



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

KRYSTYNA PIOTROWSKA, ZBIGNIEW KOTAŃSKI, ALEKSANDRA GAWĘDA,
JERZY PIOTROWSKI, WOJCIECH RĄCZKOWSKI

Główni koordynatorzy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — S. LISICKI, W. MORAWSKI

Koordynator regionu karpackiego — P. NESCIERUK

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Tatry Zachodnie (1060)
(z 6 tab. i 3 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2014

Autorzy: Krystyna PIOTROWSKA¹, Zbigniew KOTAŃSKI¹, Aleksandra GAWĘDA²,
Jerzy PIOTROWSKI¹, Wojciech RĄCZKOWSKI³

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

² Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

³ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

Redakcja merytoryczna: Zofia STAŃCZAK

Akceptował do udostępniania
Dyrektor ds. państwowej służby geologicznej
mgr inż. Andrzej PRZYBYCIN

ISBN 978-83-7863-374-7

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2014

Przygotowanie wersji cyfrowej: Jadwiga GAC-JACHOWICZ, Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp (Z. Kotański, K. Piotrowska, W. Rączkowski)	7
II. Ukształtowanie powierzchni terenu (W. Rączkowski)	11
III. Budowa geologiczna	13
A. Stratygrafia	14
Skały krystaliczne (A. Gawęda)	14
1. Proterozoik (?)–karbon	15
2. Devon (?)–karbon	15
3. Karbon	15
4. Karbon–kreda (?)	16
Skały osadowe	16
Sekwencje wierchowe (K. Piotrowska, Z. Kotański, J. Piotrowski)	16
Autochton i płaszczowiny wierchowe	16
1. Trias	17
a. Trias dolny	17
Ind	17
Olenek	17
b. Trias środkowy	17
Anizyk + ładyn	17
c. Trias górny	18
Karnik + noryk	18
Retyk	18
2. Jura	18
a. Jura dolna–środkowa	18
Toark + aalen	18
b. Jura środkowa	19
Bajos + baton	19
3. Jura–kreda	19
a. Jura środkowa–kreda dolna	19
Kelowej–hoteryw	19
4. Kreda	20
a. Kreda dolna	20

Barrem–apt	20
b. Kreda dolna–górną	20
Alb–turon	20
Alb–turon dolny	20
Sekwencje reglowe	21
Sekwencja reglowa dolna (płaszczyzna kriżniańska) (<i>K. Piotrowska, Z. Kotański, J. Piotrowski</i>)	21
1. Trias	21
a. Trias dolny	21
Ind	21
Olenek	21
b. Trias środkowy	21
Anizyk + ładyn	21
c. Trias górny	22
Karnik + noryk	22
Retyk	22
2. Jura	23
a. Jura dolna	23
Hetang–pliensbach	23
Hetang–pliensbach dolny	23
Pliensbach–toark	23
Pliensbach górny–toark	23
b. Jura środkowa–górną	23
Bajos–tyton	23
Bajos–tyton dolny	23
3. Jura–kreda	24
a. Jura górna–kreda dolna	24
Tyton–hoteryw	24
4. Kreda	24
a. Kreda dolna	24
Walanżyn–apt	24
Sekwencja reglowa górna (płaszczyzna choczańska) (<i>K. Piotrowska</i>)	25
1. Trias	25
a. Trias środkowy	25
Anizyk	25
Anizyk–ładyn	25
b. Trias środkowy–górną	25
Ładyn + karnik	25
c. Trias górny	26
Karnik + noryk	26
Retyk	26

2. Jura	26
a. Jura dolna–środkowa	26
Hetang–aalen	26
Sekwencje posttektoniczne (eocen numulitowy i flisz podhalański)	26
1. Paleogen (<i>K. Piotrowska</i>)	26
a. Eocen	26
b. Oligocen	27
Czwartorzęd (<i>W. Rączkowski</i>)	29
a. Plejstocen	29
Złodowacenia południowopolskie + złodowacenia środkowopolskie	30
Złodowacenia północnopolskie	30
b. Plejstocen–holocen	31
Złodowacenia północnopolskie–holocen	31
c. Holocen	32
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	32
Tektonika skał krystalicznych (<i>A. Gawęda</i>)	33
Tektonika skał osadowych (<i>K. Piotrowska, Z. Kotański, J. Piotrowski</i>)	34
Tektonika nieciągła (dysjunktywna) i neotektonika (<i>K. Piotrowska</i>)	36
Rzeźba podłoża czwartorzędu (<i>W. Rączkowski</i>)	38
C. Rozwój budowy geologicznej	38
Skały krystaliczne (<i>A. Gawęda</i>)	38
Skały osadowe	40
Sekwencje wierchowe (<i>K. Piotrowska</i>)	40
Autochton i płaszczowiny wierchowe	40
Sekwencje regłowe	42
Sekwencja regłowa dolna (płaszczowina kriżniańska) (<i>K. Piotrowska</i>)	42
Sekwencja regłowa górna (płaszczowina choczańska) (<i>K. Piotrowska</i>)	44
Sekwencje posttektoniczne	46
Eocen numulitowy i flisz podhalański (<i>K. Piotrowska</i>)	46
Czwartorzęd (<i>W. Rączkowski</i>)	48
IV. Podsumowanie (<i>K. Piotrowska, W. Rączkowski</i>)	50
Literatura	51

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:70 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:70 000

Tablica III — Szkic tektoniczny w skali 1:70 000

I. WSTĘP

Arkusz Tatry Zachodnie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) obejmuje obszar położony między współrzędnymi geograficznymi: 19°45' i 20°00' długości geograficznej wschodniej oraz 49°10' i 49°20' szerokości geograficznej północnej. Pod względem administracyjnym znajduje się on w obrębie województwa małopolskiego (powiatu tatrzańskiego; gmin: Kościelisko, Zakopane i Poronin). Przez teren arkusza przebiega granica Polski ze Słowacją.

Według Kondrackiego (2009) obszar objęty zdjęciem geologicznym należy do podprowincji Centralne Karpaty Zachodnie, mezoregionów: Pogórze Spisko-Gubałowskie, Rów Podtatrzański, Tatry Zachodnie i niewielkiego fragmentu mezoregionu Tatry Wschodnie. Biorąc pod uwagę jednostki strukturalne, stanowi on część Karpat wewnętrznych i obejmuje nieckę podhalańską oraz Tatry. Niecka podhalańska jest obniżeniem tektonicznym – synklinorium wypełnionym fliszowymi utworami paleogenu. Oddziela ona Tatry od pienińskiego pasa skałkowego i zewnętrznych Karpat fliszowych.

Omawiany arkusz został sporządzony na podstawie projektu badań dla opracowania arkusza Tatry Zachodnie (1060) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, zatwierdzonego przez Ministra Środowiska i Zasobów Naturalnych decyzją KOK/33/96 dnia 29.07.1996 r.

W celu wykonania niniejszego opracowania przeprowadzono badania geologiczne z zakresu stratygrafii, tektoniki, paleontologii i geofizyki. Wykonano 20 sond ręcznych i 67 sond mechanicznych o średniej głębokości 3 m, 30 wkopów o powierzchni średnio 4 m³ i oczyszczono ściany 30 odsłonięć (ok. 150 m²). Badania geofizyczne prowadzono wzdłuż ciągu o długości 5 km metodą płytkiej sejsmiki udarowej: w Dolinie Bystrej na północ od Kuźnic, na Hali Ornak (Kenig, Lindner, 2001) i na Równi Krupowej w obrębie Zakopanego. Pozwoliły one na określenie głębokości występowania podłoża podczwartorzędowego. Z otworu na Hali Ornak (punkt dok. 1, rzędna 1098 m n.p.m.) wykonanego wiertnicą geoprobe uzyskano dziewięć metrów rdzenia, z którego próbki przeanalizowała Kenig (1998). Na ich podstawie wydzielono trzy poziomy glin zwałowych zlodowaceń północnopolskich (na obszarach alpejskich odpowiednikiem ich jest Würm) (Kenig, Lindner, 2001).

Niezmiernie ważną rolę w wyjaśnieniu budowy geologicznej struktury tatrzańskiej odegrały głębokie wiercenia, a zwłaszcza wiercenie Zakopane IG-1 (otw. 5) usytuowane około 2 km na północ od brzegu Tatr, na zboczach Antałówki (Sokołowski, 1973). Istotnych danych dostarczyły także wiercenia Hruby Regiel IG-2 (otw. 4), Skocznia IG-1 (otw. 6) i Siwa Woda IG-1 (otw. 3) (Chowaniec i in., 1975).

Badania geologiczne w Tatrach prowadzone są od około 200 lat. Zaangażowani w nie byli niemal wszyscy wybitni geolodzy polscy, począwszy od S. Staszica i L. Zejsznera, J. Morozewicza, S. Kreuza, M. Raciborskiego i M. Limanowskiego do W. Goetla, S. Sokołowskiego, E. Passendorfera i F. Rabowskiego, a także wybitni geolodzy zagraniczni, tacy jak: R. Murchison, V. Uhlig, M. Lugeon i D. Andrusov. Dotyczyły one wszystkich dziedzin geologii: petrografii, stratygrafii, paleontologii, sedimentologii, paleogeografii i tektoniki.

Omówienie najważniejszych badań geologicznych w Tatrach zawierają Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Tatry Zachodnie, Tatry Wysokie (Kotański i in., 1998a). W niniejszym opracowaniu fragmenty historii badań są cytowane z wyżej wymienionych Objąsnień.

Pierwszą mapą geologiczną Tatr była niepublikowana mapa G. Stachego. Prawdopodobnie opierając się na niej Uhlig (1889) po raz pierwszy opracował i opublikował mapę całych Tatr wraz z częścią Podhala, Spisza i Liptowa. W 1936 r. ukazała się Mapa geologiczna pasa regłowego okolic Zakopanego w skali 1:20 000 autorstwa Goetla i Sokołowskiego.

Zasadnicze znaczenie dla poznania geologii Tatr i Podhala miały następujące publikacje: Uhlig (1891, 1897, 1900, 1907, 1911), na podstawie których ustalono następstwo warstw jury i kredy oraz wydzielono serie wierchowe – wysokotatrzańskie i regłowe – dolnotatrzańskie; Limanowskiego (1901) – o faunie werfeńskiej; Kuźniara (1913), Wigilewa (1914) i Iwanowa (1973) – opisujące amonity liasu regłowego; Rabowskiego (1921) – o faunie wapienia muszlowego w serii wierchowej; Horwitza i Rabowskiego (1922) – o ramienionogach liasu wierchowego; Passendorfera (1921, 1922, 1930, 1935, 1938) – omawiające amonity batonu i kimerydu wierchowego, amonity i inną bogatą faunę albu wierchowego oraz fację urgonu w serii wierchowej; Kotańskiego (1959a–d, 1965a, b, 1986) – opisujące faunę werfeńską w serii wierchowej, diplopory ladyńskie w serii regłowej i anizyjskie w serii wierchowej; Radwańskiego (1959) – o retyku wierchowym; Lefelda (*Dadocrinus grundy*: Lefeld, Radwański, 1960); Biedy (1963) – o numulitach eoceńskich; Bacówny (Bac, Grochoczek-Piotrowska, 1965), Piotrowskiego (1965) – omawiające diplopory w serii wierchowej; Lefelda (1968) – o kalpionellach tytońskich i amonitach neokomu; Gaździckiego, Zawidzkiej (1973) – o otwornicach retyckich i anizyjskich oraz inne prace wielu geologów badających flisz podhalański

(np. Gołąba, 1947, 1952, 1959; Radomskiego, 1958, 1959; Roniewicz, 1959, 1963, 1966, 1969; Watychy, 1968; Mastelli, 1975).

Istotne znaczenie dla stratygrafii osadów tatrzańskich miało znalezienie ramienionogów w utworach płaszczowiny choczańskiej (Guzik, 1936) oraz wydzielenie przez Kotańskiego (1963, 1978, 1986) płaszczowiny strażowskiej na podstawie znalezionych przez niego amonitów i daonelli triasowych (warstwy z Partnach) oraz ladyńskich teutloporelli (dolomit z Wetterstein). W niniejszym opracowaniu przyjęto, nawiązując do badań geologów słowackich, że jednostki strukturalne, według Kotańskiego wchodzące w skład płaszczowiny strażowskiej (łuski: furkaski, Korycisk, Siwej Wody), wywodzą się z tej samej strefy, z której pochodzą jednostki strukturalne płaszczowiny choczańskiej. Tak też zostały one przedstawione na omawianym arkuszu oraz na arkuszu Szczegółowej Mapy Geologicznej Tatr w skali 1:10 000 (Piotrowska, 2008).

Dzięki rozpoziomowaniu węglanowych utworów triasu wierchowego (Kotański, 1956b, 1961; Piotrowski, 1965) i regłowego (Guzik, Kotański, 1963a, b) można było ustalić przestrzenną orientację strukturalnych jednostek regłowych. Szczególną rolę w poznaniu budowy geologicznej serii wierchowych odegrało opracowanie i wydanie przez Z. Kotańskiego rękopiśmiennych materiałów Rabowskiego (1959).

Z publikacji dotyczących obszaru występowania omawianych sekwencji wierchowych należy wymienić prace: Kotańskiego (1955, 1956a–d, 1959a–d, 1961, 1963, 1964, 1965a, b, 1967, 1971), Lefeldy (1957, 1968, 1996), Wójcika (1959), Bac (1963), Grochockiej-Rećko (1963), Jaroszewskiego (1963), Kostiukowa (1963), Sieciarza (1963), Szulczewskiego (1963a, b), Bac i Grochockiej (1965), Piotrowskiego (1965), Koisara (1966), Mikuszeńskiego (1967), Zawidzkiej (1967), Brodali (1969), Doktora (1969), Sygowskiego (1973), Peryta (1974), Perytowej (1974) oraz Bac-Moszaszwili i innych (1984). Obszar regłowy opracowali: Jaczynowski i Jaczynowska (1963), Kotański (1963, 1965a, 1974), Grabowski (1967), Kulikowski (1968), Bac (1971), Piotrowski (1978), Iwanow i Wiczorek (1987) oraz Bac-Moszaszwili (1993).

W latach 1958–1980 zostały wykonane wszystkie arkusze Mapy Geologicznej Tatr Polskich w skali 1:10 000 pod redakcją Guzika i Sokołowskiego. Zaktualizowany obraz budowy geologicznej Tatr znajduje się na Mapie Geologicznej Tatr Polskich w skali 1:30 000 (Bac-Moszaszwili i in., 1979). Po zgeneralizowaniu, został on wykorzystany do przygotowania Geologicznej Mapy Tatier w skali 1:50 000 (Nemčoka i in., 1994, przy współudziale autorów polskich) wydanej w Bratysławie, a także arkusza Tatry Zachodnie i Tatry Wysokie Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000 (Kotańskiego i in., 1998b).

Osobnym zagadnieniem są badania prowadzone w obrębie krystaliniku Tatr Zachodnich oraz we fragmentach krystaliniku, nasuniętych wraz z płaszczowinowymi jednostkami wierchowymi. Zdjęcie geologiczne krystaliniku Tatr Zachodnich (Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1:10 000, arkusze: Bobrowiec – 1959 r., Wołowiec – 1959 r. i Kamienista – 1959 r.) wykonał Michalik. Na Mapie Geologicznej Tatr Polskich w skali 1:30 000 (z 1979 r.) Jaroszewski przedstawił skały krystaliczne górnych partii Doliny Kościeliskiej. W. Ryka zestawiał natomiast istniejące materiały dotyczące krystaliniku do Geologiczkiej Mapy Tatier w skali 1:50 000 (Nemčok i in., 1994). Z prac omawiających skały krystaliczne wymienić należy także publikacje: Michalika (1951, 1952, 1955, 1968), Gawła (1959), Jaroszewskiego (1965, 1985), Skupińskiego (1975), Gawędy (1992a, b, 1993), Cieślińskiego (1993), Żelaźniewicza (1994, 1997), Kohúta, Janáka (1994) oraz Gawędy i Kozłowskiego (1995). Istotne znaczenie mają także prace Burcharta (1968, 1970) dotyczące tektoniki „wyspy Goryczkowej” i wieku krystaliniku ustalonego metodami izotopowymi oraz prace geologów słowackich (Maluski i in., 1993; Bezak, 1994).

Na podstawie badań geofizycznych przedstawiono hipotezę o allochtonicznej pozycji trzonu krystalicznego Tatr (Lefeld, Jankowski, 1985), o czym wspominał już Nowak (1927) w Zarysie Tektoniki Polski.

Sekwencja posttektogeniczna, którą rozpoczynają zlepieńce eocenu środkowego i leżące nad nimi wapienie eocenu numulitowego, jest dobrze poznana dzięki badaniom m.in. Raciborskiego (1890) i Uhliga (1897). Badania te były kontynuowane przez Limanowskiego (1910), a następnie Passendorfera (1951), Szafera (1958), Biedę (1959, 1963), Sokołowskiego (1959, 1973) oraz Roniewicza (1966, 1969).

Flisz podhalański (synklinorium podhalańskie) znajdujący się w Rowie Podtatrzańskim i budujący Pogórze Spisko-Gubałowskie był przedmiotem wielu opracowań. W wyniku badań Gołąba (1947, 1959), Watychy (1959), Michalika (1958), Halickiego (1961), Wiesera (1973), Mastelli (1975), Ozimkowskiego (1978), Mastelli i Ozimkowskiego (1979) oraz Małeckiej (1981), stan jego rozpoznania jest znaczny. Oznaczenia mikropaleontologiczne na tym terenie wykonywali: Bieda (1959), Blaicher (1973), Roniewicz i Pieńkowski (1979), Dudziak (1984, 1986) oraz Gaździcka (1999). Na ich podstawie Gaździcka (1999) stwierdziła, że w pobliżu kontaktu skał fliszowych z eocenem numulitowym w Staników Potoku wiek osadów fliszu podhalańskiego można określić jako oligocen górny (poziomy nannoplanktonowe NP 24 i NP 25 – *Sphenolithus ciperoensis*).

Osady czwartorzędowe na obszarze Tatr Zachodnich wyróżniane były najczęściej na podstawie kryteriów geomorfologicznych (Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1:10 000, Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1:30 000). Alpejski schemat zlodowaceń Pencka (Penck, 1882, 1891)

zastosował w Tatrach Lucerna (1908) wydzielając cztery zlodowacenia. Partsch (1923) i Gadomski (1926) przyjmowali trzy zlodowacenia. Do czterech okresów lodowcowych w Tatrach powrócił Romer (1929). Halicki (1930, 1951) przyjął trzykrotne zlodowacenie Tatr, a następnie przychylił się do koncepcji czterech zlodowaceń, co potwierdził swymi badaniami Klimaszewski (1972, 1985, 1988).

Badania paleobotaniczne utworów torfowych Tatr i Podhala prowadzili m.in.: Dyakowska (1932), Koperowa (1962) i Krupiński (1984). Zagadnienia zasięgu i wieku poszczególnych zlodowaceń i stadiałów były przedmiotem licznych opracowań, m.in.: Kotarby (1967, 1989), Klimaszewskiego (1972), Kotarby i innych (1977), Baumgart-Kotarby i Kotarby (1979), Lindnera (1985, 1994), Dzierżka i innych (1987) oraz Lindnera i innych (1993). Badania wieku osadów w jaskiniach prowadzili Głazek (1984) i Hercman (1991).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Tatry zawdzięczają swoją obecną rzeźbę procesom tektonicznym (fałdowaniom, nasunięciom i wyniesieniu), działalności lodowców górskich i procesom erozyjno-denudacyjnym, zachodzącym również współcześnie. Rzeźba ta uzależniona jest bardzo wyraźnie od budowy geologicznej. Południowa i zarazem najwyższa część Tatr zbudowana jest z odpornych skał krystalicznych i osadowych (głównie wapieni i dolomitów), natomiast północna – ze skał należących do płaszczowin reglowych.

Najwyższym szczytem na terenie Tatr Zachodnich jest Bystra (2248,0 m n.p.m.) znajdująca się na obszarze słowackiej części arkusza, a po stronie polskiej – Starorobociański Wierch (2176,0 m n.p.m.), przez który przebiega granica państwa. W Tatrach przeważają wierzchołki ostre (skaliste) natomiast w Rowie Podtatrzańskim i na Pogórzu Gubałowskim – kopia ste. Podobnie jest z grzbietami, w Tatrach są to grzbiety wąskie (skaliste), a na pozostałym obszarze – grzbiety zaokrąglone (tabl. I). Na wychodniach dolomitów i wapieni utworzyły się grzbiety twarde dzielcowe (monoklinalne). Grzbiety takie występują też na monoklinalnie zapadających ku północy warstwach fliszu podhalańskiego, na Pogórzu Gubałowskim.

W neogenie i najstarszym plejstocenie, w wyniku na przemian zrównywania i rozcinania terenu, powstały w najwyższych partiach Tatr i na Pogórzu Gubałowskim powierzchnie zrównań (Klimaszewski, 1988), które rozdzielone są dolinami poligenetycznymi.

W plejstocenie Tatry były zlodowacone kilkakrotnie. Rzeźba lodowcowa jest wynikiem wszystkich zlodowaceń, natomiast moreny czołowe, boczne, środkowe i formy rzeczno-lodowcowe są pozostałością ostatniego zlodowacenia. Przeważały zlodowacenia dolinne (miąższość lodowca osiągała

100–230 m) czego efektem są typowe U-kształtne doliny polodowcowe o dnach wypełnionych osadami moren czołowych, bocznych i środkowych. W górnych częściach dolin występują krawędzie kotłów lodowcowych, w niektórych dolinach przechodzące w krawędzie żłobów lodowcowych zachowane w postaci barków lodowcowych. Zbiornikami mas firnowo-lodowych były górne, niekiedy zawieszone odcinki dolin, swoim położeniem nawiązujące do poziomów niecałkowitego zrównania (Baumgart-Kotarba, 1983; Klimaszewski, 1988). Są one krótkie i z reguły nieprzełębione, oddzielone od właściwej doliny progiem kotła lub progiem doliny. Najlepiej wykształcone zostały w górnej części Doliny Miętusiej – w kotłach dolinek Litworowej i Mułowej. Na progach dolin występują zwykle wygłady lodowcowe. Stoki kotłów lodowcowych przekształcone są w ściany i stoki skalne – mniej urwiste niż w Tatrach Wysokich.

