oszczytko N., Ślaczka A., 2000 — Late Carboniferous – Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70, 2: 102–136.
- Gołąb J., 1947 — Hydrogeologia zach. pasma Gubałowskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 32.
- Gołąb J., 1952 — Tektonika Podhala (streszczenie referatu). *Geol. Biul. Inf.*, 1.
- Gołąb J., 1956 — Rockslides and flows and their meaning for the tectonics of the Flysch of Podhala. *Bull. Soc. Sc. Lettres Łódź*, Cl. 3. 5. 1.
- Gołąb J., 1959 — Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu. 5. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 223–239.

- Gondek B., 1972 — Charakterystyka geochemiczna węglowodorów występujących w odkrywkach jury, kredy pienińskiego pasa skałkowego oraz kredy i paleogenu fliszu magurskiego i paleogenu fliszu podhalańskiego. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Gross P., Köhler E., Borža K., 1984 — Nove litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paléogenu. *Geol. Pr., Spravy*, 81: 113–117.
- Gross P., Köhler E., Samuel O., Snopková P., Bystrická H., 1993 — Podtaranská skupina (vnútrokarpatský paleogén). *W: Geológia južnej a východnej Oravy* (Gross P. i in., red.). Geologický Ústav D. Štúra. Bratislava.
- Grzybek K., 1959 — Próba nowego ujęcia stratygrafii fliszu Podhala. *Biul. Muzeum Ziemi*, 1.
- Grzybek K., Halicki B., 1958 — Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim. *Acta Geol. Pol.*, 8, 3: 411–450.
- Guterch B., 2006 — Seismic events in the Orava – Nowy Targ basin, Western Carpathians, November, 2004 – December 2005. *Acta Geodyn. Geomater.*, 3, 143: 85–95.
- Halicki B., 1930 — Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 5, 3/4.
- Halicki B., 1959 — Nowe opracowanie geologiczne Podhala. Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu. 5. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 241–249.
- Halicki B., 1961 — Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu. *Acta Geol. Pol.*, 11, 4.
- Halicki B., 1963 — Tektonika Podhala. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 349–362.
- Halicki B., Lillpop J., 1932 — Czwartorzędowe trawertyny w Gliczarowie na Podhalu. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 27: 6–7.
- Harmata K., 1969 — Materiały do postglacjalnej historii roślinności Karpat Zachodnich. Torfowisko na Palenicy (Pogórze Gubałowskie). *Fol. Quatern.*, 33: 1–14.
- Horwitz L., 1932 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 przy okazji rewizji ark. Nowy Targ i Szczawnica. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 35: 22–26.
- Horwitz L., 1935 — Nowy przekrój schematyczny przez Pieniński Pas Skałkowy. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8, 3: 79–133.
- Horwitz L., 1937a — Fauna i wiek warstw posidoniowych w Pienińskim Pasie Skałkowym. A. Część ogólna. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 8, 4.
- Horwitz L., 1937b — Fauna i wiek warstw posidoniowych w Pienińskim Pasie Skałkowym. B. Część szczegółowa. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 9, 1.
- Horwitz L., 1937c — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w 1936 r., a związanych z rewizją arkuszy Nowy Targ i Szczawnica Atlasu Geologicznego Galicji. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 48.
- Horwitz L., 1938 — Studia nad stratygrafią osłony Skałek Pienińskich. 1. Podział osłony skałkowej i rozmieszczenie jej ogniwi. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 9, 2.
- Horwitz L., Rabowski F., 1929 — Przewodnik do wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny (18–21 V 1929). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 6: 1–49.
- Horwitz L., Sujkowski Zb., 1936 — Cenoman w Pienińskim Pasie Skałkowym. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 45.
- Hrynowiecka A., 2013 — Wyniki badań palinologicznych ze stanowiska Długopole, SMGP 1:50 000, ark. Czarny Dunajec. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Hrynowiecka-Czmielewska A., 2009 — Zarys badań paleobotanicznych czwartorzędu na terenie Tatr, Pienin i Podhala. *Prz. Geol.*, 57, 8: 714–718.

- Jednorowska A., 1968 — Zespoły otwornicowe w zewnętrznych strefach jednostki magurskiej Karpat i ich znaczenie stratygraficzne. *Pr. PAN*, 50: 7–89.
- Jednorowska A., 1979 — Microfauna and age of Upper Cretaceous Pustelnia Marl Member Pieniny Klippen Belt of Poland, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 61: 37–76
- Jednorowska A., 1980 — Microfauna and age of the Malinowa Shale Formation (Upper Cretaceous) in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 67: 7–23.
- Klimaszewski M., 1935 — Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich. *Wiad. Geogr.*, 12.
- Klimaszewski M., 1948 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Pr. Wrocl. Tow. Nauk., Ser. B*, 7: ss. 233.
- Klimaszewski M., 1950–1951 — Rzeźba Podhala. *Czasop. Geogr.*, 21 i 22.
- Klimaszewski M., 1958 — Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Prz. Geogr.*, 30, 1.
- Klimaszewski M., 1972 — Podział geomorfologiczny Polski Południowej. *Geomorfologia Polski*. 1. PWN, Warszawa.
- Kokoszyńska B., Birkenmajer K., 1956 — Fauna albu serii niedzickiej pasa skałkowego Pienin. *Acta Geol. Pol.*, 6: 371–380.
- Kondracki J., 2002 — Geografia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Koperowa W., 1958 — Późny glacjał z północnego podnóża Tatr w świetle analizy pyłkowej. *Monogr. Bot.*, 7: 107–133.
- Koperowa W., 1962 — Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej. *Acta Paleobot.*, 2, 3: 1–57.
- Krobicki M., 1994 — Stratigraphic significance and palaeoecology of the Tithonian – Berriasian brachiopods in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 106: 89–156.
- Krobicki M., 1996 — Neo-Cimmerian uplift of intraoceanic Czorsztyn pelagic swell (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians) indicated by change of brachiopod assemblages. *W: Advances of Jurassic Research (Riccardi A.C., red.). GeoResearch Forum*, 1/2: 255–264.
- Krobicki M., 2009 — Bajoska tektonika synsedymantacyjna i jej znaczenie w jurajskiej ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. *Geologia*, 35, 1–3: 65–78.
- Krobicki M., Wierzbowski A., 2004 — Stratigraphic position of the Bajocian crinoidal limestone and their palaeogeographic significance in the evolution of the Pieniny Klippen Basin. *Tomy Jurajskie*, 2: 69–82.
- Książkiewicz M., 1972 — Budowa Geologiczna Polski. 3. Tektonika Karpat. Inst. Geol., Warszawa.
- Kukulak J., 1988 — Powiązania morfostrukturalne w rozwoju osuwisk zachodniego Podhala. *Fol. Geogr., Ser. Geogr.-Phys.*, 20: 33–49.
- Kukulak J., 1993 — Przejawy aktywności ruchów pionowych w rzeźbie zachodniego Podhala. *Fol. Quatern.*, 64: 151–164.
- Kukulak J., 1998 — Charakterystyka sedymentacyjna stropowych osadów stożka Domańskiego Wierchu (neogen/plejstocen) w Kotlinie Orawskiej. *Stud. Geol. Pol.*, 111: 93–111.
- Kukulak J., 1999 — Orientacja spękań i uskoków w południowo-wschodniej części zapadliska orawskiego. *Prz. Geol.*, 47, 11: 1021–1026.
- Kutek J., Wierzbowski A., 1979 — Lower to Middle Tithonian ammonite succession at Rogoźnik in the Pieniny Klippen Belt. *Acta Geol. Pol.*, 29, 2: 195–205.

