



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**  
**PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**

**PAWEŁ MARCINIEC, ZIEMOWIT ZIMNAL**

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — A. BER

Koordynator regionu karpackiego — A. WÓJCIK

# **OBJAŚNIENIA**

## **DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**

### **POLSKI**

1 : 50 000

**Arkusz Głogów Małopolski (981)**

(z 1 tab. i 4 tabl.)



MINISTERSTWO  
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2013

Autorzy: Paweł MARCINIEC, Ziemowit ZIMNAL  
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,  
Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

Akceptował do udostępniania  
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego  
prof. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7863-218-4

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2013

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp . . . . .	7
II. Ukształtowanie powierzchni terenu . . . . .	11
III. Budowa geologiczna . . . . .	13
A. Stratygrafia. . . . .	13
<b>Zapadlisko przedkarpackie</b>	
1. Proterozoik . . . . .	13
a. Neoproterozoik . . . . .	13
Ryfej . . . . .	13
2. Ordowik . . . . .	14
a. Ordowik górny . . . . .	14
Aszgil . . . . .	14
3. Devon. . . . .	14
a. Devon dolny . . . . .	15
b. Devon środkowy–górnny . . . . .	15
4. Karbon . . . . .	15
a. Karbon dolny . . . . .	15
Turnej . . . . .	15
Turnej górny . . . . .	15
Wizen . . . . .	16
Wizen dolny–środkowy . . . . .	16
Wizen górny . . . . .	16
5. Trias. . . . .	16
a. Trias dolny . . . . .	17
Pstry piaskowiec . . . . .	17
Pstry piaskowiec dolny–środkowy. . . . .	17
b. Trias dolny–środkowy . . . . .	17
Pstry piaskowiec . . . . .	17
Pstry piaskowiec górny (ret) . . . . .	17
c. Trias środkowy . . . . .	17
Wapień muszłowy . . . . .	17

6. Jura . . . . .	17
a. Jura środkowa . . . . .	18
b. Jura górna . . . . .	18
7. Neogen . . . . .	18
a. Miocen. . . . .	18
Sarmat–panon . . . . .	19

#### Seria zgłobicka

1. Neogen . . . . .	20
a. Miocen. . . . .	20
Miocen środkowy . . . . .	20
Baden. . . . .	20
Baden–sarmat . . . . .	21
Sarmat . . . . .	21

#### Seria skolska

1. Kreda . . . . .	21
a. Kreda dolna . . . . .	21
Hoteryw–alb . . . . .	21
b. Kreda górna . . . . .	22
Turon–koniak . . . . .	22
Koniak–mastrycht . . . . .	23
Santon–mastrycht . . . . .	24
2. Kreda–paleogen. . . . .	25
a. Kreda górna–paleocen. . . . .	25
3. Paleogen. . . . .	27
a. Eocen . . . . .	27
b. Oligocen. . . . .	28

#### Osady miocenu transgresywnego na Karpatach

1. Neogen . . . . .	28
a. Miocen. . . . .	28
Miocen środkowy . . . . .	28
Baden. . . . .	28
Sarmat . . . . .	30
Czwartorzęd . . . . .	30
a. Plejstocen . . . . .	30
Plejstocen dolny–złodowacenia najstarsze . . . . .	30
Złodowacenia południowopolskie . . . . .	31
Złodowacenie Nidy. . . . .	31
Złodowacenie Sanu 1. . . . .	31

Zlodowacenia środkowopolskie . . . . .	33
Interglacjał eemski . . . . .	34
Zlodowacenia północnopolskie . . . . .	34
b. Czwartorzęd nierozdzielony . . . . .	37
c. Holocen . . . . .	37
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu . . . . .	40
C. Rozwój budowy geologicznej . . . . .	43
IV. Podsumowanie . . . . .	49
Literatura . . . . .	50

## SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Przekrój geologiczny C–D

Tablica III — Szczegółowe metryczki otworów wiertniczych zamieszczonych na mapie geologicznej

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



## I. WSTĘP

Arkusz Głogów Małopolski (981) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 wyznaczają następujące współrzędne geograficzne: 21°45'–22°00' długości geograficznej wschodniej oraz 50°00'–50°10' szerokości geograficznej północnej, a jego powierzchnia wynosi 332 km<sup>2</sup>. Obszar arkusza położony jest na pograniczu Kotliny Sandomierskiej i Pogórza Dynowskiego. Pod względem administracyjnym należy do województwa podkarpackiego. Swoim zasięgiem obejmuje zachodnią część Rzeszowa (miasta na prawach powiatu) oraz tereny gmin: Kolbuszowa (powiat kolbuszowski), Iwierzycy i Sędziszów Małopolski (powiat ropczycko-sędziszowski), Głogów Małopolski, Świlcza, Boguchwała i Trzebownisko (powiat rzeszowski). Na obszarze arkusza występują utwory różnych jednostek tektonicznych Karpat i zapadliska przedkarpackiego. Na południu rozprzestrzenia się seria skolska Karpat fliszowych wraz z leżącymi na niej utworami miocenu transgresywnego oraz seria zgłobicka, a w części środkowej i północnej zewnętrzna strefa zapadliska przedkarpackiego. Utwory podłoża przykryte są różnej miąższości (od 0 do ok. 40 m) pokrywą osadów czwartorzędowych.

Do czasu zakończenia prac nad realizacją arkusza opublikowano dla obszarów sąsiednich następujące arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000: Kolbuszowa (Kwapisz, 1997) na północ od opisywanego terenu, Sokołów Małopolski (Kurkowski i in., 1998), na północnym wschodzie oraz Cmolasy (Mądry, 1999), na północnym zachodzie, zakończono również prace na arkuszach: Rzeszów (Zimnal, Malata, 1999), leżącym na wschód oraz Ropczyce (Marciniak, Zimnal, 1999), graniczącym z arkuszem Głogów Małopolski od zachodu. Wykonany został projekt badań dla arkuszy Strzyżów i Białowa, graniczących z omawianym arkuszem od południa.

Opisywany teren jest stosunkowo gęsto zaludniony w części południowej i centralnej, w północnej zaś słabo. Obszary leśne zajmują około 1/3 powierzchni terenu i występują głównie na północ od Bratkowic oraz między Czarną Sędziszowską a Kłęczanami. Na obszarze arkusza niewiele jest zabytkowych budowli. Do najważniejszych należą: kaplica myśliwska św. Huberta z 1745 r. w Miłocinie, kościół z 1684 r. z XVII-wiecznymi ołtarzami w Trzcianie, zabudowa w Głogowie Małopolskim z za-

chowany renesansowym układem urbanistycznym i rozległym rynkiem oraz zabytki Rzeszowa m.in. czworoboczny rynek z XVIII-wiecznymi kamienicami, zabytkowy ratusz przebudowany w latach 50. XIX wieku i dwie XVII-wieczne synagogi. W Staromieściu, dzisiejszej dzielnicy Rzeszowa, udokumentowano ciągłość osadnictwa od neolitu, poprzez okres halsztacki (700–400 r. p.n.e.), okres rzymski, aż do wczesnego średniowiecza. Między Świlczą a Trzycianą odkryto neolityczne siekierki i krzemienne sierpy oraz bursztynowe amulety.

Najważniejszym miastem na terenie arkusza jest Rzeszów – największe miasto Polski południowo-wschodniej, główne centrum naukowe, przemysłowe, kulturalne, turystyczne i administracyjne. Jest ważnym węzłem komunikacyjnym (drogowym i kolejowym). Pierwsze wzmianki o Rzeszowie pochodzą z 1354 roku. Miasto powstało na skrzyżowaniu ważnych szlaków komunikacyjnych (obecnie krzyżują się tu dwie główne drogi E4 i E9). Największy rozwój związany był z powstaniem COP-u. Znajdują się tu zakłady przemysłu maszynowego, elektrotechnicznego, odzieżowego i spożywczego. Pozostałe miejscowości mają mniejsze znaczenie. Do większych należą, położone wzdłuż głównych tras: Głogów Małopolski, Świlcza, Trzyciana i Iwierzycze. Teren arkusza jest obszarem rolniczo-przemysłowym. W południowej części obszaru, w rejonie Świlczy i Trzyciany, rozwinięte jest sadownictwo oraz towarowa uprawa warzyw. Dla części północnej charakterystyczny jest żytnio-ziemniaczany kierunek upraw oraz znaczny udział lasów sosnowych.

Na obszarze arkusza występują duże złoża gazu ziemnego Czarna Sędziszowska, Nosówka i Kiełanówka–Rzeszów oraz ropy naftowej – Nosówka. Występuje tu kilka stosunkowo dużych piaskowni i żwirowni (Czarna Sędziszowska i Lipie) oraz szereg mniejszych. Eksploatuje się również torfy i na niewielką skalę surowce ilaste dla ceramiki budowlanej.

Prace kartograficzne prowadzono na podstawie „Projektu badań geologicznych dla opracowania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusze Ropczyce (980), Głogów Małopolski (981)” (Bąk, i in., 1994). Projekt ten został zatwierdzony decyzją Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa pismem KOK/21/96r z dnia 4 kwietnia 1996 r. Zdjęcie geologiczne w skali 1:25 000 wykonano w latach 2000–2003, zgodnie z metodyką określoną w Instrukcji opracowywania i wydawania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Oparto je na obserwacjach profili odsłoneń, wkopów, sond, otworów kartograficznych oraz informacjach archiwalnych. Prace kartograficzno-wiertnicze pozwoliły na rozpoznanie rodzaju i miąższości występujących tu pokryw czwartorzędowych oraz stropowej części utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego i miocenu transgresywnego na Karpatach oraz utworów fliszowych serii skolskiej, jak również dostarczyły materiału do specjalistycznych badań tych osadów. Sondy kartograficzne pokrywają równomiernie obszar całego arkusza, natomiast otwory wiertnicze zlokalizowane zostały na linii przekroju geologicznego. W trakcie realizacji zadania oprócz prac kartograficznych wykonano

sześć otworów wiertniczych o łącznym metrażu 200 m, sondy ręczne (438 – 1805 m) i mechaniczne (84 – 660 m), ciąg badań geoelektrycznych (Farbisz, 2001a), rowy badawcze i czyszczenia 14 odsłoneń oraz badania laboratoryjne: oznaczenia mikrofauny (79 próbek – Szydło, 2003), mikroflory (120 próbek – Garecka, 2003), palinologiczne (40 próbek – Granoszewski, 2003) i malakofauny (20 próbek – Stworzewicz, 2003) oraz petrograficzne (Skulich, 2003), datowania metodą  $^{14}\text{C}$  (Pazdur, 2003), oznaczenia wieku metodą TL (Kusiak, 2002) oraz badania uziarnienia. Do opracowania arkusza wykorzystano również ponad 1600 archiwalnych profili otworów, dokumentacji złożowych i geofizycznych, które zostały przeanalizowane i umieszczone na mapie dokumentacyjnej. Badania geofizyczne – elektrooporowe wykorzystano zarówno przy opracowywaniu przekroju, jak i przy wyznaczaniu stropu podłoża utworów miocénskich. Ciąg elektrooporowy (40 punktów) poprowadzony został wzdłuż linii przekroju geologicznego od miejscowości Woliczka do północnej granicy arkusza.

Północny brzeg omawianego arkusza nie jest zgodny z arkuszem Kolbuszowa. Wynika to z zastosowania różnych podkładów topograficznych i przesunięcia arkuszy względem siebie. Wprawdzie arkusz Kolbuszowa został przerysowany na nowy podkład topograficzny (w nowym cięciu), ale treść geologiczna przy jego południowej granicy nie została dopasowana do topografii terenu. Dotyczy to w szczególności wydzieleni o przebiegu równoleżnikowym na skraju obszaru (np. wydmy, tarasy rzeczne), które zaznaczone są na arkuszu Kolbuszowa, a w rzeczywistości znajdują się na arkuszu Głógów Małopolski.

Obszar arkusza Głógów Małopolski poza nielicznymi mapami seryjnymi w małej skali jak Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Kielce (Czarnocki, 1947, 1951), Mapa Geologiczna Karpat Polskich, część wschodnia (Świdziński, 1958) i Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Mielec (Jurkiewicz, Woński, 1981a, b, c) nie posiadał dotychczas szczegółowego zdjęcia geologicznego. Również publikacje na temat tego terenu są nieliczne. Dominują prace przeglądowe dotyczące szerokich zagadnień i znacznych obszarów Kotliny Sandomierskiej lub Karpat. Pierwsze wzmianki dotyczące budowy geologicznej tego obszaru spotykamy u Tietze'go (1883) i Uhliga (1883), którzy wydzielili warstwy ropianieckie oraz u Hilbera (1885), który wyróżnił utwory neokomu oraz opisał utwory czwartorzędowe. Budowę geologiczną terenów na zachód i na południe od obszaru arkusza zajmował się również Walter (1895). Utwory miocénskie koło Rzeszowa rozpoznał Niedźwiecki (1891). Pełniejsze dane geologiczne dotyczące obszaru arkusza zawarte są w Atlasie Geologicznym Galicyi opracowanym przez Friedberga (1903a, b, d) w skali 1:75 000. Dają one ogólny i uproszczony obraz budowy geologicznej omawianego terenu. Na uwagę zasługują interesujące obserwacje i szczegółowe opisy z obszaru arkusza. Friedberg (1901) przeprowadził pierwsze badania mikrofaunistyczne. Opracował mikrofaunę warstw inoceramowych i na jej podstawie zaliczył je do kredy górnej. Jako jeden z pierwszych zajął się utworami miocenu transgresywnego w rejonie Rzeszowa (Friedberg, 1903c, 1906). Stratygrafią fliszu karpackiego i tektoniką zajmował się również Zuber (1909).

W okresie międzywojennym geologią tego obszaru zajmowali się: Kropaczek (1917a, b) przy prowadzeniu badań nad łałami babickimi oraz Wdowiarz (Chlebowski i in., 1937). W latach 40. i 50. o budowie geologicznej terenu obejmującego m.in. badany obszar pisali: Kisłowski (1945, 1964), Friedberg (1948), Nowak (1948), Świdzki (1952), Tołwiński (1950, 1956), Świdziński (1953). Pierwsze prace kartograficzne w okresie powojennym na obszarze arkusza Głogów Małopolski zostały wykonane w latach 50. Z tego okresu pochodzi zdjęcie geomorfologiczne wykonane przez Starkla (1957) między Dębicą a Trzycianą. Zdjęcie geologiczne na zachód od badanego obszaru wykonał Jasionowicz. Opisał również szczegółowo wydzielenia serii skolskiej u czoła nasunięcia karpackiego (Jasionowicz, Wieser, 1963; Jasionowicz, 1963, 1965). W latach 60. badania nad tzw. zatoką rzeszowską prowadził Kuciński (1961, 1968). Utworami gruboklastycznymi w rejonie Nockowej zajmował się Doktor (1983). Stratygrafia i budową geologiczną serii skolskiej zajmowali się również Dżułyński i in. (1979) oraz Morgiel, Szymakowska (1978).

Badania osadów miocennych zapadliska przedkarpackiego, jego podłoża, jak i utworów fliszowych są dość ściśle związane z poszukiwaniami bituminów, gdyż większość informacji dotyczących zapadliska i jego podłoża pochodzi z głębokich otworów poszukiwawczych za bituminami. Dużo materiałów zostało zebrane przez Jurkiewicza i Woźnińskiego (1981a, b, c) dla Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Mielec. Na uwagę zasługują również prace: Karnkowskiego i Głowackiego (1961), Głowackiego i in. (1964), Karnkowskiego i Ołtuszyk (1968), Karnkowskiego (1974), Neya (1968), Neya i in. (1974), Zajac (1987), Moryca (1992, 1996), Krzywca (1997), Krzywca i Pietsch (1996), Oszczypkę (1996, 1997). Badania nad poziomem anhydritowym w rejonie Rzeszowa prowadziła Komorowska-Błaszczńska (1965), a nad utworami prekambriu Samsonowicz (1955).

Równocześnie prowadzono badania geofizyczne, głównie sejsmiczne-refleksyjne, magnetoteluryczne oraz wykonano dla części tego obszaru zdjęcie magnetyczne. Bardziej szczegółowe informacje na temat przeprowadzonych prac geofizycznych oraz wykorzystania ich dla rozpoznania wglębnej budowy geologicznej oraz dla geologii naftowej zawarte są w pracach: Czernickiego (1977b), Czernickiego i Szafra (1980), Krzywca (1997), Krzywca i Pietsch (1996). Wykonano również badania geoelektryczne dla potrzeb hydrogeologicznych w rejonie Czarnej Sędziszowskiej (Jasnowski, 1990) oraz dla potrzeb SMHP, arkusz Głogów Małopolski w rejonie Czarnej Sędziszowskiej (Farbisz, 2001b). Na podstawie wykonanych wierceń i prac geofizycznych została wykonana przez Nowotarskiego i Garę Mapa strukturalna podłoża miocenu przedgórze Karpat (1994). Na podstawie analizy danych teledetekcyjnych oraz geofizycznych została sporządzona mapa liniowych elementów strukturalnych (Doktor i in., 1990).

Problemy podziału stratygraficznego utworów miocenu zawarte są w pracach: Kracha (1962), Garlickiego (1969), Kracha i in. (1970), Kucińskiego (1969, 1982), Urbaniak (1981), Alexandrowicza i in. (1982), Jasionowskiego (1997). Badania biostratygraficzne i paleomagnetyczne przeprowadzone przez Głazka i in. (zob. Laskowska-Wysoczańska, 1993) wskazują, że sedymentacja osadów w zapa-

dlisku przedkarpackim nie zakończyła się we wczesnym sarmacie jak dotychczas przyjmowano, ale trwała jeszcze w panonie, aż po wczesny pont. Również badania osadów neogeńskich wykonane dla obszaru arkusza Dębica wskazują na młodszy wiek niż wczesny sarmat (Boratyn, Brud, 1996).

Strefa kontaktu utworów miocenu autochtonicznego z brzegiem Karpat i płaszczowiną stebnicką były przedmiotem prac: Teisseyre'a (1921), Neya (1965, 1968), Neya i in. (1974) oraz Kotlarczyka (1985) i Kucińskiego (1969). Temat tektoniki osadów miocenu w zapadlisku przedkarpackim i jego podłoża poruszali: Karnkowski, Głowacki (1961), Ney (1965, 1968), Ney i in. (1974), Moryc (1992, 1995, 1996), Znosko i in. (1998). Problemem budowy geologicznej, pozycji tektonicznej i wiekiem osadów „zatoki rzeszowskiej” zajmowali się: Friedberg (1903b, 1906), Ney (1965), Kuciński (1968), Czernicki (1977c).

Najważniejsze prace dotyczące utworów czwartorzędowych oraz rozwoju rzeźby Kotliny Sandomierskiej, a obejmujące również obszar arkusza, opublikowali: Klimaszewski (1948, 1958, 1967), Bożym-Rogalska (1964), Laskowska-Wysoczańska (1971, 1993, 1995), Starkel (1971, 1972, 1984), Wojtanowicz (1977–1978, 1989–1990). Z dawniejszych publikacji warto odnotować pracę Czarnockiego i Kowalewskiego (1931) o występowaniu pod glinami morenowymi mułków. Torfy występujące powszechnie w dnie Rynny Podkarpackiej były przedmiotem inwentaryzacji i chemicznych analiz laboratoryjnych (Kuźniar, Krajewski, 1932). Dane na temat powierzchni i miąższości torfowisk podał Krajewski (1935). Analizę palinologiczną dla profilu torfowiska w Świlczy wykonała Mamakowa (1962). Wykształceniem osadów w dolinie Wisłoka u jego wylotu z Karpat oraz datowaniem poziomów tarasów rzecznych w rejonie Rzeszowa zajmowali się: Klimaszewski (1948), Jahn (1957), Starkel (1960). Najbardziej wszechstronny opis osadów czwartorzędowych, głównie utworów eo- i mezoplejstocenu przedstawiła Laskowska-Wysoczańska (1971). Autorka przejawiała szczególne zainteresowanie staroczwartorzędowymi pokrywami piaszczysto-żwirowymi (Laskowska-Wysoczańska 1971, 1973, 1987, 1993, 1995). Profil osadów organicznych z florą interglacjalną sprzed maksymalnej transgresji zlodowaceń południowopolskich oraz budowę geologiczną utworów z otworu w Jasionce, na sąsiadującym od wschodu arkuszu Rzeszów, opracowali Laskowska-Wysoczańska (1967) oraz Dąbrowski (1967). Wydmy były przedmiotem badań Friedberga (1907), Witka (1969, 1970) i Wojtanowicza (1969, 1970).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału geomorfologicznego Polski południowej (Klimaszewski, 1972) północna i środkowa część obszaru objętego arkuszem położona jest w obrębie makroregionu Kotliny Sandomierska, wchodzącego w skład prowincji Kotliny Podkarpackie. Część południowa należy do makroregionu Karpaty Zewnętrzne, będącego częścią podprowincji Karpaty Zachodnie. W obrębie Kotliny Sandomierskiej na obszarze arkusza można wyróżnić dwa regiony. Stosunkowo niewielki obszar w północnej części należy do Płaskowyżu Kolbuszowskiego (Kondracki, 1998), określanego również jako

Wysoczyzna Kolbuszowska (Klimaszewski, 1972). Centralną część obszaru zajmuje rozciągająca się równoleżnikowo Rynna Podkarpacka (Klimaszewski, 1972), zwana także Pradolina Podkarpacką (Kondracki, 1998). Na południu, w obrębie Karpat Zewnętrznych, wyróżniony został jeden region – Pogórze Dynowskie (Klimaszewski, 1972).

W rzeźbie terenu wyróżniają się dwa podstawowe elementy: szerokie (do 10 km) obniżenie Rynny Podkarpackiej oraz bardzo wyraźnie zaznaczający się próg Pogórza Dynowskiego o wysokości dochodzącej do około 100–120 m (tabl. I, II). Maksymalna deniwelacja na obszarze arkusza wynosi około 156 m. Najwyżej położone jest wzgórze między Będziemyślem a Nockową (351,3 m n.p.m.), a najniżej znajduje się koryto Mrowli w Zaczerniu (około 195 m n.p.m.).

**Płaskowyż Kolbuszowski** występuje w północnej części obszaru arkusza. Dominującymi formami rzeźby są garby zbudowane z ilów krakowieckich okrytych osadami glacialnymi, tworzące płaską wysoczyznę morenową, o wierzchołkach osiągających wysokość od 235 do 252 m n.p.m. Ich powierzchnia stopniowo obniża się w kierunku południowym do wysokości około 225–215 m n.p.m., przechodząc bez wyraźnie zaznaczającej się granicy w Rynnę Podkarpacką. Garby oddzielone są od siebie stosunkowo płytkimi, płaskodennymi dolinami potoków. Głębokość rozcięć dolinnych dochodzi do 15–22 m. Zarówno garby wysoczyzny morenowej, jak i rozcinające je doliny mają przebieg południkowy. Na obszarze Płaskowyżu Kolbuszowskiego oraz na granicy z Rynną Podkarpacką występują wydmy o wysokości względnej dochodzącej do 19 m.

**Rynna Podkarpacka** położona jest między Płaskowyżem Kolbuszowskim na północy a Pogórzem Dynowskim na południu. Szerokość równoleżnikowo rozciągającego się obniżenia dochodzi do około 10 km. Rzeźbę powierzchni terenu tworzą głównie płaskie równiny wodnolodowcowe, a miejscami płaskie wysoczyzny morenowe. Powierzchnia równin obniża się z zachodu na wschód od wysokości około 240 m n.p.m. (strefa wododziału pomiędzy dorzecziami Wisłoki i Wisłoka) w rejonie Krzywej i Kawęczyna do około 210 m n.p.m. w okolicach Zaczernia. Równiny te rozcięte są przez doliny dwóch ciągnących się z zachodu na wschód i uchodzących do Wisłoka cieków wodnych: Mrowli (płynącej u podnóża progu pogórza karpackiego) oraz Osiny i jej prawostronnego dopływu, przepływającego przez Bratkowice (płynących w północnej części Rynny Podkarpackiej). Dna tych dolin położone do około 10–15 m poniżej powierzchni równin wodnolodowcowych, tworzą tarasy rzeczne o wysokości 2–4 m n.p.rz. oraz powszechnie tu występujące równiny torfowe. U wylotu dolin rozcinających próg pogórza karpackiego położone są rozległe, płaskie stożki napływowe. Wyraźnie zaznaczającą się w morfologii Rynny Podkarpackiej formą jest wał moreny czołowej położony na północ od Czarnej Sędziszowskiej. Ciągnie się on równoleżnikowo na odcinku nieco ponad 3 km. Od Płaskowyżu Kolbuszowskiego oddzielony jest dnem doliny Tuszynki. Na powierzchni równin wodnolodowcowych występują pola piasków eolicznych oraz zespoły niewysokich wydym. Południowe

obrzeżenie Rynny Podkarpackiej stanowi słabo nachylona w kierunku północnym, płaska lub pagórkowata powierzchnia równiny lessowej, o szerokości 1,5–3,5 km. Rozcinają ją nieckowate i płaskodenne dolinki cieków spływających z północnego skłonu Pogorza Dynowskiego. Głębokość rozcięć dolinnych dochodzi do 20 m.