Na obszarze Tatr długość zlodowaconych odcinków dolin maleje od wschodu ku zachodowi. W Tatrach Zachodnich żaden z plejstocentrycznych lodowców nie wyszedł poza granicę Tatr. Górne, polodowcowe odcinki dolin są krótkie i przechodzą w doliny rzeczne, z listwami tarasów na zboczach oraz stożkami rzeczno-lodowcowymi na przedpolu Tatr. W obrębie dolin występują zwężenia – przełomy (zwane w Tatrach bramami) założone na wychodniach odpornych ławic, głównie wapieni, oraz rozszerzenia w obrębie mniej odpornych skał mułowcowych i łupkowych.

W górnych odcinkach dolin polodowcowych, po ustąpieniu lodowców, w warunkach klimatu peryglacjalnego, zgromadzony materiał morenowy i materiał stożków usypiskowych był przekształcany, a jego pozostałości są zachowane w postaci pięknie wykształconych reliktowych lodowców gruzowych. Są one dłuższe i lepiej rozwinięte niż w Tatrach Wysokich (Kotarba, 1996; Halouzka, Rączkowski, 1993).

Doliny rozcinające część reglową Tatr nie uległy zlodowaceniom i były modelowane przez procesy erozji rzecznej. Są to typowe doliny rzeczne o przekroju V-kształtnym (doliny wciosowe) i wyrównanym, przez wody roztopowe i niwalne, profilu podłużnym. Często występują tu też progi skalne w postaci wodospadów, zwanych w Tatrach siklawami i siklawicami. Najwyższy wodospad w tej części Tatr występuje w górnej części doliny Strążyskiej i jest to próg o wysokości około 13 m – Siklawica.

W późnym glacie i w holocenie rzeźba Tatr była modelowana głównie przez procesy denudacyjne i procesy występujące m.in. w związku z trzęsieniami ziemi (obrywy skalne – np. w Dolinie Miętusiej – Wantule i Dolinie Starorobociańskiej – na Dudowych Skałkach) i katastrofalnymi zjawiskami atmosferycznymi (spływy gruzowe występujące na większości stożków usypiskowo-napływo-

wych). Współcześnie zachodzące procesy geomorfologiczne nawiązują do pięter klimatyczno-roślinnych (Kotarba i in., 1987).

Na obszarze arkusza, w obrębie wapieni i dolomitów, z których zbudowane są głównie płaszczowiny wierchowe, rozwinął się system krasu powierzchniowego (Kotarba, 1967) oraz systemy jaskiń (Jaskinie TPN..., 1991–1996), z najdłuższą i najgłębszą jaskinią Polski – systemem Jaskinia Śnieżna–Wielka Litworowa o długości około 17 300 m i deniwelacji 814 m (Głazek, Grodzicki, 1996). W obrębie osadów morenowych występują leje krasowe, które jedynie wybiórczo zostały zaznaczone na szkicu.

Na północy, u podnóża Tatr, ciągnie się równoleżnikowo erozyjno-denudacyjny Rów Podtatrzański, wycięty w małoodpornych łupkach i mułowcach fliszu podhalańskiego. Podzielony jest on przez doliny rzek na odrębne obniżenia (Klimaszewski, 1952 – obniżenie Kościeliska, obniżenie Zakopiańskie) i garby (Garb Magury Witowskiej i Garb Gubałówki). Dna obniżeń znajdują się na wysokości 800–950 m n.p.m. i są wypełnione utworami stożków rzeczno-lodowcowych (Halicki, 1930, 1951; Starkel, 1957; Klimaszewski, 1988). Rozdzielające je garby osiągają wysokość 1000 m n.p.m., a ich zbocza są okryte także osadami stożków rzeczno-lodowcowych i pokrywami zwietrzelinowymi. Opisywane stożki ciągną się w kierunku północnym, w obrębie przełomowych dolin rzek i potoków je rozcinających (doliny Czarnego Dunajca i Zakopianki). Na zboczach dolin częstym zjawiskiem są różnego typu osuwiska o dużych rozmiarach, jak np. osuwisko na północno-wschodnich stokach Magury Witowskiej o powierzchni przekraczającej 150 ha.

Szczegółową Mapę Geomorfologiczną Tatr w skali 1:30 000 opracował Klimaszewski (1985, 1988). Na szkicu geomorfologicznym do omawianego arkusza, ze względu na jego skalę, nie udało się przedstawić wszystkich form występujących na opracowanym obszarze (tabl. I). W niektórych miejscach z konieczności zostały one pominięte (np. małe osuwiska, równiny torfowe), w innych zaznaczone jedynie symbolicznie (np. leje krasowe, drobne ostańce w postaci izolowanych skałek itp.).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

Masyw tatrzański należy do systemu łańcuchów alpejsko-karpackich wyłoniętych z oceanu Tetydy. Osady mezozoiczne znajdujące się obecnie na trzonie krystalicznym Tatr powstawały w kilku strefach paleogeograficznych. Położenie i zmienność warunków sedymentacji były przyczynami różnic w wykształceniu litologicznym.

W obrębie masywu tatrzańskiego wyróżnia się: trzon krystaliczny, pokrywę osadową trzonu krystalicznego (autochton i parautochton), płaszczowiny wierchowe: Czerwonych Wierchów i Giewontu, płaszczowiny regłowe: dolną – krizniańską i górną – chociażąską, sekwencje posttektoniczne (flisz podhalański i eocen numulitowy) i osady czwartorzędowe reprezentujące plejstocen i holocen.

Najstarsze datowania magmatyzmu bazaltowego zostały określone metodą LA-MC ICP-MS U-Pb na kryształach cyrkonu. Prekursorem amfibolitów z dolnego kompleksu strukturalnego były bazalty powstające w ryftach śródoceanicznych (typu MORB) o wieku 560 mln lat, zawierające magmowe składniki odziedziczone, datowane na około 600 mln lat. Ich powstanie wiąże się z rozpadem kontynentu Pannotia i otwieraniem wschodniego odcinka Oceanu Tornquista – Paleoazjatyckiego (Gawęda i in., 2017). Prekursorem amfibolitów z górnego kompleksu strukturalnego były bazalty toleitowe, intrudujące w ryfcie załukowym w interwale czasu 503–488 mln lat. Ich obecność jest wskaźnikiem otwierania i rozwoju Oceanu Rhei (Burda i in., 2015). Prekursorem ortognejsów dolnego kompleksu strukturalnego (po stronie polskiej) były intruzje granitoidów związanych z kolizją kadomską i datowanych na 534 mln lat. Wiek granitoidów Tatr Zachodnich waha się od 371 mln lat (granity Goryczkowej; Burda i in., 2013a), przez 368 mln lat – dioryty Tatr Zachodnich (Burda i in., 2011) i 365 mln lat (granity Wołowca) do 360 mln lat (granity Rohaczy; Gawęda i in., 2016). Szybkie stygnięcie ($70^{\circ}/\text{mln lat}$) i wynoszenie (2 mm/rok) zachodniej części Tatr określone zostało z użyciem metod LA-MC ICP-MS U-Pb na kryształach cyrkonu, tytanitu i apatyty i potwierdziło wcześniej uzyskany, metodą Rb-Sr, wiek na około 345 mln lat (Gawęda, 1995; Gawęda i in., 2018).

A. STRATYGRAFIA

SKAŁY KRYSTALICZNE

Na obszarze omawianego arkusza występują skały krystaliczne należące do różnych jednostek strukturalnych. W części południowo-wschodniej, na niewielkim terenie, widoczne są granity trzonu krystalicznego Tatr Wysokich. Południowa część terenu, stanowiąca trzon krystaliczny Tatr Zachodnich, zbudowana jest z sekwencji łupków, gnejsów i amfibolitów injekowanych różnymi odmianami granitów i pegmatytów. W kilku miejscach, na skałach osadowych autochtonu, znajdują się (w pozycji nasuniętej) skały krystaliczne stanowiące spągowe partie płaszczowiny Giewontu, odkłute od podłoża i wraz z pokrywą osadową przemieszczone ku północy ([tabl. II](#)).

W kompleksie krystalicznym Tatr Zachodnich można wyróżnić dwie jednostki strukturalne (dolny i górny kompleks strukturalny) różniące się charakterem deformacji tektonicznych i stopniem metamorfizmu.

1. Proterozoik (?)–karbon

Łupki krystaliczne, gnejsy i amfibolity tworzące dolny kompleks strukturalny zostały zmetamorfizowane w warunkach facji aktynolitowo-amfibolitowej i amfibolitowej, z wyraźnym zaznaczeniem młodszego metamorfizmu w facji zieleńcowej.

Górny kompleks strukturalny zbudowany jest z amfibolitów oraz migmatytów, gnejsów, łupków krystalicznych i kwarcytów grafitowych, w większości zmigmatyzowanych w warunkach górnej facji amfibolitowej. Wiek dwuetapowej migmatyzacji określony jest na 365 oraz 359 mln lat (Burda, Gawęda, 2009). Warunki ciśnienia i temperatury dla maksimum metamorfizmu określone zostały na 750–1100 MPa oraz $T = 700\text{--}780^{\circ}\text{C}$ (Gawęda i in., 1998; Gawęda, Cebulak, 1999; Burda, Gawęda, 2009).

2. Devon (?)–karbon

Gnejsy epidotowo-chlorytowe (górny kompleks strukturalny) występują w różnych miejscach w obrębie krystaliniku Tatr Zachodnich oraz w skałach krystalicznych jądra płaszczowiny Giewontu.

3. Karbon

Granitoidy z kryształami różowych skaleni potasowych są charakterystyczne przede wszystkim dla skał krystalicznych jądra płaszczowiny Giewontu (w obrębie tzw. wyspy krystalicznej Goryczkowej – Turnau-Morawska, 1959).

Granitoidy hybrydalne występują na niewielkiej powierzchni w południowo-wschodniej części obszaru omawianego arkusza. Były one określane jako tatryty (leukogranity – Turnau-Morawska, 1948), granodioryty (Sokołowski, 1959; Michalik, 1968) lub dioryty kwarcowe (Gorek, 1959), a także jako: tonality, granity zautometamorfizowane i granity typu Koszystej. Ostatnie badania geologów słowackich (Kohút, Janák, 1994) pozwoliły wyróżnić w obrębie masywu granitoidowego Tatr cztery odmiany petrograficzne: tonality biotytowe, granodioryty biotytowo-muskowitowe oraz granity porfirowe, granodioryty i dioryty kwarcowe. W niniejszym opracowaniu przyjęto określenie granitoidy hybrydalne.

Leukogranity zwane są tradycyjnie granitami białymi (Kreutz, 1930) lub alaskitami (Jaroszewski, 1965). Lokalnie występują w nich enklawy skał metamorficznych oraz starszych granitów, w wielu miejscach zmetamorfizowanych dynamicznie do ortognejsów. Z granitów tych zbudowany jest m.in. szczyt Wołowca, podnóża Starorobociańskiego Wierchu i dolna część profilu utworów

Dolinczańskiego Żlebu. Część leukogranitów charakteryzuje się obecnością wypełnień pegmatytowych.

Granodioryty biotytowe zostały sklasyfikowane jako granodioryty – tonality. Tworzą one ostre, poszarpane formy w rejonie Rohačy. Zbudowane są z nich także podnóża Jarząbczego Wierchu.

4. Karbon–kreda (?)

Mylonity i kataklazyty występują w strefach uskokowych, zazwyczaj pionowych lub zbliżonych do pionowych, o kierunku północny wschód–południowy zachód. W wielu miejscach występowanie tych skał przedłuża się z krystaliniku w skały osadowe, a także w obręb niecki podhalańskiej (Marynowski i in., 2001, 2006). Te ostatnie strefy uskokowe stanowiły drogi migracji dla węglowodorów (Marynowski i in., 2006).

SKAŁY OSADOWE

Osady mezozoiczne znajdujące się na trzonie krystalicznym powstawały w odnodze oceanu Tetydy. Strefa paleogeograficzna Tatricum (Andrusov, 1958), reprezentowana przez sekwencje wierchowe (autochtoniczne i nasunięte), znajdowała się w części północnej, a na południe od niej położona była strefa Fatricum, skąd wywodzi się płaszczowina reglowa dolna – kriżniańska. Jeszcze dalej na południu, w strefie Hronikum tworzyły się osady płaszczowiny reglowej górnej – choczańskiej.

Sekwencje (serie) wierchowe charakteryzują się osadami płytszych facji, dużym zróżnicowaniem facjalnym i licznymi przerwami sedymentacyjnymi, a sekwencje reglowe – osadami głębszych facji i pełnymi profilami. Podział serii reglowych na reglową dolną i górną wywodzi się z polskiej części Tatr (Rabowski, Goetel, 1925; Goetel, Sokołowski, 1930; Rabowski, 1954), a nazwy: kriżniańska i choczańska zostały wprowadzone przez geologów słowackich (Matějka, 1927; Matějka, Andrusov, 1930, 1931; Andrusov, 1936a, b).

Sekwencje wierchowe

Autochton i płaszczowiny wierchowe

Sekwencje wierchowe wchodzi w skład pokrywy autochtonicznej i paraautochtonicznej oraz nasuniętych płaszczowin (Czerwonych Wierchów i Giewontu). Po polskiej stronie Tatr profil omawianych sekwencji rozpoczynają utwory triasu dolnego leżące bezpośrednio na trzonie krystalicznym. Po stronie słowackiej, na wschodzie Tatr, w grani Jagnięcego Szczytu są one podścielone osadami permu – zlepieńcami kopersztadzkimi (wg Słowaków – medolskimi) (Passendorfer, 1957; Sokołowski, 1959). We wszystkich innych miejscach na obszarze słowackiej części Tatr leżą one na trzonie krystalicznym.

1. Trias

a. Trias dolny

Ind

Zlepieńce, piaskowce kwarcowe i łupki pstre reprezentują niższą część triasu dolnego. Profil rozpoczynają zlepieńce zawierające otoczaki kwarcu, porfirów i skał osadowych oraz metamorficznych (Roniewicz, 1959). Wyżej leżą piaskowce kwarcowe o znacznej odporności, zaznaczające się wyraźnie w rzeźbie zboczy tatrzańskich (zbocza Grzesia, Ornaku, Skrajnej Turni). Są one odpowiednikiem piaskowców werfeńskich znanych ze wschodnich Alp. W wyższych partiach piaskowców pojawiają się przewarstwienia pstrych łupków ilastych. Maksymalną miąższość osadów indu szacuje się na 165 m.

Olenek

Dolomity komórkowe, łupki pstre i wapienie czarne. Dolomity komórkowe charakteryzują się specyficzną formą wietrzenia polegającą na usuwaniu części materiału skalnego i pozostawianiu szkieletu z bardziej odpornych ścianek tworzących formy komórek. Wyżej znajdują się tzw. warstwy myophoriowe (nazwa pochodzi od brachiopodów *Myophoria* (*Costatoria*) *costata*) – brekcje, dolomity cienkolaminowane i wapienie czarne przewarstwiane łupkami czarnymi z *Costatoria costata* i *Naticella costata* (Kotański, 1955, 1961). Maksymalna miąższość tych osadów wynosi około 150 m.

b. Trias środkowy

Anizyk + ładyn

Wapienie robaczkowe, dolomity i brekcje (podstawowe). W profilu utworów anizyku najniżej leżą brekcje podstawowe, wyżej szare dolomity żółtowietrzejące, ciemne wapienie robaczkowe (odpowiednik „Würmlialk – Calcaires vermiculées” w Alpach) i wapienie krynoidowe. Zawierają one szczątki małży (*Pecten discites*, *Gervillea*), ślimaków (*Natica*) oraz liliowców (*Dadocrinus*). W wyższej części profilu znajdują się wapienie i dolomity z diploporami (*Physoporella praealpina*, *Physoporella pauciforata*, *Diploporella annulatissima*, *Diploporella helvetica*, *Diploporella hexaster*, *Macroporella*, *Poikiloporella*, *Griphoporella* – Kotański, 1967).

W niższej części profilu osadów ładynu, którego utwory tak samo jak utwory najwyższego anizyku występują tylko w obrębie autochtonu, znajdują się wapienie (pasiaste i robaczkowe) i dolomity płytowe, w wyższej – wapienie organodetrytyczne z fragmentami alg wapiennych i onkolitami (*Osagia nubeculariformis* – Piotrowski, 1965), a w najwyższej – zielonkawe łupki dolomityczne (tufity?), miejscami z materiałem klastycznym i piroklastycznym.

Najpełniej wykształcony profil osadów triasu środkowego odsłania się w masywie Kominów Tylkowych nad Przełęczą Iwaniacką. Maksymalna miąższość omawianych utworów wynosi około 800 m.

c. Trias górny

Osady triasu górnego występują tylko w obrębie autochtonu i wykazują znaczne zróżnicowanie.

Karnik + noryk

Łupki pstre, piaskowce kwarcowe i dolomity (kajper karpacki). W niższej części profilu omawianych osadów występują łupki czerwone i piaskowce kwarcowe, a w wyższej – dolomity i żółte łupki dolomityczne. Maksymalna miąższość utworów karniku i noryku wynosi około 160 m.

Retyk

Łupki (czarne i brązowe) i piaskowce (warstwy tomanowskie) osadziły się w warunkach lądowych. Zawierają szczątki flory: *Equisetum chałubiński*, *Clathropteris platiphylla*, *Cladophlebis lobata*, *Cladophlebis roesserti* i *Pallissya braunii* (Raciborski, 1891). W Czerwonych Żlebkach, w górnych partiach Doliny Tomanowej, lokalnie występują wkładki oolitów żelazistych, natomiast w Dolinie Chochołowskiej nad osadami noryku, spotykane są wapienie z koralami, mszycami i ostrygami (*Rhaetina gregaria* – Kotański 1959a–c, 1967; Radwański, 1968). Po słowackiej stronie Tatr, w Dolinie Cichej, w omawianych skałach znaleziono ślady stąpania jaszczurek *Coelurosaurus tatricus*. Miąższość utworów retyku wynosi około 80 m.

2. Jura

a. Jura dolna–środkowa

Toark + aalen

Wapienie piaszczyste, piaskowce i wapienie krynoidowe – formacja dudziniecka. Omawiane utwory występują tylko w obrębie autochtonu i reprezentowane są przez piaskowce gruboziarniste z małżami, ramienionogami i belemnitami, wapienie dolomityczne ze *Spiriferina moeschi* i *Spiriferina gillieronii* (Horwitz, Rabowski, 1922), ciemne wapienie z *Rhynchonella persinuata* i *Avicula münsteri* oraz piaskowce, zlepieńce i wapienie krynoidowe. Miąższość utworów jury dolnej może przekraczać 800 m.

b. Jura środkowa

Bajos + baton

Wapienie krynoidowe i wapienie bulaste z amonitami. Bajos reprezentują różowe, białe i szare wapienie krynoidowe, o niewielkiej miąższości, zawierające ramienionogi: *Rhynchonella spinosa*, *Rhynchonella acuticosta* v. *theodori* (Horwitz, Rabowski, 1922). W płaszczowinach Czerwonych Wierchów i Giewontu spoczywają one z przerwą sedymencyjną na wapieniach bądź dolomitach triasu środkowego (anizyku). W obrębie autochtonu wapienie bajosu leżą na osadach jury dolnej. Miejscami spotyka się w nich okruchy żółtych dolomitów noryku.

Na wapieniach krynoidowych leżą czerwone, niekiedy hematytowe wapienie bulaste batonu zawierające amonity (*Phylloceras kadernatschi*, *Phylloceras zignoi*, *Oppelia fusca* – Passendorfer, 1935, 1938). Wśród nich dominują formy typowo śródziemnomorskie oraz stromatolity (Szulczewski, 1963b).

3. Jura–kreda

a. Jura środkowa–kreda dolna

Kelowej–hoteryw

Wapienie masywne pseudoolitowe. Wapienie masywne różowe i wapienie bulaste (keloweju), wapienie pseudoolityczne, peloidalne i onkoidalne z kalpionellami (tytonu) i wapienie czarne (hoterywu), należą do formacji wapieni z Raptawickiej Turni (grupa Kominów Tylkowych).

W keloweju rozpoczyna się nowy cykl sedymencyjny, który kończy się w apcie. Najniżej w profilu utworów tego wieku, występują wapienie mikrytowe zawierające amonity *Perisphinctidae* i *Reineckeia* oraz ramienionogi *Glossothyris* (Kotański, 1959b). Na zboczach Giewontu w wapieniach keloweju występują amonity: *Perisphinctes recuperoi*, *Perisphinctes rudnicensis* i *Perisphinctes choffati* (Horwitz, Rabowski, 1922) oraz ramienionogi *Glossothyris* i *Rhynchonella*. Maksymalna miąższość osadów jury środkowej na obszarze omawianego arkusza wynosi około 60 m.

W oksfordzie osadzały się jasne, różowe i szare wapienie mikrytowe, w których miejscami znajdują się amonity *Perisphinctes delgadoi*, ramienionogi *Glossothyris*, a także mikrofacja filamentowa z *Bositra*.

Kimeryd reprezentują szare wapienie mikrytowe. W utworach tych na Małym Giewoncie oznaczone zostały amonity: *Taramelliceras*, *Aspidoceras*, *Nebroditis*, *Simoceras*, *Sutneria* (Passendorfer, 1928). Dla osadów kimerydu charakterystyczna jest także mikrofacja z *Saccocoma* i *Globochaete alpina* (Lefeld, Radwański, 1960).

Po stronie słowackiej w masywie Osobitej, występują wapienie krynowide z *Pygope diphy* oraz z amonitami Haploceratidae. W wapieniach tych stwierdzono przewarstwienia tufitów limburgitowych (Kotański, Radwański, 1959). Miąższość osadów jury górnej szacuje się na 50 m.