- Kutek J., Wierzbowski A., 1986 — A new account on the Upper Jurassic stratigraphy and ammonites of the Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt. *Acta Geol. Pol.*, **36**, 4: 289–316.
- Kuźniar W., 1909 — Eocen Tatr i Podhala. *Spraw. Kom. Fizjogr. PAU*, 44: 25–57.
- Kuźniar W., 1911 — W sprawie transgresji eocenu w Tatrach. *Kosmos*, 36: 783–798.
- Lefeld J., Jankowski J., 1985 — Model of deep structure of the Polish Inner Carpathians. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, 175: 71–100.
- Lenczewska E., 1961 — Zdjęcie geologiczne fliszu podhalańskiego i osadów pokrywających w dorzeczu Potoku Bystrego (praca magisterska). Arch. Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- Lesiak M., 1994 — Plant macrofossils from the middle Miocene of Lipnica Mała (Orawa – Nowy Targ Basin, Poland). *Acta Palaeobot.*, **34**, 1: 27–81.
- Limanowski M., 1905 — Rzut oka na architekturę Karpat. *Kosmos*, 30.
- Limanowski M., 1910 — Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu, czy został przywleczony z dala? *Kosmos*, 35: 719–731.
- Lindner L., 1994 — Jednostki stadialne i interstadialne ostatniego zlodowacenia (Würm, Vistulian) w Tatrach Polskich i na Podhalu. *Acta Univ. Nicol. Copern., Geogr.*, 92.
- Lindner L., 2008 — Czwartorzędowe zlodowacenia górskie w Polsce. *W: Mat. 15. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Zakopane, 1–5 września.*
- Lindner L., Nitychoruk J., Butrym J., 1993 — Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca. *Prz. Geol.*, **61**, 1: 10–21.
- Lindner L., Dzierżek J., Marciniak B., Nitychoruk J., 2003 — Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mts: their development, age and limits. *Geol. Quart.*, **47**, 3: 269–280.
- Ludwiniak M., 2006 — Geometria i geneza sieci spekań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala. Rozprawa doktorska. Arch. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Ludwiniak M., 2008 — Ewolucja sieci spekań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala (Karpaty wewnętrzne, Polska). *Prz. Geol.*, **56**, 12: 1092–1099.
- Ludwiniak M., Klimkiewicz D., Mastella L., 2009 — Tektonika Podhala. *W: Mat. 79. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol. Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk termalnych na Podhalu (Uchman A., Chowaniec J., red.). Bukowina Tatrzańska, 27–30 września: 29–40.*
- Lugeon M., 1903 — Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, **39**, 4.
- Łajczak A., 2006 — Torfowiska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Rozwój, antropogeniczna degradacja, renaturyzacja i wybrane problemy ochrony. Wyd. Inst. Botan., PAN, Kraków.
- Łajczak A., 2009 — Warunki rozwoju i rozmieszczenia torfowisk w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. *Prz. Geol.*, **57**, 8: 694–702.
- Łańcucka-Środoniowa M., 1963 — Stan badań paleobotanicznych nad mioceniem Polski południowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, 2.
- Łańcucka-Środoniowa M., 1965 — Wstępne wyniki badań paleobotanicznych nad neogenem Domańskiego Wierchu i Orawy. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **35**, 3: 362–365, 409–410.

- Łój M., Madej J., Porzucek S., Zuchiewicz W., 2007 — Young tectonics of the Orava basin and southern portion of the Magura Nappe, Polish Western Carpathians, in the light of gravity studies: a new research proposal. *Stud. Quatern.*, 24: 53–60.
- Makowska A., Jaroszewski W., 1987 — O współczesnych ruchach pionowych w Tatrach i na Podhalu. *Prz. Geol.*, 35, 10: 503–506.
- Małecka D., 1981 — Hydrogeologia Podhala. *Pr. Hydrogeol. Inst. Geol., Ser. Spec.*, 14.
- Małecka D., 2003 — The thermal waters of Podhale, southern Poland: history of research, genesis and utility. *Geol. Quart.*, 47, 2: 195–209.
- Małkowski S., 1922 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1921 w okolicach Krościenka nad Dunajcem. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 2.
- Małkowski S., 1928a — O stosunku żył andezytowych do budowy geologicznej okolic Pienin. II. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 21.
- Małkowski S., 1928b — Odsłonięcie utworów dyluwialnych w kamieniołomie szaflarskim pod Nowym Targiem. *Zabyt. Przyr. Nieożyw.*, 1.
- Marschalko R., 1968 — Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West-Carpathians. *Geol. Carpath.*, 19: 69–94.
- Marschalko R., Radomski A., 1960 — Wstępne wyniki badań nad kierunkami transportu materiału w basenie fliszowym Centralnych Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 30, 3: 259–272.
- Mastella L., 1975 — Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45, 3–4: 361–401.
- Mastella L., 2008 — Tektoniczne uwarunkowania występowania martwic wapiennych we fliszu podhalańskim. *W: Mat. Konf. Tatrzańskie Mapy Geologiczne. Zakopane, 27–29 maja*: 31–35.
- Mastella L., Mizerski W., 1977 — Uwagi o budowie geologicznej SW części Podhala. *Prz. Geol.*, 25, 10: 494–499.
- Mastella L., Ozimkowski W., 1979 — Budowa tektoniczna południowo-wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, 27, 7: 387–393.
- Mastella L., Ozimkowski W., Szczęsny R., 1988 — Tektonika północno-zachodniej części fliszu podhalańskiego. *Prz. Geol.*, 36, 10: 566–572.
- Matyjasik J., Szajkowska M., 1951 — Żwiry doliny Dunajca na odcinku Podczerwone–Nowy Targ–Dębno. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Michalik A., 1958 — Materiały dokumentacyjne z badań nad budową geologiczną zachodniego Podhala. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Oddział Karpacki, Kraków.
- Michalik A., Wieser T., 1959 — Tufity we fliszu podhalańskim. *Kwart. Geol.*, 3, 2: 378–389.
- Mojski J.E., Watycha L., 1984 — Tatry i Kotlina Nowotarska. Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (Sokołowski S., Mojski J.E., red.). *Wyd. Geol.*, Warszawa: 49–51, 81–82, 152–153.
- Morawski W., 1972 — Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy. *Acta Geol. Pol.*, 22: 573–592.
- Morgiel J., Sikora W., 1972 — O utworach paleogeńskich w jednostce złatniańskiej (pieniński pas skałkowy na zachód od Białego Dunajca). *Kwart. Geol.*, 16, 4: 1053–1055.
- Morgiel J., Sikora W., 1973 — Odkrycie utworów eocenu i oligocenu w pienińskim pasie skałkowym w Polsce. *Kwart. Geol.*, 17, 3: 640–642.