**Pogórze Dynowskie** występuje w południowej części obszaru arkusza. Dominującą formą rzeźby jest ciągnący się równoleżnikowo, od doliny Bystrzycy po miejscowość Przybyszówka, grzbiet z zachowanymi spłaszczeniami fragmentów pogórskiego poziomu zrównań, o wysokości 320–350 m n.p.m. Opada on bardzo wyraźnym progiem o wysokości 100–120 m w kierunku Rynny Podkarpackiej. Niższy poziom denudacyjny (przydolinny) położony na wysokości 270–300 m n.p.m., występuje powszechnie po południowej stronie opisywanego grzbietu, na obszarze Kotliny Nockowej. Stoki grzbietów i garbów rozcięte są przez doliny potoków. Ich obszary źródłowe są zwykle nieckowate i przechodzą niżej w V-kształtne doliny wciosowe. Dolne odcinki posiadają wąskie, płaskie dno akumulacyjne. Głębokość rozcięć dolinnych dochodzi do 30–40 m. W dolinach głównych (m.in. Bystrzycy, Lubczy) wykształcone są wyraźne tarasy rzeczne o wysokości 2–4 m n.p.rz. Stoki grzbietów są najczęściej wypukłe lub proste, o stosunkowo łagodnym nachyleniu dochodzącym maksymalnie do 20°. Stoki progów pogórze są przemodelowane przez liczne osuwiska.

Południowo-wschodnią część obszaru stanowi fragment dna doliny Wisłoka. Bezpośrednio przy korycie występują wąskie płyty tarasów zalewowych o wysokości 3–5 m n.p.rz. oraz taras rędzinny wznoszący się 6–8 m n.p.rz. Na lewym brzegu zaznacza się płaska powierzchnia tzw. tarasu średniego (okrytego lessami) o szerokości 1,0–1,8 km.

### III. BUDOWA GEOLOGICZNA

#### A. STRATYGRAFIA

#### Zapadlisko przedkarpackie

##### 1. Proterozoik

##### a. Neoproterozoik

##### Ryfej

Łupki (sphyllityzowane) – warstwy rzeszowskie (Pożaryski, Tomczyk, 1968). Jest to najstarsze wydzielenie opisywane na terenie arkusza w profilach głębokich wierceń. Według opisów rdzeni są to głównie sphyllityzowane twarde łupki i mułowce pstre najczęściej barwy zielonej, zielonoszarej, ciemnozielonej, czerwonej i wiśniowej laminowane łupkami szaro-brunatnymi. Utwory te są silnie zlustrowane i spękane, ze śladami i nalotami pirytu, niekiedy z żyłkami kwarcu

i mineralizacją kalcytową w spękaniach. Całość reprezentuje zmetamorfizowaną serię osadową o charakterze ilastym z przeławieniami utworów klastycznych, uważaną niekiedy za serię o charakterze fliszowym (Samsonowicz, 1955). Są to typowe osady skonsolidowanego podłoża reprezentowane przez silnie zdiagenezowane, słabo zmetamorfizowane iłowce (Moryc, 1992, 1996). Osady te w przeważającej części wykazują znaczne upady warstw (do 60–70°). Pod względem petrograficznym są to łupki illitowo-hydromikowe, illitowo-chlorytowe, mułowce kwarcowe lub piaskowce kwarcytowe, zawierające rozproszone ziarna biotyту, skaleni, glaukonitu, związków żelaza oraz domieszki substancji sydereytowo-dolomitycznej (Dziadzio, Jachowicz, 1996).

Na opracowanym terenie utwory te zostały stwierdzone m.in. w otworach wiertniczych Bratkowice 3 (otw. 4), Czarna Sędziszowska 8 (otw. 21), Nosówka 1 (otw. 61) (tabl. III). Tworzą one powierzchnię erozyjną skonsolidowanego podłoża neoproterozoiku, która występuje na różnych głębokościach. Generalnie obniża się ona ku południowi, od około 2600 m na północy do poniżej 3800 m na południu arkusza (3803 m w otw. 61). Maksymalna przewiercona miąższość pozorna na obszarze arkusza wynosi 175 m w otworze wiertniczym Nosówka 1 (otw. 61). Rzeczywista miąższość nie jest znana.

Cała seria często jest silnie zlustrowana i spękana. Tradycyjnie zalicza się ją do neoproterozoiku – ryfeju (Samsonowicz, 1955; Karnkowski, Głowacki, 1961).

## **2. Ordowik**

### **a. Ordowik górny**

#### **Aszgil**

Utworów kambru na omawianym obszarze nie stwierdzono i najprawdopodobniej tu w ogóle nie występują (Moryc 1992, 1996).

Łupki i mułowce z graptolitami. Bezpośrednio na utworach proterozoiku leżą osady ordowiku. Zostały nawiercone w południowej części obszaru w otworach na złożu Nosówka (otw. 59, 60, 61, 62). Reprezentowane są przez łupki ilaste szarozielone i mułowce szare z nielicznymi, drobnymi wkładkami zbitych wapieni brązowo-szarych i piaskowców (Moryc, 1992). Miąższość przewierconych utworów wynosi 92 m (otw. 61).

## **3. Dewon**

Występowanie utworów dewonu na obszarze arkusza ogranicza się do części północnej i związane jest z blokiem Leszcze – Rzeszów (Moryc, 1992).

#### a. Dewon dolny

**P i a s k o w c e i ł u p k i.** Utwory dewonu dolnego leżą bezpośrednio na utworach proterozoiku. Wykształcone są głównie w postaci piaskowców oraz mułowców i łupków ilastych facji *old red*. Piaskowce są jasnoszare i szarowiśniowe, miejscami mułowcowe, przechodzące w szare i wiśniowe piaskowce kwarcytowe. Spoiwo ich jest ilaste lub ilasto-żelaziste (Moryc, 1992). Piaskowce przeławicane są twardymi, silnie spękanymi czerwonymi, zielonymi i szarymi mułowcami z wkładkami łupków czerwonych i zielonych, mocno zdiagenezowanych. Często na spękaniach obserwuje się ciemnoszare, prawie czarne łupki. Sporadycznie w tych utworach spotyka się wkładki dolomitów. Miąższość wydzielenia jest zmienna, a największą na obszarze arkusza (137 m) osiąga w otworze Bratkowice 1 (otw. 4).

#### b. Dewon środkowy–górnny

**D o l o m i t y i w a p i e n i e d o l o m i t y c z n e.** Utwory dewonu środkowego i górnego są kontynuacją utworów z dewonu dolnego, ale rozwiniętych w facji węglanowej. Reprezentowane są przez twarde i zbite, miejscami zapiaszczone dolomity barwy jasnoszarej, szarobeżowej, beżowej i kremowej ze sporadycznymi przerostami dolomitów wiśniowych i zielonkawych oraz szare wapienie mikrytowe, wapienie bulaste i rzadziej margle dolomityczne. W całym wydzieleniu obserwuje się nieliczne szczeliny i spękania. Miąższość wydzielenia jest zróżnicowana i zmienia się od kilkunastu metrów do 218 m w otworze Bratkowice 4 (otw. 5).

### **4. Karbon**

#### a. Karbon dolny

Na obszarze arkusza utwory karbońskie zalegają niezgodnie na utworach dewońskich w części północnej, a na pozostałym obszarze niezgodnie na utworach starszego paleozoiku lub proterozoiku. W profilach otworów wyróżnia się trzy kompleksy litologiczne: klastyczno-węglanowy, węglanowy (wapień węglowy) i leżące na nich klastyczny (kulm).

#### Turnej

#### Turnej górny

**P i a s k o w c e i ł u p k i i l a s t e z w k ł a d k a m i d o l o m i t ó w.** Główną masę wydzielenia stanowią piaskowce drobno- i średnioziarniste (miejscami zlepieńcowate) barwy jasnoszarej, beżowej, rzadziej czerwonej i zielonej, przechodzące w mułowce ilaste. W całym profilu obserwuje się pojedyncze wkładki margli i zlepieńców. W partiach zlepieńcowatych i zlepieńcach materiał grubszy

złożony jest niemal wyłącznie z białych i różowych żwirków kwarcowych, rzadko z silnie zdiagenezowanych skał ilasto-krzemionkowych (Moryc, 1992). Wkładki węglanowe tworzą kilkunasto- lub kilkudziesięciocentymetrowe warstwy pelitycznych zielonkawych dolomitów, margli ilastych lub zailonych pelitycznych wapieni. Cały kompleks utworów turneju ograniczony jest tylko do północnej części obszaru, a jego miąższość nie przekracza 50 m (otw. 3).

#### Wizen

##### Wizen dolny–środkowy

Wapienie, wapienie dolomityczne (wapień węglowy) wykształcone są jako wapienie organodetrytyczne barwy kremowej i jasnobrązowej, wapienie typu skalistego szare i beżowoszare oraz wapienie beżowe i szaro-brunatne, skawernowane i silnie spękane, z przerostami wapieni dolomitycznych. Czasami zawierają wtrącenia okruchów bardzo twardych i zbitych krzemieni. Spękania często wyścielone są substancją ilasto-marglistą i kalcytem. Utwory te zostały stwierdzone w profilach otworów w północnej części terenu (otw. 3, 4, 5) oraz w rejonie Nosówki (otw. 59, 60, 61, 62). Miąższość ich jest bardzo zmienna i waha się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Największą miąższość (260 m) osiągają w rejonie Świlcza-Kielanówka. W świetle dotychczasowych badań biostratygraficznych (Moryc, 1992) ich wiek określany jest jako wizen dolny–środkowy.

##### Wizen górny

Łupki i mułowce z wkładkami piaskowców wykształcone w facji kulmu stanowią stratygraficzną kontynuację niżej leżących utworów węglanowych (Moryc, 1992). Jest to bardzo zróżnicowany miąższościowo kompleks osadowy, złożony z ciemnych skał ilastych (iłowce, mułowce, łupki ilaste) z wkładkami jaśniejszych piaskowców niemal w całości bezwapnionych. Reprezentowane są przez ciemnoszare łupki z dużą ilością uwęglonej substancji roślinnej oraz ciemnoszare łupki ilasto-mułowcowe, miejscami zlustrowane z dużymi nagromadzeniami drobnych blaszek muskowitu i skupieniami pirytu oraz podrzędnie przez piaskowce szare przechodzące w mułowce. Piaskowce o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów są na ogół bezwapniste, zailone z uwęglonym detrytusem roślinnym. W spągowej części piaskowce bywają słabo wapniste. Miąższość tej serii w otworach dochodzi do 200 m. W stropie tych utworów występuje granica erozyjna. Utwory te stwierdzone zostały w północnej części arkusza (otw. 5, 21) oraz w rejonie Świlczy.

## 5. Trias

Od karbonu obszar między Pilznem a Rzeszowem według Moryca (1992) był obszarem intensywnego niszczenia utworów paleozoicznych. Zostały lokalnie usunięte utwory karbońskie, miejscami dewońskie i erozja sięgnęła syluru. Na tych utworach niezgodnie leżą utwory triasu. Na obszarze

arkusza Głogów Małopolski utwory triasu występują w strefie synklinalnej Czarna Sędziszowska – Świlcza (otw. 17, 21, 22, 23, 29 33, 35).

#### a. Trias dolny

##### Pstry piaskowiec

##### Pstry piaskowiec dolny–środkowy

Piaskowce pstre i iłowce reprezentowane są głównie przez piaskowce czerwone, szare i zielone (pstre), a w spągowej części również z wkładkami zlepieńców. Zlepienie złożone są z otoczków wapieni i skał klastycznych, należących do starszych pięter stratygraficznych, podścielających osady triasowe. Piaskowce przeławicane są przez łupki ilaste i mułowce pstre (zielone i wiśniowe). Miąższość wydzielenia w otworze Podgórze 1 (otw. 23) wynosi 198 m.

#### b. Trias dolny–środkowy

##### Pstry piaskowiec

##### Pstry piaskowiec górny (ret)

Wapienie i dolomity margliste to typowo rozwinięte osady marglisto-węglanowe, z wkładkami skał siarczanowych. Dominują tu jasne osady dolomityczno-wapienne i ciemne utwory margliste, częste są również ciemnoszare iłowce margliste. Obserwowane są również anhydryty, stanowiące wkładki w postaci warstw lub gniazd i skupień. Miąższość tych utworów jest niewielka. Największa odnotowana była w otworze Czarna Sędziszowska 8 (otw. 21) i wynosi 98 m. Podobnie jak w przypadku starszych utworów pstrego piaskowca, odosobnione płyty retu na tym obszarze najprawdopodobniej są niezerodowanymi resztkami tych utworów, które pierwotnie przykrywały cały ten obszar (Moryc, 1996).

#### c. Trias środkowy

##### Wapień muszlowy

Wapienie krynoidowe reprezentowane są przez typowe dla triasu środkowego, szare wapienie faliste, gruzłowe, krystaliczne w przeważającej części krynoidowe oraz margle szare (otw. 21). W środkowej części wydzielenia z wkładkami dolomitów, niekiedy anhydrytów (Moryc, 1996). Miąższość wapienia muszlowego na opracowanym obszarze maksymalnie osiąga ok. 60 m, na ogół jest jednak znacznie mniejsza i zredukowana erozyjnie.

## 6. Jura

Erozja postarokimeryjska doprowadziła do znacznych ścięć utworów triasowych oraz częściowo paleozoicznych i proterozoicznych. Utwory jurajskie będące najmłodszymi na opracowanym obszarze

utworami podłoża miocenu zalegają niezgodnie na utworach starszych i obejmują niekompletny profil, reprezentujący jedynie jurę środkową i górną. Zostały stwierdzone w kilku otworach (otw. 21, 22, 23). Występowanie ich ogranicza się do rejonu Czarna Sędziszowska–Świlcza.

#### a. Jura środkowa

Łupki i piaskowce z wkładkami wapieni dolomitycznych. Wydzielenie to obejmuje wszystkie utwory, które z braku dokładnego opisu, braku oznaczeń mikrofaunistycznych lub skąpych danych pozyskanych w trakcie wierceń zaliczone zostały do utworów jury środkowej. Osady te reprezentowane są przez łupki szare i ciemnoszare oraz piaskowce drobnoziarniste jasnoszare, szare i ciemnoszare z dużą ilością uwęglonego detrytusu roślinnego i ze sporadycznie pojawiającymi się ku spągowi wkładkami wapieni dolomitycznych, dolomitów i mułowców ciemnoszarych. Maksymalną miąższość wydzielenia stwierdzono w otworze Będziemyśl 4 (otw. 22), która wynosi 303 m.

#### b. Jura górna

Wapień i margle z wkładkami dolomitów. Wydzielenie to obejmuje wszystkie utwory, które z braku dokładnego opisu, braku oznaczeń mikrofaunistycznych lub skąpych danych pozyskanych w trakcie wierceń zaliczone zostały do utworów górnej jury. Osady te reprezentowane są przez wapień kremowoszarą i szarą, skalistą często skrytokrystaliczną i zbity, miejscami lekko zapiaszczoną przechodzącą w margle szare i łupki ciemnoszare z wkładkami wapieni skrytokrystalicznych, detrytycznych i zlepieńcowatych. W górnej części profilu obserwowane są również wapień marglisto-ilaste, gruzłowo-detrytyczne, wapień oolitowe i wapień dolomityczne. Liczne spękania i szczeliny wypełnione są łupkiem szarym, marglistym, a miejscami kalcytem ze śladami spirytyzowania (otw. 21). Miąższość osadów dochodzi do 60 m.

## 7. Neogen

### a. Miocen

Na obszarze arkusza w obrębie miocenu autochtonicznego zostało opisane tylko jedno wydzielenie – warstwy jarosławskie i przeworskie nierozdzielone. Jak dotąd nie nawiercono osadów starszych (warstwy baranowskie, poziom chemiczny). Związane jest to z tzw. „wyspą rzeszowską”, gdzie bezpośrednio na utworach podłoża leżą osady ilów krakowieckich.

Utwory miocenijskie zostały nawiercone w kilkudziesięciu otworach. Utwory te leżą na terenie arkusza na różnowiekowych ogniwach mezozoicznych. W stropie najczęściej kontaktują tektonicznie z utworami płaszczowiny zgłobickiej, fliszem karpackim lub utworami czwartorzędowymi. W kilku miejscach występują również na powierzchni.

## Sarmat–panon

Iłówce i mułowce z wkładkami piaskowców (warstwy jarosławskie i przeworskie) – ility krakowieckie. W obrębie tej serii istnieje wiele szczegółowych podziałów opartych na kryteriach geofizycznych i mikrofaunistycznych. Ze względu jednak na bardzo skąpe opisy rdzeni w otworach głębokich oraz brak jednoznacznych kryteriów litologicznych dla tych podziałów zdecydowano się pozostawić całą monotonną litologicznie serię nadanhydrytową jako jedno wydzielenie. Na powierzchni omawiane osady odsłaniają się jedynie w Lipiu. Iły krakowieckie zbudowane są głównie z łupków (ilastych i mułowcowych) szarych i ciemnoszarych (niekiedy w części spągowej szarozielonych), marglistych, mikowych, zwykle twardych, o oddzielności równoległej lub nieregularnej. Miejscami są one w różnym stopniu zapiaszczone. Wśród nich występują laminy i przewarstwienia piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych. Sporadycznie pojawiają się wkładki piaskowców średnioziarnistych, czasami zlepieńcowatych lub zlepieńców – szczególnie w stropowej części iłów krakowieckich. W otworze Mrowla 3 (otw.18) pod utworami czwartorzędowymi nawiercono piaski gruboziarniste i żwiry przeławicane mułowcami marglistymi. Piaskowce obserwowane w iłach krakowieckich są jasnoszare lub szare, mikowe, silnie wapniste (o spoiwie węglanowo-ilastym), rzadko zwięzłe. Często są one silnie zailone, z dużą ilością detrytusu roślinnego, szczególnie na powierzchniach oddzielności. Niekiedy występuje w nich laminacja spływowa. Czasem pakiety o przewodzie piaskowców osiągają znaczne miąższości rzędu kilkudziesięciu metrów (otw. 3, 4, 5, 16, 17, 21, 28).

Całe wydzielenie, na obszarze pozakarpacim, osiąga miąższość od ponad 1800 m (otw. 16 – Jasionka 8) po 2720 m (otw. 28 – Zaczernie 5). Miąższość ich na tym terenie zwiększa się od północy ku południowi. Pod nasuniętymi Karpatami fliszowymi i serią zgłobicką miąższość omawianych utworów gwałtownie spada na skutek zderzenia stropowej części przez nasuwające się jednostki (otw. 59, 61).

Opisywanemu wydzieleniu przypisywany jest wiek sarmat–panon (Boratyn, Brud, 1996), przy czym większość osadów tej serii uważana jest za sarmat (Łuczkowska, 1964). Z próbek pobranych z otworów Budy Głogowie 1, Bratkowice 2, Mrowla 3, Woliczka 4 (otw. 1, 18, 20, 25) oraz sond mechanicznych oprócz bardzo dużej ilości redeponowanej mikrofauny otrzymano zespoły otwornic z *Anomalinoides dividens* Łuczkowska i *Artiarlina sarmatica* (Karrer) wskazujące na co najmniej sarmat dolny. Również zespoły nanoplanktonu wskazują na sarmacki wiek osadów. Wydaje się, że mikrofauna i mikroflora stropowej części utworów zapadliska przedkarpacimskiego na obszarze arkusza Rzeszów w większości przypadków jest redeponowana. Tym samym wiek tych osadów pozostaje więc sprawą otwartą. W świetle najnowszych doniesień z innych części zapadliska (Gaździcka, 1994; Boratyn, Brud, 1996; Wójcik, Jugowiec, 1998) wydaje się sięgać do panonu.

## Seria zgłobicka

Utwory włączane dotąd do jednostki stebnickiej (opisywane w profilach otworów gazowych; Ney, 1965; Czernicki, 1977a, 1977b) ze względu na odrębną litologię, brak osadów dolnego miocenu oraz wyraźne podobieństwo do utworów autochtonicznych miocenu w zapadlisku przedkarpaccim zaliczono do bardziej zewnętrznej serii zgłobickiej. Pod względem paleogeograficznym utwory te powstawały pomiędzy równoległymi osadami w zapadlisku i w tzw. zatoce rzeszowskiej (miocen transgresywny na fliszu).

### 1. Neogen

#### a. Miocen

##### Miocen środkowy

##### Baden

Łupki ilasto-piaszczyste i mułowce z wkładkami piaskowców – warstwy skawińskie. Pod serią ewaporatową występuje cienki pakiet łupków szarych o odcieniu oliwkowym lub niemal czarnych, miejscami zapiaszczonych z cienkimi wkładkami piaskowców jasnoszarych, mikowych. Miąższość tego wydzielenia nie przekracza 100 m. Wiek utworów analogicznie jak warstw skawińskich na Karpatach określony został na baden dolny.

Gipsy i anhydryty. Między warstwami skawińskimi a grabowieckimi serii zgłobickiej występuje poziom chemiczny opisywany w profilach wielu otworów na omawianym obszarze. Obserwowany jest zarówno u czoła nasunięcia karpacciego (otw. 26, 27) jak i pod utworami fliszowymi (otw. 44). Pod względem litologicznym są to silnie zailone ciemnoszare i szare anhydryty z przerostami białych gipsów. Przelawicają je czasami ciemnoszare łupki bezwapniste.

Poziom ten w otworach wiertniczych osiąga miąższość pozorną do 250 m (Nosówka 5 – otw. 59). Jednak miąższość rzeczywista nie przekracza 20 m (otw. 27). Według najnowszych oznaczeń osady te, analogicznie jak w ewaporatach miocenu autochtonicznego, są wieku późnobadeńskiego i odpowiadają dolnej części zony NN6 (Peryt, 1997).

Mułowce, piaskowce i iłowce – warstwy grabowieckie zostały opisane i wydzielone w rejonie Sędziszowa przez Kucińskiego (1968). Ponad poziomem chemicznym (anhydrowym) w profilu serii zgłobickiej na obszarze badań dominują mułowce i piaskowce muskowitowe drobnoziarniste, twarde, wapniste barwy szarej i jasnoszarej przelawicane przez margliste, mikowe łupki ilaste i mułowce barwy ciemnoszarej i zielonoszarej lub prawie czarnej. Występują w nich zwęglone szczątki roślinne. Ku górze w profilu pionowym zdecydowanie zmniejsza się udział piaskowców i stopniowo przechodzą one w nadległe iły krakowieckie (Marciniec, Zimnal, 1999).

Mięszość rzeczywista osadów jest trudna do ustalenia ze względu na mocne ich zaangażowanie tektoniczne oraz skąpe opisy rdzeni w głębokich wierceniach przemysłu naftowego (otw. 23 – Podgórze 1). Wydaje się jednak, że nie przekracza 600 m. Wiek tych osadów określony został na baden górny.

#### Baden–sarmat

Iłowce, mułowce i piaskowce – warstwy grabowieckie i iły krakowieckie. We wschodniej części obszaru, gdzie brak jest głębokich otworów przebijających serię zgłobicką, a także dalej na wschód, na obszarze arkusza Rzeszów (Zimnal, Malata, 1999), nie ma dostatecznych danych na rozdzielenie warstw grabowieckich i iłów krakowieckich (warstw jarosławskich). Utwory te przedstawiono jako jedno wydzielenie. Mięszczość ich wynosi około 800 m.

#### Sarmat

Iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców (warstwy jarosławskie) – iły krakowieckie. Na obszarze arkusza występują pod mięszą pokrywą osadów czwartorzędowych. Przewiercone zostały w kilku otworach przemysłu naftowego (otw. 24, 26). Wydzielenie to zdominowane jest przez łupki ilaste i mułowcowe o barwie szarej, ciemnoszarej, zielonoszarej i zielonej, niekiedy prawie czarnej. Są one zwykle margliste, mikowe, kruche, niekiedy o oddzielności równoległej, czasem nieco zapiaszczone. Sporadycznie obserwuje się cienie (do kilku cm) przeławiczenia silnie muskowitowych piaskowców drobnoziarnistych. Lokalnie występują w nich zwęglone szczątki roślinne. Wydzielenie to jest odpowiednikiem iłów krakowieckich z zapadliska przedkarpackiego.

Utwory te są silnie zaangażowane tektonicznie (sfałdowane i zlustrowane), zwłaszcza w części spagowej, stąd trudno ocenić ich mięszość. Przypuszcza się, że mięszość rzeczywista wynosi około 200 m.