Najwyższą jurę i najniższą kredę reprezentują wapienie jasne, szare i czarne. Należą do nich tytońskie (jasne) wapienie pseudoolitowe, przechodzące w ciemne wapienie oolitowe walańzyny. Wapienie walańzyny zawierają, miejscami silnie scementowane ze skałą, skorupki amonitów. W najwyższym tytonie i beriasie występują Tintinnidae – *Crassicollaria* i *Calpionella* oraz *Tintinnopsella* (Lefeld, 1968). Omawiane utwory często określane są w literaturze sekwencją tytono-beriasu.

W hoterywie trwał ten sam rodzaj sedymentacji. Tworzyły się czarne wapienie spatyczne. Lokalnie występują w nich fragmenty rozkruszonych jeżowców (*Collyropsis* – Kotański, 1959b, c).

4. Kreda

a. Kreda dolna

Barrem–apt

Wapienie organodetrytyczne (facja rafowa urgonu) należą do formacji wapieni z Wysokiej Turni (grupa Kominów Tylkowych). Powstawały one od barremu do aptu dolnego (Passendorfer, 1922; Lefeld, 1968). Są to organodetrytyczne rafowe wapienie oraz brekcje zawierające pokruszone fragmenty organizmów wapiennych: glonów, otwornic, hydrozoa, koralu, mszywiolów, diplopor, gruboskorupowych małżów i ślimaków (facja urgonu). Pod koniec aptu obszar strefy wierzchovej został całkowicie wynurzony.

* *

*

W niektórych miejscach, na arkuszu, ze względu na skalę mapy, wapienie masywne pseudoolitowe (formacji wapieni z Raptawickiej Turni) (keloweju–hoterywu) i wapienie organodetrytyczne (facji rafowej urgonu) (formacji wapieni z Wysokiej Turni) (barremu + aptu) przedstawiono łącznie.

b. Kreda dolna–górna

Alb–turon

Alb–turon dolny

Margle i wapienie glaukonitowe z amonitami – formacja margli z Zabijaka. Pod Giewontem, na wapieniach facji rafowej urgonu, leżą wapienie glaukonitowe z konkrekcjami fosforytowymi zawierające skamieniałości z poziomu *Hoplites dentatus* (Passendorfer, 1930).

Na podstawie fauny amonitów sprecyzowano wiek wapieni glaukonitowych. Zawiera się on w przedziale: subzona *Cleonicerias floridum* – alb dolny–subzona *Mortoniceras altonense* – alb górny. Margle glaukonitowe sięgają po zonę *Stoliczkaia blancheti* (Marcinowski, Wiedmann, 1990). Nad wapieniami leży znacznej miąższości warstwa margli (Passendorfer, 1930). Zawierają one skamieniałości: *Taphrelminthopsis plana*, *Paleochorda submontana*, *Planolites punctatus*, *Granularia* sp., *Helminthoida* sp. (Lefeld, 1968). Ku górze osady margliste przechodzą w utwory marglisto-piaskowcowe typu fliszowego, sięgające, być może, do skał turonu dolnego włącznie (Krajewski w: Lefeld i in., 1985). Maksymalna miąższość osadów kredy może wynosić ponad 450 m.

Sekwencje reglowe

Sekwencja reglowa dolna (płaszczyzna kriżniańska)

1. Trias

a. Trias dolny

Ind

Piaskowce kwarcowe, miejscami z przeławiczeniami łupków z florą. Najstarsze warstwy osadów triasu dolnego płaszczyzny reglowej dolnej (kriżniańskiej) uległy redukcji w wyniku ścięć i odkłuć w procesie nasuwania. Najniżej w profilu utworów indu występują czerwone piaskowce przechodzące w jasne piaskowce kwarcowe. Nad nimi leżą łupki zawierające słabo zachowane szczątki flory (Limanowski, 1901). W wyższej części występują piaskowce zielonkawe z łyszczykami i piaskowce brązowe przeławicone łupkami zawierającymi liczne szczątki flory (Roniewicz, 1963). Maksymalną miąższość osadów szacuje się na ponad 70 m.

Olenek

Wapienie, dolomity, piaskowce i łupki pstry. Najniżej w profilu omawianych osadów występują piaskowce o wyraźnej oddzielności łupkowej, zawierające lokalnie małże *Costatoria costata* i *Gervillea* (Limanowski, 1901; Kotański, 1963) oraz dolomity komórkowe. Miejscami, bezpośrednio na piaskowcach olenku dolnego, leżą warstwy myophoriowe, rozpoczynające się lokalnie zlepieńcami. Warstwy te składają się głównie z naprzemianległych wapieni, dolomitów oraz łupków pstrych (Kotański, 1963; Guzik, 1963). Maksymalna miąższość osadów wynosi około 100 m.

b. Trias środkowy

Anizyk + lodyn

Dolomity i wapienie krynoidowe (typu Gutenstein). Dolomity diploporowe i wapienie krynoidowe typu Gutenstein z *Dadocrinus* i *Rhynchonella decurtata* (Kotański, 1965a, 1967)

anizyku zawierają diplopory: *Physoporella* cf. *pauciforata*, *Physoporella pauciforata*, *Physoporella* cf. *praealpina* i *Physoporella* cf. *dissita* (Kotański, 1967, 1973a).

W dolomitach diploporowych ladynu występują: *Diploporella annulata* var. *annulata*, *Diploporella annulata* var. *dolomitica*, *Diploporella universalis*, *Physoporella dinarica*, *Teutloporella* i *Macroporella* (Kotański, 1963, 1967), a w wapieniach – małże z rodzaju *Lima* i *Pecten* oraz ramienionogi z rodzaju *Terebratula* (Kotański, 1965a). Maksymalną miąższość triasu środkowego szacuje się na 500 m.

c. Trias górny

Karnik + noryk

Łupki pstre, piaskowce, dolomity i zlepieńce (kajper karpacki). Skały triasu górnego to łupki czerwone i zielone (pstre), piaskowce ze szczątkami roślin oraz jasne dolomity z wkładkami ciemnych łupków i zlepieńce. Jest to typowa facja kajpru karpackiego (Turnau-Morawska, 1953; Gaździcki i in., 1979). W osadach stwierdzono obecność ziaren pyłku z rodzajów *Ovallipolis* i *Corollina* (Fijałkowska, Uchman, 1993). Maksymalną miąższość utworów kajpru szacuje się na 300 m.

Retyk

Wapienie organodetrytyczne i łupki. Charakterystyczne dla tych utworów są wapienie megalodontowe (Goetel, 1917; Gaździcki, 1971), w których znaleziono: *Conchodon infra-liassicus*, *Conchodon goeteli*, *Rhaetomegalodon incisus* i *Rhaetomegalodon tatricus* (Gaździcki, 1974). Występują tu także: glony – *Girvanella*, *Acicularia*, *Solenopora* i spory *Globochaete*, szczątki ślimaków, liliowców, węzowideł i ryb (Gaździcki, 1974; Duffin, Gaździcki, 1977). W stropie profilu omawianych skał znajdują się piaszczyste muszlowce z *Lopha haidingeriana* (Goetel, 1917; Gaździcki, 1974). Maksymalna miąższość utworów retyku wynosi około 50 m.

* *

*

W niektórych miejscach, na arkuszu, ze względu na skalę mapy, osady triasu środkowego i górnego: dolomity i wapienie krynoidowe (typu Gutenstein) anizyku + ladynu; łupki pstre, piaskowce, dolomity i zlepieńce (kajpru karpackiego) karniku + noryku oraz wapienie organodetrytyczne i łupki retyku przedstawiono łącznie.

* *

*

Stratygrafię utworów triasu górnego i jury dolnej opracowano na podstawie zespołów otwornic bentosowych. Wyróżniono trzy poziomy otwornicowe (Gaździcki, 1983): poziom ścieśniony –

Triasina oberhauseri (noryk), poziom zespołowy – *Glomospirella friedli* i *Triasina hantkeni* (retyk) oraz poziom zespołowy – *Ophthalmidium leischneri* i *Ophthalmidium walfordi* (hetang–synemur).

2. Jura

a. Jura dolna

Hetang–pliensbach

Hetang–pliensbach dolny

Łupki mułowcowe, wapienie i piaskowce kwarcowe – formacja kopieńska. W dolnej części profilu osadów jury dolnej (liasu) dominują piaskowce i łupki typu gresteńskiego. Zawierają one małże: *Ostrea*, *Perna*, *Cardinia* i szczątki szkarłupni. Miejscami występują wkładki margli (Gaździcki, 1974). Wyżej w profilu znajdują się czarne wapienie margliste z *Pentacrinus*, z wkładkami łupków marglistych (górna część synemuru dolnego – wg Iwanowa, 1965), wapienie, piaskowce kwarcowe (synemuru) oraz wapienie plamiste z *Arietites* (pliensbachu dolnego).

Pliensbach–toark

Pliensbach górny–toark

Wapienie bulaste, wapienie krynoidowe, spongiolity i wapienie plamiste. Do pliensbachu górnego (domeru) należą wapienie z belemnitami i *Pentacrinus*, wapienie krzemionkowe oraz spongiolity i wapienie plamiste. W toarku powstały czerwone wapienie bulaste, wapienie manganowe, wapienie krynoidowe z czertami, wapienie plamiste i płytowe zawierające nieliczne amonity z rodziny Phylloceratidae i gatunku *Hildoceras bifrons* (Kuźniar, 1908; Iwanow, 1973). Miąższość osadów jury dolnej ocenić można na około 280 m.

b. Jura środkowa–górna

Bajos–tyton

Bajos–tyton dolny

Radiolaryty, wapienie radiolariowe i wapienie bulaste. W profilu osadów jury środkowej występują radiolaryty, wapienie radiolariowe, wapienie bulaste, radiolaryty z soczewkami czertów oraz radiolaryty plamiste bajosu i batonu (Gąsiorowski, 1959). Nad nimi znajdują się wapienie bulaste keloweju.

Profil jury górnej rozpoczynają czerwone radiolaryty i wapienie radiolariowe oksfordu dolnego, wyżej leżą radiolaryty zielone i wapienie radiolariowe z aptychami i belemnitami.

Wśród osadów kimerydu przeważają czerwone wapienie bulaste z *Saccocoma Agassiz* i z aptychami (lamellaptychy i laevaptychy – Gąsiorowski, 1959) wskazującymi już na kimeryd górny i tyton dolny. Miąższość omawianych utworów wynosi około 30 m.

* *

*

W niektórych miejscach na arkuszu, ze względu na skalę mapy, utwory jury dolnej–górnej (od hetangu do tytonu dolnego): łupki mułowcowe, wapienie i piaskowce kwarcowe (hetangu–pliensbachu dolnego), wapienie bulaste, wapienie krynoidowe, spongiolity i wapienie plamiste (pliensbachu górnego–toarku) oraz radiolaryty, wapienie radiolariowe i wapienie bulaste (bajosu–tytonu dolnego), przedstawiono łącznie.

3. Jura–kreda

a. Jura górna–kreda dolna

Tyton–hoteryw

Wapienie pelityczne (typu Biancone) są to oliwkowoszare wapienie krzemionkowe z licznymi tintinnidami i amonitami z rodziny Berriasellidae, takimi jak: *Berriasella callisto*, *Berriasella subcallisto*, *Berriasella oppeli*, *Berriasella praecox*, *Pseudosubplanites* cf. *lorioli*, *Dalmasiceras* (Eleanella) *collignoni*, *Substeuerceras benecke*i i innymi (Lefeld, 1974). Wiek tych skał Lefeld (1974) określa jako tytono–berias. Miąższość wapieni wynosi około 50 m.

4. Kreda

a. Kreda dolna

Walanżyn–apt

Margle plamiste z wkładkami turbidytów wapiennych i piaskowcowych – formacja margli z Kościeliskiej. Nad opisanymi wyżej osadami znajduje się zespół margli plamistych z wkładkami turbidytów wapiennych i piaskowcowych. W spągowych partiach tych skał występują Tintinnidae. W marglach zostały oznaczone gatunki amonitów: *Neocomites neocomiensis*, *Neocomites teschenensis*, *Spiticeras* sp., *Olcostephanus astierianus*, *Crioceratites* cf. *nolani*, *Crioceratites emerici*, *Balearites* sp. i *Silesites* aff. *seranonis* (Lefeld, 1974; Wigilew, 1914) wskazujące na wiek osadów walanżyn–barrem (Lefeld, 1974). Najmłodszymi utworami płaszczowiny reglowej dolnej są margle aptu. Osady młodsze od aptu występują już po słowackiej stronie Tatr. Miąższość osadów kredy dolnej wynosi ponad 300 m.

Sekwencja regłowa górna (płaszczowina choczańska)

1. Trias

a. Trias środkowy

Anizyk

Dolomity (typu Ramsau) z diploporami i onkolitami z *Physoporella pauciforata*, *Physoporella praealpina*, *Physoporella* aff. *dissita* i *Diplopora annulatissima* (Kotański, 1965a) występują w łusce Upłazu oraz w płaszczowinie choczańskiej między Doliną Lejową i Doliną Bobrowiecką. Maksymalna ich miąższość wynosi około 200 m.

Anizyk–ładyn

Wapienie z rogowcami (typu Reifling). Wapienie zielonoszare, bulaste z rogowcami są najbardziej głębokomorskimi osadami triasu. Zawierają one bogaty zestaw konodontów zespołu *Gladigondolella tethydis* i *Paragondolella excelsa* (Zawidzka, 1972) oraz zespół strzykw należący do rodzin Priscopedatidae i Thaelidae (Zawidzka, 1971). Miąższość omawianych osadów wynosi od 60 do 250 m.

Margle z amonitami (typu Partnach). Najwyżej w profilu osadów anizyku znajdują się margle (Kotański, 1973a; Aleksandrowicz, Szewczyk, 1981) zawierające jedyne w utworach triasu tatrzańskiego amonity: *Semiornites lennanus*, *Arestes* cf. *bramantei*, *Dinarites* cf. *hoerichi*, *Ptychites* cf. *opulentus*, *Flexoptychites* sp. oraz łodzikowate *Nautilus tintoretti* i *Nautilus* cf. *salinarius*, a także daonelle – *Daonella lommeli* i *Daonella tyrolensis* var. *parthanensis*. Inną znalezioną tu fauną są małże *Mysidioptera* sp. i *Pecten* sp., liczne drobne ślimaki, ramienionogi – *Mentzelia* cf. *mentzeli*, *Spiriferina* cf. *fragilis*, *Aulacothyris angustaeformis*, jeżowce – *Miocidaris* sp., *Cidaris dorsata*, grube człony liliowców, małżoraczki i mszywioly (Kotański, 1967, 1973a, c, 1979, 1985). Fauna ta wskazuje na anizyjsko-ladyński wiek warstw z Partnach. Miąższość tego ogniwa wynosi od 10 do 50 m.

W warstwach z Partnach razem z amonitami zostały znalezione kości płaza tarczogłowego (Kotański, 1961) nazwanego *Tatrasuchus kulczyckii* (Kotański, 1996; Maryńska, Shishkin, 1996). Maksymalna miąższość opisanych wyżej utworów triasu środkowego wynosi około 300 m.

b. Trias środkowy–górny

Ladyn + karnik

Dolomity bryłowe z amonitami i diploporami (typu Wetterstein). Ladyn i karnik reprezentują jasne dolomity bryłowe typu Wetterstein. Są one masywne i mają charakter rafowo-lagunowy. Zawierają szczątki amonitów, gąbek, koralów, liliowców, ślimaków (*Chemnitzia* sp.

i *Spirostylus extractus*), małży, otwornic oraz problematyki *Tubiphites obscurus*. Liczne są struktury ewinospongiowe. Najważniejszymi skamieniałościami są glony wapienne z rodziny Dasycladaceae i gatunki: *Teutloporella herculea*, *Teutloporella aequalis*, *Teutloporella tenuis*, *Diplopora annulata*, oraz rodzaje *Acicularia* i *Clypeina*. Pozwalają one datować wiek dolomitów na lądyn i karnik. Miąższość omawianych utworów wynosi od 200 do 1000 m (Kotański, 1997).

c. Trias górny

Karnik + noryk

Dolomity płytowe (typu Hauptdolomit). Karnik i noryk reprezentują ciemne dolomity płytowe, lokalnie z wkładkami łupków ilastych, znane z łuski Siwej Wody. Ich miąższość wynosi od 400 do 600 m.

Retyk

Wapienie organodetrytyczne – formacja norowicka. W retyku tworzyły się wapienie organodetrytyczne typu kesseńskiego z licznymi: ramienionogami *Rheatina pyriformis* i *Rheatina gregaria* (Guzik, 1959), koralami – *Phynacophyllum lejowae*, *Cyathocoenia alpina*, *Phacelostylophyllum robustum*, *Rethiophyllum paraclathrata*, *Astracomorpha crassiseptata* i *Parniroseris rectilamellosa* (Roniewicz, 1974), otwornicami – *Triasina hantkeni* i *Glomospirella* cf. *friedli* i konodontami – *Misikella posthernsteini* (Gaździcki, 1978). Maksymalna miąższość osadów retyku wynosi około 50 m.

2. Jura

a. Jura dolna–środkowa

Hetang–aalen

Wapienie krynoidowe, wapienie muszlowcowe z rogowcami i piaskowce (facja hierlatzka) – formacja wapieni z Miętusiej. Najniższą część jury dolnej reprezentują piaskowce. Wyżej w profilu występują wapienie krynoidowe i muszlowcowe z rogowcami. Miąższość omawianych utworów waha się od 60 do 250 m.

Sekwencje posttektogeniczne

(eocen numulitowy i flisz podhalański)

1. Paleogen

a. Eocen

Wzdłuż północnego brzegu Tatr, na różnych zespołach skalnych mezozoiku płaszczowin reglowych na Słowacji (w rejonie Zadnich Kosarzysk – bezpośrednio na trzonie krystalicznym) leżą

(w kontakcie sedymentacyjnym) węglanowe i litoralne osady eocenu numulitowego (Uhlig, 1897; Bieda, 1929, 1946, 1959, 1960, 1963; Passendorfer, 1951; Roniewicz, 1966, 1969).

Zlepieńce podstawowe. Najniżej w profilu osadów sekwencji posttektonicznych, transgredujących na zerodowaną strukturę mezozoiczną Tatr, znajdują się osady eocenu, reprezentowane przez zlepieńce szare i czerwone, o różnorodnym składzie litologicznym i wysokim stopniu obtoczenia. Tworzą one masywne ławice. Otoczaki są ostrokrawędziste i źle wysortowane. Spoiwo typu kontaktowego zawiera materiał piaszczysty, ilasty i węglan wapnia (Roniewicz, 1969). Maksymalna miąższość zlepieńców wynosi około 90 m.

Piaskowce dolomityczne i mułowce (łupkowate). Piaskowce dolomityczne występują powyżej zlepieńców, przy czym przejście pomiędzy nimi jest stopniowe. W obrębie zespołu piaskowcowego średnica ziarna maleje ku górze, zmniejsza się też miąższość ławic. Ku stropowi piaskowce dolomityczne przechodzą w mułowce łupkowate, dolomityczno-wapienne. Ze wzrostem wapnistości wiąże się też obecność drobnych i dużych otwornic (poziomy *Nummulites perforatus*, *Nummulites brongniarti* reprezentujące baton górny – Olempska, 1973). Maksymalna miąższość osadów wynosi około 40 m.

Wapienie organodetrytyczne (z numulitami). W osadach eocenu występują duże otwornice (Bieda, 1929, 1946, 1959, 1960, 1963; Olempska, 1973), stanowiące podstawę podziału biostratygraficznego, a także glony (Małecki, 1956). Wśród otwornic na uwagę zasługują: *Nummulites fabianii*, *Heterostegina multifida*, *Heterostegina reticulata*, *Discocyclina umbo*, *Actinocyclina radians*, *Discocyclina pratti*, *Discocyclina fortisi*, *Discocyclina discus* i *Discocyclina ephippium* (Olempska, 1973). Na Hrubym Reglu znaleziono *Nummulites perforatus* łącznie z *Nummulites brongniarti*. W wyższych częściach profilu omawianych osadów, w wapieniach występują wkładki zlepieńców. Maksymalna miąższość osadów eocenu wynosi około 150 m.

b. Oligocen

W skład fliszu podhalańskiego występującego na obszarze arkusza Tatry Zachodnie wchodzi oligoceńskie warstwy łupkowo-piaskowcowe (Gaździcka, 1999). Piaskowce są przeważnie drobno- i średnioziarniste, o spoiwie wapnistym, często zawierają liczne blaszki muskowitu. Ławice piaskowców o miąższości od kilku centymetrów do kilku metrów występują na przemian z różnej miąższości pakietami łupków. Na spągowych powierzchniach piaskowców znajdują się drobne hieroglify, głównie pochodzenia organicznego (rodzaju *Planolites* – Pieńkowski, Westwalewicz-Mogilska, 1986).

Osady fliszowe należą do trzech jednostek litostratygraficznych. Są to warstwy zakopiańskie, warstwy chochołowskie i warstwy ostryskie (Gołąb, 1959; Watycha, 1959, 1968). Można je określić jako nieformalne jednostki litostratygraficzne.

Łupki i piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z soczewami dolomitów żelazistych oraz z pakietami piaskowców gruboławicowych (warstwami z Kozińca) – warstwy zakopiańskie dolne. W omawianych osadach przeważają ciemnoszare łupki z pakietami piaskowców cienko- i średnioławicowych. Sporadycznie występują piaskowce o grubszych ławicach (warstwy z Kozińca) zgrupowane w zwarte kompleksy ciągnące się równolegle do północnej granicy Tatr. Charakterystyczne są liczne ławice i soczewy dolomitów żelazistych (ankezytów) przechodzące często w sfenoankeryty. Spągowe partie warstw zakopiańskich dolnych uważane były za osady eoceńskie. Jednak, wobec stwierdzenia obecności poziomów nanoplanktonowych NP 24 i NP 25 w rejonach Staników Potoku i Butorowskiego Potoku (Gaździcka, 1999) można przyjąć, że są to osady oligoceńskie.