- Murchison R.I., 1849 — On geological structure of the Alps, Apennins and Carpathians. 2. On the Cretaceous and Nummulitic rocks of the Carpathian Mountains. *Quatern. Journ. of the Geol. Soc. of London*, 5: 258–263.
- Myczyński R., 1973 — Middle Jurassic stratigraphy of the Branisko Succession in the vicinity of Czorsztyn (Pieniny Klippen Belt, Carpathians). *Stud. Geol. Pol.*, 42: 1–122.
- Myczyński R., Wierzbowski A., 1994 — The ammonite succession in the Callovian, Oxfordian and Kimmeridgian of the Czorsztyn Limestone Formation at Halka Klippe, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 42, 3: 155–164.
- Nagy A., Vass D., Petrik F., Pereszlényi M., 1996 — Tectogenesis of the Orava Depression in the light of latest biostratigraphic investigations and organic matter alteration study. *Slovak Geological Magazine*, 1: 49–58.
- Nemčok J., 1993 — Prosečansky poruchovy system. *Geol. Pr., Spravy*, 98: 79–83.
- Nemčok J., Lexa J., 1990 — Evolution of the basin and range structure around Žiar Mountain range. *Geol. Carpath.*, 41, 3: 229–258.
- Neumayr M., 1871 — Jurastudien, 5. Der penninische Klippenzug. *Jahrb. k. k. geol. Reichsanst.*, 21: 450–536.
- Nowak J., 1927 — Zarys tektoniki Polski. 2. Zjazd Geogr. i Etnogr. Słow.
- Nowak W., 1978 — *Semichitinoidea* n. gen. (Tintinina) of the Upper Jurassic of the Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48, 1: 3–25.
- Niezabitowski-Lubicz E., 1922 — Wysokie torfowiska Podhala i konieczność ich ochrony. *Ochr. Przyr.*, 3: 26–34.
- Obidowicz A., 1990 — Eine Pollenanalytische und Moorkundliche Studie zur Vegetationsgeschichte des Podhale-Gebietes (West-Karpaten). *Acta Palaeobot.*, 30, 1: 147–219.
- Obidowicz A., 1996 — A late glacial – holocene history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. *Acta Palaeobot.*, 36, 2: 159–206.
- Obidowicz A., 2005 — Późnoglacialna historia torfowiska „Puścizna Rękowońska” w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. *W: Mat. 2. Międz. Konf. Nauk. Gleby górskie, geneza, właściwości, zagrożenia* (Miechówka M., Gąsiorek M., Ciarkowska K., red.). Kraków–Niedzica–Zawoja, 14–16 września: 81.
- Olszewska B., Wierczorek J., 1998 — The Paleogene of the Podhale Basin Polish (Inner Carpathians). Carpatho-Balcan. Geol. Assoc., 16th Congress Abstracts, Vienna: 437.
- Oszast J., 1970a — Badania palinologiczne w otw. wiertniczym Czarny Dunajec IG 1 (maszynopis). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Oszast J., 1970b — O wieku stożka Domańskiego Wierchu na podstawie badań palinologicznych. *Kwart. Geol.*, 14, 4: 843–846.
- Oszast J., 1973 — The Pliocene profile of Domański Wierch near Czarny Dunajec in the light of palynological investigations (Western Carpathians, Poland). *Acta Palaeobot.*, 14, 1: 1–42.
- Oszast J., Stuchlik L., 1977 — Roślinność Podhala w neogenie. *Acta Palaeobot.*, 18, 1: 46–84.
- Oszczypko N., 1992 — Rozwój basenu magurskiego w górnej kredzie i paleogenie. *Prz. Geol.*, 40, 7: 397–404.
- Ozimek W., 1978 — Budowa geologiczna wschodniego obrzeżenia Kotliny Zakopiańskiej. *Prz. Geol.*, 26, 6: 350–354.
- Ozimek W., 1991 — Geologia fliszu podhalańskiego w ujęciu fotointerpretacyjnym. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 32: 93–119.



- Pazdur A., 2013 — Wyniki badań  $^{14}\text{C}$  próbek z obszaru SMGP 1:50 000, ark. Czarny Dunajec. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Popol J., 1972 — Tektonika strefy osiowej synklinorium podhalańskiego w rejonie Bukowiny Tatrzańskiej. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 3: 593–600.
- Perski Z., 2008 — Współczesna aktywność tektoniczna Tatr i Podhala w świetle wyników badań satelitarnej interferometrii radarowej InSAR i PSInSAR. *Prz. Geol.*, **56**, 12: 1082–1086.
- Pieńkowski G., Westwalewicz-Mogilska E., 1986 — Trace fossils from the Podhale Flysch Basin, Poland – an example of ecologically based lithocorrelation. *Lethaia*, **19**, 1: 53–65.
- Piotrowska K., Kotański Z., Gawęda A., Piotrowski J., Rączkowski W., 2014 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tatry Zachodnie (1060). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piotrowska K., Kotański Z., Gawęda A., Piotrowski J., Rączkowski W., 2017 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tatry Zachodnie (1060). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pokorski J., 1965 — Występowanie łupliwości we fliszu wschodniego Podhala. *Kwart. Geol.*, **9**, 3: 616–623.
- Pomianowski P., 1995 — Budowa depresji orawskiej w świetle analizy wybranych materiałów geofizycznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **64**, 1–4: 67–80.
- Pomianowski P., 2003 — Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej – wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych. *Prz. Geol.*, **51**, 6: 498–507.
- Rabowski F., 1925a — Wyniki badań geologicznych wykonanych w r. 1924 w Tatrach i Pieninach. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 12.
- Rabowski F., 1925b — Skalki i ich rola w łańcuchu karpackim. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **3**, 1/2.
- Rabowski F., 1930 — Uwagi dotyczące się budowy Skalek. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **6**.
- Raciborski M., 1892 — Zapiski paleobotaniczne. *Kosmos*, 17.
- Radomski A., 1958 — Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego. *Acta Geol. Pol.*, **8**, 3: 335–408.
- Radomski A., 1959 — Sedymentacja fliszu podhalańskiego. Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu. **5. Biul. Inst. Geol.**, 149: 251–257.
- Rehakova D., Wierzbowski A., 2005 — Microfacies and stratigraphic position of the Upper Jurassic Rogoża coquinas at Rogoźnik, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Volumina Jurassica*, **3**, 1: 15–27.
- Romer E., 1929 — Tatrzańska epoka lodowa. *Pr. Geogr.*, 11: 1–186.
- Roniewicz P., Pieńkowski G., 1977 — Trace fossils of the Podhale Flysch Basin. *W: Trace Fossils. 2.* (Crimes T.P., Harper J.C., red.). *Geol. J. Spec. Issue*, 9: 273–288.
- Roniewicz P., Westwalewicz-Mogilska E., 1974 — Tuffites in the Podhale Flysch (Western Carpathians). *Bull. Pol. Acad. Sc. Ser. Sc. Terre*, **22**, 1: 37–43.
- Sawicki L., 1909 — Die jüngere Krustenbevegung in den Karpathen. *Mitt. Geol. Ges. Wien.*, 2.
- Sikora W., Wieser T., 1974 — Utwory piroklastyczne w utworach neogeńskich śródgórskiej niecki Orawy – Nowego Targu. *Kwart. Geol.*, **18**, 2: 441–443.
- Sobień K., 2005 — Wyniki badań warstewek piroklastycznych we fliszu podhalańskim. *Prz. Geol.*, **53**, 4: 342.
- Sokołowski S., 1954 — Kilka nowych spostrzeżeń z geologii pienińskiego pasa skałkowego. *Biul. Inst. Geol.*, 86: 37–57.