### Seria skolska

#### 1. Kreda

##### a. Kreda dolna

##### Hoteryw–alb

Łupki z wkładkami piaskowców – łupki spaskie wydzielone jako formacja przez Kotlarczyka (1978). Na obszarze arkusza odsłaniają się tylko w jednym miejscu, w rejonie Olchowej. Występują w postaci brązowo-brunatnych, niemal czarnych łupków z niewielkimi pojedynczymi wkładkami ciemnych drobnoziarnistych piaskowców. Jest to zwarty kompleks łupkowy o mięszości około 35 m. Poniżej występuje klasyczny melanż tektoniczny, gdzie w brązowo-czarnym matriks tkwią łupki spaskie, stanowiące główną masę oraz podrzędnie roztarte fragmenty margli szarych, margli krzemionkowych, okruchy piaskowców (mięszczość strefy 10–15 m).

W próbkach pobranych z matriks oznaczono zarówno otwornice jak i nanoplankton z bardzo szerokiego przedziału wiekowego od dolnej kredy (hoteryw) po oligocen. Ze względu na bardzo małą miąższość utwory te włączono do łupków spaskich. Miąższość całego wydzielenia nie przekracza 50 m. Łupki spaskie na południe od Tarnowa Koszarski, Morgiel (1963) zaliczyli do barremu–aptu. W rejonie Zawady wiek łupków spaskich określono na apt (Boratyn, Brud, 1996). Wiek wydzielenia przyjęto, taki jak na południowy wschód od Rzeszowa (Zimnal, Malata, 1999) na hoteryw–alb.

## b. Kreda górna

### Turon–koniak

Margle krzemionkowe, piaskowce i łupki (nierozdzielne). W skład tego wydzielenia wchodzi: łupki margliste, margle krzemionkowe i pakiety cienkoławicowego fliszu. Ze względu na niewielką miąższość związaną z redukcją tektoniczną oraz małą ilość odsłoneń nie pozwalającą na ich rozdzielenie zostały włączone do jednego wydzielenia. Występują one w kilku odkrywkach od Olchowej do Dąbrowej. Bezpośrednio na łupkach spaskich leżą niemal czarne łupki o miąższości kilkudziesięciu cm, wietrzejące na charakterystyczne cienkie blaszki pokryte kremowym nalotem. Powyżej leży kilkunastometrowy kompleks niemal wyłącznie margli krzemionkowych. Są one najczęściej poziomo laminowane, barwy popielatokremowej lub kremowej. Po zwietrzeniu rozpadają się na ostrokrawędziste kostki. Sporadycznie pojawiają się cienkie wkładki (kilka cm) kremowoszarych miękkich margli łupkowych (łupków mocno marglistych). Ku górze profilu pojawia się coraz więcej wkładek łupków marglistych, pakietów cienkoławicowego fliszu oraz pojedynczych ławic piaskowców (do 60 cm miąższości) typu inoceramowego. W stropie występuje głównie cienkoławicowy flisz z kilkudziesięciocentymetrowymi wkładkami margli krzemionkowych.

W próbach pobranych ze środkowej części profilu wydzielenia oznaczono zespoły otwornic z: *Kalamopsis grzybowskii* (Dyłażanka), *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Caudamina ovulum* (Grzybowski), *Hormosina gigantea* Geroch, *Dorothia crassa* (Marsson), *Heterohelix navarroensis* Loeblich, *H. reussi* (Cushman), *Archeoglobigerina blowi* Pessagno, *A. cretacea* (d'Orbigny), *Globigerinelloides aspera* (Ehrenberg), *Globotruncana arca* (Cushman) oraz zespół nanoplanktonu z: *Arkhangelskiella sp.*, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Aspidolithus sp.*, *Aspidolithus parvus constrictus* (Hattner) Perch – Nielsen, *Biscutum sp.*, *Cribrosphaerella sp.*, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre in Piveteau, *Eiffelithus eximius* (Stover) Perch – Nielsen, *Eprolithus floralis* (Stradner) Stover, *Lithastrinus septenarius* Forchheimer, *Microrhabdulus sp.*, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Micula concava* (Stradner in Martini et Stradner) Verbeek, *Micula stauropora* (Gardet) Stradner, *Nannoconus sp.*, *Prediscosphaera cf. cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Prediscosphaera ponticula* (Bukry) Perch – Niel-

sen, *Prediscosphaera* sp., *Staurolithites* sp., *Thoracosphaera* sp., *Uniplanarius sissinghii* Perch – Nielsen, *Watznaueria barnesae* (Black in Black et Barnes) Perch – Nielsen wskazujące na wiek senoński. Wiek margli krzemionkowych na podstawie danych z innych obszarów określono na turon–koniak (Boratyn, Brud, 1996; Malata, 1996). Miąższość całego wydzielenia wynosi 50–180 m.

#### Koniak–mastrycht

Łupki, piaskowce z wkładkami margli fukoidowych (ogniwo z Posady Rybotyckiej) – warstwy inoceramowe. Występują w dolnej części profilu warstw inoceramowych i odpowiadają ogniwu z Posady Rybotyckiej formacji z Rybotycz *sensu* Malata (1996), a wydzielone zostały na arkuszu Rybotycze (Gucik i in., 1991). Na omawianym obszarze utwory te stwierdzono w kilku odsłonięciach od Iwierzyc po Trzcianę. Wykształcone w formie cienkoławicowego fliszu składającego się z popielatych łupków oraz twardych, silnie wapnistych piaskowców z wkładkami marglistych pakietów w postaci drobno- i średniorytmicznych turbidyków o dominujących członach  $T_{cde}$ ,  $T_{ce}$  sekwencji *Boumy*. Typowa sekwencja rozpoczyna się piaskowcami, po których następują mułowice, margle i łupki. Zwykle jednak brak któregoś z członów sekwencji. W profilu wydzielenia najbardziej charakterystyczne są białoszare margle z fukoidami, które stanowią element wyróżniający je spośród podobnie wykształconych utworów warstw inoceramowych nierozdzielonych (formacji z Rybotycz). Całość utworów omawianej serii jest silnie wapnista.

Piaskowce w drobnorytmicznych pakietach fliszowych są zazwyczaj cienko- lub średnioławicowe (najczęściej do 15 cm), o laminacji konwolucyjnej lub przekątnej ( $T_c$ , rzadziej  $T_{ac}$ ,  $T_{ab}$ ,  $T_{bc}$ ). Przeważają wśród nich piaskowce drobno- lub bardzo drobnoziarniste, twarde, barwy popielatoszarej. Niekiedy na powierzchni spągowej obserwuje się hieroglify, zaś na powierzchni oddzielności występuje czasami muskowitz i uwęglone szczątki organiczne. Wkładki rozsypliwych, gruboławicowych piaskowców występują wyłącznie w wyższej części wydzielenia, gdzie zdecydowanie spada udział margli fukoidowych. Jasnopopielate margle i mułowce silnie margliste o różnej twardości występują zwykle bezpośrednio nad ławicą piaskowców. Czasami wietrzeją na żółto. Tworzą ławice do 15 cm grubości. Są zwykle laminowane równoległe, niekiedy przekątne, na ogół jednak brak w nich widocznej makroskopowo laminacji. Udział margli spada stopniowo ku górze profilu. Spada również ich twardość (twarde margle koncentrują się zazwyczaj w niższej części wydzielenia). W marglach występują (w różnym stopniu nagromadzenia) ciemnoszare wypełnienia penetracji organizmów, powstałych w nieskonsolidowanym osadzie (fukoidy). Mają zwykle podłużny kształt o średnicy kilku milimetrów. Utwory te tworzą zazwyczaj grzbiety i wyniesienia. Według Kotlarczyka (1978) oraz Leszczyńskiego i in. (1995) między Wiarem a Sanem margle fukoidowe sięgają do mastrychtu dolnego. Na obszarze arkusza Dębica wiek tego wydzielenia określono na koniak–mastrycht. Z próbek po-

branych z łupków oznaczono zespół otwornicowy (Szydło, 2003) z: *Rhabdammina robusta* (Grzybowski), *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Caudamina ovulum* (Grzybowski), *Dorothia crassa* (Marsson), *Globigerinelloides aspera* (Ehrenberg), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez) oraz nanoplankton wapienny (Garecka, 2003) z: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Ceratolithoides aculeus* (Stradner) Prins & Sissingh in Sissingh, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre & Fert) Reinhardt, *Micula stauropora* (Gardet) Stradner, *Prediscosphaera* sp., *Quadrum sissinghii* Perch – Nielsen, *Thoracosphaera* sp. wskazujące na senoński wiek. Miąższość utworów nie przekracza 200 m.

#### Santon–mastrycht

Piaskowce gruboławicowe, zlepieńce z przeławiczeniami łupków (ogniwo piaskowców z Leszczyn) – warstwy inoceramowe. Utwory te występują w profilu powyżej margli fukoidowych i nadmargłowego fliszu drobnorytmicznego w środkowej części warstw inoceramowych (formacji z Rybotycz *sensu* Malata 1996), a pod utworami spływów podmorskich (okrucowce osuwiskowe z Makówki). Te ostatnie stanowią też wkładki w obrębie ogniwa piaskowcowego. Utwory te ciągną się pasem wychodni od Iwierzyc po Świlczę i w odróżnieniu od ogniwa z Posady Rybotyckiej nie są grzbietotwórcze.

Wykształcone są w postaci gruboławicowych piaskowców, czasem zlepieńcowatych w spągu oraz piaskowców z klastami margli i mułowców. Nie tworzą regularnego poziomu lecz ogromne soczwy w obrębie cienkoławicowego fliszu. Poza strefami kanałowymi utwory te nie osadziły się lub rozwinęły się szczątkowo (Zimnal, Malata, 1999).

Wśród piaskowców gruboławicowych można wyróżnić trzy typy litologiczne. Pierwszy to piaskowce silnie glaukonitowe, popielatoszare, zazwyczaj drobnoziarniste, choć niekiedy uziarnione frakcjonalnie, z ziarnami kwarcu dochodzącymi do 2 mm średnicy, nieco po zwietrzeniu rozsypliwe. Zawierają niewielkie popielate klasty łupkowe. Typ ten podrzędnie występuje w całych warstwach inoceramowych. Drugi typ to twarde, ciemnoszare, bardzo drobnoziarniste piaskowce lub niemal mułowce piaszczyste, silnie wapniste, niekiedy bezstrukturalne. Występują one jako samodzielne ławice lub jako nadkład piaskowców pierwszego typu. Trzeci typ to kruche piaskowce drobnoziarniste, ciemnoszare, bez glaukonitu i muskowitu, wapniste. Ku stropowi przechodzą w mułowce piaszczyste i łupki szare. Zawierają klasty ciemnoszarych twardych mułowców, fragmenty miękkich, brunatnych mułowców z muskowitem, kwarc, bloki piaskowców silnie glaukonitowych, kawałki węgla (dochodzące do kilkunastu centymetrów średnicy) oraz jasnospielate lub kremowobiałe, plamiste margle różnej twardości w postaci dużych bloków, gniazd i smug. Oprócz omawianych typów piaskowców występuje seria gruboławicowych i gruboziarnistych wapnistych piaskowców z ławicami zlepieńców o grubości do 90 cm. W zlepieńcach występują głównie dobrze obtoczone ziarna kwarcu młecznego (sporadycznie też różowego) i litytów o średnicy otoczek dochodzących do 3 cm.

Maksymalna miąższość ogniwa piaskowców z Leszczyn, trudna do oszacowania ze względu na niewielką ilość odsłoneń, wynosi około 150–250 m. Wiek ich określono na santon-mastrycht. Szydło w Woliczce stwierdził następujący zespół otwornic: *Rhabdammina robusta* (Grzybowski), *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Globotruncanita stuartiformis* Dalbiez, *Gavelinella supracretacea* Hanzlikova; zaś Garecka zespół nanoplanktonu: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Biscutum constans* (Górka) Black in Black et Barnes, *Biscutum dissimilis* Wind et Wise in Wise et Wind, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud) Deflandre, *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins et Sissingh in Sissingh, *Ceratolithoides sp.*, *Ceratolithoides aculeus* (Stradner) Prins et Sissingh in Sissingh, *Cribrosphaerella daniae* Perch – Nielsen, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky) Deflandre in Piveteau, *Cyclagelosphaera reihardtii* (Perch–Nielsen) Romein, *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch–Nielsen, *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre et Fert) Reinhardt, *Lithraphidites sp.*, *Lucianorhabdus aff. cayeuxii* Deflandre, *Markalius inversus* (Deflandre in Deflandre et Fert) Bramlette et Martini, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Micula concava* (Stradner in Martini et Stradner) Verbeek, *Micula prinsii* Perch–Nielsen, *Micula stauropora* (Gardet) Stradner, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Prediscosphaera grandis* Perch–Nielsen, *Prediscosphaera majungae* Perch–Nielsen, *Quadrum gothicum* (Deflandre) Prins et Perch–Nielsen in Manivit et al., *Quadrum sissinghii* Perch–Nielsen, *Reinhardtites levis* Prins et Sissingh in Sissingh, *Watznaueria barnesae* (Black in Black et Barnes) Perch–Nielsen wskazujące na mastrycht.

Łupki pstry – warstwy inoceramowe są lekko wapniste, czerwone z okruchami i smugami łupków zielonych, bardzo mocno zaburzone i zredukowane tektonicznie. Występują na ogół w postaci nieregularnych smug i soczew wśród gruboławicowych piaskowców lub wkładek drobnotektonicznego fliszu warstw inoceramowych. W próbkach pobranych z łupków ilastych nie stwierdzono charakterystycznych zespołów mikrofauny (jedynie utlenione, rdzawe skorupki redeponowanych otwornic późnokredowych *H. globulosa*, *G. arca*, *G. stuartiformis*). Z utworów bezpośrednio podścielających i nadścielających omawiane wydzielenie oznaczano zespoły wskazujące na mastrycht.

Na podstawie pozycji w profilu litostratygraficznym warstw inoceramowych oraz pośrednich danych mikrofaunistycznych zaliczono je do mastrychtu górnego. Nie wyklucza się jednak, że utwory omawianego wydzielenia mogą być wieku paleoceńskiego. Miąższość łupków pstrych wynosi zwykle od kilku do 15 m, maksymalnie 35 m. Pojawiają się też bardzo cienkie wkładki (poniżej 2 m), które ze względu na skalę nie zaznaczono na mapie.

## 2. Kreda–paleogen

### a. Kreda górna–paleocen

Margle, mułowce margliste z blokami fliszowymi i egzotykami, olistolity (okruchowce osuwiskowe z Makówki) – warstwy inoceramowe.

Nazwa „okruchowce osuwiskowe z Makówki” została zaproponowana przez Kotlarczyka (1978) dla kredowych utworów spływów podmorskich (olistostrom), zawierających olistolity margli z Węgierki (Szajnocha, 1899; Geroch i in., 1979). W starszej literaturze karpackiej nazywane były marglami bakulitowymi (Zuber, 1909; Wdowiarz, 1949). Paleoceńskim odpowiednikiem okruchowców są różniące się od nich składem ily babickie (Kropaczek, 1917b; Dżułyński i in., 1979). Występują w stropowej części warstw inoceramowych (formacji z Rybotycz *sensu* Malata 1996), bezpośrednio powyżej ogniwa piaskowców z Leszczyn. Niekiedy przeławicają również utwory wspomnianego ogniwa.

Na obszarze arkusza okruchowce osuwiskowe z Makówki występują w rejonie Iwierzyc i Dąbrowy. Nie tworzą ciągłego poziomu lecz ogromne nieregularne ciała. Nie tworzą tak masywnych kompleksów, dochodzących do kilkudziesięciu metrów, jak na południowym wschodzie od Rzeszowa (Zimnal, Malata, 1999), czy w rejonie Łączek Kucharskich (Marciniec, Zimnal, 1999). Popielatoszary, nieuławicone mułowce piaszczyste z egzotykami i blokami tworzą nieregularne soczwy nie przekraczające kilkunastu metrów miąższości. Pod względem litologicznym osady tworzące wypełnienia są iłowcami piaszczystymi lub nawet piaskowcami ilastymi, mocno marglistymi, w którym tkwią bardzo liczne (niekiedy dominujące nad masą wypełniającą) bloki skał fliszowych i egzotycznych. Zapiaszczenie maleje stopniowo od spągu do stropu. Ku górze mułowce masywne przechodzą niekiedy w mułowce uławicone o oddzielności równoległej. W mułowcach i partiach piaszczystych występują bardzo licznie dobrze obtoczone żwiry kwarcowe (głównie kwarc mleczny) i lidytowe o średnicy do 1,5 cm, rozsiane w masie wypełniającej w formie nieciągłych smug i gniazd. Pojawiają się również otoczaki pelitycznych kremowych wapieni, piaskowców rozsypliwych, popielatych łupków marglistych, bloki szarych piaskowców glaukonitowych i okruchy węgla. Obecne są również twarde kongregacje cementacyjne powstałe na skutek wtórnej koncentracji węgla wapnia. W spągowych partiach osadów spływów główną masę skały stanowią kilkumetrowe pakiety uławiconych popielatoszarych mułowców i bloki jasnopielatych margli o średnicy dochodzącej nawet do 10 m. Pomiędzy utworami osuwisk sporadycznie pojawiają się utwory cienkoławicowego fliszu i ławice gruboławicowych piaskowców warstw inoceramowych.

Miąższość całego wydzielenia na badanym obszarze osiąga 100–250 m. W masie ilasto-piaszczystej stwierdzono zespół otwornicowy z *Glomospira gordialis* (Jones & Parker) i *Glomospirella grzybowskii* Jurkiewicz wskazujące na wiek paleoceński. W próbkach pobranych z margli oznaczono zespoły górnokredowe (mastrycht). Na arkuszu Ropczyce (Marciniec, Zimnal, 1999) na podstawie nanoplanktonu wapiennego również określono wiek na kredę górną–paleocen.

P i a s k o w c e , m a r g l e , ł u p k i z w k ł a d k a m i ł u p k ó w p s t r y c h – w a r s t w y i n o c e r a m o w e (nierozdzielone). Warstwy inoceramowe (Uhlig, 1895) to tradycyjna nazwa kompleksu drobno- i średniorytmicznego fliszu z wkładkami piaskowców gruboławicowych, margli i utworów spływów podmorskich, obejmującego w całej jednostce skolskiej utwory wieku od turonu do

paleocenu dolnego. Gucik i Morgiel (1985) zaproponowali dla tego kompleksu warstw nazwę „formacja z Rybotycz”, co zostało powtórzone w propozycji podziału litostratygraficznego serii skolskiej (Malata, 1996). Kotlarczyk (1978) określił te utwory jako „formacja ropianiecka”.

W skład formacji z Rybotycz (*sensu* Malata 1996) oprócz drobnorytmicznego fliszu, stanowiącego jej główną masę, wchodzi opisane oddzielnie wydzielienia: ogniwo z Posady Rybotyckiej, ogniwo piaskowców z Leszczyn, łupki pstre i okrucowce osuwiskowe z Makówki. Wydzieleniem objęto utwory z udokumentowanym w odsłonięciach cienkoławicowym fliszem oraz utwory, gdzie ze względu na pojedyncze izolowane odsłonięcia nie można było dokonać szczegółowego podziału.

Główną cechą wyróżniającą to wydzielenie jest zdecydowanie mniejszy udział gruboławicowych piaskowców i utworów spływów podmorskich. W profilu litostratygraficznym wydzielenie odpowiada przede wszystkim kompleksowi nadmargłowemu (ogniwo z Turnicy; Kotlarczyk, 1978). W obrębie drobnorytmicznego fliszu na omawianym obszarze zazwyczaj dominują łupki, barwy jasnopopielatej, popielatoszarej i szarej lub zielonkawej, czasami mułowcowe. Wśród nich występują sporadycznie jasnopopielate margle z fukoidami. Piaskowce stanowią około 30% profilu. Ławice piaskowców mają od 2–20 cm miąższości (czasami osiągają miąższość 40 cm). Sporadycznie występują piaskowce gruboławicowe. Piaskowce są drobnoziarniste, twarde, zwykle glaukonitowe, o spoiwie wapnistym barwy popielatoszarej lub szarej. Na powierzchniach oddzielności często występuje uwęglony detrytus roślinny i muskowitz. W piaskowcach obserwuje się zarówno uziarnienie frakcyjne, jak i laminację równoległą i przekątną (najczęściej  $T_{ac}$ ,  $T_{bc}$ ,  $T_b$  sekwencji *Boumy*). Znaczna część cienkoławicowych piaskowców nie wykazuje jednak jakiegokolwiek laminacji.

Miąższość drobnorytmicznego fliszu na badanym obszarze można określić tylko szacunkowo na ok. 200–400 m. W większości próbek pobranych z tego wydzielenia występuje fauna górnokredowa jedynie w kilku znaleziono zespół otwornic z: *Caudamina ovulum* (Grzybowski), *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *G. gordialis* (Jones & Parker), *Glomospirella grzybowskii* Jurkiewicz wskazujące na paleoceński wiek.

### 3. Paleogen

#### a. Eocen

Łupki – łupki pstre (Rajchel, 1990). Są to bezwapniste łupki czerwone, podrzędnie zielone i plamiste, grubołupejące się. Pokryte są czasami brunatnoczarnymi nalotami manganowymi. Utwory te odsłaniają się wzdłuż złuskowań i ciągną się pasem od Iwierzyc po Świlczę. W profilu występują nad warstwami inoceramowymi, podścielają zaś warstwy hieroglify (Rajchel, 1990).

Ze względu na nieliczne odsłonięcia, redukcje tektoniczne oraz występowanie osuwisk na ich wychodniach, miąższość łupków pstrych jest trudna do oszacowania. Wynosi ona prawdopodobnie kilkadziesiąt metrów (otw. 39, 41).

W osadach tych nie stwierdzono nanoplanktonu wapiennego. Występują natomiast liczne zwapniałe radiolarie. Na wschód od omawianego obszaru, w rejonie Albigowej, oznaczono wiek na eocen, na podstawie otwornic (Zimnal, Malata, 1999). Jasionowicz (1965) określił wiek tego wydzielenia na eocen dolny. Na podstawie badań z innych części serii skolskiej przypisano im również eoceński wiek (Rajchel, 1990).

## b. Oligocen

Łupki, piaskowce i rogowce – warstwy menilitowe. W profilu serii skolskiej znajdują się one pomiędzy warstwami hieroglifowymi a warstwami krośnieńskimi. Na obszarze arkusza nie odsłaniają się na powierzchni. Występują jedynie pod miąższymi utworami czwartorzędowymi, między Wiercanami a Wolą Zgłobieńską w południowo-zachodniej części obszaru. W profilu otworu 57 i okruchach występujących w zwietrzelinie występują głównie łupki brunatne z żółtawymi nalotami o charakterystycznej blaszkowej oddzielności, ciemne mułowce o kostkowej łupliwości oraz podrzędnie rogowce i rozsypliwie piaskowce.

Na wschód od obszaru arkusza, w rejonie Zagorzyc, Garecka (Marciniec, Zimnal, 1999) określiła ich wiek na oligocen na podstawie nanoplanktonu. Miąższość warstw menilitowych prawdopodobnie nie przekracza 150 m.

## Osady miocenu transgresywnego na Karpatach

### 1. Neogen

#### a. Miocen

Spośród trzech niemal równowiekowych serii mioceńskich utwory miocenu transgresywnego na fliszu są serią najbardziej wewnętrzną, powstałą najdalej ku południowi, najbliżej południowego brzegu basenu mioceńskiego zapadliska.

#### Miocen środkowy

##### Baden

Iłowce piaszczyste, mułowce, piaski i piaskowce – warstwy skawińskie. Warstwy skawińskie w „zatoce rzeszowskiej” to seria ilasto-mułowcowa podścielająca poziom chemiczny. Miąższość wynosi kilkadziesiąt metrów, maksymalna osiąga 200 m. Na omawianym obszarze utwory te odsłaniają się w południowym obrzeżeniu tzw. „wyspy Trzciany” między Iwierzycami a Nockową. Są to niewielkie, izolowane odsłonięcia. Opis wydzielenia oparto głównie na badaniach prowadzonych przez Kucińskiego (1968) i Czernickiego (1977a, c). Opisywane utwory

reprezentują łupki szare o odcieniu oliwkowym, ciemnoszare i niemal czarne, miejscami zapiaszczone i mułowce szare z cienkimi wkładkami piaskowców jasnoszarych, mikowych, zailonych oraz wkładkami zlepieńców. W zlepieńcach stwierdzono okruchy piaskowców, łupków, margli i rogowców fliszu karpackiego oraz dużą ilość zniszczonej makrofauny (Czernicki, 1977a). Przypisuje się im wiek wczesnobadeński (Czernicki, 1977a).

W świetle najnowszych badań nanoplanktonu ich wiek (podobnie jak w zapadlisku przedkarpackim) jest nieco młodszy (Peryt, 1997; Oszczypko, 1997).