W niektórych miejscach, na arkuszu mapy, wydzielono osobno łupki i piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z soczewami dolomitów żelazistych i osobno łupki i piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z pakietami piaskowców gruboławicowych (warstwami z Kozińca). Maksymalna miąższość warstw zakopiańskich dolnych wynosi około 1300 m.

Łupki i piaskowce – warstwy zakopiańskie górne. Wśród omawianych osadów przeważają łupki. Piaskowce (25%) są w większości cienko- i średnioławicowe (Mastella, Ozimowski, 1979). Miejscami towarzyszą im wkładki zlepieńców, a także pakiety piaskowców gruboławicowych. Na dolnych powierzchniach ławic piaskowców można spotkać hieroglify organiczne, należące do rodzajów: *Taphrelminthoida*, *Taphrelminthopsis* i *Sabularia*. Tworzą one horyzonty korelacyjne na południowych zboczach pasma gubałowskiego (Pieńkowski, Westwalewicz-Mogilska, 1986). Maksymalna miąższość osadów wynosi około 900 m.

Piaskowce i łupki – warstwy chochołowskie dolne. Wśród omawianych osadów przeważają piaskowce cienkoławicowe z pakietami piaskowców gruboławicowych i z przeławiczeniami łupków. W piaskowcach występuje duża ilość serycytu, a także drobny detrytus roślinny, tworzący ciemne laminy. Piaskowce są przeważnie drobno- i średnioziarniste, lokalnie zlepieńcowate, o zmiennej miąższości ławic. Na spągowych powierzchniach ławic występują hieroglify prądowe i wleczeniowe. Hieroglify organiczne występują rzadziej niż w warstwach zakopiańskich górnych. Należą głównie do rodzajów *Taphrelminthoida* i *Colichnus* (Pieńkowski, Westwalewicz-Mogilska,

1986). Wśród pakietów łupkowych występują warstewki tufitów. Ich miąższość waha się od jednego do kilkunastu centymetrów. Występują tu także żwirowce ilaste, ławice zlepieńców o charakterze spływowym, osady osuwisk podmorskich i charakterystyczne zespoły pakietów piaskowców. W kilku miejscach na mapie piaskowce gruboławicowe warstw chochołowskich dolnych wydzielono osobno. Miąższość omawianego zespołu skalnego wynosi około 1300 m.

Piaskowce różnoziarniste i łupki ilaste z pakietami piaskowców drobnoziarnistych – warstwy chochołowskie górne. Piaskowce gruboławicowe, różnoziarniste, miejscami zlepieńcowate lub przeławicone zlepieńcami, razem z łupkami ilastymi (mułowcami) tworzą zespoły piaskowcowo-łupkowe. Łupki ilaste, miejscami, zawierają cienkie przewarstwienia twardych piaskowców gruboławicowych drobnoziarnistych z muskowitem i detrytusem roślinnym.

Omawiane warstwy charakteryzują się przewagą piaskowców nad łupkami. Maksymalna ich miąższość wynosi około 600 m. W niektórych miejscach na mapie piaskowce drobnoziarniste oraz piaskowce różnoziarniste i łupki ilaste warstw chochołowskich górnych wydzielono osobno.

Piaskowce, mułowce, łupki i zlepieńce – warstwy ostryskie. Najmłodsze i najwyżej położone osady fliszu podhalańskiego reprezentowane są przez piaskowce, w spągu gruboławicowe ze strukturami spływowymi oraz mułowce, łupki i wkładki zlepieńców z otoczkami skał krystalicznych. Charakteryzują się przewagą piaskowców nad łupkami. Maksymalna miąższość osadów wynosi około 300 m.

Czwartorzęd

a. Plejstocen

W plejstocenie Tatry były kilkakrotnie objęte zlodowaceniami (Halicki, 1930; Klimaszewski, 1972, 1988; Lindner i in., 1993). Poza granice Tatr wyszły tylko lodowce wypływające z Tatr Wysokich (lodowiec Biały i Suche Wody).

Lodowce wypełniające walne doliny Tatr Zachodnich (Bystrej Wody, Małej Łąki, Kościeliską i Chochołowską) były krótsze i kończyły się daleko przed północną granicą Tatr, wypełniając jedynie górne części dolin.

Na obszarze arkusza znajdują się osady, które można korelować z czterema okresami zimnymi, a starsze od ostatniego zlodowacenia. Występują one w postaci pokryw rzeczno-lodowcowych wypełniających dna kotlin w Rowie Podtatrzańskim.

Osady zlodowaceń najstarszych (pokrywa Antałówki – Halicki, 1930) wydzielono na mapie, jednak ich wiek nie został dotychczas dokładnie oznaczony. Maksymalna miąższość osadów plejstocenu na obszarze arkusza może dochodzić do 100 m.

Zlodowacenia południowopolskie + zlodowacenia środkowopolskie

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe (pokrywy) – poziom I. Omawiane osady tworzą silnie przemyte i zwiertzałe pokrywy na wysokości ponad 80,0 m n.p. rzeki (Bystrej). Jest to najwyżej położony poziom osadów rzeczno-lodowcowych na przedpolu Tatr. Zaznaczono go na wierzchowinie Antałówki, gdzie występuje w formie nieciągłej pokrywy najstarszego zasypania związanej z okresem najstarszych tatrzańskich zlodowaceń.

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe (pokrywy) – poziom II. Osady te znajdują się na wysokości około 40,0–70,0 m n.p. rzeki (Czarnego Dunajca), głównie na skalnych cokołach na przedpolu Tatr. Są to obtoczone głazy i żwiry tkwiące w glinach piaszczystych i żwirowatych.

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe (pokrywy) – poziom III. Omawiane osady znajdujące się około 30,0–40,0 m n.p. rzeki stanowią niższy i zarazem młodszy poziom zbudowany z utworów rzeczno-lodowcowych w dolinach Czarnego Dunajca i Białego Dunajca.

Zlodowacenia północnopolskie

W czasie ostatniego zlodowacenia lodowce tatrzańskie osiągnęły maksymalne rozprzestrzenienie w pleniglacjale (Klimaszewski, 1988).

Głazy i rumosze skalne lodowcowe występują w dnach górnych odcinków dolin tatrzańskich i wypełniają całą ich powierzchnię. Głazowiska i rumosze skalne składające się z głazów o różnym stopniu obtoczenia i słabym zwiertzeniu tworzą wały moren czołowych (np. lodowca Doliny Suchej Wody – tzw. moreny cyrylańskie). W morenach dennych, bocznych i czołowych wielkość bloków dochodzić może do kilku (a nawet kilkunastu) metrów.

Głazy, piaski, żwiry i gliny piaszczyste rzeczno-lodowcowe (pokrywy) występują we wszystkich większych dolinach rzecznych na wysokości od 12,0 do 20,0 m n.p. rzeki. Stanowią odpowiednik wiekowy osadów morenowych z wyższych partii Tatr (Halicki, 1930, 1951; Baumgart-Kotarba, Kotarba, 1979; Klimaszewski, 1988).

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe (nierozdzielone) występują w dnach wysoko usytuowanych dolin lodowcowych. Są to najmłodsze osady lodowcowe.

b. Plejstocen–holocen

Zlodowacenia północnopolskie–holocen

Rumosze skalne, piaski i gliny deluwialne, zwietrzelinowe i konglifikcyjne występują przeważnie w dolnych częściach stoków. Są to głównie gliny zawierające ostrokrawędzisty rumosz skalny o okruchach różnej wielkości. W strefach przystokowych zazębiają się z utworami rzecznyymi. Genetycznie są związane z procesami soliflukcji przy znacznym udziale spłukiwania.

Głazy, bloki i rumosze skalne peryglacjalne lodowców gruzowych. Bloki, głazy i rumosze skalne przekształcone w warunkach peryglacjalnych występują w dnach wszystkich kotłów lodowcowych na obszarze Tatr Zachodnich, w postaci jęzorów. Tworzą one szereg wałów nasuwających się na siebie. Ze względu na niższe położenie den kotłów lodowcowych niż w Tatrach Wysokich w Tatrach Zachodnich osady te są lepiej rozwinięte i wykształcone.

Głazy i rumosze skalne stożków usypiskowych i obrywów skalnych. Oberwany i przemieszczony ze ścian i stoków materiał skalny gromadzi się u ich podnóży w postaci charakterystycznych dla Tatr stożków usypiskowych. Do wydzielenia tego zaliczono też utwory powstałe w wyniku wielkoobszarowych obrywów skalnych (np. z Dudowych Turni), które na obszarze Tatr związane były głównie z występującymi na tym terenie trzęsieniami ziemi.

Głazy i rumosze skalne gromadzą się także u wylotu długich żlebów wyciętych w ścianach i na stokach skalnych w postaci stożków usypiskowo-napływowych. Na powierzchniach stożków widoczne są rynny wycięte przez materiał transportowany i odprowadzany w postaci spływów gruzowych i gruzowo-błotnych z wyższych miejsc, w okresach występowania gwałtownych i wysokich opadów atmosferycznych. Na największych stożkach usypiskowo-napływowych występują liczne generacje rynien spływów, które są przegłębiane lub nadsypywane przez kolejne spływy. Głębokość rynien spływów może przekraczać kilka metrów, a na ich brzegach występują charakterystyczne wały odsypów bocznych („levee”).

Głazy, rumosze skalne i gliny koluwialne (osuwiskowe) występują głównie w północnej części obszaru arkusza na terenie Rowu Podtatrzańskiego i Pogórza Gubałowskiego, co jest predysponowane budową geologiczną (łupki i piaskowce warstw zakopiańskich i chochołowskich) i rzeźbą tego obszaru. Mniejsze osuwiska występują w reglowej części Tatr, głównie w warstwach ilastych podścielających wapienie i dolomity. W większości są to osuwiska skalno-zwietrzelinowe, strukturalne, obejmujące skały podłoża i utwory pokrywowe.

Jedną z głównych przyczyn powstania na tym terenie osuwisk, oprócz ekstremalnie wysokich opadów atmosferycznych, mogły być trzęsienia ziemi.

c. Holocen

Głazy, żwiry, piaski i gliny rzeczne tarasów zalewowych 0,5–7,0 m n.p. rzeki i kamieńców stanowią najniższy poziom tarasowy i towarzyszą korytom wszystkich rzek i potoków. Materiał, z którego jest zbudowany ten poziom, jest zróżnicowany pod względem uziarnienia, słabo wysortowany, o różnym stopniu obtoczenia. Jego znaczna część pochodzi z rozmywania utworów lodowcowych i wodnolodowcowych położonych wyżej. W obrębie omawianego stopnia można wyróżnić kamieniec i taras niski, nadsypywany w czasie wezbrań, zalewowy.

Martwicę wapienną stwierdzono na terenie Rowu Podtatrzańskiego i w Tatrach, gdzie cementuje ona materiał usypywany w stożkach usypiskowych. Na obszarze Rowu Podtatrzańskiego występuje w strefach przebiegu linii tektonicznych znacząc go utworami wapiennymi w postaci polew lub wypełnień w skałach podłoża. Wystąpienia na stożkach usypiskowych, w tatrzańskiej części obszaru arkusza, są z reguły małe i nie dają się zaznaczyć w skali mapy. Widoczne są np. na zboczach Doliny Długiej odchodzącej od Doliny Chochołowskiej.

Piaski, żwiry, bloki i głazy den dolinnych znajdują się w korytach rzek i najbliższym ich otoczeniu. W czasie występowania wysokich opadów atmosferycznych i powodzi są silnie przekształcane i przemieszczane.

Torfy i namuły torfiaste występują w obrębie zagłębień międzymorenowych, w starorzeczach rzek i potoków, na terenie osuwisk (w zagłębieniach) oraz w sąsiedztwie jezior (stawów – np. Smreczyńskiego). Zajmują stosunkowo niewielkie powierzchnie, a ich miąższość z reguły nie przekracza 2 m. Wiek spągowych części osadów oznaczony metodą paleobotaniczną określono na wczesny holocen (torfowisko „Molkówka” – Dyakowska, 1932).

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Tatry są najwyższym a zarazem najbardziej wysuniętym ku północy masywem górskim Karpat wewnętrznych, należącym do systemu łańcuchów alpejsko-karpackich wywodzących się z basenu Tetydy. W masywach tych widoczne są przedmezozoiczne trzony krystaliczne, okolone skałami mezozoicznymi autochtonicznymi, paraautochtonicznymi lub nasuniętymi (płaszczowiny).

Na obszarze arkusza Tatry Zachodnie znajdują się następujące główne jednostki strukturalne:

- granitoidowy masyw krystaliczny waryscyjski (dewon–karbon);
- osady mezozoiczne znajdujące się obecnie na trzonie krystalicznym, które powstawały w basenach Tatrikum, Fatrikum i Hronikum (Andrusov, 1958);

- posttektoniczne, transgresyjne sekwencje eocenu i oligocenu (eocen numulitowy i flisz podhalański);
- pokrywa czwartorzędowa.

TEKTONIKA SKAŁ KRYSTALICZNYCH

Najstarsze, metamorficzne kompleksy masywu tatrzańskiego, znajdujące się w najniższym strukturalnie położeniu, związane były z kolizją kaledońską. Badania wieku izotopowego metodami geochronologicznymi wykazały kaledońskie lub wczesnowaryscyjskie tektoniczno-termalne zdarzenie około 400–430 mln lat temu (Burchart, 1968; Gawęda i in., 2017) oraz około 385 mln lat temu (Burda, Klötzli, 2011; Gawęda i in., 2018).

W kompleksie metamorficznym Tatr (w Tatrach Zachodnich) wyróżnić można dwie jednostki strukturalne. Jednostki te (dolna i górna) oddzielone są powierzchnią nasunięcia (Janák, 1994; Kohút, Janák, 1994; Gawęda, Kozłowski, 1995, 1998). Sekwencje metamorficzne stanowią osłonę dla poligenicznej intruzji granitoidowej, której powstanie datuje się na 370–340 mln lat. W obrębie Tatr Zachodnich stwierdzono obecność tylko najstarszych sekwencji intruzywnych: prekursorów maficznych, tożsamyh z granitoidami Goryczkowej o wieku około 368–371 mln lat (Gawęda i in., 2005; Burda i in., 2011, 2013a), oraz następujących po sobie impulsów granitoidowych o wieku 365 i 360 mln lat (Gawęda i in., 2016). Anorogeniczne leukogranity Goryczkowej datowane zostały na około 350 mln lat (Burda i in., 2013a). Najmłodsze impulsy aktywności magmowej (350–340 mln lat) zostały stwierdzone w Tatrach Wysokich (Burda i in., 2013b).

Trzon krystaliczny. Jednostki strukturalne kompleksu krystalicznego Tatr Zachodnich (tabl. III) różnią się od siebie wykształceniem litologicznym, deformacjami tektonicznymi i stopniem metamorfizmu.

Górny kompleks strukturalny zbudowany jest ze skał górnej facji amfibolitowej. Są one silnie sfałdowane, a wartości i kierunki upadów zmienne. Zaznaczają się dwa kierunki foliacji: WNW–ESE i NNW–SSE. Przy podstawie omawianej jednostki częste są struktury typu S–C – zrotowane porfiroblasty, itp.

Dolny kompleks strukturalny zbudowany jest z łupków krystalicznych i paragnejsów z nielicznymi interkalacjami ortoamfibolitów. Skały tego kompleksu zapadają monoklinalnie w kierunku NW pod kątami 35–60°. Warunki metamorfizmu zostały oszacowane na $P = 5\text{--}7$ kbar i $T = 484\text{--}573^\circ\text{C}$ (Gawęda i in., 1998).

Leukogranity występują w strefie ścinania w formie intruzji językowych poprzedzielanych horyzontami mylonitów i blastomylonitów (np. Trzydniowiański Uplaz, podnóża Starorobociańskiego

Wierchu, Wołowiec) oraz w jądrowych częściach fałdów, najczęściej synform (Tomanowa Polska, Ornak).

Skały krystaliczne jądra płaszczowiny Giewontu stanowią najniższą część płaszczowiny Giewontu. Kopa Kondracka, Twardy Uplaz i Małołączniak zbudowane są ze skał metamorficznych: gnejsów, łupków łyszczykowych, amfibolitów i intrudujących je alaskitów, a obecnie tworzą czapki krystaliczne nasunięte na płaszczowinę Czerwonych Wierchów. Proporcje skał metamorficznych i magmowych są zmienne. W rejonie Kopy Kondrackiej i Małołączniaka dominują alaskity, lokalnie w odmianach spegmatytyzowanych, a na Twardym Uplazie – gnejsy.

Największą czapką tektoniczną jest tzw. wyspa krystaliczna Goryczkowej, gdzie oprócz skał metamorficznych zbliżonych cechami petrograficznymi do skał dolnego kompleksu strukturalnego i alaskitów występują granity typu Goryczkowej (Turnau-Morawska, 1959), o wyraźnie kierunkowej więźbie.

Granitoidy Tatr Wysokich stanowią intruzję syntektoniczną. Na obszarze omawianego arkusza występują one na niewielkiej powierzchni we wschodniej części terenu, gdzie stanowią najbardziej zachodnie wystąpienia granitów po polskiej stronie Tatr. Na nich leżą (na Przełęczy Liliowej), w kontakcie sedymentacyjnym, osadowe skały autochtonu.

TEKTONIKA SKAŁ OSADOWYCH

Tatrzańskie sekwencje wierchowe występują w pokrywie autochtonicznej trzonu tatrzańskiego, łuskach parautochtonicznych, a także w płaszczowinach Czerwonych Wierchów, Giewontu i Szerokiej Jaworzyńskiej.

W polskich Tatrach wyróżnia się dwie płaszczowiny wierchowe – Czerwonych Wierchów i Giewontu (Kotański, 1961, 1971). Płaszczowina Czerwonych Wierchów jest płaszczowiną z odkłucia, które nastąpiło w poziomie łupkowych utworów olenku (dawniej kampilu). Składa się ona z dwóch głównych fałdów synklinalnych przekształconych w łuski – łuskę Żdziarów i łuskę Organów (Bac, Grochocka, 1965). Tworzą one masyw Czerwonych Wierchów, a poza nim zachowały się szczątkowo.

Płaszczowina Giewontu jest płaszczowiną ze ścinania, które na południu objęło utwory krystaliczne, tworzące czapki tektoniczne na szczytach Czerwonych Wierchów, Twardego Uplazu, Małołączniaka, Kopy Kondrackiej i Goryczkowej. Ku północy płaszczowina ścienia spągowego płaszczowiny Giewontu spłyca się coraz bardziej i przecina coraz to młodsze ogniwa mezozoicznej pokrywy osadowej, do kredy włącznie. Nasuwająca się ku północy płaszczowina Giewontu poddzierała sfałdowaną autochtoniczną pokrywę wierchową. Dzięki temu powstały parautochtoniczne fałdy syn-

klinalne obecnie określane jako łuski, z których największe to łuska Stołów (pod Ciemniakiem) i łuska Kominiarskiego Wierchu (dawniej określana jako fałd synklinalny Kominów Dudowych). Płaszczyzny wierchowe nasuwały się na osadową pokrywę trzonu krystalicznego, która już uprzednio była zundulowana.

Od zachodu ku wschodowi w polskich Tatrach wyróżnia się kolejno: depresję Bobrowca, elewację Kominów Tylkowych, depresję Goryczkowej-Jawora, elewację Koszystej oraz depresję Szerokiej Jaworzyńskiej (Limanowski, 1910, 1911; Kotański, 1961).

W zachodniej części depresji Goryczkowej-Jawora została zdeponowana płaszczowina Czerwonych Wierchów, a w jej części wschodniej – płaszczowina Giewontu. Zbocza elewacji i depresji transwersalnych mają najbardziej zawiłą budowę (wschodnie zbocze Kopy Kondrackiej). Doszło tu do wielu wyprasowań i redukcji warstw. W odróżnieniu od całej reszty wierchowej części Tatr, gdzie wychodnie warstw mają na ogół kierunek równoleżnikowy, na zboczach depresji i elewacji warstwy przyjmują kierunek zbliżony do południkowego. Szczególnie dobrze jest to widoczne na zboczach elewacji Koszystej. Silnie zredukowana pokrywa wierchowa, na jej zachodnim zboczu, ciągnie się od Przełęczy Liliowej do Hali Gąsienicowej, a na wschodnim (już poza zasięgiem arkusza Tatry Zachodniej) – od Gęsiej Szyi do Doliny Białki.

Płaszczyzny reglowe występują obecnie na północnym zboczu Tatr – w pasmie reglowym. Tylko w jednym miejscu, na Gładkim Uplaziańskim, zachowały się reglowe jednostki tektoniczne (Kotański, 1965b) leżące na płaszczowinach wierchowych, co świadczy o południowym pochodzeniu płaszczowin reglowych.

Płaszczyzna reglowa dolna (kriżniańska) charakteryzuje się obecnością tzw. kajpru karpackiego w osadach triasu górnego. Składa się ona z wielu płaszczowin cząstkowych i łusek płaszczowinowych (Guzik, Kotański, 1963a, b). Największa z nich to łuska Gładkiego Uplaziańskiego. Wyżej od nich znajdują się: płaszczowina cząstkowa Suchego Wierchu-Hawrania i łuska Kop Sołtysich-Siodła, jeszcze wyżej płaszczowina cząstkowa Bobrowca (w części zachodniej Tatr) oraz płaszczowina cząstkowa Gęsiej Szyi-Jaworzyny Rusinowej. Najwyżej (w reglach zakopiańskich) występują: płaszczowina cząstkowa Małej Świnicy-Filipczańskiego Wierchu (wraz z łuskami Samkowej Czuby i Spadowca). Niektóre jednostki strukturalne znajdują się w położeniu odwróconym (Czarna Turnia). Nasuwanie się wyższych płaszczowin cząstkowych i łusek spowodowało poddzieranie warstw w niższych jednostkach, dzięki czemu powstały, otwarte ku północy, skrzyty synklinalne – łuski (łuska Nosala i łuska stwierdzona w otworze wiertniczym Zakopane IG-1, otw. 5).