- Sokołowski S., 1973 — Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. *Biul. Inst. Geol.*, 265: 5–74.
- Sokołowski J., 1993 — Zasoby geotermalne Polski i możliwości ich wykorzystania w ochronie środowiska przyrodniczego. *Tech. Poszuk. Geol.*, 5–6.
- Sotak J., 1998 — Sequence stratigraphy approach to the Central Carpathian Paleogene (Eastern Slovakia) eustasy and tectonics controls of deep sea fan deposition. *Slovak Geological Magazine*, 4, 3: 185–190.
- Sotak J., Gedl P., Banská M., Starek D., 2007 — Nové stratigrafické dáta paleogénnych suvrstvi centrálnych Západných Karpát na Orave – výsledky integrovaného mikropaleontologického štúdia na profile Pucov. *Mineralia Slovaca*, 39: 89–114.
- Stampfli G., Borel G., 2002 — A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 196: 17–33.
- Staszic S., 1810 — Rozprawa o górach Beskidach i o Krywanie w Tatrach. *Rocz. Warsz. TPN*, 6.
- Struska M., 2008 — Neogeńsko-czwartorzędowy rozwój struktury Kotliny Orawskiej w świetle badań geologicznych, geomorfologicznych oraz teledetekcyjnych (rozprawa doktorska). Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Kraków: ss. 150.
- Struska M., 2009 — Budowa tektoniczna Kotliny Orawskiej. *W: Mat. 79. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk geotermalnych na Podhalu (Uchman A., Chowaniec J., red.). Bukowina Tatrzńska, 26–29 września: 76–80.*
- Stuchlik L., 1970 — Badania palynologiczne w otworze wiertniczym Koniówka IG-1 (maszynopis). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Szafer W., 1946–1947 — Flora plioceńska w Krościenku n/Dunajcem. *Rozpr. PAU*, 72.
- Szafer W., 1950 — Przewodnik do wycieczki na Podhale 22. Zjazdu Pol. Tow. Geol. r. 1949. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 19.
- Szafer W., 1952 — Młodszy trzeciorząd Podhala i jego stosunek do plejstocenu (wiadomość tymczasowa). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66.
- Szafer W., 1954 — Pliocenska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. *Pr. Inst. Geol.*, 11: 135–178.
- Szafer W., 1958 — Nowa flora eocenska w Tatrach. *Kwart. Geol.*, 2, 1: 173–176.
- Śliwa P., Wilk Z., 1954 — Osuwisko w Bańskiej Wyżnej na Podhalu. *W: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu. Biul. Inst. Geol.*, 86.
- Štur D., 1860 — Bericht über die geologische übersicht-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. Geol. Reichsanst. Jg. (Wien)*, 11.
- Tokarski A., Zuchiewicz W., 1998 — Popękane klasty w stożku Domańskiego Wierchu: przyczynek do rekonstrukcji ewolucji pola naprężeń w rejonie Kotliny Orawskiej (Karpaty) podczas neogenu i czwartorzędu. *Prz. Geol.*, 46, 1: 62–66.
- Tran Dinh Nghia, 1974 — Palynological investigations of Neogene deposits in the Nowy Targ – Orawa Basin (West Carpathians, Poland). *Acta Paleobot.*, 15, 2: 46–87.
- Uhlig V., 1891 — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpaten. 2. Der pienninische Klippenzug. *Jb. Geol. Reichsanst. Jg.*, 40.
- Uhlig V., 1903 — Bau und Bild der Karpathen. Wien, ss. 261.
- Uhlig V., 1904 — Über die Klippen der Karpathen. *W: 9. Congr. Géol. Intern., Vienne, 1903.*
- Uhlig V., 1907 — Über die Tektonik der Karpathen. *S. B. Akad. Wiss. Wien*, 116, 1.