Gipsy i anhydryty z wkładkami łupków. Utwory te leżą na warstwach skawińskich i rozdzielają serie ilasto-mułowcowe. Są to białe i szaro-białe włókniste gipsy (czasami z przejściami do gipsów krystalicznych) oraz twarde, stalowoszare anhydryty krystaliczne przewarstwione czarnymi i szarozielonymi łupkami marglistymi. Towarzyszą im pojedyncze wkładki zlepieńców z fragmentami skał fliszowych (piaskowce, łupki, margle i rogowce). W otworze Rzeszów 4 (otw. 63) ich miąższość wynosi 10 m, podobnie jak w znajdującym się na wschód otworze Pobitno 2 (Czernicki, 1977a).

Wiek osadów określany jest na baden górny, podobnie jak wiek całego poziomu chemicznego w zapadlisku przedkarpackim.

Mułowce, iłowce, piaskowce i zlepieńce – warstwy chodenickie i grabowieckie zostały opisane jako osobne wydzielania w „zatoce rzeszowskiej” przez Kucińskiego (1968). Na badanym obszarze występują na powierzchni tylko w kilku małych izolowanych chodźniach, a opisy tych utworów z otworów poszukiwawczych oraz bardzo mała miąższość nie pozwalają na szczegółowy ich podział. Stropowa część opisywanych skał została nawiercona w szeregu płytkich otworów badawczych (Kuciński, 1961). Utwory te rozdzielają serię ilasto-mułowcową warstw skawińskich i krakowieckich (Kuciński, 1968). Są to szare, szarozielone mułowce, iłowce i łupki, zwykle miękkie, mikowe, często zapiaszczone przechodzące w jasnoszare, rozsypliwie, drobnoziarniste piaskowce z wkładkami piaskowców o grubszym ziarnie i zlepieńców. W dolnej części występują wkładki margli dolomitycznych, gipsów białych, włóknistych i anhydrytów oraz łupków czarnych i szarozielonych.

Miąższość całego wydzielania nie przekracza 330 m, a wiek określono na baden górny (jak w zapadlisku przedkarpackim).

Piaskowce, zlepieńce z fragmentami skał fliszowych i mułowce – warstwy grabowieckie. Utwory objęte tym wydzieleniem występują nad poziomem chemicznym. Odsłaniają się w rejonie Błędowej Zgłobieńskiej i w Nockowej. Są zdecydowanie bardziej piaszczyste od osadów warstw skawińskich. W dolnej części wykształcone są w postaci piasków i piaskowców średnio- i gruboziarnistych beżowoszarych, przelawiconych iłowcami i mułowcami szarymi i beżowymi, z wkładkami bardzo gruboziarnistych piasków (niemal żwirków) i toczeńcami ilastymi o średnicy dochodzącej do 70 cm. Wyżej są to żwiry przelawicane piaskami i iłowcami. Otoczaki

mają różny stopień obtoczenia. Przeważają dobrze obtoczone (słabo obtoczone i ostrokrawędziste stanowią około 40%). W skład żwirów wchodzi przede wszystkim otoczaki i bloki (o średnicy dochodzącej do 25 cm) skał karpackich (menility, rogowce, piaskowce inoceramowe, margle), a także tufitów, piaskowców wapnistych i wapieni oraz w niektórych ławicach znaczna ilość toczenców ilastych i obtoczonych fragmentów łupków ilastych (Doktor, 1983). Zlepience są na ogół masywne, bardzo słabo wysortowane, rozsypliwie. Piaski i słabo związane piaskowce są warstwowane przekątnie i równolegle. Miąższość części zlepiencewatej przekracza 50 m (otw. 36, 37), zaś całego wydzielenia 150–200 m. Warstwy grabowieckie nachylone są ku południowi. Kąt zapadania wynosi ponad 30° w północnym obrzeżeniu „zatoki rzeszowskiej” w rejonie Błędowej Zgłobieńskiej do 15° w części centralnej (rejon Nockowej).

W próbkach pobranych z iłowców występuje tylko mikrofauna redeponowana. W piaskach stwierdzono duże nagromadzenie nieoznaczalnych skorupki małży morskich. Wiek tego wydzielenia określony został na górny baden (Czernicki, 1977a).

#### Sarmat

Iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców (warstwy jarosławskie) – ily krakowieckie. Są to łupki szare, szarozielone i jasnoszare, zwykle miękkie, miłkowe, niekiedy nieco zapiaszczone, czasem przechodzące w mułowce. Obecne są przewarstwienia szarych, drobno- lub bardzo drobnoziarnistych piaskowców. Piaskowce te zawierają często zwęglone szczątki roślinne. Niekiedy występują też kruche zlepience zbudowane z różnobarwnych piaskowców oraz łupków, margli, rogowców, wapieni szarobeżowych, różnokolorowych kwarców oraz szczątków zniszczonej makrofauny. Utwory tego wydzielenia nie odsłaniają się na powierzchni. Nawiercone zostały w kilku otworach hydrogeologicznych i poszukiwawczych (otw. 56, 57).

Miąższość omawianych utworów sięga maksymalnie do 200 m. Przypisywano im górnobadeński wiek (Czernicki, 1977a), jednak obecnie (podobnie jak dla iłowców krakowieckich w zapadlisku) przyjmuje się wiek sarmacki.

### Czwartorzęd

#### a. Plejstocen

##### Plejstocen dolny – zlodowacenia najstarsze

Piaski i żwiry rzeczne zostały opisane przez Laskowską-Wysoczańską (1971) jako osady rzeczne przedglacjalnych stopni tarasowych. Cechą charakterystyczną jest brak wśród żwirów materiału północnego. Wysoko położone nad współczesne dna dolin żwiry fliszowe (270–280 m n.p.m.) przykryte osadami morenowymi stwierdził Klimaszewski (1948) w Kielanówce. Ścisłe określenie wieku tych utworów jest trudne do ustalenia. Nieobecność wśród żwirów materiału północnego,

przykrycie przez osady lodowcowe wskazuje, że są one starsze od zlodowaceń południowopolskich. Powstanie ich można wiązać z plejstoceniem dolnym lub z okresem zlodowaceń najstarszych.

### Zlodowacenia południowopolskie

W okresie zlodowaceń południowopolskich największy wpływ na rozwój rzeźby oraz akumulację osadów miał lądolód skandynawski podczas jego maksymalnej transgresji, kiedy wkroczył on na obszar Karpat. Okres ten określany jest w literaturze różnymi nazwami: zlodowacenie Cracovien (Szafer, 1928), zlodowacenie krakowskie (Szafer, 1953), zlodowacenie południowopolskie (Rühle, 1973), zlodowacenie Sanu (Różycki, 1980), czy zlodowacenie Sanu 2 (Lindner, 1992). Dane dotyczące osadów organicznych przykrytych przez utwory glacialne w stanowiskach w Kończycach, Jasionce, Łowisku i Bukowinie, położonych w różnych częściach Kotlin Podkarpackich, wskazują obecnie, że maksymalna transgresja lądolodu skandynawskiego miała miejsce podczas zlodowacenia Sanu 1 (Lindner, 2001).

### Zlodowacenie Nidy

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n e występują w dnie Rynny Podkarpackiej w środkowej części obszaru arkusza. Tworzą najniższy, III taras pradoliny w ujęciu Laskowskiej-Wysoczańskiej (1971). Są to piaski różnoziarniste ze żwirami, przechodzące w górę profilu w piaski średnio- i drobnoziarniste. Laskowska-Wysoczańska (1967) podaje (otwór w Jasionce arkusz Rzeszów), że wśród żwirów występują okruchy kwarcu, piaskowców fliszowych i stosunkowo duża domieszka tatrzańskich piaskowców kwarcyticznych triasu dolnego (werfenu). Osady te występują na cokole skalnym wyciętym w iłach miocenijskich. Cokół ten w rejonie Zaczernia wznosi się na wysokość 192–195 m n.p.m. Fragmenty tego kopalnego tarasu występują prawdopodobnie również wzdłuż południowej krawędzi Rynny Podkarpackiej. Na podstawie datowania osadów starorzecza rozcinającego opisywane utwory w Jasionce (Laskowska-Wysoczańska, 1967; Dąbrowski, 1967) oraz przykrycia przez osady glacialne, ich wiek został określony na zlodowacenie Nidy (Laskowska-Wysoczańska, 1967, 1971).

### Zlodowacenie Sanu 1

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n e wypełniają dno Rynny Podkarpackiej (z zachodu na wschód) w środkowej części obszaru arkusza. Osady te występują na podłożu zbudowanym z miocenijskich iłów krakowieckich, a przykryte są przez gliny zwałowe (strefa wododziału pomiędzy dorzecziami Wisłoki i Wisłoka w rejonie Krzywej i Klęczan) oraz osady fluwioglacialne z okresu maksymalnej transgresji lądolodu podczas zlodowaceń południowopolskich. Osady te złożone są na cokole skalnym nachylonym z zachodu na wschód od około 195 do około 183 m n.p.m. Zostały one nawiercone m.in. w otworze kartograficznym Bratkowice 2 (tabl. II, otw. 20). W spągowej części zalegają piaski

różnoziarniste ze żwirami oraz żwiry piaszczyste o miąższości 8,2 m i średnicy otoczków dochodzącej do 9 cm. Powyżej spoczywają piaski głównie drobnoziarniste przewarstwione wkładkami piasków różnoziarnistych z pojedynczymi żwirami. Na głębokości 11,0–11,9 m (202,3–203,2 m n.p.m.) w piaskach występują cienkie (do 1 mm grubości) laminy ilów oraz drobne (0,5–1,0 cm) toczące ilaste. Stropową część budują mułki z pojedynczymi przewarstwieniami piaszczystymi o miąższości 0,4 m. Przyjęto, że są to osady rzeczne z okresu poprzedzającego bezpośrednio transgresję lądolodu, ponieważ seria rzeczna najniższego, III tarasu pradoliny podkarpackiej (Laskowska-Wysoczańska, 1971), datowanego na zlodowacenie Nidy, występuje na cokole skalnym o około 10 m wyżej (192–195 m n.p.m. w rejonie Jasionki), niż cokolwiek opisywanych utworów.

Iły, mułki i mułki piaszczyste zastoiskowe występują w północnej części obszaru arkusza. Zalegają na podłożu zbudowanym z ilów krakowieckich, a przykryte są przez gliny zwałowe. Stwierdzone zostały w otworach wiertniczych na terenie Głogowa Małopolskiego. Są to mułki popielate i szaropopielate, miejscami ilaste lub z przewarstwieniami piasków. Ich miąższość wynosi 5–6 m. Mułki piaszczyste, miejscami ilaste barwy stalowoniebieskiej opisuje z pogranicza arkuszy Kolbuszowa i Głogów Małopolski Kwapisz (1996, 1997). Osady zastoiskowe powstały podczas wypełniania się lokalnych zbiorników wodnych przed czołem wkraczającego lądolodu w okresie jego maksymalnej transgresji podczas zlodowaceń południowopolskich.

Gliny zwałowe występują na powierzchni terenu głównie w północnej części terenu w pobliżu granicy z obszarem arkusza Kolbuszowa. Na znacznej powierzchni przykryte są cienką pokrywą piasków i żwirów glacialnych. Na południu odsłaniają się w obrębie Kotliny Nockowej, a na terenie pogórza karpackiego przykryte są pyłowatymi utworami lessopodobnymi. Gliny zwałowe zalegają przeważnie wprost na osadach podłoża mioceńskiego i fliszowego. Jedynie w rejonie Krzywej i Kłęczan oraz przy południowym obrzeżeniu Rynny Podkarpackiej występują na starszych osadach rzecznych, a w okolicy Głogowa Małopolskiego na utworach zastoiskowych. Gliny zwałowe nie tworzą na obszarze arkusza jednorodnego osadu. Wykazują zróżnicowanie składu granulometrycznego w ich profilu pionowym. Litologicznie wykształcone są jako mułki ilaste, mułki piaszczysto-ilaste, gliny piaszczyste oraz piaski pyłowato-ilaste. Zawierają także żwiry, głązy i bloki. Są to głównie skały krystaliczne (granity, gnejsy), piaskowce, wapienie oraz margle. Gliny zwałowe są wapniste, barwy szarej, ciemnoszarej i zielonkawoszarej. Jedynie w części stropowej (około 2–3 m) są odwapnione i mają barwę szarżółtą. W północnej części obszaru miąższość ich dochodzi do 13 m (otw. 1), w rejonie Kłęczan wynosi 12–19 m, a maksymalna wartość – 29 m stwierdzona została w obrębie Kotliny Nockowej (otw. 49). Na obszarze arkusza stwierdzono występowanie tylko jednego poziomu glin zwałowych, który wiązany jest ze zlodowaceniem Sanu 1 tj. okresem maksymalnej transgresji lądolodu na terenie Polski podczas zlodowaceń południowopolskich.

Piaski ze żwirami i głazami, lodowcowe występują w północnej części obszaru arkusza. Spoczywają na glinach zwałowych, a ich miąższość wynosi 1–4 m. Są to piaski różnoziarniste, miejscami zaglinione, zawierające domieszkę różnokruchowych żwirów. Często spotyka się w nich głązy narzutowe. Do wydzielenia tego zaliczono również utwory glacialne budujące wał moreny czołowej położonej na północ od Czarnej Sędziszowskiej. Jest to forma dobrze zaznaczająca się w morfologii, ciągnąca się na odcinku nieco ponad 3 km, o przebiegu równoleżnikowym. Osady budujące morenę składają się z bardzo różnorodnego, przemieszanego materiału. Występują głównie różnokruchove żwiry oraz piaski, przeważnie średnio- i gruboziarniste. Wśród żwirów występują ły oliwkowoszare, które są prawdopodobnie ıłami wyciśniętymi z podłoża. Jest to przypuszczalnie zaburzenie typu glacitektonicznego (Laskowska-Wysoczańska, 1971). Opisywana morena czołowa, spiętrzona powstała w okresie maksymalnej transgresji ıłodolodu zlodowaceń południowopolskich, w czasie niewielkiej oscylacji jego czoła w trakcie deglacjacji (Laskowska-Wysoczańska, 1971). Lindner (2001) wysunął przypuszczenie, że osady czołowomorenowe z Czarnej Sędziszowskiej mogą wyznaczać zasięg młodszego glacjału – zlodowacenia Sanu 2.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz piaski wodnolodowcowe zajmują znaczne powierzchnie w północnej części terenu. Osady wodnolodowcowe zostały rozróznione w miejscach, gdzie w obrębie piasków fluwioglacialnych przeważa frakcja żwirowa, a wychodnie zajmują powierzchnie możliwe do ich skartowania. Ciągna się one szerokim pasem (3,5–5,0 km) od Czarnej Sędziszowskiej na zachodzie po Zaczernie na wschodzie. Na osad składają się głównie piaski różnoziarniste. W górnej części profilu występują przeważnie piaski drobnoziarniste, niekiedy pyłowate, z domieszką lub przeławiczeniami piasków gruboziarnistych i żwirów. W dół profilu średnica ziarn przeważnie zwiększa się, a w spągu często występują piaski ze żwirami. W odsłonięciach (Czarna Sędziszowska, Lipie) widoczne są różne typy warstwowań od poziomych do przekątnych. Obserwowano również boczne, facjalne zazębianie się piasków z piaskami gruboziarnistymi ze żwirami. Miąższość utworów wodnolodowcowych na obszarze arkusza jest zróżnicowana, miejscami przekracza 20 m.

#### Zlodowacenia środkowopolskie

Piaski i żwiry rzeczne odsłaniają się na powierzchni w dolinie Tuszynki i Osiny, w północnej części obszaru arkusza. W spągu występują żwiry piaszczyste i piaski żwirowate o miąższości do kilku metrów. W górę profilu maleje zawartość frakcji piaszczysto-żwirowej, natomiast rośnie mułkowej. W stropie są to głównie piaski oraz mułki. Osady piaszczysto-żwirowe pochodzące prawdopodobnie z okresu zlodowaceń środkowopolskich występują również w dnie Rynny Podkarpackiej u jej południowego obrzeżenia. Utwory te składają się z piasków przeważnie gruboziarnistych ze żwirami w spągu, przechodzących ku górze profilu w piaski średnio- i drobnoziarniste. Miąższość serii

wynosi około 14–17 m. Utwory te przykryte są przez włożone w nie osady rzeczne z ostatniego piętra zimnego, a także przez utwory lessopodobne.

Żwirry, piaski oraz mułki piaszczyste i mułki, rzeczne zostały stwierdzone w odsłonięciu w Rzeszowie-Żabnikach (pkt 1; Zimnal, 2002) oraz w profilach sąsiadujących z nim otworów hydrogeologicznych w południowej części miasta. Na podłożu wyciętym w iłach miocenijskich, na głębokości około 2,5 m poniżej współczesnego koryta Wisłoka, leży warstwa żwirów o miąższości 6 m. Powyżej zalegają piaski rzeczne z drobnookruchowymi żwirami o miąższości 1,4 m. Na osadach facji korytowej zalegają utwory facji powodziowej (mady) o miąższości 2 m. Opisane osady rzeczne związane są ze zlodowaczeniem Warty, gdyż dla spągu utworów facji powodziowej z profilu w Żabnikach uzyskano datę TL:  $175 \pm 34$  ka BP (Kusiak, 2002), odpowiadającą interwałowi czasowemu tego zlodowaczenia. Na madach rzecznych utworzyły się w późniejszym okresie eemskie gleby kopalne.

#### Interglacjał eemski

Gleby kopalne stwierdzono w profilu odsłonięcia w Rzeszowie-Żabnikach (pkt.1; Zimnal, 2002). Poziom gleb płowych wykształcił się w obrębie mad rzecznych o miąższości 2 m, osadzonych podczas zlodowaczenia Warty. Wiek spągu nadległej serii osadów pyłowato-piaszczystych został określony metodą TL na  $95 \pm 14$  ka BP (Kusiak, 2002).

#### Zlodowaczenia północnopolskie

Żwirry oraz mułki piaszczyste i mułki, rzeczne tarasów nadzalewowych 12,0–13,0 m n.p. rzeki tworzą spagową część tzw. tarasu średniego na lewym brzegu Wisłoka w Rzeszowie. Na podłożu wyciętym w iłach miocenijskich, na głębokości około 3 m poniżej współczesnego koryta rzeki, leży warstwa żwirów o miąższości 3–4 m. Z wierceń opisanych przez Jahna (1957) wynika, że żwirry złożone są niemal wyłącznie z materiału karpackiego – głównie słabo obtoczonych, a nawet ostrokrawędzistych piaskowców. Wśród nich występują przewarstwienia piasków. Osady te związane są z dolnym pleniglacjałem (Starkel, 1995). Na żwirach zalegają popielate mułki piaszczyste oraz mułki i mułki ilaste, a miejscami ciemne mułki próchniczne z wkładkami torfów. Seria mułków próchnicznych stwierdzona przez Jahna (1957) posiada miąższość do 3 m. Ponad nią autor ten opisuje siwopopielate utwory pyłowate, nie precyzując ich grubości. Strop serii rzecznej na podstawie profili pozostałych wierceń archiwalnych jest trudny do ustalenia, ze względu na małą dokładność oraz znaczne różnice w opisie litologii. Osady facji pozakorytowej związane z interpleniglacjałem. Utwory te są przykryte lessami młodszymi górnymi. W rozcięty u schyłku ostatniego glacjału poziom tarasu średniego włożona została pokrywa osadów budująca taras rędziny na obszarze Rzeszowa.

Lessy, pyły lessopodobne, pyły z przewarstwieniami piasków i gliny eoliczne, zwietrzelinowe i koluwalne. Wspólnym wydzieleniem objęto pyłowate

te i gliniaste osady pochodzenia zwietrzelinowego, soliflukcyjnego i eolicznego. Kartograficzne ich rozdzielanie w trakcie badań terenowych było praktycznie niemożliwe, głównie ze względu na znikomą liczbę odsłoneń. Występują one powszechnie w południowej części obszaru arkusza, na południe od Rynny Podkarpackiej. Opisywane utwory okrywają zwartą powierzchnią zarówno stoki garbów zbudowanych z utworów mioceńskich i fliszowych, jak też utwory czwartorzędowe, lodowcowe, wodnolodowcowe i rzeczne. Występujące na powierzchni osady pod względem granulometrycznym to głównie pyły ilaste, o żółtym lub jasnobrązowo-żółtym zabarwieniu, porowate i zwykle odwapnione. W niższych częściach profili są wapniste. Ich barwa zmienia się od żółtej do żółtoszarej i szarej. Miejscami obserwuje się w odsłoneciach konglomeraty węglanu wapnia. Miąższość osadów tego wydzielenia jest zróżnicowana. Na grzbiecie tworzącym próg pogórza karpackiego wynosi ona 5–6 m, natomiast maksymalne wartości dochodzące do 18–19 m notowane są na obszarze równiny lessowej pomiędzy Świlczą a Rzeszowem. Dotychczas uznawano, że na obszarze arkusza, na południe od Rynny Podkarpackiej, teren pokryty jest lessami lub pyłami lessopodobnymi (Jurkiewicz, Woiński, 1981a), a w wyższych partiach stoków progu pogórza dominują pokrywy zwietrzelinowe i zbczowe (Starkel, 1957). Obserwacja kilku stanowisk (m.in. pkt 1, otw. 25) wykazała, że w profilu pionowym osady mają charakter poligenetyczny, składają się z wzajemnie przewarstwionych utworów pochodzenia eolicznego i deluwialnego, a także soliflukcyjnego.

Najlepiej odsłonięty profil tych osadów znajduje się na lewym brzegu Wisłoka w Rzeszowie-Żabnikach (Zimnal, 2002). W skarpie podcięcia erozyjnego o wysokości 25 m odsłaniają się osady pyłowato-piaszczyste o miąższości 18 m, reprezentujące ostatnie piętro zimne. Występują one na osadach rzecznych z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Zasadniczymi elementami profilu są pakiety utworów pyłowato-piaszczystych przewarstwione wkładkami pyłów. Pakiety te składają się z występujących na przemian warstw pyłów (o zróżnicowanej miąższości, od 0,5 do 6,0 cm) oraz warstewek piasków (o miąższości od 0,1 do 1,0 cm, wyjątkowo do 5,0 cm). Są to utwory rytmicznie, równolegle warstwowane, wapniste. Miąższość pakietów pyłowato-piaszczystych wynosi od 1,0 do 4,3 m. Rozdzielające je warstwy utworów pyłowatych mają miąższość od 0,3 do 0,9 m. Całość sedymentacji kończy warstwa lessów subaeralnych, o miąższości 2,6 m. Wszystkie ławice pyłowate odznaczają się wysokim (od 36,0 do 48,6%) udziałem „frakcji lessowej” (0,05–0,02 mm). Dolną granicę wiekową sedymentacji tych osadów wyznacza data TL: 95 ±14 ka BP (Kusiak, 2002). W obrębie profilu można wyodrębnić trzy poziomy utwory przedzielonych horyzontami glebowymi o różnym stopniu rozwoju. Dla próbki pobranej z głębokości 6,00–6,25 m otrzymano datę 26 ±4 ka BP (Kusiak, 2002). Na powierzchni występują osady, które w ujęciu stratygraficznym Maruszczaka (2001) odpowiadają lessom młodszym górnym.

Mułki, mułki piaszczyste, piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–10,0 m n.p. rzeki występują w południowej i środkowej części obszaru arkusza. Budowa tarasów w obrębie pogórza karpackiego nie została dostatecznie rozpoznana ze względu

na brak odsłoneń w terenie zabudowanym. W części przypowierzchniowej występują mułki i gliny pyłowate. W Zaczerniu, na prawym brzegu Mrowli, tarasy te tworzą gliny pyłowate o miąższości około 5 m, zalegające na piaskach z okresu zlodowaceń środkowopolskich, natomiast w Bratkowicach piaski drobnoziarniste miejscami pyłowate.