Płaszczyzna reglowa górna (choczańska) charakteryzuje się brakiem kajpru karpackiego, a obecnością w osadach triasu górnego tzw. dolomitu głównego (Hauptdolomitu), na którym leżą

utwory retyku z bogatą fauną i piaskowce typu grestenu (Kotański, 1973b, d, 1979). Taki właśnie profil ma łuska Siwej Wody, występująca głównie w Dolinie Chochołowskiej i na Orawicach (po słowackiej stronie Tatr). Do płaszczowiny choczańskiej należą również łuski Furkaski, Korycisk i Upłazu (K. Guzik i S. Guzik, 1958; Guzik i in., 1958; Kotański, 1973b, d, 1985), charakteryzujące się wschodnioalpejskimi facjami triasu. Nad dolomitami typu Ramsau i wapieniami rogowcowymi typu Reifling z bogatą fauną konodontową (Zawidzka, 1972), leżą margle z Partnach z liczną fauną amonitową i z daonellami (Kotański, 1973a), a nad nimi dolomit z Wetterstein (z teutloporellami i amonitami). Również i te łuski są ograniczone od dołu powierzchnią ścięcia spływającą się ku północy. Znane są one z otworów na Orawicach i z okolicy Witowa (Kotański, 1973d). Do płaszczowiny choczańskiej należą również łuski Kończystej i Bramy Kantaka, które są zbudowane z charakterystycznych wapieni dolnojurajskich.

Płaszczowiny i łuski wierchowe oraz reglowe powstały w kredzie górnej, w fazie medyterranńskiej – subhercyńskiej (Matějka, Andrusov, 1931; Birkenmajer, 1953, 1958; Andrusov, 1958; Kotański, 1961). Osady płaszczowin reglowych znane są z otworów wiertniczych wykonanych w utworach fliszu podhalańskiego. Ciągą się one pod fliszem podhalańskim, aż do pienińskiego pasa skałkowego.

Osady paleogeńskie, zachowane dzisiaj na Podhalu i na północnych zboczach regli, przykrywały dawniej całe Tatry. W miocenie nastąpiło wypiętrzenie. Wyniesienie partii południowych masywu było znacznie większe aniżeli partii północnych (Piotrowski, 1978). Po wyniesieniu pokrywa paleogeńska została z masywu zerodowana. Zachowała się natomiast na Podhalu, gdzie sięga do głębokości 2000 m p.p.m.

TEKTONIKA NIECIĄGŁA (DYSJUNKTYWNA) I NEOTEKTONIKA

W strukturze tatrzańskiej ważną rolę odegrały powierzchnie nieciągłości (Michalik, 1955; Jaroszewski, 1985) – cios, uskoki i całe strefy uskokowe. Obserwować je można w trzonie krystalicznym i w pokrywie osadowej (Grochocka-Piotrowska, 1970; Piotrowska, 1997). Na podstawie badań terenowych, analizy statystycznej, fotointerpretacji zdjęć lotniczych i obrazów satelitarnych można stwierdzić, że dominujący w obrębie granitoidowego trzonu krystalicznego cios tekto-magmowy powstał w polu naprężeń odziedziczonym po wczesnych fazach deformacji waryscyjskich. Nieciągłości powstałe wówczas były wykorzystywane do rozładowywania naprężeń w młodszych etapach deformacji. Są one odpowiedzialne za strefy uskokowe obserwowane w obrębie trzonu granitoidowego Tatr Wysokich, a także w obrębie trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich, jakkolwiek między tymi dwoma masywami obserwuje się niewielką kątową różnicę w orientacji kierunków dyslokacji. Uprzywilejowane kierunki waryscyjskie zostały odtworzone w pokrywie osadowej tak

autochtonicznej, jak i płaszczowinowej. Predyspozycje te znalazły swój wyraz w systemach spękań i uskoków kontynuujących się z trzonu krystalicznego w skały osadowe. Są to kierunki NW–SE i NE–SW. Oczywiście deformacje orogenezy alpejskiej nie ograniczyły się wyłącznie do wykorzystania dysjunkcji już istniejących, lecz wykształciły także własne systemy. Przykładem może być strefa uskoku odwróconego, który przechodzi w nasunięcie, określona jako nasunięcie Kazalnicy (Piotrowska, 1997), które zapewne jest odpowiedzialne za strefę ślizgów w masywie Rysów („rysa” pod Rysami). Kierunki dysjunktywne z obszaru tatrzańskiego przechodzą w osady niecki podhalańskiej, a nawet dalej na północ, co można obserwować na zdjęciach satelitarnych.

Po fazie ruchów nasuwczych w fazie subhercyńskiej (śródziemnomorskiej – Lefeld, 1997), następnym epizodem deformacji było wyniesienie Tatr w późnomiocenowej fazie sawskiej, datowane metodą trakową na apatytach na 10–15 mln lat (Burchart, 1972; Kral, 1977). Zaznaczyło się ono utworzeniem uskoku południowotatrzańskiego o zrzucie ponad 3 km. Wyniesienie Tatr (Andrusov, 1958; Passendorfer, 1951; Rabowski, 1931; Sokołowski, 1959) najprawdopodobniej miało charakter rotacyjno-zawiasowy (Piotrowski, 1978) i było przyczyną powstania drobnych fałdów o wergencji południowej obserwowanych w osadach eocenu numulitowego i fliszu podhalańskim w bezpośrednim sąsiedztwie nasunięć płaszczowinowych. Biorąc pod uwagę transport po powierzchni uskoku południowotatrzańskiego (długość uskoku – 3000–4000 m), należy uwzględnić przemieszczenia pochodne, angażujące uskoki niższego rzędu. Rysy ślizgowe wskazują, że uskoki te były wielokrotnie uaktywniane. W procesie wynoszenia Tatr poszczególne bloki ograniczone uskokami zachowały autonomię (Grochocka-Piotrowska, 1970; Makowska, Jaroszewski, 1987; Baumgart-Kotarba, 1983). Taką interpretację potwierdzają badania Hercman (1991), według której dna dolin Chochołowskiej i Goryczkowej uległy obniżeniu o około 40 m w ciągu ostatnich 200 tys. lat, natomiast poziom dna Doliny Bystrej jest ustabilizowany co najmniej od interglacjału eemskiego. Młode przemieszczenia obserwowano w jaskiniach (Wójcik, Zwoliński, 1959; Głazek, 1984; Grodzicki, 1970, 1979).

Większość badaczy przyjmuje neogeńską i czwartorzędową aktywność Tatr i przedpola, jakkolwiek sprecyzowanie rodzaju tej aktywności wymaga specjalistycznych badań (Bac-Moszaszwili, 1997, 1998; Zuchiewicz, 1998; Pomianowski, 1998). Proces wynoszenia struktury tatrzańskiej trwa do dziś. Do niedawna przyjmowano, że silne wypiętrzanie całego masywu tatrzańskiego następuje z intensywnością nawet do +8,0 mm/rok wzdłuż południowego uskoku tatrzańskiego (Blažek, Hradilek, 1974).

RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Rzeźba podłoża czwartorzędu ukształtowana została w wyniku procesów zachodzących od późnego neogenu. Z pierwszego etapu pochodzą fragmenty peneplenu zachowane na szczytach Czerwonych Wierchów.

W plejstocenie działały czynniki rzeźbotwórcze, zaznaczone w wyrażnie zachowanych rysach rzeźby glacialnej w wyższych partiach Tatr, w rzeźbie typu erozyjnego w niższych częściach masywu oraz w osadach akumulacji lodowcowej na przedpolu Tatr.

Doliny tatrzańskie, z których większość zaczyna się w cyrkach (karach) lub w zagłębieniach zaczątkowych pól firnowych, zawdzięczają swój przebieg budowie geologicznej podłoża i wykorzystują strefy nieciągłości i mniejszą odporność skał. Profile sejsmiczne (płytki sejsmiki) wykonane w czasie badań, pozwoliły stwierdzić, że na obszarze położonym na północ od Kuźnic, a także na niektórych partiach Równi Krupowej w Zakopanem, strop podłoża utworów czwartorzędowych znajduje się na głębokości 0,5–2,0 m. Obserwacje we wkopach na terenie „stożka zakopiańskiego” i odsłonięcia w dolnej jego części wskazują na kilkumetrową (co najmniej 3,0–5,0 m) pokrywę osadów rzeczno-lodowcowych.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

SKAŁY KRYSTALICZNE

Obecne skały metamorficzne – gnejsy i łupki krystaliczne – powstały w wyniku poligenicznego metamorfizmu ([tab. 1](#)) zróżnicowanych serii osadowych: pelitów i psamitów arkozowych i szarogłazowych, o różnym stopniu dojrzałości, a lokalnie piaskowców kwarcowych z przewarstwieniami skał ilastych zawierających substancję organiczną (Gawęda i in., 1996a, b).

Tak ukształtowany kompleks był metamorfizowany dynamicznie (Jaroszewski, 1965; Gawęda, Kozłowski, 1998). W dolnej części kompleksu metamorficznego występują porfirokrystaliczne granity alkaliczno-skalenioawe, zawierające lokalnie enklawy skał metamorficznych, zmetamorfizowane do formy granitognejsu oczkowego. Wiek tego najwcześniejszego epizodu magmowego został określony metodą U-Pb na 385 mln lat.

Rozwój naprężeń ścinających w czasie fałdowania, podczas orogenezy waryscyjskiej, spowodował migmatytyzację dyferencyjną w systemie zamkniętym (Burda, Gawęda, 1997), w warunkach górnej facji amfibolitowej (górny kompleks strukturalny) (Gawęda, Burda, 1995; Gawęda i in., 1998). Nasuwaniu kompleksu migmatycznego na kompleks dolny towarzyszyła mylonityzacja skał strefy ścinania, ukształtowanie foliacji zapadającej w kierunku ESE–S i lineacji mineralnej.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA
Skały krystaliczne

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
Karbon–kreda (?)				Mylonity i kataklazyty — $_{my}C-Cr$	Procesy mylonityzacji i kataklazy
Karbon				Granodioryty biotytowe — $_{\gamma p}C$ Leukogranity z pegmatytami — $_{\gamma p}C$ Leukogranity — $_{\gamma}C$ Granitoidy hybrydalne — $_{\gamma}C$ Granitoidy z kryształami różowych skaleni potasowych — $_{\gamma}C$	Intruzje granitoidów w czasie orogenezy waryscyjskiej
Dewon (?)–karbon				Gnejsy (górny kompleks strukturalny) — $_gD-C$	Metamorfizm (II etap) Metamorfizm (I etap)
Sylur					
Ordowik					
Proterozoik (?)–karbon				Amfibolity (górny kompleks strukturalny) — $_aPt-C$ Migmatyty, gnejsy, łupki krystaliczne i kwarcyty grafitowe (górny kompleks strukturalny) — $_{mi}Pt-C$ Łupki krystaliczne, gnejsy i amfibolity (dolny kompleks strukturalny) — $_{lg}Pt-C$	

Z procesami nasuwczymi związana była generacja stopu leukogranitowego. Drobnokrystaliczne leukogranity injekowały strefy ścinania oraz koncentrowały się w jądrach fałdów. Stowarzyszone z nimi pegmatyty proste (Gawęda, 1992a, b, 1993) przecinały zarówno alaskity, jak i skały metamorficzne otoczenia, a ich wiek oznaczony metodą Rb-Sr wynosi 345 mln lat (Gawęda, 1995). Nieliczne enklawy zarówno skał metamorficznych, jak i ortognejsu są praktycznie nie roztworzone, co sugeruje, że temperatura magmy leukogranitowej nie przekroczyła (w większości przypadków) 800°C. Te intruzje spowodowały migmatytyzację skał otaczających na skalę lokalną. Była to migmatytyzacja w systemie otwartym (Burda, Gawęda, 1997). Nasunięciu migmatycznego górnego kompleksu strukturalnego na dolny oraz syntektonicznej intruzji leukogranitów towarzyszył wzrost ciśnienia w strefie

kontaktowej do około 8,0–8,3 kbar i temperatury do 660–670°C, później zaś odnotowano izobaryczny wzrost do 700–750°C (Gawęda i in., 1999).

Intruzja granitoidów Rohačy wnikająca w kompleks metamorficzno-magmowy w warunkach dekompresji ($P = 4\text{--}6$ kbar) wywarła silny wpływ na skały otoczenia w słowackiej części kompleksu metamorficznego, wygrzewając go w strefie o szerokości 500 m do około 700°C (epizod M3 – Piwowski, Gawęda, 1998; Ludhova, Janák, 1996). W części polskiej alaskit stanowił ekran izolacyjny, stąd zapis zmian termicznych jest ograniczony (Gawęda i in., 1999).

Spadek temperatury i ciśnienia, związany z dekompresją i stygnięciem kompleksu, został zapisany krystalizacją retrogresywnych zespołów mineralnych, wskazujących na spadek ciśnienia od 5–6 kbar do około 2 kbar oraz temperatury od 680–700°C do poniżej 500°C. W strefach spękań i dekompresji doszło do sporadycznej krystalizacji andaluzytu (Gawęda i in., 1999) lub kordierytu (Ludhova, Janák, 1996).

Po etapie ruchów wynoszących, kończących orogenezę waryscyjską, nastąpiła intensywna erozja obszaru. Wynoszony z wyższych partii terenu materiał terygeniczny był deponowany w postaci osadów „werrukana”. Te pokrywy również zostały usunięte, a jedyny ślad po nich pozostał po słowackiej stronie, w grani Jagnięcego Szczytu, gdzie na speneplenizowanym trzonie krystalicznym (Roniewicz, 1963, 1966) spoczywa, zachowany szczątkowo, permski zlepieniec koperszadzki (Passendorfer, 1957).

SKAŁY OSADOWE

Sekwencje wierchowe

Autochton i płaszczowiny wierchowe

Na zrównanej przedtriasowej powierzchni trzonu krystalicznego gromadziły się utwory triasu dolnego (tab. 2). Były to osady okruchowe przechodzące stopniowo w ilaste i węglanowe (Kotański, 1956b–d). Materiał był transportowany, głównie z północy (Dżułyński, Gradziński, 1960; Roniewicz, 1966). Warunki sedymentacji lądowej stopniowo ulegały zmianie na morskie, przy postępującej od południa transgresji (Roniewicz, 1997).

Na początku triasu środkowego powstała brekcja podstawowa (Kotański, 1955, 1959a–c), a następnie w warunkach facji węglanowej – dolomity i wapienie. W wyższym anizyku doszło do denudacji będącej wynikiem ruchów starokimeryjskich (Kotański, 1961). Wapienne i dolomitowe skały lądynu zachowane są tylko w niewielu miejscach. W osadach triasu środkowego występuje flora i fauna charakterystyczna dla platformy węglanowej basenu Tetydy.

Tabela 2

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA
Sekuencje wierchowe (autochton i płaszczowiny wierchowe)

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		Autochton	Płaszczowiny wierchowe
K r e d a	Kreda górną	Koniak– mastyrycht			Wypiętrzenie i denudacja Utworzenie płaszczowin wierchowych Ruchy tektoniczne orogenezy alpejskiej, fazy subhercyńskiej (śródziennomorskiej)	
	Kreda dolna–górną	Alb– turon	Alb– turon dolny	Margle i wapienie glaukonitowe z amonitami – formacja margli z Zabijaka — _{me} Cr _{al–tl}		
	Kreda dolna	Barrem–apt		Wapienie organodetrytyczne (facja rafowa urgonu) – formacja wapieni z Wysokiej Turni — _w Cr _{ba–ap}	Lokalne wynurzenia Akumulacja morska	
	Jura–kreda	Kelowej– hoteryw		Wapienie masywne pseudoolitowe – formacja wapieni z Raptawickiej Turni — _w J _{cl} –Cr _h		
J u r a	Jura środkowa	Bajos + baton		Wapienie krynowidowe i wapienie bulaste z amonitami — _w J _{bj + bt}	Akumulacja morska	Transgresja morska w bajosie, a następnie w batonie
	Jura dolna– środkowa	Toark + aalen		Wapienie piaszczyste, piaskowce i wapienie krynowidowe – formacja dudziniecka — _w J _{to + a}		Częściowe wynurzenie
T r i a s	Trias górny	Retyk		Łupki i piaskowce (warstwy tomanowskie) — _l T ₃	Brak osadów w płaszczowinach wierchowych	Ruchy górotwórcze starokimeryjskie
		Karnik + noryk		Łupki pstre, piaskowce kwarcowe i dolomity (kajper karpaci) — _{lpe} T ₃		Akumulacja morska
	Trias środkowy	Anizyk + ladyn				Ruchy górotwórcze labińskie
	Trias dolny	Olenek		Wapienie robaczkowe, dolomity i brekcje (podstawowe) — _w T ₂	Akumulacja morska	Częściowe wynurzenie
		Ind		Dolomity komórkowe, łupki pstre i wapienie — _{do} T ₁	Akumulacja morska w obrębie platformy węglanowej basenu Tetydy Denudacja	
				Zlepieńce, piaskowce kwarcowe i łupki pstre — _{zc} T ₁	Transgresja morska Sedymentacja w zbiornikach śródlądowych Ruchy górotwórcze pfałckie	

W triasie górnym, w dalszym ciągu, zaznaczały się ruchy starokimeryjskie, powodujące zróżnicowanie warunków sedymentacji. W karniku–noryku powstały osady wykształcone w facji kajpru karpackiego, a w retyku warstwy tomanowskie lub organogeniczne osady morskiej facji węglanowej (Kotański, 1961; Radwański, 1968). W wielu miejscach brak jest osadów triasu górnego.

Na przełomie triasu i jury przeważały procesy denudacyjne, które spowodowały częściowe usunięcie osadów triasu górnego w płaszczowinie Czerwonych Wierchów i Giewontu.

W jurze dolnej, w efekcie ruchów starokimeryjskich, obszar tatrzański był silnie zróżnicowany paleogeograficznie. Utwory jury dolnej zachowały się w obrębie autochtonu, w postaci osadów klastycznych (gruboziarniste piaskowce) i węglanowych. Materiał klastyczny był transportowany z południa, spoza Tatr (Radwański, 1959). Ruchy środkowokimeryjskie spowodowały usunięcie materiału dolnojurajskiego z wierchowych sekwencji płaszczowinowych (płaszczowina Czerwonych Wierchów i Giewontu). Na wyniesiony obszar wkroczyło morze w bajosie (wapienie krynoidowe), a następnie w batonie (czerwonobrunatne wapienie, w wielu miejscach krynoidowe z konkrecjami hematytowymi i amonitami – Passendorfer, 1935, 1938). Powstały liczne rozmycia.

W keloweju rozpoczął się nowy cykl sedymentacji węglanowej, ciągnący się do aptu (Lefeld, 1997).

W kredzie, w dalszym ciągu, panowały warunki sedymentacji węglanowej. Tworzyły się wapienie pseudoolitowe, ciemne wapienie oolitowe i onkolitowe, a następnie rafowe wapienie urgonu (Passendorfer, 1922; Lefeld, 1968, 1997). Pod koniec aptu strefa wierchowa została wynurzona. W albie środkowym rozpoczęła się nowa transgresja (Passendorfer, 1929). Osadziły się wówczas wapienie glaukonitowe z konkrecjami fosforytowymi zawierającymi amonity, a następnie margle (aż do turonu dolnego włącznie) (Krajewski w: Lefeld i in., 1985).

Sekwencje reglowe

Sekwencja reglowa dolna (płaszczowina kriżniańska)

Osady najniższego triasu sekwencji reglowej nie są znane, gdyż zostały one odkłute bądź ścięte. Najstarsze znane utwory to czerwone piaskowce kwarcowe przeławicane łupkami ze szczątkami flory (Limanowski, 1901) (tab. 3). W triasie środkowym, w spokojnym zbiorniku, powstały głównie dolomity, miejscami z przeławiczeniami wapieni krynoidowych z diploporami, ramienionogami i małżami (Kotański, 1965a, b). W triasie środkowym i górnym w zbiorniku trwała sedymentacja, najpierw węglanowa, następnie piaskowcowo-łupkowa (facja kajpru karpackiego – Turnau-Morawska, 1953; Gaździcki i in., 1979). Osady retyku reprezentują szare wapienie organodetrytyczne (z muszlami megalodontów, szczątkami koralów, ramienionogów, glonów, ślimaków, jeżowców i ryb – Gaździcki, 1974; Duffin, Gaździcki, 1977) przeławiczone łupkami ilastymi.