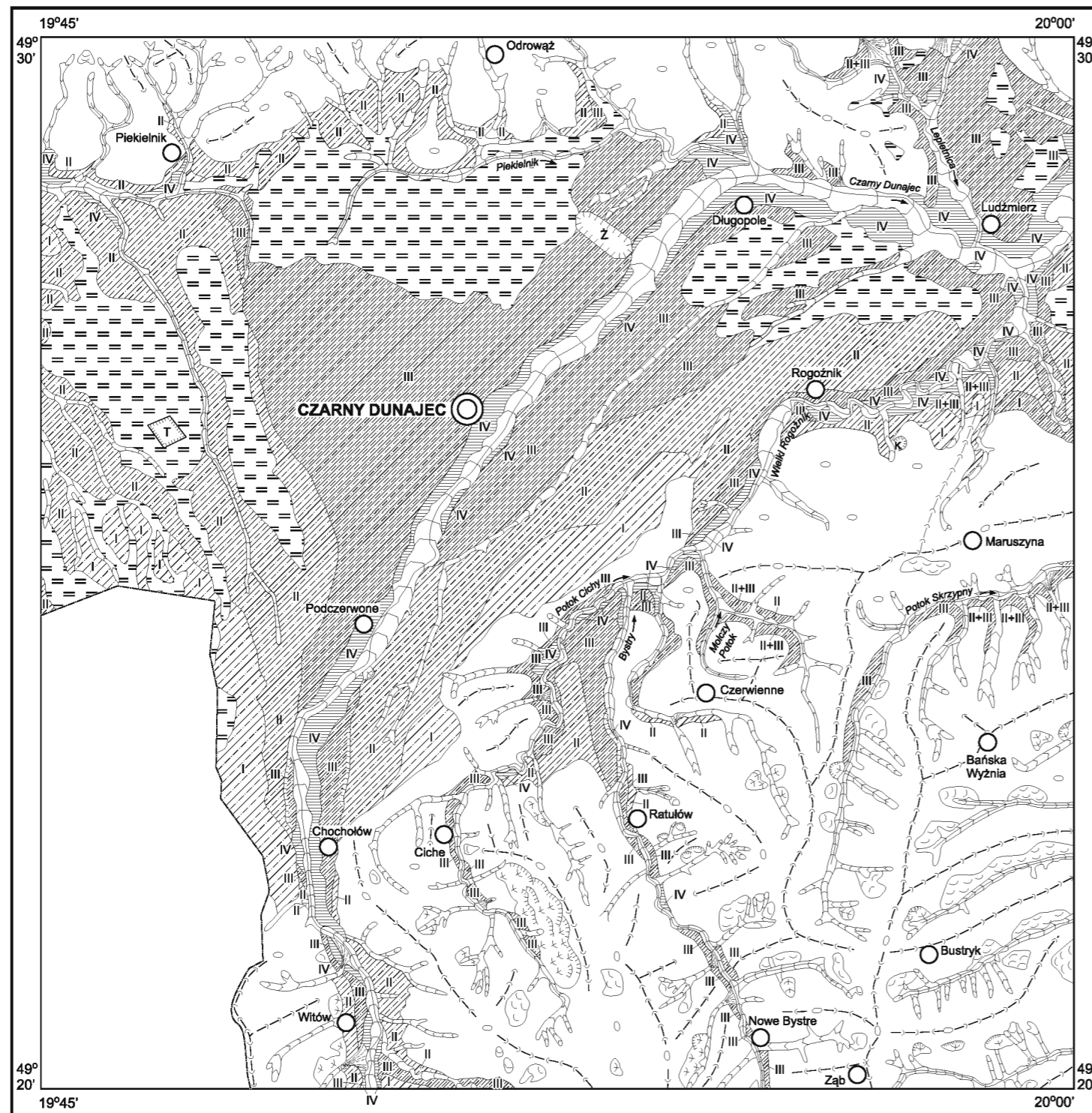
- Unrug R., 1957 — Współczesny transport i sedymentacja żwirów w dolinie Dunajca. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **26**, 2: 179–186.
- Urbanik J., 1960 — Wiercenie na Domańskim Wierchu w Kotlinie Nowotarskiej koło Czarnego Dunajca. *Kwart. Geol.*, **4**, 3: 787–797.
- Wasiluk R., 2009 — Strefy tektoniczne południowo-zachodniego Podhala. *Prz. Geol.*, **57**, 1: 64–67.
- Wasiluk R., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jabłonki (1047) wraz z Objasńnieniami. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Watycha L., 1959 — Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, **7**, 8: 350–356.
- Watycha L., 1963 — Flisz magurski południowej części Gorców. *Prz. Geol.*, **11**, 8: 371–378.
- Watycha L., 1968 — Wstępna ocena warunków i możliwości powstania ropy naftowej w utworach wschodniej części fliszu podhalańskiego. *Kwart. Geol.*, **12**, 4: 898–915.
- Watycha L., 1971a — Badania czwartorzędu i neogenu w kotlinie orawsko-nowotarskiej. Neogen w kotlinie orawsko-nowotarskiej. Opracowanie syntetyczne. 3. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Watycha L., 1971b — Otwór wiertniczy Czarny Dunajec IG1 oraz Koniówka IG1 (maszynopis). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Watycha L., 1973 — Utwory czwartorzędowe w otworze wiertniczym Wróblówka na Podhalu. *Kwart. Geol.*, **17**, 2: 335–345.
- Watycha L., 1975 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowy Targ (1049). Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha L., 1976 — Objasńnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowy Targ (1049). Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha L., 1976 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czarny Dunajec (1048). Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha L., 1977a — Objasńnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czarny Dunajec (1048). Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha L., 1977b — Objasńnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jabłonka (1047). Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha L., 1977c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jabłonka (1047). Inst. Geol., Warszawa.
- Westwalewicz E., 1972 — Budowa geologiczna okolic Nowego Bystrego na Podhalu (praca magisterska). Arch. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Westwalewicz-Mogilska E., 1986 — Nowe spojrzenie na genezę osadów fliszu podhalańskiego. *Prz. Geol.*, **34**, 12: 690–698.
- Wieczorek J., Barbacki A., 1997 — Przekrój geologiczny przez nieckę podhalańską i jej podłoże na podstawie danych sejsmicznych i wiertniczych; implikacje dla geotermii. *Prz. Geol.*, **45**, 7: 715–720.
- Wierzbowski A., 1994 — Late Middle Jurassic to earliest Cretaceous stratigraphy and microfacies of the Czorsztyn Succession in the Spisz area, Pieniny Klippen Belt, Poland. *Acta Geol. Pol.*, **44**, 3–4: 223–249.
- Wierzbowski A., Remane J., 1992 — The ammonite and calpionellid stratigraphy of the Berriasian and lowermost Valanginian in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Eclogae Geol. Helv.*, **85**, 3: 871–891.
- Wierzbowski A., Jaworska M., Krobicki, 1999 — Jurassic (Upper Bajocian – lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians Poland: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. *Stud. Geol. Pol.*, 115: 774.

- Wierzbowski A., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B., Schlögl J., 2004 — Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 74: 237–256.
- Wieser T., 1973 — Charakterystyka petrograficzna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG 1. *Biul. Inst. Geol.*, 265: 135–156.
- Worobiec G., 1994 — Upper miocene fossil plants from the outcrop of Stare Bystre (Western Carpathians, Poland). *Acta Palaeobot.*, 34,1: 83–105.
- Woźny E., 1976 — Stratygrafia młodszego trzeciorzędu niecki orawsko-nowotarskiej na podstawie makrofauny słodkowodnej i lądowej. *Kwart. Geol.*, 20, 3: 589–595.
- Zastawniak E., 1972 — Pliocene leaf flora from Domański Wierch near Czarny Dunajec (Western Carpathians, Poland). *Acta Palaeobot.*, 13, 1: 3–73.
- Zejszner L., 1844 — Carte géologique de la chaîne du Tatra et des soulèvements paralleles. Berlin.
- Zuchiewicz W., 1994 — Efektywna metoda wykrywania przejawów młodej tektoniki w profilach podłużnych rzek Karpat polskich. *Prz. Geol.*, 42, 11: 902–909.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Czarny Dunajec (1048)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



#### Formy rzeczno-wodnolodowcowe

Tarasy erozyjno-akumulacyjne: I – 25,0–35,0 m n.p. rzeki, II – 10,0–25,0 m n.p. rzeki, III – 4,0–10,0 m n.p. rzeki

#### Formy rzeczne

Dna dolin  
 Tarasy akumulacyjne 3,0–4,0 m n.p. rzeki

#### Doliny rzeczne:

a. wciosowe  
 b. nieckowate  
 c. płaskodenne  
 Krawędzie tarasów

#### Formy denudacyjne

Grzbiety łagodne  
 Przełęcze  
 Wierzchołki płaskie  
 Osuwiska  
 Nisze osuwiskowe  
 Powierzchnie soliflukcyjne, złaziskowe  
 Stoki  
 Stożki napływowe

#### Formy utworzone przez roślinność

Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne

Kamieniołom (K), żwirownie (Z), torfianki (T)

Opracowali: E. GAŹDZICKA, M. ŻARSKI, R. SWADŹBA

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Czarny Dunajec (1048)