Kreda jeziorna została stwierdzona w dolinie potoku przepływającego przez miejscowość Świlcza, na terenie przysiółka Chałupki. Odsłania się ona w kilku miejscach wzdłuż potoku na odcinku około 800 m. Jest barwy białej (do głębokości 1,3 m), stosunkowo twarda, o strukturze włóknistej lub ziarnistej. Niżej występuje kreda barwy szarej i ciemnoszarej z cienkimi (do około 1 mm) czarnymi smugami, a w dolnej części profilu zmienia ona barwę na brązową. Miąższość utworów jeziornych wynosi około 3,5 m. Analiza pyłkowa wykonana dla tych osadów przez Granoszewskiego (2003) wykazała, że do głębokości 2,1 m brak jest sporomorf. Natomiast diagram pyłkowy uzyskany dla utworów zalegających na głębokości 2,1–3,2 m jest dość jednolity i przedstawia zapis roślinności krajobrazu otwartego (pyłek drzew AP ok. 50%). W czasie akumulacji tych osadów, rozwijały się zbiorowiska w typie laso-tundry z sosną zwyczajną (*Pinus sylvestris*) oraz modrzewiem (*Larix*). Nie wielkie udziały pyłku *Pinus cembra* oraz *Picea* świadczy o występowaniu limby oraz świerka w stosunkowo niedalekiej odległości od zbiornika. W zbiorowiskach tundrowych występowały: brzoza karłowata (*Betula nana*), malina moroszka (*Rubus chamaemorus*) oraz skalnice (*Saxifraga*). Siedliska bardziej suche, zajmowała roślinność o charakterze stepowym (*Artemisia*, Poaceae, Chenopodiaceae, *Helianthemum*, *Ephedra*). Na podstawie porównania badanej sukcesji pyłkowej z sukcesją ze Świlczy (Mamakowa, 1962), oddalonej od stanowiska Chałupki ok. 3 km na północ, można wnosić, że wiek badanych osadów odpowiada najprawdopodobniej interstadiu allerød oraz schyłkowi okresu poprzedzającego ten interstadiu. Natomiast malakofauna nie jest licznie reprezentowana, z wyjątkiem poziomu na głębokości 1,9–2,4 m (Stworzewicz, 2003). Zachowane formy wskazują, że badane osady pochodzą z zimnej fazy klimatycznej. Występowanie w nim poczwarówek *Vertigo genesii* i *V. geyeri* świadczy, że środowisko było wilgotne, a nawet podmokłe. Natomiast fauna występująca na głębokości 0,5–1,9 m jest charakterystyczna już dla dolnego holocenu.

Piaski, mułki piaszczyste oraz mułki i ły, rzeczne zostały stwierdzone w dolinie Mrowli w obrębie Rynny Podkarpackiej (tabl. II). Występują one na piaszczysto-żwirowych utworach z okresu zlodowaceń środkowopolskich, a przykryte są torfami ze schyłku zlodowaceń północnopolskich i holocenu oraz przez osady rzeczne holocenu. Są to głównie piaski, mułki piaszczyste oraz mułki i ły w stropie, o miąższości dochodzącej do około 4 m. W profilu w Świlczy pod torfami poniżej głębokości 4,45 m występują silnie zapiaszczone ły (Mamakowa, 1962). Analiza palinologiczna stropowej części osadów (z głębokości 4,45–5,00 m) wykazała, że koniec ich akumulacji miał miejsce w allerødzie. Na początku młodszego dryasu depozycja iłów zastąpiona została przez akumulację torfów.

Torfy stwierdzone zostały w dolinie Mrowli w obrębie Rynny Podkarpackiej (tabl. II). Występują na osadach rzecznych ze schyłku ostatniego piętra zimnego, a przykryte są torfami wieku holoceni. W profilu w Świlczy (Mamakowa, 1962) zalegają na głębokości 3,40–4,45 m, a ich miąższość wynosi około 1,05 m. Są to torfy turzycowe z dużą zawartością ił. Analiza palinologiczna wykonana przez Mamakową (1962) wykazała, że osadziły się one w młodszym dryasie. Od głębokości 3,4 m ku górze spektra pyłkowe reprezentują już sukcesję holoceni. W dolinie Rynny Podkarpackiej maksymalna miąższość torfów reprezentujących łącznie schyłek glacialny i holocen, stwierdzona za pomocą sond wynosi 6,4 m.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaszki eoliczne oraz piaski eoliczne w wydmach występują w północnej części obszaru arkusza. Są to głównie piaski drobnoziarniste. Według Wojtanowicza (1970) ich skład uzależniony jest od piasków podłoża, na których się wykształciły, ale wykazują nieznacznie lepsze od nich wysortowanie i obróbkę ziarn. W składzie mineralnym zaznacza się wysoki udział kwarcu (95–98%). Warstwowanie w obrębie wydmy jest najczęściej skośne, ale brak go w stropowej części osadów eolicznych. Na obszarze arkusza występują wydmy paraboliczne wydmy wałowe podłużne, a także wydmy o kształtach nieregularnych. Wysokość wydmy dochodzi do 19 m. Według Wojtanowicza (1969) wydmy na obszarze Kotliny Sandomierskiej kształtowały się podczas dwóch faz. Starsza faza wydmy datowana jest na najstarszy i starszy dryas, a późniejsza na młodszy dryas i początek okresu preborealnego.

Mułki, mułki z przewarstwieniami piasków oraz gliny i piaski, deluwialne. Wydzieleniem objęte zostały wszystkie pokrywy deluwialne. Zalegają one w dnach i na zboczach niewielkich dolinek oraz u podnóża długich stoków. Utwory te tworzą niewielkie powierzchniowo płaty, a ich miąższość nie przekracza kilku metrów. Występują one przede wszystkim w południowej części obszaru arkusza. Są to głównie mułki, mułki piaszczyste oraz gliny. Materiał budujący pokrywy pochodzi przeważnie ze spłukiwania utworów lessopodobnych okrywających stoki. W północnej części obszaru arkusza są natomiast gliny, gliny piaszczyste oraz piaski wypełniające dna obniżeń i dolinek denudacyjnych. Materiałem źródłowym są utwory glacialne i fluwioglacialne z okresu zlodowaceń południowopolskich. Powstanie wyróżnionych osadów deluwialnych obejmuje okres od schyłku zlodowaceń północnopolskich po czasy współczesne.

#### c. Holocen

Mułki, gliny oraz gliny z rumoszami skalnymi i głazami, koluwalne (osuwiskowe) występują w południowej części obszaru arkusza i w większości związane są

z czołem nasunięcia karpackiego. Osady koluwalne wykazują znaczne zróżnicowanie pod względem litologicznym. Ich wykształcenie zależne jest od budowy podłoża, na którym rozwinęło się osuwisko. W skład koluwiów wchodzi gliny, gliny pyłowate i gliny piaszczyste, ily oraz tkwiące w nich drobne okruchy rumoszu łupkowego i piaskowcowego, a także bloki i głązy piaskowcowe. Miejscami w obrębie jeziorów osuwiskowych występują niewielkie zagłębienia wypełnione iłami i mułkami. Na obszarze arkusza osuwiska rozwinęły się przede wszystkim w obrębie łupkowo-piaskowcowych kompleksów warstw inoceramowych, w mniejszym stopniu na wychodniach utworów mioceńskich serii zgłobickiej i tzw. „zatoki rzeszowskiej”. Miąższość koluwiów jest zróżnicowana i waha się od kilku do kilkunastu metrów. Osuwiska są formami holoceniowymi, współcześnie okresowo odmładzanymi, zwłaszcza po długotrwałych opadach.

Mułki, mułki piaszczyste i piaski oraz żwiry, rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–8,0 m n.p. rzeki wydzielone w dolinie Wisłoka, tworzą tzw. taras rędzinny. Osady te są włożone w rozcięty poziom tzw. tarasu średniego i zalegają na piaszczysto-żwirowych utworach rzecznych z okresu zlodowaceń północnopolskich. Osady te wykształcone są głównie jako mułki oraz mułki piaszczyste nadbudowane przez mułki ilaste. Mułki są jasnobrązowe, brązowe lub żółte. W obrębie tych utworów występują przeławicenia oraz soczewki piasków. W ich dolnej części na różnych głębokościach, ale szczególnie w spągu, często występują wkładki torfów, ułożonych zwykle w wyraźne ciągi rynnowe, co opisali już wcześniej Jahn (1957) i Starkel (1960). Miąższość całej serii nie przekracza 6–7 m, a spąg przeważnie nie schodzi poniżej współczesnego koryta Wisłoka, znajdując się zwykle około 1–2 m powyżej. Na terenie Rzeszowa wkładki organiczne z głębokości 6,5–7,5 m, wyznaczające początek akumulacji tych osadów, wykazują spektra późnoglacialne i wczesnholoceniowe (Mamakowa *W*: Starkel, 1960).

Mułki, mułki piaszczyste, piaski pyłowate (mady) rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki wyróżniono w dnach dolin: Bystrzyca, Lubczy oraz Przyrzywy położonych w południowej części obszaru arkusza. Tworzą one wyraźne tarasy akumulacyjne o szerokości 120–500 m. Zbudowane są z mułków, mułków piaszczystych i ilastych, a także piasków pyłowatych. Materiał pochodzi głównie z otaczających doliny denudowanych stoków pokrytych utworami lessopodobnymi. W dolinie Przyrzywy w Rzeszowie pod pokrywą rzecznych glin pyłowatych i mułków ilastych o grubości 1,5–2,0 m stwierdzono występowanie torfów i namułów torfiastych o miąższości do 4,3 m. Osady te reprezentują różne okresy holocenu. Akumulację stropowej części tej serii należy wiązać z okresem wylesienia spowodowanym ekspansją kultury łużyckiej (Starkel, 1960). Miąższość osadów tego wydzielenia dochodzi do 5–7 m.

Piaski, mułki i mułki ilaste, rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki. Osady te wydzielono w północnej części obszaru arkusza w dolinach Mrowli, Osiny

i Szlachcianki. Tarasy te są zbudowane głównie z piasków, przeważnie drobnoziarnistych oraz piasków pyłowatych. Natomiast w rejonie Rudnej Wielkiej i Zaczernia osady tarasów tworzą piaski pyłowate, mułki oraz mułki ilaste, w stropowej części wzbogacone w substancję organiczną. Opisywane utwory rzeczne miejscami przykrywają torfy wieku holoceniowego lub się wzajemnie z nimi zębiają. Osady te zalegają na piaskach i piaskach ze żwirami z ostatniego piętra zimnego lub z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Miąższość osadów wynosi od 4 do 5 m.

Gliny, mułki, piaski i żwiry den dolinnych występują w dnach górnych odcinków dolin w południowej części obszaru arkusza, w obrębie Pogórza Dynowskiego. Są to głównie gliny oraz mułki zawierające domieszkę lub przewarstwienia piasków oraz piasków ze żwirami. Średnio- i drobnoziarniste żwiry oraz żwirki, głównie piaskowcowe, są słabo obtoczone. Miąższość osadów waha się od 2 do 4 m. Pokrywa aluwialna występuje przeważnie na utworach podłoża fliszowego.

Piaski, piaski humusowe, gliny i łyły den dolinnych wyróżnione zostały w północnej części obszaru arkusza. Osady te wypełniają wąskie dna dolin rozcinających stoki Płaskowyżu Kolbuszowskiego oraz dolinek cieków płynących w obrębie Rynny Podkarpackiej. Utwory te składają się z materiału miejscowego, a ich podłoże stanowią zróżnicowane osady czwartorzędowe. Materiałem budującym są przede wszystkim piaski, przeważnie drobnoziarniste. W rozszerzeniach dolinnych są one zatorfione w górnej części profilu. Miejscami w stropie występują gliny, a także łyły. Miąższość osadów nie przekracza 3–4 m.

Mułki, mułki piaszczyste, piaski i żwiry rzeczne, tarasów zalewowych 3,0–5,0 m n.p. Wisłoka tworzą tzw. taras łęgowy. Utwory tego poziomu włożone są w rozcięty poziom tarasu rędzinnego (6,0–8,0 m n.p.rz.), a leżą na piaszczysto-żwirowych osadach rzecznych z okresu zlodowaceń północnopolskich. Tarasy zbudowane są głównie z cienko warstwowanych piasków drobnoziarnistych (Jahn, 1957), nadbudowanych w stropie mułkami i mułkami piaszczystymi z przewarstwieniami piasków. Miąższość całej serii wynosi od 3,5 do 5,0 m. Na południowych peryferiach Rzeszowa, w miejscu ujścia wód Wisłoka do zbiornika retencyjnego, są współcześnie osadzane mady gliniasto-piaszczyste.

Torfy niskie na obszarze arkusza zajmują stosunkowo duże powierzchnie. Występują głównie w obrębie Rynny Podkarpackiej, wypełniając dna dolin rzecznych. Miejscami wykształciły się one w misach deflacyjnych, a także niewielkich zagłębieniach bezodpływowych na obszarze lessowym. W dnie Rynny Podkarpackiej zalegają one na osadach rzecznych lub torfach ze schyłku ostatniego piętra zimnego. Miejscami przykryte są one mułkami stożków napływowych utworzonych u wylotu dolin z obszaru progu pogórza karpackiego. Są to torfy niskie barwy brunatnej, brunatnoczarnej i czarnej składające się ze szczątków roślinnych o niskim stopniu rozłożenia. W profilu w Świlczy opisane zostały przez Mamakową (1962) torfy turzycowe, miejscami z niewielką domieszką łąków oraz prze-

warstwieniem kredy jeziornej (na głębokości 2,40–2,85 m). Analiza pyłkowa wykazała, że początek akumulacji osadów organogenicznych, o miąższości 4,45 m, miał miejsce w młodszym dryasie. Holoceniską sukcesję pyłkową reprezentują spektra od głębokości 3,4 m. Maksymalną miąższość (6,4 m) osiągają torfy w dnie Rynny Podkarpackiej w miejscowości Rudna Wielka. Reprezentują tu one schyłek glacjału i holocen. Torfy stwierdzone zostały również w otworach geologiczno-inżynierskich na terenie Rzeszowa. Wypełniają one lewobrzeżne, boczne dolinki dopływów Wisłoka. W dolinie Przyrwy torfy i namuły torfiaste mają miąższość dochodzącą do 4,3 m i przykryte są glinami pyłowatymi i mułkami ilastymi, rzecznyymi o grubości 1,5–2,0 m. Akumulacja torfów w dnie Rynny Podkarpackiej oraz w bocznych dolinkach na terenie Rzeszowa związana była z podparciem w holocenie ich ujść do doliny Wisłoka przez szybko narastający taras rędzinny tej rzeki.

Mułki, mułki piaszczyste i gliny z przewarstwieniami piasków den dolinnych i stożków napływowych wyróżnione zostały w południowej części obszaru arkusza. Wypełniają dna niewielkich dolin przebiegających przez obszar występowania miąższych pokryw utworów lessopodobnych. Są to głównie mułki oraz mułki piaszczyste barwy żółtej, żółtoszarej lub brązowej. Miejscami występują w ich obrębie ility pyłowato-piaszczyste oraz przewarstwienia piasków. Osady te spoczywają na zróżnicowanych osadach czwartorzędowych, a w górnych odcinkach dolin występują przeważnie na utworach podłoża fliszowego lub osadach miocenu tzw. „zatoki rzeszowskiej”. U podnóża progu Pogórza Karpackiego utwory te budują rozległe stożki napływowe przykrywające torfy wieku holocenijskiego, które wypełniają dno Rynny Podkarpackiej. Miąższość osadów tego wydzielenia wynosi od 2 do 5 m. Opiswane utwory powstały w różnych okresach holocenu. Akumulację stropowej części tej serii należy wiązać z okresem wylesienia spowodowanym ekspansją kultury łużyckiej (Starkel, 1960).

## B. TEKTONIKA I RZEBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obraz podłoża podczwartorzędowego przedstawiono na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. IV) oraz na przekroju geologicznym (tabl. II) i oparto w głównej mierze na wynikach głębokich otworów poszukiwawczych za gazem ziemnym i ropą naftową. Opisy profili otworów w wielu przypadkach są ogólnikowe, a niekiedy bardzo wątpliwe i stąd szkic geologiczny odkryty i przekrój w miejscach w których brak obserwacji powierzchniowych są schematyczne. Często zdarza się również, że utwory nasunięte na osady miocenu autochtonicznego zapadliska przedkarpackiego opisywane są jako „nasunięcie karpacko-stebnickie” bez rozdzielania na jednostki zarówno litologiczne jak i tektoniczne.

W budowie geologicznej obszaru arkusza zaznacza się kilka pięter strukturalnych. Podłoże osadów zapadliska przedkarpackiego stanowi orogen kadomijski (Moryc, 1996) przykryty stosunkowo połogo zalegającymi utworami paleozoicznymi i mezozoicznymi. Fundament ten ma budowę blokową.

Wszelkie deniwelacje powstałe na skutek zrzutów wzdłuż uskoków zostały jednak erozyjnie wyrównane, tworząc prawdopodobnie paleogeńską powierzchnię zrównania. Morfologię podmiocęńskiej powierzchni tworzą elementy paleorzeźby, na którą nałożyły się ruchy tektoniczne. Część reaktywowanych uskoków synsedymencyjnych w zapadlisku datowana jest na miocen środkowy, zaś zespół młodszych uskoków normalnych wiązany jest ze zróżnicowaną kompaktacją osadów (Krzywiec, 1997). Generalnie powierzchnia spągowa utworów zapadliska przedkarpackiego zapada ku południowi. Tektonika w obrębie utworów mioceńskich jest nierozpoznana ze względu na prawie zupełny brak wychodni. Jednak z opisów niektórych rdzeni i badań odsłoneń w innych częściach zapadliska wynika, że osady mioceńskie nie leżą poziomo (jak dotychczas uważano) lecz są mocno zaangażowane tektonicznie i warstwy zapadają pod kątem dochodzącym nawet do kilkudziesięciu stopni (Wójcik, 1999).

Na autochtoniczne utwory mioceńskie zapadliska nasunięta jest seria zgłobicka (w profilach archiwalnych wierceń naftowych opisywana jako jednostka stebnicka lub nasunięcie karpacko-stebnickie), zbudowana ze sfałdowanych utworów miocenu. Północna granica nasunięcia jest trudna do wyznaczenia, gdyż przebiega pod miąższą pokrywą osadów czwartorzędowych. Na sfałdowaną i złuskowaną serię zgłobicką nasunięta jest seria skolska Karpat fliszowych przykryta miąższą pokrywą mioceńskich osadów transgresywnych. Jedynie między Iwierzycami a Świlczą w wyniku wyniesienia u czoła nasunięcia karpackiego (spiętrzenie brzeżne) utwory mioceńskie „zatoki rzeszowskiej” zostały zerodowane i odsłonięty jest flisz serii skolskiej w postaci pasa wychodni tworzącego tzw. „wyspę Trzciany”. Jest ona zbudowana z szeregu zanurzających się ku południowi łusek poprzesuwanymi poprzecznymi do biegu warstw uskokami. Prócz dużych elementów tektonicznych przedstawionych na szkicu odkrytym (ściślejsze ich przedstawienie jest niemożliwe ze względu na niewielką ilość odsłoneń) występuje znaczna ilość drobnych złuskowań i uskoków, niemożliwych do przedstawienia zarówno ze względu na skalę mapy jak i pojedyncze obserwacje w izolowanych odsłonięciach.

Wychodnie utworów fliszowych obserwujemy tylko między Iwierzycami a Świlczą (tzw. wyspa Trzciany). Wykartowano tu jedno główne złuskowanie, u czoła którego obserwujemy pas paleogeńskich łupków pstrych. Struktura ta poprzesuwana jest kilkunastoma, biegnącymi niemal prostopadle do niej uskokami. Część z nich tworzą systemy równoległych do siebie uskoków kulisowych. W wychodniach warstw inoceramowych w Trzcianie zaobserwowano szereg niemal pionowych powierzchni uskokowych o biegu NNE–SSW. Są to w większości przypadków uskoki przesuwcze, o czym świadczą zaobserwowane na powierzchniach uskokowych lustra tektoniczne z rysami i zadziorami. Pomiarzy wykazały przesunięcie wschodniego skrzydła w kierunku SSW (185 do 200°). Podobne obserwacje wykonano w Dąbrowie. Przy czym tam przesunięcie wschodniego skrzydła uskoku nastąpiło w kierunku SSE (170 do 145°). Pas wychodni serii skolskiej od wschodu i zachodu obcięty jest dużymi uskokami zrutowo-przesuwczymi. Od strony zachodniej (Iwierzyce) są to dwa, tworzące rów tektoniczny uskoki o przebiegu SE–NW i SSE–NNW

oddzielające „wyspę Trzciany” od występującego dalej na zachodzie (arkusz Ropczyce) zwartego kompleksu warstw inoceramowych. Obszar między uskokami wypełniony jest transgresywnymi utworami mioceńskimi tzw. „zatoki rzeszowskiej”. Natomiast od strony wschodniej jest to uskok zrzutowo-przesuwczy o przebiegu SW–NE, gdzie zrzucone jest skrzydło wschodnie. Od północy „wyspa Trzciany” ograniczona jest nasunięciem karpackim. Na wschodzie, u czoła nasunięcia, występuje cienkoławicowy flisz warstw inoceramowych. Ku zachodowi na utwory serii zgłobickiej nasuwają się coraz starsze warstwy: gruboławicowe piaskowce z Leszczyn w rejonie Trzciany i Dąbrowej oraz margle krzemionkowe i łupki spaskie w rejonie Będziemyśla i Olchowej. W Będziemyślu w obrębie łupków spaskich, bezpośrednio przy nasunięciu, zaobserwowano szereg drobnych złuskowań i zafałdowań. W spągowej części jest to już melanz tektoniczny z dużą ilością wewnętrznych powierzchni poślizgu i zlustrowaniami. W obrębie utworów fliszowych, na obszarze arkusza, poza małymi lokalnymi fałdami praktycznie nie obserwuje się antyklin i synklin. Dominuje budowa łuskowa (skibowa). Sporadycznie obserwowano pozostałości po wytartych skrzydłach antyklin lub lokalne synkliny nie dające się przedstawić w skali mapy.

Na sfałdowanych i zerodowanych utworach fliszowych serii skolskiej spoczywają osady mioceńskie transgresywnego (baden dolny–sarmat) tzw. „zatoki rzeszowskiej”. Obserwowany jest tylko w kilku izolowanych odsłonięciach. Utwory te nie leżą płasko. Zapadają ku południowi pod kątem 30–40° w rejonie Błędowej Zgłobieńskiej i Nockowej.

W rzeźbie powierzchni podczwartorzędowej wyraźnie zaznaczają się trzy równoleżnikowo rozciągające się elementy. Środkową część stanowi wypukła forma grzbietowa ciągnąca się od Czarnej Sędziszowskiej po Bratkowice. Jej powierzchnia wierzchowinowa wznosi się na wysokość 230–210 m n.p.m. Rozcięta jest ona wąską rynną nachyloną w kierunku ESE, o głębokości 20 m. Część zachodnia „grzbietu”, na północ od Czarnej Sędziszowskiej, jest prawdopodobnie elementem zaburzenia glaciotektonicznego występującego w obrębie moreny czołowej. Od północy i od południa opisana forma grzbietowa ograniczona jest przez podłużne obniżenia, o dnach nachylonych z zachodu w kierunku wschodnim. Obniżenie południowe, o szerokości około 2,5–3,0 km, rozciąga się u podnóża progu pogórza karpackiego. Jego płaskie dno obniża się od wysokości około 195 (w rejonie Kawęczyna i Kłęczan) do około 182–185 m n.p.m. (w okolicy Zaczernia). Na południe, w rejonie Woliczki i Świlczy, zaznacza się wąski pas wyższego stopnia erozyjnego o wysokości około 195–197 m n.p.m. Natomiast w rejonie Zaczernia zaznacza się zagłębienie (do 165 m n.p.m.) prawdopodobnie w kształcie rynny. Obniżenie północne o szerokości około 1 km ciągnie się od doliny Tuszymki (około 205 m n.p.m.) w kierunku SE i łączy się z elementem południowym w rejonie miejscowości Mrowla na wysokości około 188 m n.p.m. Bezodpływowe zagłębienie zaznaczające się w jego profilu podłużnym na północny zachód od Bratkowic mogło być wynikiem erozyjnej działalności wód podlodowcowych lub „przeszacowania” głębokości zalegania podłoża mioceńskiego w profilach geoelektrycznych, wyko-

nanych na tym terenie. W północno-wschodniej części obszaru, w rejonie Głogowa Małopolskiego, wznoszą się wyraźne, południkowo zorientowane garby w podłożu czwartorzędu, które należą już do Płaskowyżu Kolbuszowskiego. Ich wierzchołki osiąga wysokość 225–240 m n.p.m. Są one rozdzielone wyraźnymi formami dolinnymi, a ich powierzchnia opada w kierunku południowym wyraźnym progiem do wysokości około 205 m n.p.m. Natomiast podłoże podczwartorzędowe w dolinie Wisłoka u jego wylotu z Karpat w rejonie Rzeszowa tworzy szeroką powierzchnię nachyloną w kierunku NNE w wysokości 192–189 m n.p.m.