Tabela 3

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA
Sekwencja regłowa dolna (płaszczowina kriżniańska)

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
K r e d a	Kreda górna	Cenoman–mastrycht			Wypiętrzenie i denudacja Ruchy tektoniczne orogenezy alpejskiej, fazy subhercyńskiej (śródziennomorskiej) Utworzenie płaszczowin regłowych i wierchowych
	Kreda dolna	Walanżyn–apt		Margle plamiste z wkładkami turbidytów wapiennych i piaskowcowych – formacja margli z Kościeliskiej — me Cr _{v-ap}	Akumulacja morska
Jura–kreda	Jura górna–kreda dolna	Tyton–hoteryw		Wapienie pelityczne (typu Biancone) — _w J _v –Cr _h	Akumulacja morska
J u r a	Jura górna	Tyton	Tyton górny		Akumulacja morska
			Tyton dolny		
		Kimeryd		Radiolaryty, wapienie radiolariowe i wapienie bulaste — ra J _{bj-v1}	
		Oksford			
	Jura środkowa	Kelowej			Akumulacja morska Pogłębienie zbiornika
		Baton			
		Bajos			
		Aalen			
	Jura dolna	Toark		Wapienie bulaste, wapienie krynoidowe, spongiolity i wapienie plamiste — _w J _{pl3-to}	Akumulacja morska
		Pliensbach	Pliensbach górny		
			Pliensbach dolny		
		Synemur			
		Hetang			
T r i a s	Trias górny	Retyk		Wapienie organodetrytyczne i łupki — _{wor} T ₃	Ruchy górotwórcze starokimeryjskie Akumulacja morska w obszarze regłowym i w części obszaru wierchowego Ruchy górotwórcze labińskie
		Karnik + noryk		Łupki pstre, piaskowce, dolomity i zlepieńce (kajper karpacki) — _{łpe} T ₃	Transgresja morska
	Trias środkowy	Anizyk + ladin		Dolomity i wapienie krynoidowe (typu Gutenstein) — _{dow} T ₂	Akumulacja morska w środowisku platformy węglanowej
	Trias dolny	Olenek		Wapienie, dolomity, piaskowce i łupki pstre — _w T ₁	Akumulacja morska
		Ind		Piaskowce kwarcowe, miejscami z przeławiczeniami łupków z florą — _{pc} T ₁	Akumulacja morska Transgresja morska Akumulacja w zbiornikach śródlądowych Ruchy górotwórcze pfalckie
Perm					Utworzenie penepłeny przedtriasowej

W jurze trwała sedimentacja w zbiorniku morskim (Gaździcki i in., 1979). Od hetangu do pliensbachu dolnego osadzały się m.in. utwory formacji kopienieckiej. W pliensbachu górnym powstała facja wapieni plamistych przechodzących ku stropowi w wapienie detrytyczne i krzemionkowe, a następnie w spongiolity (ogniwo spongiolitów ze Świńskiej Turni), ponad którymi leżą czerwone wapienie częściowo bulaste z hematytem, miejscami zawierające amonity (ogniwo wapieni z Klinów – Lefeld i in., 1985). Lokalnie osadziła się warstwa enkrynitu przesycona związkami żelaza i manganu (warstwa z Bani). W bajosie i batonie nastąpiło pogłębienie morza i utworzyły się wapienie oraz zielonkawe radiolaryty z nielicznymi aptychami (Gąsiorowski, 1959). W keloweju wykształciły się wapienie bulaste lub pseudobulaste, wapienie radiolariowe i radiolaryty. Podobny typ sedimentacji miał miejsce w oksfordzie – powstały wówczas zielone i czerwone radiolaryty i wapienie radiolariowe, świadczące o głębokości zbiornika. Kimeryd i tyton dolny reprezentują wapienie bulaste, a w tytonie środkowym powstała facja jasnopopielatych wapieni pelitycznych, lokalnie z amonitami (Lefeld, 1974).

W kredzie dolnej, w dalszym ciągu, dominuje facja wapieni pelitycznych z Tintinnidae (Lefeld, 1974). W walanżynie osadziły się utwory margliste określane jako formacja margli z Kościeliskiej (Lefeld i in., 1985, 1997). Na obszarze Orawy geolodzy słowaccy udokumentowali osady albu i cenomanu.

Sekwencja regłowa górna (płaszczowina choczańska)

Najstarszymi utworami w obrębie omawianej płaszczowiny są znacznej miąższości szare dolomity (typu Ramsau) (tab. 4). Wyżej leżą wapienie bulaste z rogowcami (typu Reifling), zawierające konodonty (Zawidzka, 1971, 1972) oraz margle (typu Partnach) z jedynymi w triasie tatrzańskim amonitami anizyku–ladynu (najwyższego anizyku–ladynu dolnego) (Kotański, 1973a, d) oraz szczątkami kostnymi płaza tarczogłowego (Maryńska, Szyszkina, 1996; Kotański, 1996). W ladinie i karniku osadzały się w warunkach rafowo-lagunowych masywne, bryłowe dolomity z amonitami i diploporami (typu Wetterstein). W triasie górnym tworzyły się lagunowe dolomity płytowe (typu Hauptdolomit) oraz wapienie organodetrytyczne (w retyku).

Sedimentacja węglanowa trwała dalej w jurze dolnej. Osady zachowały się w łuskach Upłazu, Kończystej, Bramy Kantaka oraz Siwej Wody. Czerwone i różowe kalcyłutyty, ukazujące się w łusce Bramy Kantaka oraz w żyłach neptunicznych, mogą należeć do jury środkowej.

Tabela 4

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA
Sekuencja reglowa gorna (plaszczowina choczańska)

Stratygrafia				Utworky (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddzial	Pietro	Podpietro		
K r e d a	Kreda gorna	Cenoman–mastrycht			Wypietczenie i denudacja Utworzenie plaszczowin wierzchowych i reglowych Ruchy tektoniczne orogenezy alpejskiej, fazy subhercyńskiej (sróziemno-morskiej)
	Kreda dolna				?
J u r a	Jura gorna				?
	Jura srodkowa	Kelowej			?
		Baton			
		Bajos			
		Aalen			
	Jura dolna	Toark		Wapienie krynowidowe, wapienie muszlowcowe z rogowcami i piaskowce – formacja wapieni z Miękusiej — _w J _{h-a}	Akumulacja morska
		Pliensbach			
		Synemur			
		Hetang			
T r i a s	Trias gorny	Retyk		Wapienie organodetrytyczne – formacja norowicka — _{wor} T ₃	Ruchy górotwórcze starokimeryjskie Akumulacja morska Ruchy górotwórcze labińskie
		Karnik + noryk		Dolomity płytowe (typu Hauptdolomit) — _{do} T ₃	Akumulacja morska w lagunach
	Trias srodkowy–gorny	Ladyn + karnik		Dolomity bryłowe z amonitami i diploporami (typu Wetterstein) — _{do} T ₂₋₃	Akumulacja morska na obszarze raf w lagunach
	Trias srodkowy	Anizyk–ladyn		Margle z amonitami (typu Partnach) — _{me} T ₂ Wapienie z rogowcami (typu Reifling) — _w T ₂	Akumulacja morska
		Anizyk		Dolomity (typu Ramsau) — _{do} T ₂	
	Trias dolny	Olenek			? Transgresja morska Ruchy górotwórcze pfalckie
		Ind			
Perm					Utworzenie penepłeny przedtriasowej

* *

*

Sfałdowanie Tatr nastąpiło po turonie dolnym, a przed koniakiem (Lefeld, 1997) w fazie subhercyńskiej (śródziemnomorskiej), która była efektem górnokredowo-dolnopaleoceńskiego etapu kolizji płyt Afryki i Europy. Rozpoczął się wówczas okres skracania skorupy ziemskiej, zanikania oceanu Tetydy, migracji mikrokontynentów w obrębie Karpat wewnętrznych oraz fałdowań i nasunięć. Utworzyły się płaszczowiny wierchowe i reglowe oraz zostały sfałdowane i przemieszczone pewne partie autochtonu wierchowego (paraautochton). W przypadku płaszczowiny Giewontu, doszło do ścięcia, wraz z sekwencją osadową, także stropowej części krystaliniku. Fragmenty trzonu krystalicznego dolnej części płaszczowiny Giewontu kontaktują w spąg z sekwencją niższej płaszczowiny Czerwonych Wierchów, bądź poddartymi częściami parautochtonicznego fałdu Stołów i tworzą obecnie czapki krystaliczne (Małoląčniak, Kopa Kondracka) lub są wkomponowane w struktury płaszczowinowe w formie tzw. wysp krystalicznych. W skałach krystalicznych czapek tektonicznych i wyspy krystalicznej Goryczkowej zachował się częściowy zapis warunków temperatury i ciśnienia, pozwalający na ich korelację ze skałami dolnego kompleksu strukturalnego w krystaliniku Tatr Zachodnich.

Z fazą subhercyńską (śródziemnomorską) cyklu alpejskiego może się wiązać ścięcie i przesunięcie trzonu krystalicznego (Lefeld, Jankowski, 1985; Lefeld, 1997).

Sekwencje posttektoniczne

Eocen numulitowy i flisz podhalański

Na różnych wiekowo zespołach skalnych mezozoiku płaszczowin reglowych leżą w kontakcie sedymentacyjnym węglanowe utwory eocenu numulitowego. Spągowymi osadami są zazwyczaj zlepienie (tab. 5), których skład uzależniony był od przebiegu linii brzegowej transgredującego na wyspę tatrzańską morza eoceńskiego. Powyżej zlepieńców osadziły się piaskowce dolomityczne i mułowce oraz organodetrytyczne osady węglanowe.

W oligocenie nastąpiła zmiana warunków sedymentacji, zaczęły się osadzać warstwy fliszu podhalańskiego, zawierające redeponowane duże otwornice oraz nanoplankton pozwalający określić ich wiek (Blaicher, 1973; Gaździcka, 1999). W obrębie piaskowców i łupków fliszu podhalańskiego powstały charakterystyczne poziomy litologiczne, takie jak warstewki bentonitowe, dolomity żelaziste, żwirowce ilaste i ławice osuwiskowe. Najmłodsze osady fliszu, przy północnej granicy obszaru arkusza, mogą już reprezentować miocen (Gaździcka, 1999).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA
 Sekwencje posttektoniczne
 (eocen numulitowy i flisz podhalański)

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
Neogen	Pliocen				Akumulacja rzeczna i erozja, utworzenie pogórskiego i śródgórskiego poziomu zrównania
	Miocen	Sarmat			Akumulacja rzeczna i erozja, powstanie najwyższych poziomów częściowego zrównania Erozja utworów fliszowych
Paleogen	Oligocen			Piaskowce, mułowce, łupki i zlepienie – warstwy ostryskie — $_{pmc}Ol$ Piaskowce drobnoziarniste – warstwy chochołowskie górne — $_{pc}Ol$ Piaskowce różnoziarniste i łupki ilaste – warstwy chochołowskie górne — $_{pcr}Ol$ Piaskowce różnoziarniste i łupki ilaste z pakietami piaskowców drobnoziarnistych – warstwy chochołowskie górne — $_{pcrl}Ol$ Piaskowce i łupki – warstwy chochołowskie dolne — $_{pcl}Ol$ Piaskowce gruboławicowe – warstwy chochołowskie dolne — $_{pc}Ol$ Łupki i piaskowce – warstwy zakopiańskie górne — $_{lpc}Ol$ Łupki i piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z pakietami piaskowców gruboławicowych (warstwami z Koziańca) – warstwy zakopiańskie dolne — $_{lpc}Ol$ Łupki i piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z soczewami dolomitów żelazistych – warstwy zakopiańskie dolne — $_{lpcdoFe}Ol$ Łupki i piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z soczewami dolomitów żelazistych oraz z pakietami piaskowców gruboławicowych (warstwami z Koziańca) – warstwy zakopiańskie dolne — $_{lpcdo}Ol$	Akumulacja morska
	Eocen			Wapień organodetrytyczne (z numulitami) — $_{wor}E$ Piaskowce dolomityczne i mułowce (łupkowate) — $_{pc}E$ Zlepienie podstawowe — $_{zc}E$	Akumulacja morska Transgresja morska

Czwartorzęd

Po wyniesieniu Tatr, w czwartorzędzie zachodziły procesy denudacyjne i akumulacyjne. Rzeźba Tatr ukształtowana została w trzech głównych etapach rozwoju geomorfologicznego. Rezultatem pierwszego etapu są fragmenty powierzchni zrównań zachowane w obrębie najwyższych grzbietów tatrzańskich i na Pogórzu Gubałowskim.

W drugim etapie – od początku czwartorzędu, przez cały plejstocen, w warunkach cyklicznie zmieniającego się klimatu, doliny tatrzańskie w okresach zimnych były zlodowacone, a w okresach ciepłych występowały czynniki rzeźbotwórcze podobne do współczesnych (tab. 6). W plejstocenie Tatry były kilkakrotnie zlodowacone (na obszarze sąsiedniego arkusza Tatry Wysokie notowane są osady związane co najmniej z ośmioma zlodowaceniami). Widoczna dzisiaj rzeźba glacialna jest wynikiem wszystkich zlodowaceń, natomiast osady zachowane w dnach dolin związane są z okresem ostatniego zlodowacenia i jego późnego glacjału.

Lodowce w Tatrach Zachodnich w odróżnieniu od lodowców Tatr Wysokich nie wyszły na przedpole, lecz zajmowały górne części dolin, a długość ich jeziorów dochodziła do 5 km. Miało to związek z głębszym odmłodzeniem górnych odcinków dolin przed ich zlodowaceniem, a przede wszystkim z brakiem większych zbiorników firnowych w plejstocenie (Klimaszewski, 1988). Wykształcona rzeźba ma typowe cechy rzeźby wysokogórskiej – alpejskiej. Wyższą, położoną na południu część (Tatr Wierchowych) od północy obrzeża strefa reglowa, która w związku z występowaniem mniej odpornych skał, charakteryzuje się niższymi wysokościami. W jej obrębie nie zachowały się ślady działalności glacialnej. Dla tej strefy charakterystyczna jest rzeźba typu erozyjno-denudacyjnego, z wąskimi dolinami rzecznyymi oraz mniejszym nachyleniem stoków.

W okresach lodowcowych rzeźba była kształtowana przez procesy peryglacialne. Na przedpolu Tatr, w niecce podhalańskiej, w obrębie obniżen związanych z małą odpornością skał i erozją wodną występują osady wyerodowane w Tatrach w postaci stożków rzeczno-lodowcowych.

Od późnego glacjału omawiany obszar był przekształcany przez procesy denudacyjne. W etapie postglacialnym, tak w Tatrach, jak i na ich przedpolu, zachodziły i zachodzą dalej procesy erozji rzecznej i denudacji dowiązujące do istniejących pięt klimatycznych i roślinnych. W piętrze turni i hal alpejskich występują procesy charakterystyczne dla gór wysokich (wietrzenie, odpadanie, obrywanie, erozja, spływy gruzowe), natomiast w piętrach leśnych – procesy związane głównie z powolną denudacją (spęływanie, sufozja) i erozją rzeczna, przekształcającą koryta potoków i rzek, głównie na skutek powodzi spowodowanych przez wysokie opady atmosferyczne. Opady takie są też głównym czynnikiem występowania spływów gruzowych na usypiskowych stokach wysokogórskich. Są one współcześnie głównym czynnikiem przekształcającym te stoki.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy i namuły torfiaste — ${}_t Q_h$	Akumulacja mineralna i organiczna w starorzeczach i obniżeniach w osuwiskach
				Piaski, żwiry, głązy i bloki den dolinnych — ${}_p^f Q_h$	Akumulacja rzeczna w dnach dolin – w strefach przykorytowych
				Martwica wapienna — ${}_{mt} Q_h$	
				Głązy, żwiry, piaski i gliny rzeczne tarasów zalewowych 0,5–7,0 m n.p. rzeki i kamieńców — ${}_h^f Q_h^{\textcircled{1}}$	Akumulacja rzeczna w dnach dolin
	P l e j s t o c e n – h o l o c e n	Zlodowacenia północnopolskie–holocen		Głązy, rumosze skalne i gliny koluwalne (osuwiskowe) — ${}_h^k Q_{p^4}$	Grawitacyjne ruchy masowe (osuwiskowe) – akumulacja osadów koluwalnych
				Głązy i rumosze skalne stożków usypiskowo-napływowych — ${}_h^{\textcircled{5}} Q_{p^4}$	Akumulacja materiału gruzowego w stożkach usypiskowych i usypiskowo-napływowych
				Głązy i rumosze skalne stożków usypiskowych i obrywów skalnych — ${}_{glru}^{\textcircled{5}} Q_{p^4}$	
				Głązy, bloki i rumosze skalne peryglacialne lodowców gruzowych — ${}_{gl}^{pg} Q_{p^4}$	Powstanie osadów i ich transport przez lodowce gruzowe
				Rumosze skalne, piaski i gliny deluwialne, zwietrzelińowe i kongeliflukcyjne — ${}_{ru}^d Q_{p^4}$	Spęływanie w warunkach peryglacialnych
	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie		Głązy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe — ${}_{glru}^g Q_{p^4}$	Akumulacja najmłodszych osadów glacialnych w najwyższych cyrkach lodowcowych
				Głązy, piaski, żwiry i gliny piaszczyste rzeczno-lodowcowe (pokrywy) — ${}_{gl}^{f-g} Q_{p^4}$	Akumulacja rzeczna w dnach dolin, sedymentacja w warunkach występowania rzek roztopowych z dużą dostawą materiału do koryt rzecznych
				Głązy i rumosze skalne lodowcowe — ${}_{gl}^g Q_{p^4}$	Akumulacja osadów glacialnych ostatniego zlodowacenia
P l e j s t o c e n	Interglacial eemski			Wietrzenie chemiczne, erozja wgłębna w dnach dolin i akumulacja osadów rzecznych, denudacyjne obniżanie grani i stoków dolin	
	Zlodowacenia południowopolskie + środkowopolskie		Głązy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe (pokrywy, poziom III) — ${}_{gl3}^{f-g} Q_{p^{2+3}}$	Akumulacja rzeczno-lodowcowa w dnach dolin	
			Głązy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe (pokrywy, poziom II) — ${}_{gl2}^{f-g} Q_{p^{2+3}}$	Erozja rzeczna, powstanie głębokich rozcięć w starszych osadach czwartorzędowych	
			Głązy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe (pokrywy, poziom I) — ${}_{gl1}^{f-g} Q_{p^{2+3}}$	Akumulacja rzeczno-lodowcowa w dnach dolin	
				Erozja rzeczna, powstanie głębokich rozcięć w starszych osadach czwartorzędowych	
				Akumulacja najstarszych (najwyższych) pokryw i stożków rzeczno-lodowcowych	

IV. PODSUMOWANIE

W wyniku badań przeprowadzonych w celu opracowania arkusza Tatr Zachodnie rozwiązano wiele problemów dotyczących zagadnień geologicznych oraz przedstawiono nowy, w stosunku do istniejących opracowań, obraz kartograficzny omawianego obszaru.

Po raz pierwszy stwierdzono obecność nasunięć w obrębie krystaliniku polskich Tatr Zachodnich i przeprowadzono ich korelację z sytuacją strukturalną i litologią po słowackiej stronie Tatr. Opracowano stratygrafię osadów czwartorzędowych. Wydzielono osady zlodowaceń północnopolskich, zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich oraz utwory holoceni. W stosunku do starszych opracowań skorygowano granice wydzielen w obrębie płaszczowiny choczańskiej. Nawiązując do schematów tektonicznych i paleogeograficznych przyjętych przez geologów słowackich, jednostki strukturalne: Furkaski, Korycisk i Siwej Wody włączono do płaszczowiny choczańskiej. Prześledzono przebieg uskoku, wykorzystując scenę numeryczną SPOT.

Nie powiodła się próba postawienia wiercenia (wiertnicą geoprobe) na Hali Mała Łąka. Natomiast przydatne okazały się badania geofizyczne prowadzone metodą płytkiej sejsmiki, których wyniki dostarczyły danych o głębokości podłoża podczwartorzędowego.

W celu lepszego rozpoznania utworów czwartorzędowych powinno się wykonać głębokie otwory na obszarach, gdzie na podstawie badań geofizycznych wnioskuje się o dużych miąższościach osadów glacialnych i rzeczno-lodowcowych (np. w Dolinie Małej Łąki na Wielkiej Polanie i w Dolinie Kościeliskiej w rejonie Polany Pyszej). Interpretacja modelu rzeźby terenu uzyskiwanego z ALS (Airborne Laser Scanning – lotniczy skanowanie laserowe), pozwala dokładnie wyznaczyć granice zasięgu osadów peryglacialnych (lodowce gruzowe, moreny niwalne) oraz osuwisk skalnych dotychczas nie znanych z obszaru Tatr Zachodnich. Osuwiska występują np. w rejonie Ornaku czy też niektórych szczytów granicznych (np. Kamienistej), gdzie zaznaczają się ich skarpy główne (w postaci rowów rozpadlinowych).

Budowa geologiczna Tatr jest poznana dobrze, co nie oznacza końca badań naukowych w tym regionie. Są one i będą prowadzone przez następne pokolenia geologów polskich i słowackich. Tatry, jako obszar wyjątkowy w Europie, tak pod względem zróżnicowanej budowy geologicznej, jak i swojego ekosystemu, walorów krajobrazowych i kulturowych, wymaga szczególnej opieki jako Tatrzański Park Narodowy. Mapa geologiczna jest w takim przypadku nieodzowna w celu wykonania planów ochrony środowiska, badań florystycznych i faunistycznych, geologicznych, hydrogeologicznych, geomorfologicznych i innych. Biorąc to pod uwagę, w 2005 r. rozpoczęto realizację 25 arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Tatr w skali 1:10 000, w układzie geodezyjnym 1992.

W trakcie dalszych badań byłoby wskazane prowadzenie monitoringu zmian w rzeźbie terenu ze względu na występowanie gwałtownych zjawisk związanych ze zmianami klimatu. Powodują one odsłanianie terenu, dzięki czemu można korygować, uszczegóławiać i uaktualniać przebieg granic geologicznych.

Warszawa, 2014 r.