## SZCZEGÓŁOWE METRYCZKI OTWORÓW WIERTNICZYCH UMIĘSZCZONYCH NA MAPIE GEOLOGICZNEJ

1 (5) 647,1	2 (40) 682,6	3 (46) 729,3	4 (56) 753,0	5 (60) 779,0
●	●	●	●	●
pcOlmc – 111,8 (151,6)	Pl <sub>3mi</sub> – 28,0 Pl <sub>1-2 pod</sub> – 50,0 (?) Pl <sub>1kon</sub> – 300,0 (?) miM <sub>3ow</sub> – 430,0 (?) zcM <sub>3cz</sub> – 610,0 (?) pcOlmc – 950,0 (1202,6)	zcM <sub>3kon</sub> – 6,7 miM <sub>3ow</sub> – 174,2 (?) zcM <sub>3cz</sub> – 298,6 (?) Cr – 462,7 J – 529,6 (550,7)	Pl <sub>3mi</sub> – 26,0 Pl <sub>1-2 pod</sub> – 105,0 (?) (228,5)	pcOlc <sub>h2</sub> – 9,0 pcOlc <sub>h1</sub> – 95,0 (?) pcmcOlza <sub>2</sub> – 470,0 (?) mimcOlza <sub>1</sub> – 1095,0 (?) pczcOlzf – 2046,0 (?) E <sub>2</sub> – 2996,0 J-Cr <sub>1</sub> – 3076,0 T <sub>3</sub> – 3132,0 T <sub>2</sub> – 3183,0 (3572,0)