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszym piętrzem strukturalnym stwierdzonym w otworach (otw. 4, 16, 61) na terenie arkusza są utwory neoproterozoiku (tab. 1). Jest to seria fliszopodobna o charakterze ilastym, sfałdowana w orogenezie kadomskiej i nieco zmetamorfizowana (Moryc, 1992). Na erozyjnej powierzchni utworów neoproterozoiku spoczywają lokalnie (w południowej części obszaru) morskie osady ordowiku górnego (Tomczyk, 1963) wykształcone głównie w postaci łupków i mułowców z graptolitami (otw. 23, 32, 59, 61). W żadnym otworze nie stwierdzono (luka stratygraficzna) łupków graptolitowych syluru. Zostały one natomiast stwierdzone we wschodniej części obszaru arkusza Ropczyce w otworze Zagórzycy 1 (Moryc, 1996) i być może występują w południowo-zachodniej części badanego terenu. Na utworach staropaleozoicznych lub bezpośrednio na metaargilitach neoproterozoiku leżą w formie synklinalnej (Moryc, 1992) utwory dewonu. Ich występowanie ogranicza się do wąskiego pasa biegnącego skośnie przez obszar arkusza od Czarnej Sędziszowskiej po Rzeszów. Utwory dewonu dolnego wypełniają nierówności terenu pokaledońskiej powierzchni erozyjnej. Ku górze przechodzą stopniowo w utwory pełnomorskie wykształcone w facjach węglanowych dewonu środkowego i górnego (otw. 4, 5) zachowane w osiowej części synkliny (Głowacki i in., 1963). Brak utworów dewonu w południowo-zachodniej części terenu wynika z erozji jeszcze przed karbonem dolnym. Obszar ten został wtedy wyniesiony w stosunku do terenów położonych dalej ku północnemu wschodowi wzdłuż uskoku o przebiegu NW–SE. Powstanie (bądź jedynie odmłodzenie) tego uskoku wiąże się z fazą bretońską (Moryc, 1992). Erozja usunęła wówczas większość osadów staropaleozoicznych i dewońskich doprowadzając do powstania wyrównanej powierzchni, na którą wkroczył zalew morski we wczesnym karbonie. Na obszarze arkusza transgresja dolnokarbońska zaznaczyła się w późnym turneju powstaniem początkowo osadów facji klastycznych ograniczonych tylko do północno-wschodniej części obszaru (otw. 3, 4), a następnie (sięgających dalej ku południowi) dolnowizeńskich utworów węglanowych (otw. 61). Bezpośrednio nad nimi w ciągłości stratygraficznej osadziły się klastyczne utwory (otw. 17, 21) wizenu górnego (facja kulmu). Sedymentacja morska zakończyła się na przełomie wczesnego i późnego karbonu. Po niej nastąpił okres erozji, trwającej od namuru po

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

System		Stratygrafia		Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne				
System	Oddział	Piętro				Podpiętro			
r	z	e	o	l	c	n	d	Mułki, mułki piaszczyste i gliny z przewarstwieniami piasków den dolinnych i stożków napływowych — ${}^f Q_m^h$	Akumulacja rzeczna w dnach dolin i u podnóża progu pogórza karpackiego
								Torfy niskie — ${}_{tn} Q_h$	Akumulacja organiczna w dnie Rynny Podkarpackiej i w płytkich zagłębieniach bezodpływowych
r	z	e	o	l	c	n	d	Mułki, mułki piaszczyste, piaski i żwiry, rzeczne tarasów zalewowych 3,0–5,0 m n.p. rzeki — ${}^f Q_{im}^{(t2)}$	Akumulacja rzeczna w dolinach rzecznych i powstanie tarasów
								Piaski, piaski humusowe, gliny i ropy den dolinnych — ${}^f Q_p^h$	
r	z	e	o	l	c	n	d	Gliny, mułki, piaski i żwiry den dolinnych — ${}^f Q_{gm}^h$	Akumulacja rzeczna w dolinach rzecznych i powstanie tarasów
								Piaski, mułki i mułki ilaste, rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki — ${}^f Q_{pm}^{(t1)}$	
r	z	e	o	l	c	n	d	Mułki, mułki piaszczyste, piaski pyłowate (mady) rzeczne, tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki — ${}^f Q_{ma}^{(t1)}$	Akumulacja rzeczna w dolinach rzecznych i powstanie tarasów
								Mułki, mułki piaszczyste i piaski oraz żwiry, rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–8,0 m n.p. rzeki — ${}^f Q_{ma}^{(t11)}$	
r	z	e	o	l	c	n	d	Mułki, gliny oraz gliny z rumoszami skalnymi i głazami, koluwialne (osuwiskowe) — ${}^k Q_{mg}^h$	Grawitacyjne ruchy masowe (osuwiskowe) — akumulacja osadów koluwialnych
								Mułki, mułki z przewarstwieniami piasków oraz gliny i piaski, deluwialne — ${}^d Q_m$	Splukiwanie i spęływanie osadów ze stoków oraz ich akumulacja w dolnych partiach zboczy i w obniżeniach
r	z	e	o	l	c	n	d	Piaski eoliczne w wydmach — ${}^e Q_p^{(w)}$	Akumulacja eoliczna
								Piaski eoliczne — ${}^e Q_p$	
r	z	e	o	l	c	n	d	Torfy — ${}_t Q_{p4}$	Akumulacja organiczna w dnie Rynny Podkarpackiej
								Piaski, mułki piaszczyste oraz mułki i ropy, rzeczne — ${}^f Q_{pmp}^4$	Akumulacja rzeczna
r	z	e	o	l	c	n	d	Kreda jeziorna — ${}_{kj} Q_{p4}$	Akumulacja jeziorna w płytkich zbiornikach wodnych
								Mułki, mułki piaszczyste, piaski i żwiry, rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–10,0 m n.p. rzeki — ${}^f Q_m^{(t1)}$	Akumulacja rzeczna w dolinach rzecznych
r	z	e	o	l	c	n	d	Lessy i pyły lessopodobne, pyły z przewarstwieniami piasków i gliny eoliczne, zwietrzelinowe i koluwialne — ${}^f Q_{p4}$	Akumulacja eoliczna utworów pyłowatych, wietrzenie, denudacja stoków
								Żwiry oraz mułki piaszczyste i mułki, rzeczne tarasów nadzalewowych 12,0–30,0 m n.p. rzeki — ${}^f Q_{zm}^{(t1)}$	Akumulacja rzeczna
r	z	e	o	l	c	n	d	Gleby kopalne — ${}^{gl} Q_{p3-4}$	Wietrzenie chemiczne, powstanie gleb, erozja wgłębna w dnach dolin
								Żwiry, piaski oraz mułki piaszczyste i mułki, rzeczne — ${}^f Q_{zp}^3$	Akumulacja rzeczna w dolinach
r	z	e	o	l	c	n	d	Piaski i żwiry rzeczne — ${}^f Q_{pz}^3$	
r	z	e	o	l	c	n	d	Piaski wodnolodowcowe — ${}^{fg} Q_{p2}^S$	Regresja lądolodu Akumulacja przez wody lodowcowe przed czołem lądolodu
								Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg} Q_{pz}^S$	
r	z	e	o	l	c	n	d	Piaski ze żwirami i głazami, lodowcowe — ${}^{fg} Q_{p2}^S$	Nasunięcie się lądolodu i akumulacja osadów lodowcowych
								Gliny zwałowe — ${}^g Q_{gz}^S$	

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu I	Iły, mułki i mułki piaszczyste, zastoiskowe — ${}_{im}^b Q_p^S$	Akumulacja zastoiskowa w niewielkich zbiornikach wodnych i jeziorach
			Zlodowacenie Nidy	Piaski i żwiry rzeczne — ${}_{pż}^f Q_p^S$	Akumulacja rzeczna, początek zmian klimatycznych
				Piaski i żwiry rzeczne — ${}_{pż}^f Q_p^N$	Erozja i akumulacja rzeczna
	Plejstocen dolny – zlodowacenia najstarsze			Piaski i żwiry rzeczne — ${}_{pż}^f Q_{p^0-p^1}$	Erozja i akumulacja rzeczna
N	M i o c e n	M i o c e n ś r o d k o w y	Miocen środkowy – miocen górny	Sarmat-panon Iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców (warstwy jarosławskie i przeworskie) — iły krakowieckie — ${}_{ic} M_{2-3}^{zp}$	Nasunięcie Karpat na obszar zapadliska przedkarpackiego
			Sarmat	Iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców — iły krakowieckie (warstwy jarosławskie) — ${}_{icmc} M_2^z$ Iłowce i mułowce z wkładkami piaskowców — iły krakowieckie (warstwy jarosławskie) — ${}_{ic} M_2^{mk}$	Akumulacja morska molasowa  Akumulacja morska i chemiczna  Akumulacja morska oraz stożków w strefach brzeżnych, subsydencja zapadliska przedkarpackiego  Erozja utworów fliszowych, akumulacja serii olistostromowych Fałdowanie Karpat
Baden-sarmat	Iłowce, mułowce i piaskowce — warstwy grabowieckie i iły krakowieckie (nierozdzielone) — ${}_{ic} M_2^z$				
Baden	Mułowce, piaskowce i iłowce — warstwy grabowieckie — ${}_{mc} M_2^z$ Piaskowce, zlepienie z fragmentami skał fliszowych i mułowce — warstwy grabowieckie — ${}_{pczc} M_2^{mk}$ Mułowce, iłowce, piaskowce i zlepienie — warstwy chodnickie i grabowieckie — ${}_{mc} M_2^{mk}$ Gipsy i anhydryty z wkładkami łupków — ${}_{giah} M_2^{mk}$ Gipsy i anhydryty — ${}_{giah} M_2^z$				
Baden	Iłowce piaszczyste, mułowce, piaski i piaskowce — warstwy skawińskie — ${}_{i} M_2^{mk}$ Łupki ilasto-piaszczyste i mułowce z wkładkami piaskowców — warstwy skawińskie — ${}_{ip} M_2^z$				
P a l e o g e n	Oligocen			Łupki, piaskowce i rogowce — warstwy menilitowe — ${}_{trc} OI^s$	Akumulacja morska w wypływającym się basenie Na obszarze platformy powstaje paleogeńska powierzchnia zrównania
	Eocen			Łupki — łupki pstre — ${}_{i} E^s$	
K r e d a – p a l e o g e n	Kreda górna – paleocen			Piaskowce, margle, łupki z wkładkami łupków pstrych — warstwy inoceramowe (nierozdzielone) — ${}_{pc1} Cr_3 - Pc^s$ Margle, mułowce margliste z blokami fliszowymi i egzotykami, olistolity (okruchowce osuwiskowe z Makówki) — warstwy inoceramowe — ${}_{mc} Cr_3 - Pc^s$	
K r e d a	K r e d a g ó r n a	Santon – mastrycht		Łupki pstre — warstwy inoceramowe — ${}_{i} Cr_{st-m}^s$ Piaskowce gruboławicowe, zlepienie z przelawiczeniami łupków (ogniwo piaskowców z Leszczyn) — warstwy inoceramowe — ${}_{pc} Cr_{st-m}^s$	Akumulacja morska w basenie Karpat fliszowych
		Koniak – mastrycht		Łupki, piaskowce z wkładkami margli fukoidowych (ogniwo z Posady Rybotyckiej) — warstwy inoceramowe — ${}_{ipc} Cr_{cn-m}^s$	
		Turon – koniak		Margle krzemionkowe, piaskowce i łupki (nierozdzielone) — ${}_{mek} Cr_{t-cp}^s$	
	Kreda dolna	Hoteryw – alb		Łupki z wkładkami piaskowców — łupki spaskie — ${}_{i} Cr_{h-al}^s$	

Jura	Jura górną			Wapienie i margle z wkładkami dolomitów — $w_{me}J_3^{zp}$	Akumulacja morska na obszarze platformowym
	Jura środkową			Łupki i piaskowce z wkładkami wapieni dolomitycznych — $l_{pc}J_2^{zp}$	Akumulacja morska — transgresja Erozja
Trias	Trias środkowy	Wapień muszlowy		Wapienie krynoidowe — $wT_w^{zp}$	Akumulacja morska na obszarze platformowym
	Trias dolny – środkowy	Pstry piaskowiec	Pstry piaskowiec górny (ret)	Wapienie i dolomity margliste — $wT_{p3}^{zp}$	
	Trias dolny		Pstry piaskowiec dolny–środkowy	Piaskowce pstre i ilowce — $pc_{pe}T_{p1-2}^{zp}$	
Karbon	Karbon dolny	Wizen	Wizen górny	Łupki i mułowce z wkładkami piaskowców — $l_{mc}C_{v3}^{zp}$	Akumulacja asocjacji fliszowej Akumulacja węglanowa
			Wizen dolny–środkowy	Wapienie, wapienie dolomityczne (wapień węglowy) — $wC_{v1-2}^{zp}$	
		Turnej	Turnej górny	Piaskowce i łupki ilaste z wkładkami dolomitów — $pcC_{tn3}^{zp}$	Erozja
Dewon	Dewon środkowy–górny			Wapienie i wapienie dolomityczne — $doD_{2-3}^{zp}$	Akumulacja morska
	Dewon dolny			Piaskowce i łupki — $pcD_1^{zp}$	
Ordowik	Ordowik górny	Aszgil		Łupki i mułowce z graptolitami — $lO_a^{zp}$	Akumulacja morska i późniejsza erozja Sfałdowanie i zmetamorfizowanie osadów
Proterozoik	Neoproterozoik	Ryfej		Łupki (sphyllityzowane) — warstwy rzeszowskie — $lPt_3^{zp}$	Akumulacja morska oraz erozja

początek triasu. Występowanie utworów triasu w rejonie Sędziszów–Rzeszów ogranicza się tylko do dwóch stref synklinalnych i jest to najdalsze ku wschodowi przedłużenie tych utworów na obszarze przedgórze Karpat (Moryc, 1992). W triasie na powierzchni erozyjnej osadziły się początkowo osady klastyczne (otw. 22, 23) dolnego i środkowego pstręgo piaskowca (zachowały się tylko w wąskim

wypełnieniu rynny między Czarną Sędziszowską a Kielanówką). Następnie w wyniku rozwoju basenu sedymentacyjnego pojawiają się płytkomorskie węglany retu (otw. 21) z wkładkami anhydrytów świadczących o wpływie środowiska lagunowego oraz wapienie krynoidowe i gruzłowe wapienia muszlowego. Najmłodszymi utworami podłoża miocenu są osady środkowej i górnej jury leżące na różnych starszych wydzieleniach od prekambriu do triasu (Moryc, 1992). Świadczy to o tym, że w późnym triasie i we jurze dolnej osady były erodowane. Erozja ta sięgnęła bardzo głęboko, miejscami aż do podłoża prekambryjskiego. Na powierzchnię erozyjną transgresja morska (od wschodu) przychodzi w jurze środkowej. Powstają serie ilaste, a następnie piaszczyste. Jeszcze w jurze środkowej zaczyna się sedymentacja węglanowa, która trwa do kimerydu. Utwory jury na obszarze arkusza zachowały się w formie szczątkowej (otw. 21, 22, 43). Po jurze, a przed mioceniem obszar arkusza podlegał ruchom blokowym i erozji. Spowodowało to, że osady miocenu zapadliska przedkarpackiego spoczywają na zróżnicowanych utworach – najczęściej na osadach różnych pięter karbonu, ale również na osadach jury, kredy i neoproterozoiku i powstała paleogeńska powierzchnia zrównania.

Od jury górnej rozpoczęła się sedymentacja utworów klastycznych w basenie fliszowym. Z obszaru arkusza znane są osady fliszowe wieku hoteryw–oligocen, powstałe w subbasenie skolskim. Ich sedymentacja odbywała się głównie w stosunkowo głębokim zbiorniku morskim, w czasie od kredy po eocen w środowisku dolnego batiału, a dopiero w oligocenie w środowisku górnego batiału. Jedynie lokalnie sedymentacja odbywała się na zewnętrznym szelfie. Maksymalną głębokość basen fliszowy osiągnął w paleocenie i eocenie (z maksimum we eocenie dolnym). Wtedy to jego dno znajdowało się poniżej poziomu CCD. Osady fliszowe serii skolskiej w przeważającej części powstały w skutek działania prądów zawiesinowych (turbidyty) o różnej gęstości oraz osuwisk podmorskich (*debris flow*). Jedynie facje ilaste (łupki pstre, łupki zielone warstw hieroglifowych) w większości są osadami powstałymi w wyniku swobodnego opadania cząstek ilastych, choć i między nimi zdarzają się turbidyty.

Basen fliszowy w czasie swego istnienia podlegał ruchom tektonicznym. W czasie kredy górnej–eocenu była to stopniowa subsydencja tektoniczna. Na przełomie eocenu i oligocenu miała miejsce szybka przebudowa tektoniczna basenu (faza pirenejska), która spowodowała gwałtowne spłylenie basenu fliszowego. W ciągu oligocenu nastąpił nawrót do stosunkowo szybkiej subsydencji (Poprawa, Malata, 1996). Sedymentacja w basenie fliszowym zakończyła się we miocenie dolnym (na obszarze arkusza Głogów Małopolski brak osadów tego wieku). Następnie rozpoczęło się fałdowanie, ruchy nasuwcze i silna erozja utworów fliszowych połączone z wypłycaaniem się basenu.

Przed nasuwającymi się Karpatami tworzy się wewnętrzny basen zapadliska z sedymentacją molasową – początkowo słodkowodną, a następnie morską (głównie klastyczną). Dalsze nasuwanie się Karpat powoduje migrację depocentrów na zewnątrz basenu. W wyniku nacisku orogenu w zapadlisku przedkarpackim powstaje sieć uskoków synsedymencyjnych. W badenie nastąpiła transgre-

sja morza miocénskiego na brzezną część Karpat, gdzie powstały początkowo płytkowodne facje brzegowe (utwory rafowe w rejonie Olimpowa – tuż za południowo-zachodnią granicą terenu oraz piaszczyste z dużą domieszką gruboklastycznego materiału karpackiego w rejonie Nockowej i Błędowej Zgłobieńskiej), a następnie trochę głębsze – ilaste i ilasto-piaszczyste. Na sfałdowanych i zerodowanych utworach fliszowych podobnie jak na osadach jury, triasu, karbonu i neoproterozoiku w zapadlisku przedkarpackim osadziły się utwory wieku miocénskiego (baden środkowy–sarmat, być może też pannon). Dalej trwa nasuwanie się Karpat. Część osadów miocénskich zapadliska przedkarpackiego została odkłuta i nasunięta ku północy przed czołem nasuwających się Karpat, tworząc serię stebnicką (Ney i in., 1974) i zgłobicką.

Po wycofaniu się morza miocénskiego rozpoczęło się modelowanie powierzchni przez procesy erozji i denudacji. W górnym pliocenie oraz dolnym czwartorzędzie utworzyły się na obszarze Karpat spłaszczenia poziomów zrównań poziomu pogórskiego oraz przydolinne (Starkel, 1972), rozcinane podczas ruchów podnoszących. Na przedpolu Karpat w plejstocenie dolnym powstało kilka stopni tarasowych z pokrywami piaszczysto-żwirowymi. Sieć rzeczna związana była wówczas ze zlewiskiem Morza Czarnego (Laskowska-Wysoczańska, 1971). Odmienny pogląd wyraził Wojtanowicz (1977/1978), który określił wiek przejścia Kotliny Sandomierskiej ze zlewiska Morza Czarnego do zlewiska Morza Bałtyckiego na pliocen środkowy. Autor ten zakłada późniejsze kilkakrotne zmiany kierunku odpływu wód aż do okresu zlodowaceń środkowopolskich. W interglacjale augustowskim miało prawdopodobnie miejsce przeciągnięcie systemu rzecznej Kotliny Sandomierskiej do zlewiska Morza Bałtyckiego wskutek tektonicznego podnoszenia przedpola Karpat (Laskowska-Wysoczańska, 1971; Starkel, 1972). W okresie zlodowacenia Nidy nastąpiło rozcięcie starszych pokryw i utworzył się stopień tzw. najniższy, III taras pradoliny podkarpackiej w ujęciu Laskowskiej-Wysoczańskiej (1971), którego cokół skalny położony jest w rejonie Zaczernia na wysokości 192–195 m n.p.m. Przed transgresją lądolodu nastąpiło jego rozcięcie i akumulacja osadów rzecznych na cokole o wysokości 195–183 m n.p.m. W okresie zlodowaceń południowopolskich, podczas transgresji maksymalnej, lądolód wkroczył na Karpaty przykrywając całkowicie powierzchnię obszaru arkusza. Doszło wtedy do złożenia prawdopodobnie ciągłej pokrywy osadów glacialnych i wodnolodowcowych. Transgresja lądolodu spowodowała ponowne uruchomienie odpływu w kierunku wschodnim (Klimaszewski, 1948; Starkel, 1972). W interglacjale wielkim (mazowieckim) w wyniku erozji rzecznej nastąpiło głębokie rozcięcie osadów glacialnych, a rzeki wcięły się w utwory podłoża miocénskiego. Odpływ wód z Kotliny Sandomierskiej ponownie odbywał się ku północy. Zlodowacenia środkowopolskie to okres akumulacji rzecznej w dolinach. W południowej części obszaru arkusza trwała wtedy prawdopodobnie również akumulacja pokrywy lessów starszych. W interglacjale eemskim doszło do ponownego rozcięcia pokryw rzecznych. W trakcie zlodowaceń północnopolskich miało miejsce osadzanie się lessów i utworów lessopodobnych. W dnach dolin, w dolnym pleniglacjale, nastąpiła akumulacja

rzecznej serii żwirowej, a w interpleniglacjałe osadów facji pozakorytowej. W najstarszym dryasie odbywał się intensywny rozwój procesów eolicznych prowadzący do powstania wydym. W wyniku erozji wgłębnej rozpoczęło się rozcinanie pokryw rzecznych ze zlodowacenia Wisły. U schyłku glacjału następuje początek akumulacji osadów tarasu rędzinnego (6–8 m n.p.rzeki). W podpartyh dolinach bocznych Wisłoka rozpoczyna się akumulacja torfów. W holocenie trwała dalsza depozycja mad oraz osadów organicznych. W rozcięty taras rędziny zostaje włożony taras łęgowy o wysokości 3–5 m n.p. rzeki. Na stokach z pokrywą lessową zachodziły procesy splukiwania i osadzania się deluwiiów u ich podnóża, zintensyfikowane przez wylesienie zboczy i działalność rolniczą człowieka. Na obszarze Pogórza Dynowskiego rozwijają się osuwiska.

#### IV. PODSUMOWANIE

Obszar arkusza Głogów Małopolski Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, z wyjątkiem opracowania Friedberga (1903a, d), nie posiadał dotychczas mapy geologicznej w skali większej niż 1:200 000. Prace kartograficzne w dużej skali prowadzone były przed II wojną światową przez Wdowiarza (Chlebowski i in., 1937) i obejmowały tylko brzeżną część terenu, na południe od Nockowej oraz częściowo w latach sześćdziesiątych przez Kucińskiego (1961) w „zatoce rzeszowskiej”. Przeprowadzone w latach 2000–2003 prace nad realizacją arkusza dostarczyły nowych danych o budowie geologicznej tego obszaru. Ich efektem jest mapa geologiczna wraz z profilami i przekrojami geologicznymi.

W północnej i środkowej części obszaru arkusza podłożem osadów czwartorzędowych są mioceńskie utwory molasowe zapadliska przedkarpackiego, leżące na utworach neoproterozoiku, karbonu, triasu oraz jury (Moryc, 1992). W części południowej na obszar zapadliska nasunięta jest seria zgłobicka, a na nią seria skolska. Na sfałdowanych i zerodowanych utworach fliszowych serii skolskiej spoczywają utwory miocenu tzw. „zatoeki rzeszowskiej”.

Obszar niemal całego arkusza przykryty jest przez osady czwartorzędowe. W wyniku prac kartograficznych uszczegółowiony został zasięg ich powierzchniowego występowania. Na obszarze arkusza stwierdzono obecność tylko jednego poziomu glin zwałowych, który odniesiony został do zlodowaceń południowopolskich z okresu jego maksymalnej transgresji. Opracowano nowe stanowisko pyłowato-piaszczystych osadów w Rzeszowie-Żabnikach. W trakcie badań ustalono, że pokrywa utworów lessopodobnych z ostatniego piętra zimnego jest poligenetyczna i złożona z wzajemnie prze-warstwiających się utworów pochodzenia eolicznego i deluwialnego, a także soliflukcyjnego. Stwierdzono również występowanie eemskich gleb kopalnych. Opracowano nowe stanowisko późnovistuliańskiej kredy jeziornej w Świlczy-Chałużkach. Natomiast dalszych badań wymagają osady rzeczne starszych od zlodowaceń południowopolskich oraz kopalnych stopni tarasowych występujących wzdłuż południowego obrzeżenia Rynny Podkarpackiej, przykrytych utworami lessopodobnymi. Problemem otwartym pozostaje

również wiek i ranga stratygraficzna formy czołowomorenowej w Czarnej Sędziszowskiej. Dokładniejszego przebadania wymaga północno-zachodnia część obszaru arkusza, pokryta zwartym kompleksem leśnym i o słabym rozpoznaniu wiertniczym. Brak odsłoneń powoduje, że zagadnieniami do rozwiązania są również: kartograficzne rozdzielanie (wyznaczenie zasięgów występowania) poszczególnych typów genetycznych pokryw osadów lessopodobnych i gliniastych oraz ich stratygraficzne rozpozniowanie.