LITERATURA

- Aleksandrowicz S.W., Szewczyk E., 1981 — Otwornice z margli anizyku jednostki Furkaski w Tatrach Zachodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 331.
- Andrusov D., 1936a — Subdivision des nappes subattriques sur le versant nord de la Haute Tatra. *Bull. Ass. russe Sc., Prague*, 4, 23.
- Andrusov D., 1936b — Subtatranské prikrovy západních Karpat. *Carpathica*, 1.
- Andrusov D., 1958 — Geológia československých Karpát., 1. Slov. Akad. Vied., Bratislava.
- Bac M., 1963 — Budowa geologiczna Stołów pod Kominami Tylkowymi w Tatrach Zachodnich. *Acta Geol. Pol.*, 13, 1.
- Bac M., 1971 — Tektonika jednostki Bobrowca w Tatrach Zachodnich. *Acta Geol. Pol.*, 21, 2.
- Bac M., Grochocka K., 1965 — Budowa fałdu Czerwonych Wierchów na wschodnim zboczu Doliny Kościelskiej w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 15, 3: 331–354.
- Bac-Moszaszwili M., 1993 — Struktura zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 63, 1–3.
- Bac-Moszaszwili M., 1997 — Tektogeneza Tatr. *W: Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane, 2–4 października 1997 r.*
- Bac-Moszaszwili M., 1998 — Neogeńskie ruchy tektoniczne w Tatrach i na Podhalu. 3. Ogólnopolska Konferencja „Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość” 23–24 października, 1998 r., Kraków.
- Bac-Moszaszwili M., Jaroszewski W., Passendorfer E., 1984 — W sprawie tektoniki Czerwonych Wierchów i Giewontu w Tatrach. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 52, 1–4.
- Barczyk G., 1990 — Polska Bibliografia Geologiczna Tatr, 1954–1989. Wyd. Geol. UW, Warszawa.
- Baumgart-Kotarba M., 1983 — Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala). *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, 145: 1–133.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1979 — Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach. *Fol. Geogr., Ser. Geogr.-phys.*, 12.
- Bezák V., 1994 — Proposal of the new dividing of the West Carpathian crystalline based on the Hercynian Tectonic building reconstruction. *Miner. Slovaca*, 26:1–6.
- Bieda F., 1929 — Numulity eocenu tatrzańskiego z okolic Zakopanego. *W: Pam. 2. Zjazdu Słow. Geogr.*, 1927 r., Kraków.
- Bieda F., 1946 — Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 16.
- Bieda F., 1959 — Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Bieda F., 1960 — Fauny numulitowe w eocenie tatrzańskim. *Biul. Inst. Geol.*, 141.
- Bieda F., 1963 — Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 37.
- Birkenmajer K., 1953 — Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt series in Poland. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Chim. Geol.-Geogr.*, 1, 6.

- Birkenmajer K., 1958 — Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasie Skalkowym. Wyd. Geol., Warszawa.
- Blaicher J., 1973 — Mikrofauna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG-1. *Biul. Inst. Geol.*, 265.
- Blažek R., Hradilek L., 1974 — Die rezenten vertikalen Erdkrustenbewegungen auf drei Nivellementsziügen im Gebiet der Hohen- und West Tatra. *W: Int. Symp. Über die Erforschung rezenter Erdkrustenbewegungen auf geodynamischen Polygonen*, Smolenice, 30.09–5.10.1974 r.
- Brodala W., 1969 — Budowa geologiczna Rzędów pod Ciemniakiem. Arch. Inst. Geol. Podst. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Burchart J., 1968 — Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mountains, Poland. *Amer. J. Sc.*, **266**: 895–907.
- Burchart J., 1970 — Skały krystaliczne Wyspy Goryczkowej w Tatrach. *Stud. Geol. Pol.*, 32: 7–183.
- Burchart J., 1972 — Fission-track age determination of accessory apatite from the Tatra Mountains, Poland. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 15: 418–422.
- Burda J., Gawęda A., 1997 — Mass-balance calculations in migmatites from the Upper Kościeliska Valley (the Western Tatra Mts., S-Poland). *Mineral. Pol.*, **28**, 1: 53–68.
- Burda J., Gawęda A., 2009 — Shear-influenced partial melting in the Western Tatra metamorphic complex: geochemistry and geochronology. *Lithos*, 110: 373–385.
- Burda J., Gawęda A., Golonka J., Majka J., Wiedenbeck M., Pyka P., 2015 — Rheic Ocean history imprinted in zircon from metabasite: a case of the Western Tatra Mountains, Poland/Slovakia. *Mineralogia. Spec. Pap.*, 44, 30.
- Burda J., Gawęda A., Klötzli U., 2011 — Magma hybridization in the Western Tatra Mountains granitoid intrusion (S-Poland, Western Carpathians). *Mineralogy and Petrology*, **103**, 1–4: 19–36.
- Burda J., Gawęda A., Klötzli U., 2013a — Geochronology and petrogenesis of granitoid rocks from the Goryczkowa Unit, Tatra Mountains (Central Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, **64**, 6: 419–435.
- Burda J., Gawęda A., Klötzli U., 2013b — U-Pb zircon age of the youngest magmatic activity in the High Tatra granite. *Geochronometria*, **40**, 2: 134–144.
- Burda J., Klötzli U., 2011 — Pre-Variscan evolution of the Western Tatra Mountains: new insights from U-Pb zircon dating. *Mineralogy and Petrology*, 102: 99–115.
- Butrym J., Lindner L., Okszos D., 1990 — Formy rzeźby, wiek TL osadów i rozwój lodowców ostatniego zlodowacenia w Dolinie Małej Łąki (Tatry Zachodnie). *Prz. Geol.*, **38**, 1.
- Chowaniec J., Poprawa D., Sokołowski S., 1975 — Wstępne wyniki badań geologicznych otworów Siwa Woda IG-1 i Hruby Regiel IG-2. *Kwart. Geol.*, **19**, 4.
- Cieśliński N., 1993 — Granitoidy górnej części Doliny Kościeliskiej – część wschodnia. Arch. UŚl., Katowice.
- Doktor S., 1969 — Budowa geologiczna rejonu Czerwonych Żlebków i Tomaniarskiego Twardego Uplazu pod Ciemniakiem w Tatrach Zachodnich. Arch. Inst. Geol. Podstaw. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Dudziak J., 1984 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego (paleogen) na podstawie nannoplanktonu wapiennego. II. Formacja zakopiańska dolin Małej Łąki, Białego Potoku i Suche Wody. *Stud. Geol. Pol.*, **83**.
- Dudziak J., 1986 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego (paleogen) na podstawie nannoplanktonu wapiennego. III. Formacja chochołowska i ostryska. *Stud. Geol. Pol.*, **88**.
- Duffin C.J., Gaździcki A., 1977 — Rhaetian fish remains from the Tatra Mountains. *Acta Geol. Pol.*, **27**, 3.
- Dyakowska J., 1932 — Analiza pyłkowa kilku torfowisk tatrzańskich. *Acta Soc. Botan. Pol.*, 9.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1987 — Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Tatry Wysokie). *Prz. Geol.*, **35**, 1.

- Dżułyński S., Gradziński R., 1960 — Source of the Lower Triassic in the Tatra Mts. *Bull. Acad., Pol. Sc. Ser. Sc. Geol.-Geogr.*, 8: 45–48.
- Fijałkowska A., Uchman A., 1993 — Nowe dane do palinologii triasu Tatr Polskich. *Prz. Geol.*, **41**, 5.
- Gadomski A., 1926 — Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr. Księgarnia B. Kotuli, Cieszyn.
- Gawęł A., 1959 — Zagadnienie petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 10–118.
- Gawęda A., 1992a — Zespoły mineralne i warunki krystalizacji kompleksu aplitowo-pegmatytowego z okolic Tomanowej Polskiej (Tatry Zachodnie). *Arch. Miner.*, **47**, 2: 51–67.
- Gawęda A., 1992b — Charakterystyka mineralogiczno-geochemiczna łyszczyków, granatów i apatytu z pegmatytów Tatr Zachodnich. *Arch. Miner.*, **48**, 1–2.
- Gawęda A., 1993 — Struktura, skład mineralny i geneza pegmatytów polskiej części Tatr Zachodnich. *Arch. Miner.*, **49**, 2: 114–144.
- Gawęda A., 1995 — Geochemistry and Rb/Sr isochron age of pegmatites from the Western Tatra Mts. (S-Poland). *Geol. Carpath.*, **46**, 2: 95–99.
- Gawęda A., Burda J., 1995 — Petrogeneza migmatytów Tatr Zachodnich. *Pol. Tow. Mineral. Pr. Spec.*, 6: 36–38.
- Gawęda A., Cebulak S., 1999 — The origin of graphite in the crystalline basement of the Western Tatra Mts. *Geol. Carpath.*, **50**, 4.
- Gawęda A., Burda J., Golonka J., Klötzli U., Chew D., Szopa K., Wiedenbeck M., 2017 — The evolution of Eastern Tornaquist-Paleoasian Ocean and subsequent continental collisions: a case study from the Western Tatra Mountains, Central Western Carpathians (Poland). *Gondwana Research*. 48: 134–152.
- Gawęda A., Burda J., Klötzli U., Golonka J., Szopa K., 2016 — Episodic construction of the Tatra granitoid intrusion (Central Western Carpathians, Poland/Slovakia): consequences for the geodynamics of Variscan collision and Rheic Ocean closure. *Int. J. Earth Sci.*, **105**, 4: 1153–1174.
- Gawęda A., Doniecki T., Burda J., Kohut M., 2005 — The petrogenesis of quartz-diorites from the Tatra Mountains (Central Western Carpathians): an example of magma hybridisation. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, **181**, 1: 95–109.
- Gawęda A., Deditius A., Pawlik A., 1999 — Mineralogical and petrological evolution of the metamorphic rocks near the contact with two granitic intrusions from Wołowiec–Łopata massif (Western Tatra Mts., Western Carpathians). *Mineral. Pol.*, **30**, 2.
- Gawęda A., Kozłowski K., 1995 — Petrographical and geochemical investigations of garnetiferous amphibolites from Upper Kościeliska Valley (Western Tatra Mts.). *Mineral. Pol.*, **26**, 2: 21–38.
- Gawęda A., Kozłowski K., 1998 — Magmatic and metamorphic evolution of the Polish part of the Western Tatra crystalline basement (S-Poland, W-Carpathians). Carpathian-Balkan Geological Association, 16. Congress, Vienna 30.08–2.09.1998 r., Abstracts: 177.
- Gawęda A., Kozłowski K., Piotrowska K., 1998 — Tectonic development of the crystalline basement of the Polish part of the Western Tatra Mts. *Acta Univ. Carol. Geol.*, **42**, 2: 252–253.
- Gawęda A., Kozłowski K., Piwowski R., 1997 — Skały krystaliczne. W: Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane 2–4 października 1997 r.
- Gawęda A., Pieczka A., Żabiński W., 1996 — Origin of some crystalline rocks from the Western Tatra Mts. in the light of ammonium ions content. *Mineral. Pol.*, **27**, 2: 83–90.
- Gawęda A., Szopa K., Chew D., O’Sullivan G.J., Burda J., Klötzli U., Golonka J., 2018 — Variscan post-collisional cooling and uplift of the Tatra Mountains crystalline block constrained by integrated

zircon, apatite and titanite LA-(MC)-ICP-MS U-Pb dating and rare earth element analyses. *Chemical Geology*, **484**: 191–206.

Gawęda A., Winchester J.A., Kozłowski K., Narębski W., 1996 — Geochemistry and paleotectonic setting of the amphibolites from the Western Tatra Mts., S-Poland. *Pol. Tow. Mineral. Pr. Spec.*, 7: 54–56.

Gawęda A., Winchester J.A., Kozłowski K., Narębski W., Holland G., 2000 — Geochemistry and paleotectonic setting of the amphibolites from the Western Tatra Mountains. *Geological Journal*, 35: 69–85.

Brak powołania

Gaździcka E., 1999 — Wyniki analizy nannoplanktonu wapiennego. Sprawozdanie. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.

Gaździcki A., 1971 — Megalodon limestones in the subatritic Rhaetian of the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 3.

Gaździcki A., 1974 — Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 1.

Gaździcki A., 1978 — Najmłodsze konodonty z retyku regłowego Tatr. *Prz. Geol.*, **26**, 4.

Gaździcki A., 1983 — Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. *Palaeont. Pol.*, 44.

Gaździcki A., Zawadzka K., 1973 — Triassic foraminifer assemblages in the Choč nappe of the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **23**, 3.

Gaździcki A., Michalik J., Planderowa E., Sykora M., 1979 — An Upper Triassic-Lower Jurassic sequence in the Križna Nappe (West Tatra Mts, West Carpathians, Czechoslovakia). *Zapadne Karpaty, Ser. Geologia*, 5.

Gąsiorowski S.M., 1959 — Nowe dane o wieku radiolarytów serii regłowej dolnej w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **9**, 2.

Głazek J., 1984 — Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr. *Prz. Geol.*, **32**, 1.

Głazek J., Grodzicki J., 1996 — Kras i jaskinie. W: Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego (Z. Mirek i in., red.). Wyd. TPN, Kraków–Zakopane.

Goetel W., 1917 — Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subatritischen Zone in der Tatra. *Spraw. PAU*, 7.

Goetel W., Sokołowski S., 1930 — Tektonika serii regłowej okolicy Zakopanego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 6.

Goetel W., Sokołowski S., 1936 — Mapa geologiczna pasa regłowego okolic Zakopanego w skali 1:20 000. Książnica-Atlas, Lwów.

Gołąb J., 1947 — Hydrogeologia zachodniego Pasma Gubałowskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 32.

Gołąb J., 1952 — Tektonika Podhala. *Geol. Biul. Inf.*, 1.

Gołąb J., 1959 — Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. *Biul. Inst. Geol.*, 149.

Gorek A., 1959 — Prehl'ad geologických a petrogrfických pomerov krystalinika Vysokých Tatier. *Geol. Sb., Sov. Acad. Vied.*, **10**, 1: 13–88.

Grabowski P., 1967 — Budowa geologiczna chociażskich łusek Uplazu, Kończystej i Bramy Kantaka na wschód od Doliny Kościeliskiej. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 4.

Grochocka-Rećko K., 1963 — Budowa geologiczna Wyżniej Świstówki. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 2.

Grochocka-Piotrowska K., 1970 — Fotointerpretacja i geneza struktur nieciągłych w masywie granitowym polskiej części Tatr Wysokich. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 2: 365–411.

Grodzicki J., 1970 — Rola tektoniki w genezie jaskiń masywu Czerwonych Wierchów. *Speleologia*, 5, 1–2: 33–48.

Grodzicki J., 1979 — Przejawy neotektonicznych ruchów w masywie Czerwonych Wierchów. *Prz. Geol.*, **27**, 7: 382–387.

Grodzicki J. (red.), 2006 — Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego **1–6**. PTPNoZ, Warszawa.

- Guzik K., 1936 — O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 12.
- Guzik K., 1959 — Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskiej) w Tatrach Zachodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Guzik K., 1963 — Budowa geologiczna południowych i zachodnich zboczy Małej Świnicy w regłach zakopiańskich. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 3–4.
- Guzik K., Guzik S., 1958 — Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:10 000, ark. Furkaska. Inst. Geol., Warszawa.
- Guzik K., Guzik S., Sokołowski S., 1958 — Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:10 000, ark. Hruby Regiel. Inst. Geol., Warszawa.
- Guzik K., Kotański Z., 1963a — Tektonika regli zakopiańskich. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 3–4.
- Guzik K., Kotański Z., 1963b — Geological structures of the Zakopane sub-Tatric belt. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, **1**, 2.
- Halicki B., 1930 — Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **7**, 2.
- Halicki B., 1951 — Czwartorzęd. *W: Regionalna Geologia Polski*. **1.**, Karpaty. Pol. Tow. Geol., Kraków.
- Halicki B., 1961 — Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu. *Acta Geol. Pol.*, **11**, 4.
- Halouzka R., Rączkowski W., 1993 — Kvarter. *W: Vysvetlivky ku Geologickej Mape Tatier 1:50 000* (J. Nemčok, red.). GÚDŠ, Bratislava: 67–101.
- Hercman H., 1991 — Rekonstrukcja elementów środowiska geologicznego Tatr Zachodnich na podstawie datowania izotopowego nacieków jaskiniowych. *Zesz. Nauk. PŚl.*, 1080. *Mat.-Fiz.*, 66, 8: 1–139.
- Horwitz L., Rabowski F., 1922 — O liasie i doggerze wierchowym w Tatrach. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **3**.
- Iwanow A., 1965 — Budowa geologiczna jednostki reglowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej a Doliną Małej Łąki w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 3.
- Iwanow A., 1973 — New data on Geology of the Lower Subatric Succession in the Eastern Part of the Tatra Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre*, **21**, 1.
- Iwanow A., Wieczorek J., 1987 — Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. *Prz. Geol.*, **35**, 10.
- Jaczynowski S., Jaczynowska W., 1963 — Budowa geologiczna południowo-wschodnich zboczy Łysanek w regłach zakopiańskich. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 3–4.
- Janák M., 1994 — Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts., Central western Carpathians: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of biotite and P-T-t paths. *Geol. Carpath.*, **45**, 5: 293–300.
- Jaroszewski W., 1963 — Tektonika serii wierchowej w górnych piętrach Doliny Kościeliskiej w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 1.
- Jaroszewski W., 1965 — Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 4: 426–496.
- Jaroszewski W., 1985 — Magmatic-tectonic jointing in granitoids of the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **35**, 1–2: 173–186.
- Kenig K., 1998 — Badania litologiczno-petrograficzne dla arkusza Tatry Zachodnie. *Narod. Arch. Geol.*, PIG-PIB, Warszawa.
- Kenig K., Lindner L., 2001 — Profile wiertnicze osadów czwartorzędowych na Ornaku oraz ich znaczenie w badaniach nad ostatnim zlodowaceniem w Tatrach Zachodnich. *Prz. Geol.*, **49**, 12.
- Klimaszewski M., 1972 — Karpaty Wewnętrzne. *W: Geomorfologia Polski*. **1.** Polska Południowa. PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1985 — Mapa Geomorfologiczna Tatr Polskich 1:30 000. *W: Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*. TPN, PTPNoZ, Zakopane–Kraków.

- Klimaszewski M., 1988 — Rzeźba Tatr Polskich. PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1996 — Geomorfologia. *W: Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego* (Z. Mirek i in., red.). Wyd. TPN, Kraków–Zakopane, Tatry i Podtatrze, **3**: 97–124.
- Kohút M., 1998 — The geochemical and isotopic characteristic of the Hercynian granitoid rocks of the Western Carpathians – Slovakia: evidences for crustal recycling. *Acta Univ. Carol. Geol.*, **42**, 2: 276.
- Kohút M., Janák M., 1994 — Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: field relations and petrogenetic implications. *Geol. Carpath.*, **45**, 5.
- Koissar B., 1966 — Stratygrafia, litologia i tektonika triasu środkowego masywu Żaru i Gubalca. Arch. Inst. Geol. Podst. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Koperowa W., 1962 — Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej. *Acta Paleobot.*, **2**, 3: 1–62.
- Kostiukow J., 1963 — Zdjęcie geologiczne Wielkiej Świsłówki oraz Kotła Mułowego i Litworowego. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 2.
- Kotański Z., 1955 — Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierzchowej Tatr. *Acta Geol. Pol.*, **5**, 3.
- Kotański Z., 1956a — Kampil wierzchowy w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **6**, 1.
- Kotański Z., 1956b — O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierzchowego w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **6**, 3.
- Kotański Z., 1956c — O triasie wierzchowym w Tatrach. *Prz. Geol.*, **4**, 7.
- Kotański Z., 1956d — Zlepiénce z Chudej Turni i ich znaczenie dla paleogeografii triasu tatrzańskiego. *Prz. Geol.*, **4**, 3.
- Kotański Z., 1959a — Nowe badania nad tektoniką serii wierzchowej. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Kotański Z., 1959b — Profile stratygraficzne serii wierzchowej Tatr polskich. *Biul. Inst. Geol.*, 139.
- Kotański Z., 1959c — Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **9**, 2.
- Kotański Z., 1959d — Trias wierzchowy. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Kotański Z., 1961 — Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **11**, 2–3: 187–476.
- Kotański Z., 1963 — Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 3–4.
- Kotański Z., 1964 — Remarques sur le trias brianconnais des Alpes occidentales et sa comparaison avec le trias hauttatricque des Tatras. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol.-Geogr.*, **12**, 2.
- Kotański Z., 1965a — Przekrój geologiczny wschodniego zbocza Doliny Kościeliskiej w Tatrach w historycznym rozwoju. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 3.
- Kotański Z., 1965b — Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 3.
- Kotański Z., 1967 — Paleontological basis of Triassic stratigraphy in the Tatra Mts. *Geol. Sb.*, **18**, 2.
- Kotański Z., 1971 — Przewodnik geologiczny po Tatrach. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kotański Z., 1973a — Ammonites, nautiloides and nautiloides from the upper subatric Triassic in the Tatra Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **43**, 4.
- Kotański Z., 1973b — Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia. 2. Trias. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kotański Z., 1973c — Charakterystyka mikrofacjalna i podział stratygraficzny węglanowych utworów triasowych z otworu wiertniczego Zakopane IG-1. *Biul. Inst. Geol.*, 265.
- Kotański Z., 1973d — Upper and Middle Subatric Nappes in the Tatra Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre.*, **21**, 1.