*ch2* – warstwy chochołowskie górne

*ch1* – warstwy chochołowskie dolne

*cz* – warstwy czarnodunajeckie

*kon* – warstwy z Koniówki

*mc* – warstwy malcowskie

*mi* – warstwy mizerniańskie

*ow* – warstwy orawskie

*pod* – warstwy z Podczerwonego

*sf* – warstwy szafiarskie

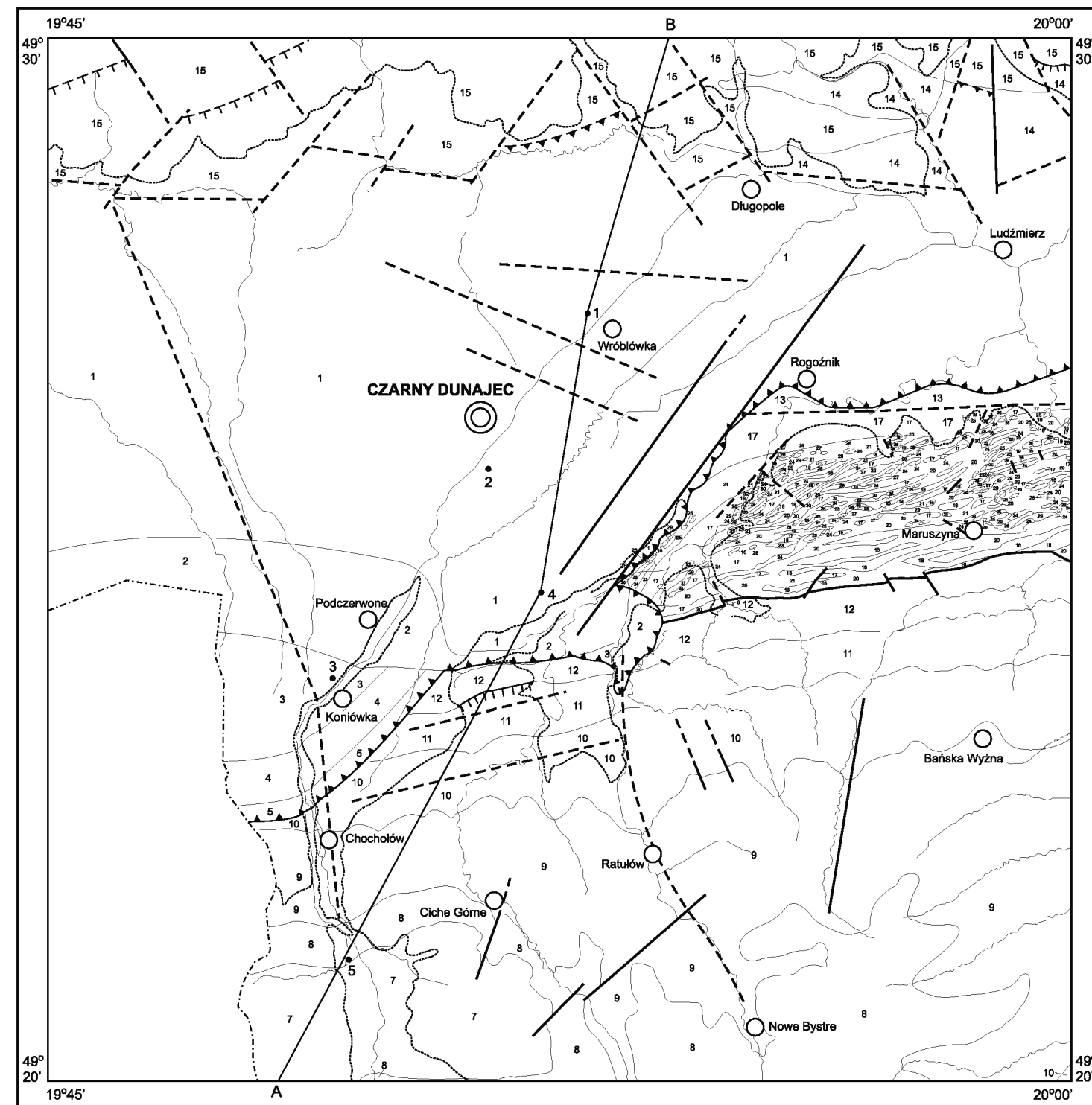
*za2* – warstwy zakopiańskie górne

*za1* – warstwy zakopiańskie dolne

Uwaga: symbole stratygraficzne jak na mapie geologicznej

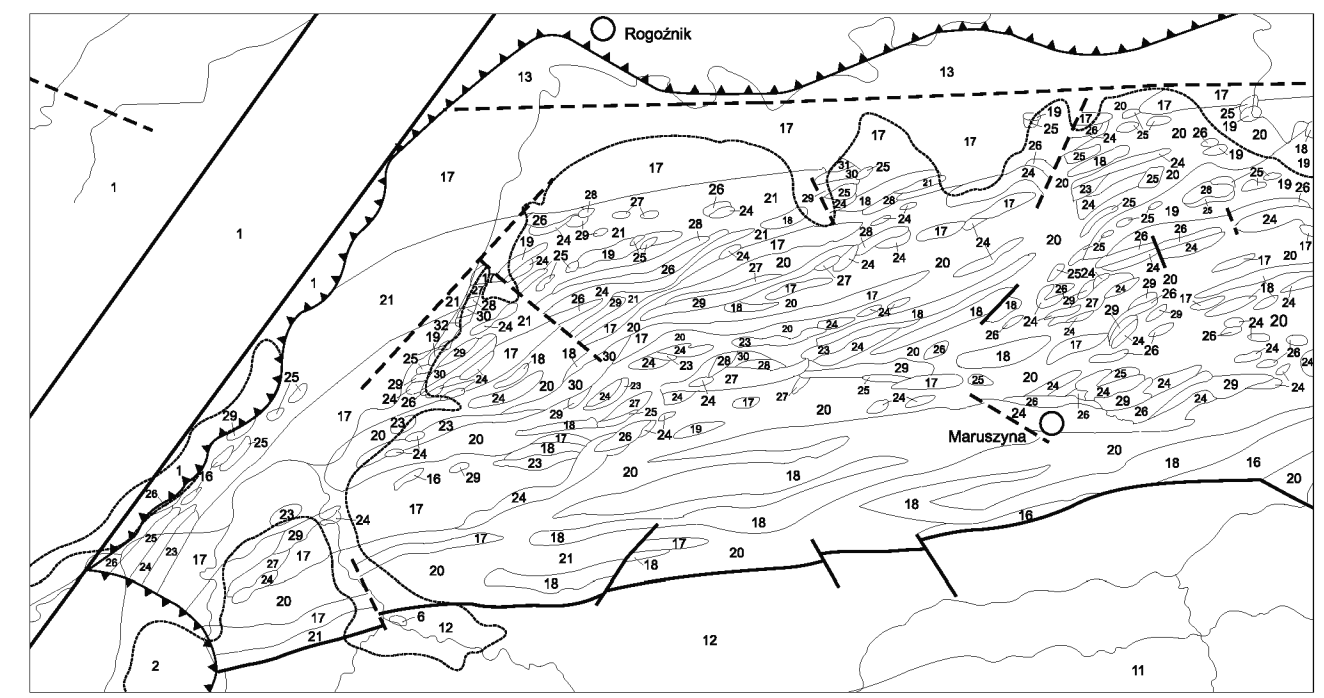
Opracowali: E. GAŹDZICKA, M. ŻARSKI, R. SWADŹBA





**Zapadliśko Orawsko-Nowotarskie**

NEOGEN	PLIOCEN	1	Zlepieńce, żwiry, piaski i mulki z detrytusem roślinnym	Warstwy z Mizerej	PLIOCEN GÓRNY
		2	Piaskowce, mulowce piaszczyste lub ilaste, z konglomeratami wapiennymi i wkładkami żwirów, oraz wkładkami węgla brunatnego	Warstwy z Podczarwonego	PLIOCEN DOLNY-ŚRODKOWY
		3	Zlepieńce, piaskowce i mulowce, ze zwęglonym detrytusem roślinnym	Warstwy z Koniówki	PLIOCEN DOLNY
	MIOCEN	4	Mulki i ily z detrytusem roślinnym, wkładkami lignitu oraz przetłoczeniami piasków i żwirów	Warstwy orawskie	MIOCEN GÓRNY
		5	Zlepieńce, żwiry, piaski, namuły ilasto-pyłowate, z wkładkami lignitu	Warstwy z Czarnego Dunajca	
	MIOCEN+PLIOCEN	6	Iły		
PALEOGEN-NEOGEN	OLIGOCEN-MIOCEN	7	<b>Flisz podhalański</b> Piaskowce z przetłoczeniami zlepieńców i łupków ilastych	Warstwy ostrzyckie	OLIGOCEN GÓRNY-MIOCEN DOLNY
		8	Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce, mulowce i łupki ilaste (warstwy chochołowskie górne)	Warstwy chochołowskie	OLIGOCEN GÓRNY
	OLIGOCEN	9	Piaskowce drobnociarniste, średnociarniste i grubociarniste z przetłoczeniami łupków ilastych (warstwy chochołowskie dolne)	Warstwy zakopiańskie	
		10	Piaskowce cienkoławicowe, mulowce i łupki (warstwy zakopiańskie górne)	Warstwy zakopiańskie	
		11	Łupki ilaste i mulowcowe z pojedynczymi ławicami piaskowców, dolomitów żelazistych, lokalnie zlepieńców (warstwy zakopiańskie dolne)	Warstwy zakopiańskie	
		12	Piaskowce średnioławicowe i gruboławicowe oraz zlepieńce, z pakietami łupków	Warstwy szaffarskie	
NEOGEN	MIOCEN	13	<b>Serie magurskie</b> Piaskowce margliste szare z przetłoczeniami łupków ilastych i margli oraz piaskowce gruboławicowe	Warstwy ze Starego Bystrego	EOCEN ŚRODKOWY+GÓRNY-OLIGOCEN
		14	Piaskowce cienkoławicowe z przetłoczeniami łupków ilastych i margli	Warstwy małocowskie	
	15	Piaskowce gruboławicowe	Warstwy magurskie		



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Czarny Dunajec (1048)

**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY**

Skala 1:100 000

**Serie Pienińskiego Pasa Skaikowego i Osłony Pienińskiego Pasa Skaikowego**

KREDA+PALEOGEN	KREDA GÓRNO-EOCEN	16	Łupki margliste, z wkładkami margli i przetłoczeniami piaskowców, mulowców i zlepieńców (sukcesja Maruszyny)		MASTRYCHT-EOCEN
		17	Brekcje, zlepieńce, piaskowce, mulowce i łupki margliste (formacja jamucka – seria braniska i czorsztyńska)	KAMPAN GÓRNO-MASTRYCHT	KAMPAN-MASTRYCHT
KREDA	KREDA GÓRNO	18	Piaskowce, mulowce, łupki margliste i margle piaszczyste (formacja sromowicka – seria pienińska i braniska)	KONIAK-KAMPAN DOLNY	KONIAK-KAMPAN
		19	Margle ceglastercowe (ogniwo margli z Pustelni – seria pienińska)	CENOMAN-MASTRYCHT DOLNY	CENOMAN-MASTRYCHT
		20	Margle, wapień margliste, zielone, czerwone, pstre, piaskowce i łupki radiolariowe (formacja margli z Jaworek – seria pienińska)	CENOMAN DOLNY-MASTRYCHT	
		21	Łupki ilaste, czerwone, zielone i pstre (formacja łupków z Malinowej – seria grajcarka)		CENOMAN-KAMPAN
		22	Wapień margliste i wapień bulaste, czerwone (formacja z Chmielowej) oraz wapień i łupki margliste z czertami, zielone i czarne (formacja z Pomiedzniaka – seria czorsztyńska)	ALB-CENOMAN DOLNY	ALB-CENOMAN
	KREDA DOLNO	23	Łupki, wapień rogowcowe i mulowce, czarne oraz zielone (formacja z Kapuśnicy – seria braniska i pienińska)		APT-ALB
		24	Wapień mikrytowe, utawicone, białe, jasnoszare z rogowcami i wkładkami łupków (formacja wapienia pienińskiego – seria braniska i pienińska)		JURA-BARREM
		25	Wapień bulaste, czerwone, margle hematytowe, wapień krynowide i rogowce radiolariowe (formacja wapienia czorsztyńskiego) oraz wapień organogeniczne, czerwone, wapień mikrytowe, białe, wapień krynowide, muszłowce i brekcje synsedymantacyjne (formacja wapieni durztyńskich, ogniwo muszłowców z Rogoźnika, ogniwo muszłowców z Rogoźnika – seria czorsztyńska)		KELOWEJ-BERIAS
		26	Radiolaryty czerwone, zielone, wapień krzemionkowe, wapień radiolariowe, łupki ilaste i łupki margliste (formacja radiolarytów z Czajakowej – seria czorsztyńska)	OKSFORD-KIMERYD DOLNY	OKSFORD-KIMERYD
		27	Radiolaryty cienkoławicowe, szarozielone, czarne, manganowe i łupki krzemionkowe (formacja radiolarytów z Sokolicy – seria braniska i pienińska)		BATON-KELOWEJ
JURA	JURA ŚRODKOWA	28	Margle (zwężele), wapień gruboławicowe, plamiste i łupki margliste, szaroniebieskie (formacja wapieni z Podzamcza) oraz wapień krynowide z rogowcami (formacja wapieni z Flaków – seria braniska i pienińska)	BAJOS DOLNO-GÓRNY	BAJOS
		29	Wapień detrytyczne, krynowide, z konglomeratami piritowymi i fosforytowymi (formacja wapienia ze Smolegowej – seria czorsztyńska)	BAJOS DOLNY	
		30	Łupki ilaste i margliste, mulowce i wapień margliste, czarne, ciemnoszare ze sferosyderytami (formacja łupków ze Skrzypnego – seria braniska i czorsztyńska)	AALEN GÓRNO-BAJOS DOLNY	AALEN-BAJOS
	JURA DOLNO-ŚRODKOWA	31	Margle, wapień margliste, średnioławicowe, szare, plamiste z przetłoczeniami łupków marglistych (formacja margli z Krem pachów – seria braniska i czorsztyńska)	PLIENSBACH GÓRNO-AALEN DOLNY	PLIENSBACH-AALEN
		32	Wapień (formacja wapieni z Szopki – seria braniska i pienińska)		