W trakcie prac nad arkuszem uściślono podział litostratygraficzny warstw inoceramowych (formacji ropianieckiej) na badanym terenie i uzyskano nowy obraz budowy geologicznej podczwartorzędowego podłoża fliszowego serii skolskiej. W stosunku do prac opartych na wynikach wierceń zweryfikowano granice zasięgu utworów mioceńskich na Karpatach, a w szczególności gruboklastycznych osadów warstw grabowieckich (otw. 36, 37). Zagadnienie to wymaga dalszych badań, a w szczególności wykonania szeregu sond mechanicznych przebijających mięszszą pokrywę czwartorzędową. W kilku miejscach udało się również uściślić przebieg nasunięcia karpackiego. Do lepszego rozpoznania tej strefy pomocne by były nowe dane sejsmiczne o dużej rozdzielczości.

W badaniach serii skolskiej i zgłobickiej głównym problemem pozostaje przebieg ich nasunięć oraz zasięg poszczególnych wydzielen w strefach, w których brak odsłoneń. Dalsze komplikacje powoduje nakładające się na to duże zaangażowanie tektoniczne tych obszarów. Rozwiązanie tych problemów byłoby jednak możliwe jedynie za pomocą dużej ilości prac wiertniczych. Istotnym jest również brak formalizacji wydzielen litostratygraficznych zarówno dla jednostki skolskiej jak i dla utworów mioceńskich. Kilka istniejących prób formalizacji doprowadziło do nadmiernego rozrostu wydzielen (często te same wydzielenia mają po kilka nazw lub wydzielenia o tej samej nazwie mają różnie zdefiniowane granice). Dużym problemem jest również dokładne określenie wieku wydzielen na podstawie mikrofauny. W większości pobranych próbkach obserwowano jedynie formy redeponowane lub długowieczne. Dodatkowym utrudnieniem jest bardzo mała ilość odsłoneń.

Opracowano  
w Oddziale Karpackim

Państwowego Instytutu Geologicznego  
Państwowego Instytutu Badawczego

Kraków, 2003 r.

Zakład Kartografii Geologicznej  
Struktur Płytkich

Państwowego Instytutu Geologicznego  
Państwowego Instytutu Badawczego  
w Warszawie

## LITERATURA

Alexandrowicz S. W., Garlicki A., Rutkowski J., 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 470–471.

- Bąk B., Jankowski L., Kopciowski R., Rączkowski W., Zimnal Z., Wójcik A., 1994 — Projekt badań geologicznych dla opracowania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusze: Ropczyce (980), Głogów Małopolski (981). Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Boratyn J., Brud J., 1996 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dębica (979). Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Bożym-Rogalska A., 1964 — Rzeźba podczwartorzędowa Kotliny Sandomierskiej. *Zesz. Nauk. UJ*, 88, *Pr. Geogr.*, **10**: 7–10.
- Chlebowski T., Obtulowicz T., Wdowiarz J., 1937 — Badania geologiczne zachodnich Karpat brzeżnych w okolicy Rzeszowa, Tyczyna i Ropczyc. *Kosmos*, **A 62**, 4: 669–683.
- Czarnocki J., 1947 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. A, ark. Kielce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnocki J., 1951 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. B, ark. Kielce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnocki J., Kowalewski K., 1931 — Sprawozdanie z badań wykonanych na obszarze trzeciorzędowym między Wisłą, Wisłoką i Sanem oraz uwagi ogólne o stosunkach facjalnych tortonu górnego w Polsce. *Posiedz. Nauk. PIG*, **29**: 11–14.
- Czernicki J., 1977a — Brzeg Karpat w okolicy Rzeszowa. *Kwart. Geol.*, **21**, 3: 483–497.
- Czernicki J., 1977b — Warunki geologiczno-strukturalne pułapek i parametry złóż gazu ziemnego w miocenie autochtonicznym i w strefie nasunięcia Karpat między Rzeszowem a Przemyślem. Wyd. Geol., Warszawa, ss. 68.
- Czernicki J., 1977c — Postępy w rozpoznaniu budowy geologicznej zatoki rzeszowskiej. *Spraw. Posiedz. Kom. Nauk. PAN* Oddz. w Krakowie, **21**: 206–209.
- Czernicki J., Szafrański S., 1980 — O niezidentyfikowanych wiekowo zlepieńcach w spągu utworów miocenu autochtonicznego południowo-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk., PAN*, Oddz. w Krakowie, **22**, 1.
- Dąbrowski M. J., 1967 — Analiza pyłkowa interstadiu z Jasionki koło Rzeszowa. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 3: 509–520.
- Doktor M., 1983 — Sedymentacja osadów zwirowych w miocenie na przedpolu Karpat. *Stud. Geol. Pol.*, **78**, 2.
- Doktor S., Graniczny M., Kucharski R., 1990 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej (skala 1:200 000). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dziadzio P., Jachowicz M., 1996 — Budowa podłoża utworów miocenijskich na SW od wyniesienia Lubaczowa. *Prz. Geol.*, **44**, 11: 1124–1130.
- Dżułyński S., Kotlarczyk J., Ney R., 1979 — Podmorskie ruchy masowe w basenie skolskim. *W: Kotlarczyk J. (red.), Stratygrafia formacji z Ropianki (fm). Poziomy zolistostromami w Karpatach Przemyskich. Materiały Terenowej Konferencji Naukowej w Przemyślu, Przemyśl 28–29 czerwca 1979, Kraków: 17–27.*
- Farbisz E., 2001a — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Głogów Małopolski. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Farbisz E., 2001b — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla Szczegółowej Mapy Hydrogeologicznej Polski, ark. Głogów Małopolski. Archiwum Przed. Geol. S.A., Kraków.
- Friedberg W., 1899 — Studya geologiczne w okolicy Rzeszowa i Łańcuta. *Kosmos*, **24**: 289–311.
- Friedberg W., 1901 — Otwornice warstw inoceramowych okolicy Rzeszowa i Dębicy. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, Ser. B*, **41**, Ser. III, **1**: 601–668.

- Friedberg W., 1903a — Atlas Geologiczny Galicyi. Zesz. 16, ark. Rzeszów i Łańcut. Akademia Umiejętności, Kraków.
- Friedberg W., 1903b — Atlas Geologiczny Galicji. Objąsnienia do zesz. 16 (Rudnik i Raniów, Ropczyce i Dębica, Rzeszów i Łańcut). *Spraw. Kom. Fizjogr. PAU*, **1**.
- Friedberg W., 1903c — Zagłębie miocenne Rzeszowa. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, Ser. B*, **43**, Ser. III, **3**: 219–272.
- Friedberg W., 1903d — Atlas Geologiczny Galicyi. Zesz. 16, ark. Ropczyce i Dębica. Akademia Umiejętności, Kraków.
- Friedberg W., 1906 — Zagłębie miocenne Rzeszowa. Cz. II. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. AU, Ser. B*, **46**, Ser. III, **6**.
- Friedberg W., 1907 — Kilka uwag w sprawie wydmy niu rzeszowskiego. *Kosmos*, **32**: 215–218.
- Friedberg W., 1948 — Przyczynki do znajomości miocenu Polski. Cz. IV. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **17**: 223–235.
- Garecka M., 2003 — Opracowanie nanoplanktonu wapiennego do arkusza Głogów Małopolski, SMGP 1: 50 000. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Garlicki A., 1969 — Poszukiwanie zachodniego przedłużenia jednostki stebnickiej u czoła Karpat w rejonie Albigowej i Ropczyc. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Gaździcka E., 1994 — Nannoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tarnobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). *Kwart. Geol.*, **38**, **3**: 553–570.
- Geroch S., Krysowska-Iwaszkiewicz M., Michalik M., Prochazka K., Radomski A., Radwański Z., Unrug Z., Unrug R., Wieczorek J., 1979 — Sedymentacja margli z Węgierki. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **49**, 1–2: 105–133.
- Głowacki E., Jurkiewicz H., Karnkowski P., 1963 — Występowanie karbonu w otworze Bratkowice. *Prz. Geol.*, **11**, **10**.
- Głowacki E., Karnkowski P., Żak C., 1964 — Prekambr i kambr w podłożu Przedgórze Karpat Środkowych i w Górach Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, **3**: 321–338.
- Granoszewski W., 2003 — Opracowanie palinologiczne do arkusza Głogów Małopolski, SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Gucik S., Jankowski L., Rączkowski W., Żytko K., 1991 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rybotycze-Dobromil. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gucik S., Morgiel J., 1985 — Lito- i biostratygrafia formacji rybotyczej (fm) (formacji z Rybotycz) jednostki skolskiej. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Hilber V., 1885 — Die Randtheile der Karpathen bei Dębica, Ropczyce und Łańcut. *Jb. Geol. Reichsanst., Jg.* **35**: 407–428.
- Jahn A., 1957 — Przyczynki do znajomości teras karpackich. *Czas. Geogr.*, **28**, **2**: 171–185.
- Jasionowicz J., Wieser T., 1963 — O występowaniu bloków skał wulkanicznych w osadach fliszowych okolic Ropczyc. *Kwart. Geol.*, **7**, **4**: 712–713.
- Jasionowicz J., 1963 — Wstępne wyniki badań nad egzotykami z łupków spaskich. *Prz. Geol.*, **11**, **6**.
- Jasionowicz J., 1965 — Budowa geologiczna płaszczowiny skolskiej na południe od Ropczyc. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Jasionowski M., 1997 — Zarys litostratygrafii osadów miocennych wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **375**: 43–60.
- Jucha S., 1974 — Ułożenie przestrzenne i rozwój facjalny miocenu autochtonicznego oraz jego stosunek do nasunięcia karpacko-stebnickiego. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, **22**: 9–21.

- Jurkiewicz H., Woźński J., 1981a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Mielec, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Jurkiewicz H., Woźński J., 1981b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Mielec, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Jurkiewicz H., Woźński J., 1981c — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Mielec. Inst. Geol., Warszawa.
- Karnkowski P., 1974 — Zapadlisko przedkarpackie. Część wschodnia (na wschód od Krakowa). *W: Pożaryski W. (red.), Budowa geologiczna Polski, 4, Tektonika, Cz. 1, Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa: 402–416.*
- Karnkowski P., 1993 — Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. 2. Karpaty i zapadlisko przedkarpackie.
- Karnkowski P., Głowacki E., 1961 — O budowie geologicznej utworów podmiocennych przedgórz Karpat Środkowych. *Kwart. Geol., 5, 2: 372–420.*
- Karnkowski P., Ołtuszyk S., 1968 — Atlas geologiczny przedgórz Karpat polskich 1:500 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Kisłowski A., 1945 — Prace geofizyczne na obszarze Przemyśl–Sandomierz–Tarnów. *Nafta, 1: 70–73, 113–115.*
- Kisłowski A., 1964 — Zarys głębokiego basenu sedimentacyjnego na obszarze Rzeszów–Przemyśl na podstawie danych geofizycznych. *Nafta, 20, 7, s. 176–178.*
- Klimaszewski M., 1948 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Pr. Wrocl. Tow. Nauk., ser. B, 4, 7: 1–236.*
- Klimaszewski M., 1958 — Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Prz. Geogr., 30, 1: 3–43.*
- Klimaszewski M., 1967 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. *W: Galon R., Dylak J. (red.), Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 431–497.*
- Klimaszewski M., 1972 — Podział geomorfologiczny Polski Południowej. *W: Klimaszewski M. (red.), Geomorfologia Polski, 1, Polska południowa, góry i wyżyny. Wyd. PWN, Warszawa: 5–17.*
- Komorowska-Błaszczyszka M., 1965 — The Anhydrite-less Island in the Profiles of the Rzeszów Foreland. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sr. Sc. geol. gogr., 13, 4: 273–280.*
- Kondracki J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN., Warszawa.
- Koszarski L., Morgiel J., 1963 — Wstępne badania nad biostratygrafią kredy jednostki skolskiej w profilu Tarnów–Zawada. *Kwart. Geol., 7, 3, 555–557.*
- Kotlarczyk J., 1978 — Stratygrafia formacji z Ropianki (fm), czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie, 108, ss 82.*
- Kotlarczyk J. (ed.), Kwiatkowski S., Moryc W., Ślaczka A., Żytko K., 1985 — Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Ustrzyki Dolne–Komańcza–Dukla. Guide to Excursion 4, Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress, Cracow, Poland 1985. Inst. Geol., Warszawa. ss. 171.
- Krach W., 1962 — Zarys stratygrafii miocenu Polski południowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol., 32, 4: 529–557.*
- Krach W., Kuciński T., Łuczowska E., 1970 — Nowe podstawy stratygrafii miocenu w Polsce południowej. *Prz. Geol., 18, 1: 6–9.*
- Krajewski R., 1935 — Sprawozdanie z inwentaryzacji złóż rud darniowych w r. 1934. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol., 42: 55–59.*

- Kropaczek B., 1917a — Drobne przyczynki do geologii północnych Karpat środkowej Galicji. *Spraw. Kom. Fizjogr. PAU*, **51**: 106–144.
- Kropaczek B., 1917b — Sprawozdanie z wycieczek geologicznych w okolicach Rzeszowa. *Spraw. Kom. Fizjogr. PAU*, **51**: 104–105.
- Krzywiec P., Pietsch K., 1996 — Zmienność stylu tektonicznego i warunków sedymentacji na obszarze zapadli-ska przedkarpackiego między Krakowem a Przemyśłem w świetle interpretacji regionalnych profili sejsmicznych. *Kwart. AGH, Geologia*, **22**, 1: 49–59.
- Krzywiec P., 1997 — Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin – results of seismic data interpretation. *Prz. Geol.*, **45**, 10:1039–1053.
- Kuciński T., 1961 — Nowe dane dotyczące geologii tzw. „zatoki” rzeszowskiej. Cz. I. *Kwart. Geol.*, **5**, 4: 1000–1001.
- Kuciński J., 1968 — Miocene embayment of Rzeszów. International Geol. Congress XIII Session. Prague. Wyd. Geol., Warszawa: 65–68.
- Kuciński T., 1969 — Pozycja stratygraficzna odpowiedników warstw bułowskich w zapadlisku przedkarpackim. *Kwart. Geol.*, **13**, 4: 853–861.
- Kuciński T., 1982 — Propozycja ramowego podziału stratygraficznego miocenu morskiego Polski południowej. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 471–472.
- Kurkowski S., Popielski W., Rączkowski W., Wójcik A., 1998 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sokołów Małopolski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kusiak J., 2002 — Wyniki oznaczeń wieku osadów wykonanych metodą termoluminescencyjną (TL). Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Kuźniar C., Krajewski R., 1932 — Torfy i rudy darniowe w powiatach Ropczyckim, Mieleckim, Kolbuszowskim i Rzeszowskim. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **32**: 13–16.
- Kwapisz B., 1996 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kolbuszowa. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kwapisz B., 1997 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kolbuszowa. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Laskowska-Wysoczanska W., 1967 — Interglacystadiał zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 3: 495–507.
- Laskowska-Wysoczanska W., 1971 — Stratygrafia czwartorzędu i paleogemorfologia Niziny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego. *Stud. Geol. Pol.*, **34**, ss. 109.
- Laskowska-Wysoczanska W., 1973 — Resistance Selection in the Glacial, Fluvio-glacial and Fluvial Formations of the Sandomierz Lowland. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Terre*, **21**, 1: 51–63.
- Laskowska-Wysoczanska W., 1987 — Przedplejstocieńskie serie żwirowe w środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. W: Rutkowski J. (red.), Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej. Materiały sympozjum. Kraków 22–24 czerwca 1987. Wyd. AGH, Kraków: 50–58.
- Laskowska-Wysoczanska W., 1993 — Wpływ zjawisk neotektonicznych i glacialnych na ewolucję morfo-strukturalną brzeżnej strefy Karpat i Zapadlika Przedkarpackiego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **63**, 1–3: 119–151.
- Laskowska-Wysoczanska W., 1995 — Neotectonic and glacial control on geomorphic development of middle and eastern parts of the Sandomierz Basin and the Carpathian margin. *Folia Quatern.* **66**: 105–122.
- Leszczyński S., Malik K., Kędziński M., 1995 — Margle krzemionkowe i fukoidowe w rejonie Rybotycz: nowe dane litofacjalne i stratygraficzne (płaszczowina skolska, kreda, Karpaty). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **65**, 1–4: 43–62.

- Lindner L., 1992 — Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. W: Czwartorzęd. Osady, metody badań, statygrafia: 431–634. Wyd. PAE, Warszawa.
- Lindner L., 2001 — Problem wieku i zasięgu lądolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. *Prz. Geol.*, **49**, 9: 819–821.
- Łuczowska E., 1964 — Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg–Chmielnik. *Pr. Geol., Kom. Nauk Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, **20**, ss. 56.
- Madeja J., 2001 — Historia lokalnej szaty roślinnej w okolicy Wolicy Ługowej koło Sędziszowa Małopolskiego. W: Neolit i początki brązu w Karpatach polskich. Krosno: 201–205.
- Malata T., 1996 — Analiza formalnych wydzieleni litostratygraficznych oraz propozycja podziału jednostki skolskiej polskich Karpat fliszowych. *Prz. Geol.*, **44**, 5: 509–513.
- Mamakowa K., 1962 — Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i w holocenie. *Acta Palaeobot.*, **3**, 2, ss. 57.
- Marciniak P., Zimnal Z., 1999 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ropczyce (980). Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Matuszczak H., 2001 — Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce. W: Maruszczak H. (red.). Podstawowe profile lessów w Polsce II. UMCS, Lublin: 17–29.
- Mądry S., 1999 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Cmolas (953). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Morgiel J., Szymakowska F., 1978 — Stratygrafia paleocenu i eocenu jednostki skolskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **310**: 39–71.
- Moryc W., 1992 — Budowa geologiczna otworów podłoża miocenu w rejonie Sędziszów Młp. – Rzeszów i ich perspektywiczność *Nafta-Gaz*, **48**, 9–10: 205–223.
- Moryc W., 1995 — Lądowe utwory paleogenu na obszarze przedgórze Karpat. *Nafta-Gaz*, **51**, 5: 181–195.
- Moryc W., 1996 — Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Pilzno–Dębica–Sędziszów Młp. *Nafta-Gaz*, **52**, 12: 521–550.
- Ney R., 1965 — O wgłębnym przekroju wschodniej części zatoki rzeszowskiej. *Geofizyka i Geologia Naftowa*, **10–12**: 281–290.
- Ney R., 1968 — Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Pr. Geol., Kom. Nauk Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, **45**, ss. 82.
- Ney R., Burzewski W., Bachleđa T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K., 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol., Kom. Nauk Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, **82**, ss.65.
- Nowak J., 1948 — Miocen północnej krawędzi Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **17**: 1–38.
- Niedźwiecki J., 1891 — Miocen koło Rzeszowa. *Kosmos*, **16**: 403–405.
- Nowotarski C., Gara A., 1994 — Mapa strukturalna podłoża miocenu przedgórze Karpat (1:200 000). Arch. PGNiG, Kraków.
- Oszczypko N., 1996 — Miocenska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **44**, 10: 1007–1018.
- Oszczypko N., 1997 — The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, **45**, 10/2: 1054–1063.
- Pazdur A., 2003 — Sprawozdanie nr 20/2003 z wykonania oznaczeń wieku metodą C-14 w Laboratorium C-14 Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.

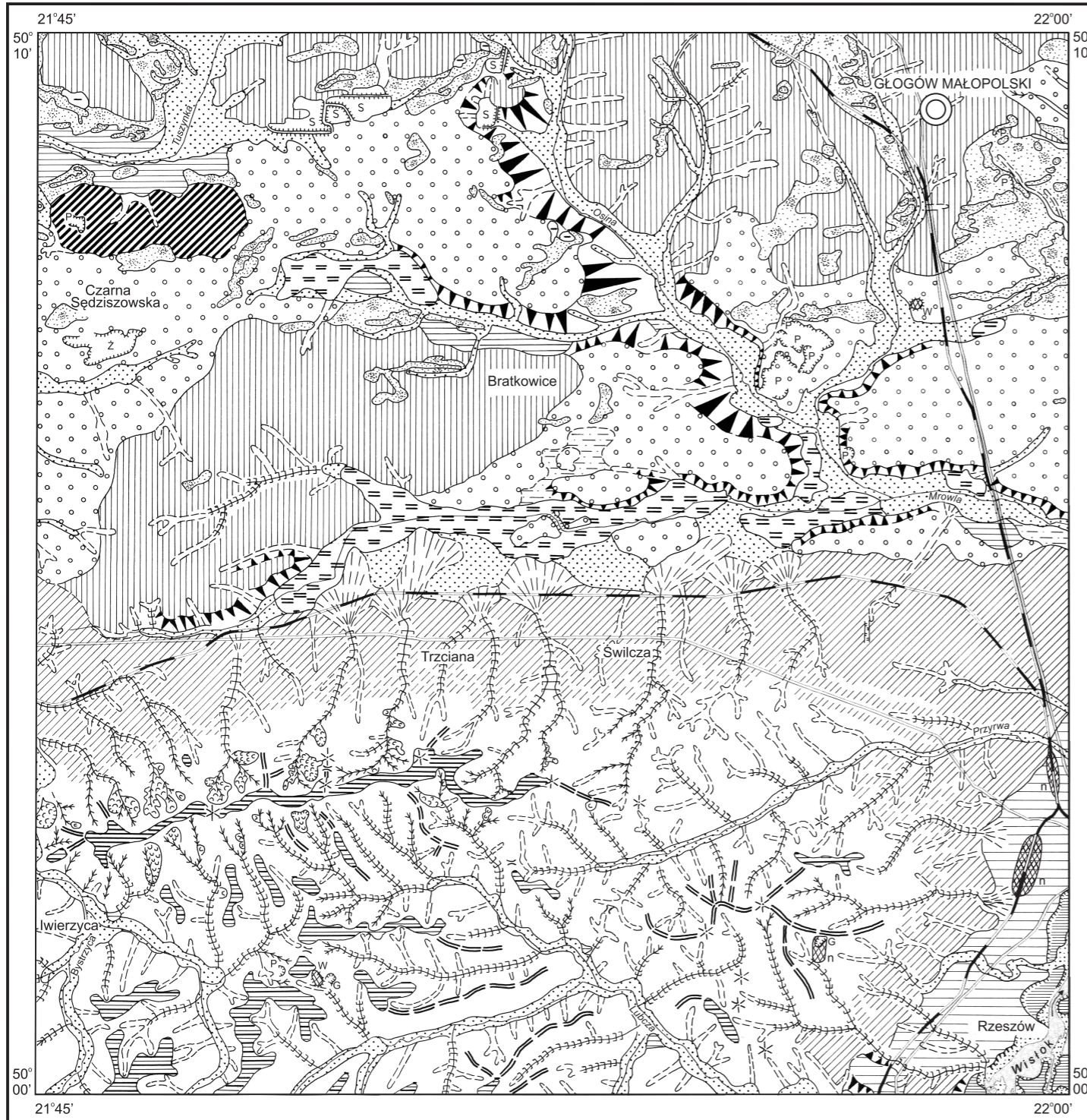
- Peryt D., 1997 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **45**, 2–4: 119–131.
- Poprawa P., Malata T., 1996 — Pre-orogenic evolution of the Polish part of Outer Carpathians - quantitative subsidence and uplift analysis. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. sterr.*, **41**, ss. 129.
- Pożaryski W., Tomczyk H., 1968 — Assyntian Orogen in South-East Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **237**: 13–27.
- Rajchel J., 1990 — Litostratygrafia osadów górnego paleocenu i eocenu jednostki skolskiej. *Zesz. Nauk. AGH*, **1369**, *Geol.*, 48. ss. 113.
- Różycki S. Z., 1980 — Principles of Stratigraphic Subdivisions of Quaternary in Poland. *Quatern. Stud.*, **2**: 99–106.
- Rühle E., 1973 — Stratygrafia czwartorzędu Polski. *W*: E.Rühle (red.) *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wyd. Geol.: 31–78, Warszawa.
- Samsonowicz J., 1955 — O górnym prekambrze (ryfeju) w Polsce. *Prz. Geol.*, **12**: 588–589.
- Skulich J., 2003 — Opracowanie petrograficzne do arkusza Głogów Małopolski, SMGP 1: 50 000. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Starkel L., 1957 — Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą (wraz z mapą). *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **11**, ss. 152.
- Starkel L., 1960 — Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Pr. Geogr., Inst. Geogr. PAN*, **22**, ss. 239.
- Starkel L., 1971 — Phases of erosion and accumulation in the Quaternary evolution of valleys of the Polish flysch Carpathians and their foreland. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.* **5**: 183–189.
- Starkel L., 1972 — Kotlina Sandomierska. *W*: Klimaszewski M. (red.), *Geomorfologia Polski*, 1, Polska południowa, góry i wyżyny. PWN, Warszawa:138–166.
- Starkel L., 1984 — Karpaty i Kotliny Podkarpackie. *W*: Sokołowski S., Mojski J. E. (red.), *Budowa geologiczna Polski*. 1, Kenozoik. Czwartorzęd 3b. Wyd. Geol., Warszawa: 40–49, 73–81, 146–152, 292–308, 331–333.
- Starkel L., 1995 — Evolution of the Carpathian valleys and the Forecarpathian Basins in the Vistulian and Holocene. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **29**: 5–40.
- Strzelecka B., 1958 — Historyczna dokumentacja niektórych młodszych zmian hydrograficznych na brzegu Karpat. *Czas. Geogr.*, **29**, 4: 455–472.
- Stworzewicz E., 2003 — Opracowanie malakofauny do arkusza Głogów Małopolski, SMGP 1: 50 000. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Szafer W., 1928 — Zarys stratygrafii polskiego dyluwjum na podstawie florystycznej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **5**: 21–33.
- Szafer W., 1953 — Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **22**, 1. ss. 99.
- Szajnocha W., 1899 — Warstwy z Węgierki pod Przemyślem. *Kosmos*, **24**: 174–182.
- Szydło A., 2003 — Opracowanie mikropaleontologiczne do arkusza Głogów Małopolski, SMGP 1: 50 000. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Oddz. Karpacki, Kraków.
- Świdorski B., 1952 — Z zagadnień tektoniki Karpat północnych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **8**, ss. 142.
- Świdziński H., 1953 — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *W*: M. Książkiewicz (red.), *Regionalna geologia Polski*, **1**, 2: 362–422.
- Świdziński H., 1958 — Mapa geologiczna Karpat Polskich 1:200 000. Część wschodnia. Inst. Geol., Warszawa.
- Teisseyre W., 1921 — O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, **1**, 2, 3: 103–121.