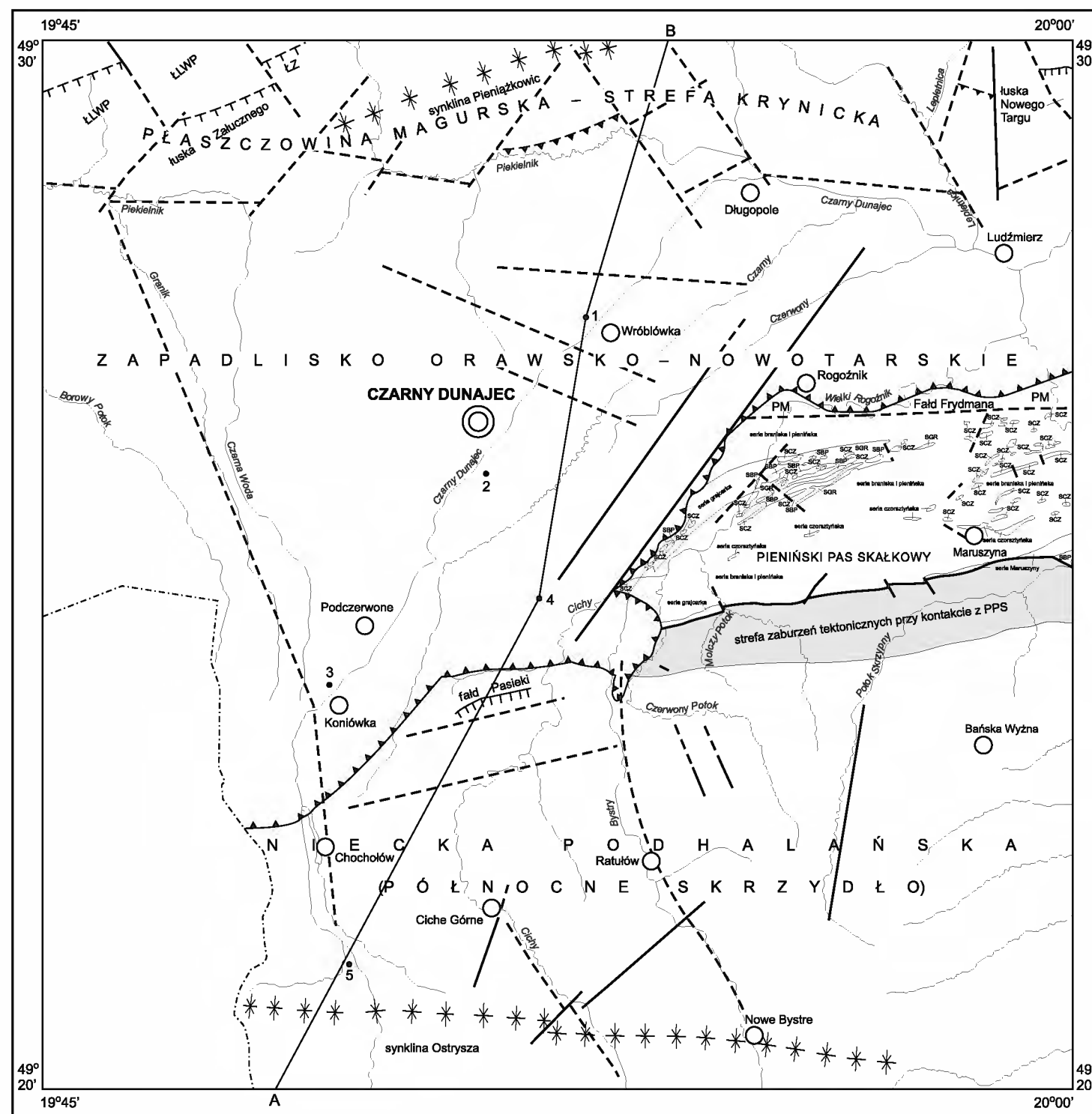
- Wychodne utworów starszych od czwartorzędu
- Granice geologiczne
- ▲▲▲▲ a Granice jednostek tektonicznych: a. pewne, b. przypuszczalne
- ▲▲▲▲ b
- a Uskok: a. pewne, b. przypuszczalne
- b
- TTTTT a Granice nasunięć: a. pewne, b. przypuszczalne
- TTTTT b
- 5 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej
- A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracowali: E. GAŹDZICKA, M. ŹARSKI, R. SWADŹBA

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Czarny Dunajec (1048)

**SZKIC TEKTONICZNY**

Skala 1:100 000



- ▲▲▲▲ a Granice jednostek tektonicznych:  
▲▲▲▲ b a. pewne, b. przypuszczalne
- a Uskoki: a. pewne, b. przypuszczalne  
- - - b
- TTTTT a Granice nasunięć:  
TTTTT b a. pewne, b. przypuszczalne
- \* \* \* Osie synklin (łęgów)
- 5 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej
- Strefa zaburzeń tektonicznych przy kontakcie z PPS
- A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Płaszczyzna magurska – strefa krynicka

PM – płaszczowina magurska

ŁLWP – łuska Lipnicy – Wertela – Piekielnika

ŁZ – łuska Załucznego

Pieniński Pas Skałkowy (PPS)

SBP – serie braniska i pienińska

SCZ – seria czorsztyńska

SGR – seria grajcarka

SM – seria Maruszyna

Opracowali: E. GAŹDZICKA, M. ŻARSKI, R. SWADŹBA