- Tietze E., 1883 — Beiträge zur Geologie von Galizien. A. Das Hügelland und die Ebene bei Rzeszów. *Jb. Geol. Reichsanst.*, **33**: 279–309.
- Tołwiński K., 1950 — Brzeg Karpat. *Acta Geol. Pol.*, **1**, 1: 13–40.
- Tołwiński K., 1956 — Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu solidów. *Acta Geol. Pol.*, **6**, 1: 75–226.
- Tomczyk H., 1963 — Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, 3: 289–320.
- Uhlig, V., 1883 — Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. *Jb. der Kaiserlich-königlichen Geol. Reichsanst.*, **33**: 443–560.
- Uhlig V., 1895 — Bemerkungen zur Gliederung karpathischen Bildungen. Eine Entgegnung an Herrn C. M. Paul. *Jb. Geol. Reichsanst.*, **44**: 183–232.
- Urbaniaak J., 1981 — Litologia i fauna miocenu w rejonie Olimpowa. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN*, Oddział w Krakowie. **23**, 2.
- Walter H., 1895 — Geologiczne studja okolicy Brzostka, Strzyżowa, Ropczyc i Dębicy. Część I i II. *Kosmos*, **20**: 60–76, 321–336.
- Witek S., 1969 — Kilka uwag o uziarnieniu i wysortowaniu piasków wydmych w Kotlinie Sandomierskiej. *Prz. Geol.*, **17**, 10: 515–519.
- Witek S., 1970 — Z badań nad wydmyami Kotliny Sandomierskiej. *Rocz. Nauk.-Dydakt.*, WSP w Krakowie, **40**, Pr. Geogr. 5: 63–87.
- Wojtanowicz J., 1969 — Typy genetyczne wydmy Niziny Sandomierskiej. *Ann. UMCS, Sect. B*, **24**: 1–45.
- Wojtanowicz J., 1970 — Wydmy Niziny Sandomierskiej w świetle badań granulometrycznych. *Ann. UMCS, Sect. B*, **25**: 1–49.
- Wojtanowicz J., 1977–1978 — Czwartorzędowe zmiany sieci rzecznej Niziny Sandomierskiej. *Ann. UMCS, Sect. B*, **32/33**: 237–258.
- Wojtanowicz J., 1989–1990 — Podział fizjograficzny Kotliny Sandomierskiej. *Ann. UMCS, Sect. B*, **44/45**: 67–93.
- Wójcik A., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Przeworsk. Narod. Arch. Geol. PIG–PIB, Warszawa.
- Wójcik A., Jugowiec M., 1998 — The youngest member of the folded Miocene in the Andrychów region (Southern Poland). *Prz. Geol.*, **46**, 8/2: 763–770.
- Zając R., 1987 — Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.*, **31**, 4: 599–608.
- Zimnal Z., 2002 — Plejstocenijskie osady pylasto-piaszczyste w profilu Rzeszów – Żabniki. *W: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”*. Borne Sulinowo, 3–7 września 2002 roku, Sosnowiec: 58–59.
- Zimnal Z., Malata T., 1999 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rzeszów (982). Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.–PIB, Warszawa.
- Znosko J., Dadlez R., Grocholski A., Kowalczewski Z., Ryłko W., Ryka W., 1998 — Atlas tektoniczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Zuber R., 1909 — Przyczynki do stratygrafii i tektoniki Karpat. *Kosmos*, **34**: 788–829.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Głogów Małopolski (981)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



#### Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska przekształcona peryglacialnie
- Moreny czołowe, przeważnie spiętrzone

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe w ogólności, przekształcone peryglacialnie

#### Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Równiny akumulacji lessowej oraz wysoczyzna lessowa pagórkowata, nierozdzielona

#### Formy rzeczne

- Koryta: a. rzek, b. potoków
- Podcięcia erozyjne
- Tarasy akumulacyjne zalewowe 2,0–5,0 m n.p. rzek
- Tarasy akumulacyjne nadzalewowe 6,0–8,0 m n.p. Wisłoka (taras rędzinny)
- Tarasy akumulacyjne nadzalewowe 6,0–10,0 m n.p. rzek
- Tarasy erozyjno-akumulacyjne (średnie) 12,0–30,0 m n.p. rzeki
- Stożki napływowe

#### Formy denudacyjne i rzeczno-denudacyjnych

- Fragmenty powierzchni równi – poziomy:
  - 320–350 m n.p.m (pogórski)
  - 270–300 m n.p.m (przydolinny)
- Grzbiety i garby na przecięciu zboczy dolin, szerokie i zaokrąglone
- Wierzchołki
- Przełęcz
- Stoki grzbietów i zbocza dolin
- Powierzchnie spłaszczeń z pokrywą utworów soliflukcyjnych i deluwialnych
- Osuwiska
- Małe doliny rzeczne:
  - Doliny wcosowe (V-kształtne)
  - Doliny płaskodenne (skrzynkowe)
  - Doliny nieckowate
  - Długie stoki

#### Formy utworzone przez roślinność

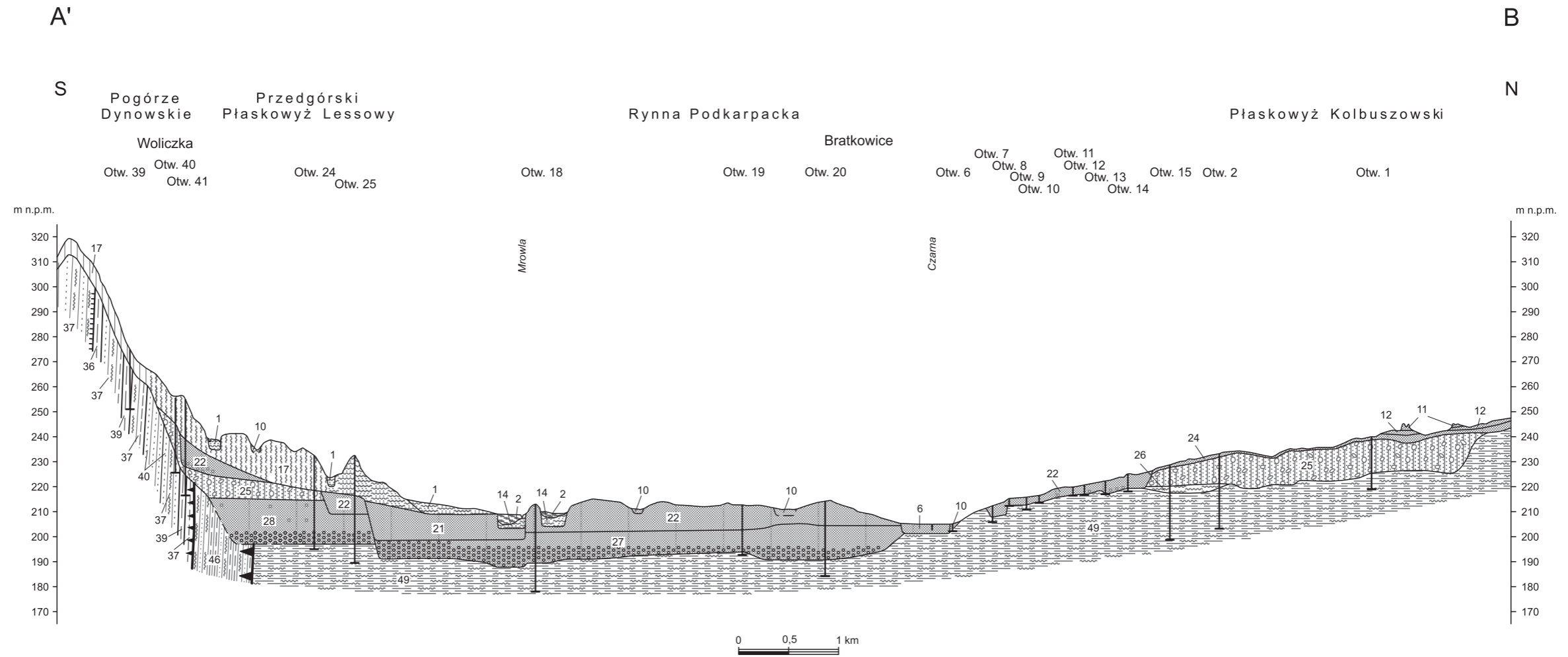
- Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne

- Żwirownie (Ż), piaskownie (P), glinianki (G)
- Nasypy (n), wysypiska (w)
- Wcięcia dróg

Opracował: Z. ZIMNAL

**PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY A-B (fragment)**



- |                      |                         |                      |
|----------------------|-------------------------|----------------------|
| 1 — $f_{mQ_h}$       | 14 — $f_{pmp}Q_{p^4}$   | 36 — $iE$            |
| 2 — $tnQ_h$          | 21 — $f_{pż}Q_{p^3}$    | 37 — $pcmeCr_3 - Pc$ |
| 6 — $f_{mQ_h}^{(f)}$ | 22 — $fg_{p}^S$         | 39 — $ipeCr_{st-m}$  |
| 10 — $d_mQ$          | 25 — $g_{zW}^S Q_{p^2}$ | 40 — $pcCr_{st-m}$   |
| 11 — $e_{pQ}^{(w)}$  | 27 — $f_{pż}^S Q_{p^2}$ | 49 — $iM_{2-3}$      |
| 12 — $e_pQ$          | 28 — $f_{pż}^N Q_{p^2}$ |                      |

- |  |        |  |               |
|--|--------|--|---------------|
|  | Żwiry  |  | Gliny zwałowe |
|  | Piaski |  | Łupki         |
|  | Mułki  |  | Iłowce        |
|  | Torfy  |  | Mułowce       |
|  | Lessy  |  | Piaskowce     |

Uwaga: pozostałe objaśnienia jak na mapie

**SZCZEGÓŁOWE METRYCZKI OTWORÓW WIERTNICZYCH UMIESZCZONYCH NA MAPIE GEOLOGICZNEJ**

1 240,0 ● M <sub>2-3kk</sub> -14,6 (21,0)	10 216,5 ● M <sub>2-3kk</sub> -2,8 (3,0)	21 236,4 ● M <sub>2-3kk</sub> -50,0 J -2455,0 T <sub>w</sub> -2650,0 T <sub>p3</sub> -2692,0 T <sub>p1-2</sub> -2790,0 C <sub>v3</sub> -2856,0 Pt <sub>3rz</sub> -3100,0 (3110,0)	28 212,0 ● M <sub>2-3kk</sub> -25,0 D <sub>2-3</sub> -2745,0 (2840,0)	36 287,6 ● M <sub>2gb</sub> -9,2 (52,0)	46 234,3 ● M <sub>2cho+gb</sub> -40,0 sCrPg+zM <sub>2</sub> -435,0 M <sub>2-3kk</sub> -1692,0 Pt <sub>3rz</sub> -3184,0 (3252,0)	57 234,5 ● M <sub>2-3kk</sub> +M <sub>2cho+gb</sub> -10,0 OI - 455,0 Cr <sub>3Pci</sub> -855,0 E -2380,0 sCrPg -2440,0 (3200,0)
2 233,0 ● M <sub>2-3kk</sub> -13,6 (30,0)	11 220,0 ● M <sub>2-3kk</sub> -3,2 (3,5)	22 245,6 ● M <sub>2-3kk</sub> -20,0 J <sub>2</sub> -2925,0 T -3253,0 C <sub>v</sub> -3452,0 (3511,0)	29 230,0 ● zM <sub>2</sub> +M <sub>2-3kk</sub> -25,0 T -2505,0 C <sub>v</sub> -2620,0 (2701,0)	37 285,0 ● M <sub>2gb</sub> -5,0 (11,0)	47 260,0 ● M <sub>2sk</sub> -20,0 sCrPg -190,0 zM <sub>2</sub> -1200,0 M <sub>2-3kk</sub> -1925,0 (1992,0)	58 280,0 ● M <sub>2-3kk</sub> +M <sub>2cho+gb</sub> -25,0 (50,0)
3 230,0 ● M <sub>2-3kk</sub> -30,0 C <sub>v1-2</sub> -2498,0 C <sub>in3</sub> -2690,0 D <sub>2-3</sub> -2731,0 D <sub>1</sub> -2876,0 (3000,0)	12 220,7 ● M <sub>2-3kk</sub> -3,7 (4,0)	23 265,0 ● M <sub>2-3kk</sub> -10,0 Cr <sub>3Pci</sub> -2925,0 zM <sub>2</sub> -1314,0 T -3097,0 C <sub>v</sub> -3411,0 O <sub>a</sub> -3652,0 (3707,0)	30 306,0 ● sCrPg -20,0 zM <sub>2</sub> -1858,0 M <sub>2-3kk</sub> -1985,0 C <sub>v</sub> -3400,0 (3502,0)	38 305,0 ● M <sub>2gb</sub> -12,6 (21,3)	48 281,0 ● Q -(24,0)	59 240,0 ● M <sub>2kk</sub> -23,0 Cr <sub>3Pci</sub> +E -435,0 zM <sub>2</sub> -3050,0 M <sub>2-3kk</sub> -3295,0 C <sub>v</sub> -3380,0 O <sub>a</sub> -3570,0 (3604,0)
4 220,0 ● M <sub>2-3kk</sub> -22,0 C <sub>v1-2</sub> -2182,0 D <sub>2-3</sub> -2274,0 D <sub>1</sub> -2400,0 Pt <sub>3rz</sub> -2600,0 (2621,4)	13 222,3 ● M <sub>2-3kk</sub> -5,0 (5,3)	14 225,1 ● M <sub>2-3kk</sub> -5,8 (7,0)	31 257,5 ● M <sub>2kk</sub> -52,0 zM <sub>2</sub> -488,0 M <sub>2-3kk</sub> -1160,0 (1830,0)	39 278,0 ● Cr <sub>st-mi</sub> -8,0 (24,0)	49 281,3 ● M <sub>2cho+gb</sub> -43,0 (50,0)	60 232,0 ● M <sub>2gb</sub> -21,0 sCrPg -540,0 zM <sub>2</sub> -2827,0 M <sub>2-3kk</sub> -3260,0 C <sub>v</sub> -3315,0 O <sub>a</sub> -3421,0 (3438,0)
5 216,0 ● M <sub>2-3kk</sub> -25,0 C <sub>v3</sub> -2108,0 C <sub>in3</sub> -2165,0 D <sub>2-3</sub> -2247,0 D <sub>1</sub> -2536,0 (2551,0)	15 228,7 ● M <sub>2-3kk</sub> -11,3 (30,0)	24 231,6 ● M <sub>2-3kk</sub> -35,5 (37,5)	32 305,0 ● sCrPg -10,0 zM <sub>2</sub> -1256,0 M <sub>2-3kk</sub> -1408,0 T -3160,0 C <sub>v</sub> -3330,0 O <sub>a</sub> -3380,0 (3410,0)	40 255,6 ● sCrPg -22,2 (24,0)	50 285,0 ● M <sub>2cho+gb</sub> -25,0 (34,3)	61 247,5 ● M <sub>2gb</sub> -27,0 Cr <sub>3Pci</sub> +E -465,0 zM <sub>2</sub> -3147,0 M <sub>2-3kk</sub> -3342,0 C <sub>v</sub> -3390,0 O <sub>a</sub> -3542,0 Pt <sub>3rz</sub> -3632,0 (3807,0)
6 205,2 ● M <sub>2-3kk</sub> -2,3 (3,0)	16 213,5 ● M <sub>2-3kk</sub> -8,0 Pt <sub>3rz</sub> -1844,0 (1853,0)	25 232,5 ● M <sub>2-3kk</sub> -35,5 (43,0)	33 339,7 ● sCrPg -20,0 zM <sub>2</sub> -1330,0 M <sub>2-3kk</sub> -1875,0 T -3225,0 Pt <sub>3rz</sub> -3470,0 (3596,0)	41 255,0 ● Cr <sub>st-mi</sub> -30,3 (38,5)	51 279,4 ● Q -(15,0)	62 223,8 ● M <sub>2kk</sub> -25,0 sCrPg -520,0 zM <sub>2</sub> -3170,0 M <sub>2-3kk</sub> -3540,0 C <sub>v</sub> -3600,0 O <sub>a</sub> -3645,0 (3733,0)
7 212,5 ● M <sub>2-3kk</sub> -4,7 (6,7)	17 230,1 ● M <sub>2-3kk</sub> -25,0 T -2505,0 C <sub>v</sub> -2108,0 (2701,0)	26 220,0 ● M <sub>2kk</sub> -30,0 M <sub>2gb</sub> -410,0 M <sub>2</sub> -528,0 sCrPg - 540,0 M <sub>2</sub> -1635,0 M <sub>2-3kk</sub> -1705,0 (1812,0)	34 339,7 ● M <sub>2gb</sub> -30,0 sCrPg -380,0 zM <sub>2</sub> -1545,0 M <sub>2-3kk</sub> -2035,0 (2515,0)	42 255,0 ● M <sub>2cho+gb</sub> -20,0 sCrPg -485,0 M <sub>2-3kk</sub> -2277,0 (2404,0)	52 285,0 ● Q -(15,0)	63 232,0 ● M <sub>2gb</sub> -21,0 M <sub>2</sub> -410,0 M <sub>2sk</sub> -420,0 sCrPg -470,0 zM <sub>2</sub> -2285,0 M <sub>2-3kk</sub> -2305,0 (3315,0)
8 215,3 ● M <sub>2-3kk</sub> -2,8 (3,0)	19 212,7 ● M <sub>2-3kk</sub> -18,8 (20,0)	27 237,5 ● M <sub>2gb+kk</sub> -31,0 M <sub>2</sub> -220,0 sCrPg -370,0 M <sub>2</sub> -1635,0 M <sub>2-3kk</sub> -445,0 (1812,4)	35 320,3 ● sCrPg+zM <sub>2</sub> -10,0 M <sub>2-3kk</sub> -1980,0 T -3325,0 C <sub>v</sub> -3503,0 O <sub>a</sub> -3950,0 (3985,0)	43 264,0 ● M <sub>2cho+gb</sub> -20,0 sCrPg -449,5 zM <sub>2</sub> -2155,7 M <sub>2-3k</sub> -2255,7 J <sub>2</sub> -3172,0 (3282,0)	53 285,5 ● Q -(15,0)	64 232,0 ● M <sub>2gb</sub> -21,0 M <sub>2</sub> -410,0 M <sub>2sk</sub> -420,0 sCrPg -470,0 zM <sub>2</sub> -2285,0 M <sub>2-3kk</sub> -2305,0 (3315,0)
9 215,8 ● M <sub>2-3kk</sub> -3,1 (5,0)	20 214,2 ● M <sub>2-3kk</sub> -23,5 (30,0)	28 212,0 ● M <sub>2-3kk</sub> -25,0 D <sub>2-3</sub> -2745,0 (2840,0)	36 287,6 ● M <sub>2gb</sub> -9,2 (52,0)	44 275,0 ● M <sub>2cho+gb</sub> -10,0 sCrPg -425,0 zM <sub>2</sub> -1985,0 M <sub>2-3kk</sub> -2277,0 (2356,0)	54 280,0 ● Q -(15,0)	65 265,6 ● Q -(15,0)
				45 270,0 ● M <sub>2cho+gb</sub> -20,0 sCrPg+zM <sub>2</sub> -425,0 M <sub>2-3kk</sub> -2277,0 (2499,5)	55 265,6 ● Q -(15,0)	66 265,6 ● M <sub>2-3kk</sub> +M <sub>2cho+gb</sub> -10,0 (180,0)

cho — warstwy chodenickie  
kk — ility krakowieckie  
sk — warstwy skawińskie  
rz — warstwy rzeszowskie  
gb — warstwy grabowieckie  
i — warstwy inceramowe  
z — Seria zgłobicka  
s — Seria skolska

U w a g a: symbole stratygraficzne  
jak na mapie geologicznej

Opracowali: P. MARCINIEC, Z. ZIMNAL

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Głogów Małopolski (981)

**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY**

Skala 1:100 000



NEOGEN	MIOCEN	1	Ilowce, mułowce z wkładkami piaskowców (warstwy jarosławskie)	Iły krakowieckie	SARMAT	MIOCEN ŚRODKOWY
		2	Piaskowce, zlepierce z fragmentami skał fliszowych i mułowce	Warstwy grabowieckie	BADEN	
		3	Mułowce, ilowce, piaskowce i zlepierce	Warstwy chodenickie i grabowieckie (nierozdzielone)		
		4	Ilowce piaszczyste, mułowce, piaski i piaskowce	Warstwy skawirskie		
KREDA-PALEOGEN	OLIGOCEN	5	Łupki, piaskowce i rogowce	Warstwy menilitowe	KREDA GÓRNA-PALEOGEN	SANTON-MASTRYCHT
	EOCEN	6	Łupki	Łupki pstre		
	KREDA GÓRNA-PALEOGEN	7	Piaskowce, margle, łupki z wkładkami łupków pstrych	Warstwy inoceramowe		
		8	Margle, mułowce margliste z blokami fliszowymi i egzotykami, olistity (okrucowce osuwiskowe z Makówki)			
	KREDA GÓRNA	9	Łupki pstre	KONIAK-MASTRYCHT		
		10	Piaskowce gruboławicowe, zlepierce z przelawieniami łupków-ogniwo piaskowców z Leszczyn			
KREDA DOLNA	11	Łupki, piaskowce z wkładkami margli fukoidowych (ogniwo z Posady Rybotyckiej)	TURON-KONIAK			
	12	Margle krzemionkowe, piaskowce i łupki				
NEOGEN	MIOCEN	14	Ilowce i mułowce z wkładkami piaskowców (warstwy jarosławskie)	Iły krakowieckie	SARMAT	MIOCEN ŚRODKOWY
		15	Ilowce, mułowce i piaskowce	Warstwy grabowieckie i iły krakowieckie (nierozdzielone)	BADEN	
		16	Mułowce, piaskowce i ilowce	Warstwy grabowieckie		
		17	Łupki ilasto-piaszczyste, mułowce z wkładkami piaskowców	Warstwy skawirskie		
NEOGEN	MIOCEN	18	ZAPADLIŚKO PRZEDKARPACKIE Ilowce i mułowce z wkładkami piaskowców (warstwy jarosławskie i przeworskie)	Iły krakowieckie	SARMAT-PANON	MIOCEN ŚRODKOWY-GÓRNY

- a Granica nasunięcia karpackiego: a - pewna, b - przypuszczalna
- b Granica nasunięcia miocenu sfałdowanego: a - pewna, b - przypuszczalna
- c Nasunięcia i złuszkowania: a - pewne, b - przypuszczalne
- d Uskoki: przypuszczalne
- e Granice warstw geologicznych: a - pewne, b - przypuszczalne
- 25 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej i rzędną stropu utworów miocenijskich w m n.p.m.
- 15 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej
- 215,0 Wybrane otwory wiertnicze umieszczone na mapie dokumentacyjnej z rzędną stropu miocenu w m n.p.m.
- 210 Izohipsy stropu miocenu w m n.p.m.
- A-B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- A'-B' Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Opracowali: P. MARCINIEC, Z. ZIMNAL