- Kotański Z., 1974 — Górna i środkowa płaszczowina reglowa w Tatrach. *Prz. Geol.*, **22**, 1.
- Kotański Z., 1978 — Trias. *W: Geologia historyczna*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kotański Z., 1979 — Trias tatrzański. *Prz. Geol.*, **27**, 7.
- Kotański Z., 1985 — Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach. *Prz. Geol.*, **33**, 11.
- Kotański Z., 1986 — Alpejskie facje triasu w zachodniej części obszaru medyterańskiego. *Prz. Geol.*, **34**, 11.
- Kotański Z., 1996 — History of discovery and age of labyrinthodont remains in the Tatra Mts. Poland. *Pr. Muzeum Ziemi*, 43.
- Kotański Z., 1997 — Opis wycieczki A-7: Dolina Chochołowska–Siwiańskie Turnie–Małe i Wielkie Koryciska–Polana Huciska. *W: Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zakopane*, 2–4 października 1997 r.
- Kotański Z., Piotrowska K., Piotrowski J., 1998a — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Tatry Zachodnie, Tatry Wysokie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kotański Z., Piotrowska K., Piotrowski J., 1998b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Tatry Zachodnie, Tatry Wysokie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kotański Z., Radwański A., 1959 — Fauna z *Pygope diphya* i limburgity w tytonie wierchowym Osobitej. *Acta Geol. Pol.*, **9**, 4.
- Kotarba A., 1967 — Żłobki krasowe w Tatrach. *Zesz. Nauk. UJ*, 166. *Pr. Geogr.*, 16.
- Kotarba A., 1989 — On the age of the debris flows in the Tatra Mountains. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **23**.
- Kotarba A., Smolak W., Sroka J., 1977 — Some remarks on the modelling of glacial valley-floors in the Polish Tatra Mts. in the light of geophysical measurements. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **11**.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987 — High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains. *Geogr. Stud. Spec. Issue*, 3: 1–106.
- Král J., 1977 — Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geol. Zborn., Geol. Carpath.*, **28**: 269–276.
- Kreutz S., 1930 — O tatrzańskim trzonie krystalicznym. *Wierchy*, 8.
- Krupiński K.M., 1984 — Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts. based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **31**, 1: 37–48.
- Kulikowski A., 1968 — Budowa geologiczna Nosala. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 4.
- Kuźniar W., 1908 — Warstwy graniczne liasu-jury (toarcien) na północ od Przedniej Kopy Sołtysiej w Tatrach. *Spraw. Kom. Fizjogr.*, **42**: 64–98.
- Kuźniar C., 1913 — Skały osadowe tatrzańskie. *Rozpr. PAU*, **13**, 3.
- Lefeld J., 1957 — Budowa geologiczna Zawratu Kasprowego i Kopy Magury. *Acta Geol. Pol.*, **7**, 3.
- Lefeld J., 1968 — Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. *Stud. Geol. Pol.*, **24**.
- Lefeld J., 1974 — Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the sub-tatric Succession in the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 2.
- Lefeld J., 1996 — Arkusz Tatry Wysokie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Materiały rękopiśmienne. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Lefeld J., 1997 — Tektogeneza Tatr – cykl alpejski. *W: Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zakopane*, 2–4 października 1997 r.: 16–21.
- Lefeld J., Jankowski J., 1985 — Model of deep structure of the Polish Inner Carpathians. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.* A-16, 175: 71–100.
- Lefeld J., Radwański A., 1960 — Planktoniczne liliowce *Saccocoma Agassiz* w malmie i nekomie wierchowym Tatr Polskich. *Acta Geol. Pol.*, **10**, 4.

- Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K., Wójcik K., 1985 — Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Stud. Geol. Pol.*, **84**.
- Limanowski M., 1901 — Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich. *Kosmos*, 26.
- Limanowski M., 1910 — Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu, czy został przywleczony z dala. *Kosmos*, 35.
- Limanowski M., 1911 — Geologiczne przekroje przez wielki fałd Czerwonych Wierchów między doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach. *Bull. Intern. Acad. Pol.*, A.
- Lindner L., 1985 — Origin and age of the Cracow Canyon, Western Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **35**, 1–2.
- Lindner L., 1994 — Stadials and interglacials of the last glaciation (Würm, Vistulian) in the Polish Tatra Mts. and Podhale. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geogr.*, 27: 59–73.
- Lindner L., Marks L., 1995 — Correlation of Glacial Episodes of the Wisła (Vistulian) Glaciation in the Polish Lowland and Mountain Regions, and in Scandinavia. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **43**, 1: 5–15.
- Lindner L., Nitychoruk J., Butrym J., 1993 — Liczba i wiek złodowceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca. *Prz. Geol.*, **41**, 1: 10–21.
- Lucerna R., 1908 — Glazialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen. *Sitzungsberichte Akad. Wiss.*, 117.
- Ludhova L., Janák M., 1996 — The role of granitoid intrusion in the metamorphic evolution of the Tatra Mts., Western Carpathians (Slovakia). *Pol. Tow. Mineral. Pr. Spec.*, 7: 84–86.
- Lugeon M., 1903 — Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, 39.
- Makowska A., Jaroszewski W., 1987 — O współczesnych ruchach pionowych w Tatrach i na Podhalu. *Prz. Geol.*, **35**, 10: 506–512.
- Maluski H., Rajlich P., Matte P.H., 1993 — ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics*, 223: 313–337.
- Małecka D., 1981 — Hydrogeologia Podhala. *Inst. Geol. Pr. Hydrogeol.*, 14.
- Małecki J., 1956 — Głony wapienne eocenu Tatr. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **25**, 2.
- Marcinowski R., Wiedmann J., 1990 — The albian ammonites of Poland. *Palaeont. Pol.*, 50.
- Maryańska T., Shishkin M., 1996 — New cyclotosaurid (Amphibia: Temnospondyli) from the Middle Triassic of Poland and some problems of interrelationships of capitosaurids. *Pr. Muz. Ziemi.*, 43.
- Marynowski L., Gawęda A., Cebulak S., Jędrysek M.O., 2001 — Hydrocarbons migration in tectonic zones of the Western Tatra Mountains crystalline basement (Central Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, **52**, 1: 3–14.
- Marynowski L., Gawęda A., Poprawa P., Żywiecki M.M., Kepińska B., Merta H., 2006 — Origin of organic matter from tectonic zones in the Western Tatra Mountains Crystalline Basement, Poland: An example of bitumen-source rock correlation. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 261–279.
- Mastella L., 1975 — Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **45**, 3–4.
- Mastella L., Ozimkowski W., 1979 — Budowa tektoniczna południowo-wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, **27**, 7.
- Matějka A., 1927 — Geologické studie z okoli Ružomberka na Slovensku. *Sb. Stát. Geol. Úst.*, 7.
- Matějka A., Andrusov D., 1930 — Kritická poznámka o subtatranských přikrovach ve Vysokých Tatrách. *Vestn. Stát. Geol. Úst.*, ČSR, 6.
- Matějka A., Andrusov D., 1931 — Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et de régions avoisinantes. Guide des Excursions dans les Carpathes Occidentales. *Knih. Stát. Geol. Úst.*, 13A.

- Michalik A., 1951 — Brzeżna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Koszystej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 61: 1–82.
- Michalik A., 1952 — Cios krystaliniku Tatr Polskich oraz towarzyszące mu przemiany hydrotermalne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 84.
- Michalik A., 1955 — Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 96.
- Michalik A., 1958 — Materiały dokumentacyjne z badań nad budową geologiczną zachodniego Podhala. Narod. Arch. Geol. Oddz. Karpacki PIG-PIB, Kraków.
- Michalik A., 1968 — Granitoidy Tatr. *W: Budowa Geologiczna Polski, Stratygrafia. 1. Prekambr i Paleozoik*. Wyd. Geol., Warszawa: 484–486.
- Mikuszewski J., 1967 — Budowa geologiczna Stołów pod Ciemniakiem. Arch. Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- Narębski W., Wichrowski Z., 1972 — Statistical-geochemical approach to the problem of the origin of amphibolites of the Polish part of the West Tatra Mountains. *Proceedings, Xth Congress CBGA*: 158–174.
- Nemčok J., Bezák V., Biely A., Gorek A., Gross P., Halouzka R., Janák M., Kahan S., Kotański Z., Lefeld J., Mello J., Reichwalder P., Rączkowski W., Roniewicz P., Ryka W., Wieczorek J., Zelman J., 1994 — Geologická Mapa Tatier 1:50 000. Geologický Ústav Dionýza Stúra, Bratislava.
- Nowak J., 1927 — Zarys tektoniki Polski. 2. Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce. Kraków.
- Olempska E., 1973 — The genus *Discocyclina* (Foraminiferida) from the Eocene of the Tatra Mts. Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 18, 1.
- Ozimkowski W., 1978 — Budowa geologiczna wschodniego obrzeżenia Kotliny Zakopianskiej. *Prz. Geol.*, 26, 6.
- Partsch J., 1923 — Die Hohe Tatra zur Eiszeit. F. Enke, Leipzig: 1–7.
- Passendorfer E., 1921 — Kreda serii wierchowej w Tatrach. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 1, 2–3.
- Passendorfer E., 1922 — Urgon w Tatrach. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 1, 4–6.
- Passendorfer E., 1928 — Kimeryd w Tatrach. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 4, 3–4.
- Passendorfer E., 1929 — Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2, 4.
- Passendorfer E., 1935 — Studia nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach, cz. I. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 11.
- Passendorfer E., 1938 — Studia nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach, cz. II. *Pr. Tow. Prz. Nauk.*, 12.
- Passendorfer E., 1951 — Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 20, 3.
- Passendorfer E., 1957 — Zlepienieć koperszadzki jego geneza i wiek. *Acta Geol. Pol.*, 7, 2.
- Penck A., 1882 — Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig: 228–245.
- Penck A., 1891 — Die grosse Eiszeit. *Himmel und Erde*, 4: 1–86.
- Peryt D., 1974 — Budowa geologiczna wschodniego zbocza Niżnej Świstówki w Tatrach. *Prz. Geol.*, 22, 7.
- Peryt T., 1974 — Budowa geologiczna węzła tektonicznego Kufy w Tatrach. *Prz. Geol.*, 22, 7.
- Pieńkowski G., Westwalewicz-Mogilska E., 1986 — Trace fossils from the Podhale Flysch Basin, Poland – an example of ecologically based lithocorrelation. *Lethaia*, 19, 1: 53–65.
- Piotrowska K., 1997 — Cios, spękania ścięciowe i uskoki w trzonie granitoidowym polskich Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, 45, 9: 904–907.

- Piotrowska K., 2008 — Mapa Geologiczna Tatr 1:10 000, ark. Schronisko Ornak. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piotrowski J., 1965 — Trias środkowy masywu Kominów Tylkowych i jego tektonika. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 3.
- Piotrowski J., 1978 — Charakterystyka mezostrukturalna głównych jednostek tektonicznych Tatr w przekroju Doliny Kościeliskiej. *Stud. Geol. Pol.*, **55**.
- Pirożek J., 1956 — Bibliografia geologiczno-gleboznawcza Tatr 1639–1953. *Biul. Inst. Geol.*, 111.
- Piwkowski R., Gawęda A., 1998 — Ewolucja metamorficzna skał rejonu Błyszcz (masyw Bystrej, Tatry Zachodnie). *Stud. Geol. Pol.*, 111: 137–154.
- Poller U., Todt W., Janak M., Kohut M., 1999 — The geodynamic evolution of the Tatra Mountains constrained by new U-Pb single zircon data on orthogneisses, migmatites and granitoids. *Geol. Carpath.*, **50**: 129–131.
- Pomianowski P., 1998 — Neogeńsko-czwartorzędowa aktywność uskoku w podłożu Kotliny Orawskiej i Nowotarskiej. 3. Ogólnopolska Konferencja „Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość”, 23–24 października 1998 r., Kraków.
- Praca zbiorowa, 1979 — Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:30 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Rabowski F., 1921 — O triasie wierchowym w Tatrach. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **1**, 2–3.
- Rabowski F., 1931 — Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **6**, 4: 742–751.
- Rabowski F., 1954 — Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych w okolicy Uplazu Miętusiego i ich znaczenie. *Biul. Inst. Geol.*, 86.
- Rabowski F., 1955 — Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich 1:20 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Rabowski F., 1959 — Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich. Opracował i przygotował do druku Z. Kotański pod redakcją S. Sokołowskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **27**.
- Rabowski F., Goetel W., 1925 — Budowa Tatr. Pasma reglowe. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **3**, 1–2.
- Raciborski M., 1891 — Flora retycka w Tatrach. *Rozpr. AU. Ser. 2*, **1**.
- Radomski A., 1958 — Charakterystyka sedimentologiczna fliszu podhalańskiego. *Acta Geol. Pol.*, **8**, 3.
- Radomski A., 1959 — Sedymencja fliszu podhalańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Radwański A., 1959 — Z badań nad petrografią liasu wierchowego. *Prz. Geol.*, **7**, 8.
- Radwański A., 1968 — Studium petrograficzne i sedimentologiczne retyku wierchowego Tatr. *Stud. Geol. Pol.*, **25**.
- Romer E., 1929 — Tatrzańska epoka lodowa. *Spraw. PAU*, 3.
- Roniewicz P., 1959 — Cechy sedimentacyjne seisu wierchowego. *Acta Geol. Pol.* **9**, 2.
- Roniewicz P., 1963 — Okruchy granitu i szczątki flory w seisie wierchowym Tatr. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **3**: 274–284.
- Roniewicz P., 1966 — New data on sedimentation of Eocene organodetrital limestones in the Tatra Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol.-Geogr.*, **14**, 3.
- Roniewicz P., 1969 — Sedymencja eocenu numulitowego Tatr. *Acta Geol. Pol.* **19**, 3.
- Roniewicz E., 1974 — Rhaetian corals of the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 1.
- Roniewicz P., 1997 — Paleogen. W: Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane, 2–4 października, 1997 r.: 69–72.
- Roniewicz P., Pieńkowski G., 1979 — Trace fossils of the Podhale Flysch Basin. W: Trace Fossils. 2. (T.P. Crimes, J.C. Harper, red.). *Geol. J. Spec. Issue*, **9**: 273–288.
- Sieczarz K., 1963 — Budowa geologiczna wschodniego zbocza Kopy Kondrackiej. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 2.

- Skupiński A., 1975 — Petrogeneza i struktura trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich między Ornakiem a Rohaczami. *Stud. Geol. Pol.*, 49: 4–49.
- Sokołowski S., 1958–1980 — Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:10 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Sokołowski S., 1959 — Zarys geologii Tatr. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Sokołowski S. (red.), 1973 — Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. *Biul. Inst. Geol.*, 265.
- Starkel L., 1957 — Charakterystyka morfologiczna regionu Podtatrzańskiego. *Dok. Geogr.*, 2.
- Starkel L., 1972 — Charakterystyka rzeźby polskich Karpat fliszowych (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej). *Problemy Zagospod. Ziem Górskich*, 10: 75–150.
- Szafer W., 1958 — Nowa flora eoceńska w Tatrach. *Kwart. Geol.*, 2, 1.
- Szulczewski M., 1963a — Stromatolity z batonu wierchowego Tatr. *Acta Geol. Pol.*, 13, 1.
- Szulczewski M., 1963b — Budowa geologiczna Małej Świstówki. *Acta Geol. Pol.*, 13, 2.
- Szulczewski M., 1965 — Spostrzeżenia nad genezą tatrzańskich wapieni bulastych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 35, 2.
- Sygowski M.K., 1973 — Budowa geologiczna południowej części jednostki Żdziarów w Tatrach Zachodnich. Arch. Inst. Geol. Podst. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Trafas K. (red.), 1985 — Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego. TPN i TPNoZ, Zakopane–Kraków.
- Turnau-Morawska M., 1948 — Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr. *Kosmos A*, 65: 59–100.
- Turnau-Morawska M., 1953 — Kajper tatrzański, jego petrografia i sedimentologia. *Acta Geol. Pol.*, 3, 1.
- Turnau-Morawska M., 1959 — Problemy krystaliniku tatrzańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 104–106.
- Uhlig V., 1889 — Atlas Geologiczny Galicji (Tatry), 2, 24. Zakład wojskowy geograficzny w Wiedniu.
- Uhlig V., 1891 — Das Inselgebirge von Rauschenbach. *Jb. Geol. R-A*, 41.
- Uhlig V., 1897 — Die Geologie des Tatragebirges. I. Einleitung und stratigraphische Theil. *Denkschr. Acad. Wiss.*, 64.
- Uhlig V., 1900 — Die Geologie des Tatragebirges. I. Einleitung und stratigraphische Theil. *Denkschr. Acad. Wiss.*, 68.
- Uhlig V., 1907 — Über die Tektonik der Karpathen. *S. B. Acad. Wiss.*, 116.
- Uhlig V., 1911 — Tatry. Mapa geologiczna z objaśnieniami polsko-niemieckimi 1:75 000. Nakł. AU. wyd. Mil. Geogr. Inst. Wiedeń.
- Watycha L., 1959 — Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, 7, 8.
- Watycha L., 1968 — Wstępna ocena warunków i możliwości powstawania ropy naftowej w utworach wschodniej części fliszu podhalańskiego. *Kwart. Geol.*, 12, 4.
- Wieser T., 1973 — Charakterystyka petrograficzna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG 1. *Biul. Inst. Geol.*, 265.
- Wigilew B., 1914 — Neokom regłowy w Tatrach (notatka tymczasowa). *Spraw. Kom. Fizjogr. PAU*, 48.
- Wójcik Z., 1959 — Serie wierchowe południowych zboczy Bobrowca. *Acta Geol. Pol.*, 9, 2.
- Wójcik Z., Zwoliński S., 1959 — Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich. *Acta Geol. Pol.*, 9, 2: 319–342.
- Zawidzka K., 1967 — Budowa geologiczna rejonu Przełęczy Sywarowej w Tatrach Zachodnich. *Acta Geol. Pol.*, 17, 4.
- Zawidzka K., 1971 — Triassic holothurian sclerites from Tatra Mountains. *Acta Geol. Pol.*, 16, 4.
- Zawidzka K., 1972 — Stratigraphic position of the Furkaska limestones (Choć Nappe, the Tatra Mts.). *Acta Geol. Pol.*, 22, 3.

- Zuchiewicz W., 1998 — Zróżnicowane tempo erozji rzecznej w polskich Karpatach zewnętrznych jako wskaźnik młodych ruchów tektonicznych. 3. Ogólnopolska Konferencja „Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość”, 23–24 października 1998 r., Kraków.
- Żelaźniewicz A., 1994 — Microfabric of mylonites from the upper part of the Chochołowska Valley (West Tatra Mountains). Arch. Inst. Nauk Geol. PAN, Warszawa.
- Żelaźniewicz A., 1997 — Tektogeneza Tatr – cykl prealpejski. *W*: Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane, 2–4 października 1997 r.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Tatry Zachodnie (1060)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:70 000

Formy lodowcowe

- Moreny boczne
- Reliktowe lodowce gruzowe
- Rynny spływów gruzowych
- Progi dolin zawieszonych lub kotłów
- Dna dolin (wypełnione osadami moren czołowych, bocznych i środkowych)
- Krawędzie:
 - kotłów lodowcowych
 - żłobów lodowcowych
 - Wyglądy lodowcowe

Formy wodnolodowcowe

- Stożki rzeczno-lodowcowe

Formy rzeczne

- Równiny tarasów zalewowych i nadzalewowych
- Doliny rzeczne: a. wciosowe, b. płaskodenne
- Wodospady
- Przełomy

Formy krasowe

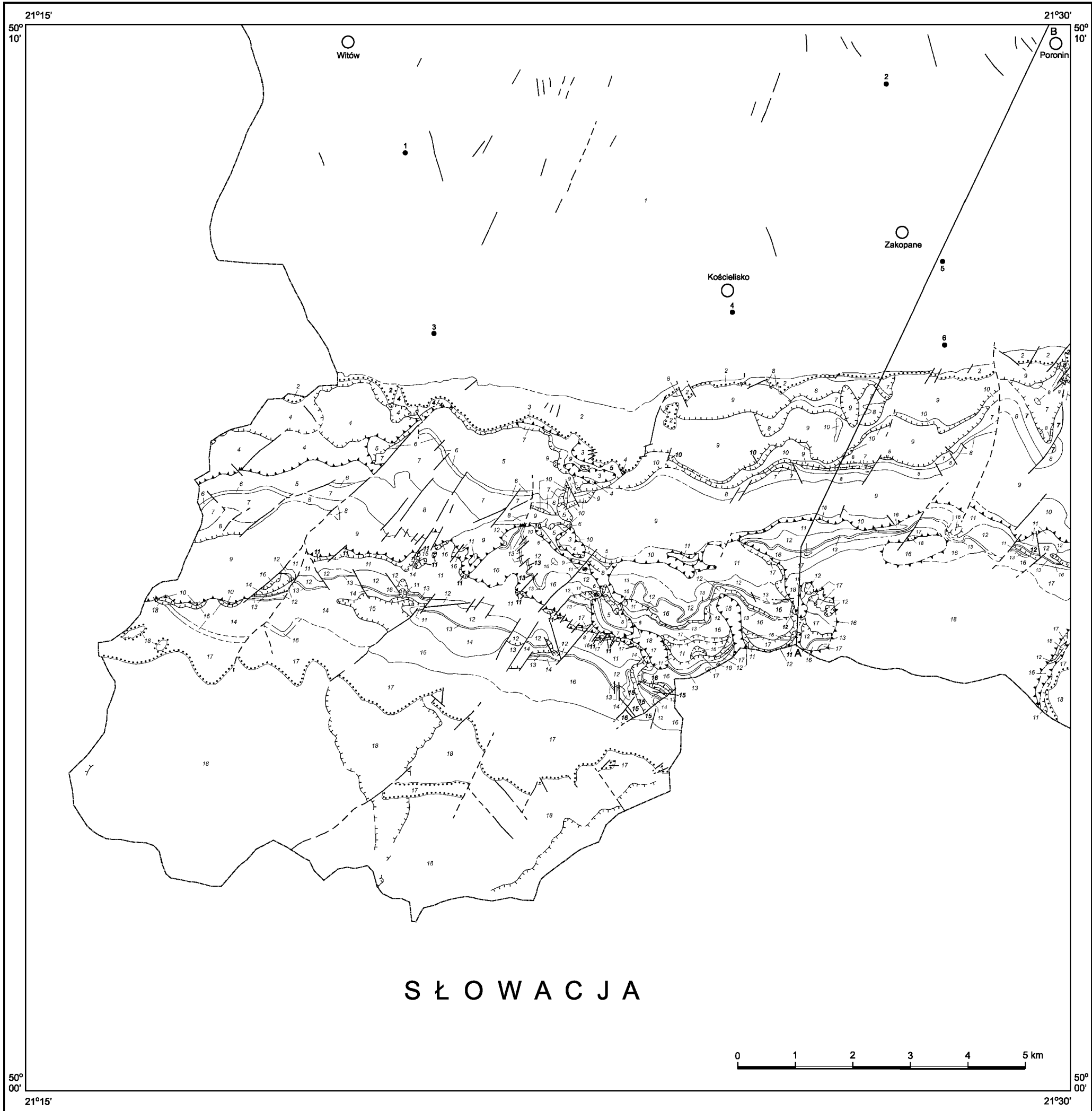
- Doliny krasowe
- Jaskinie
- Leje krasowe

Formy denudacyjne

- Grzbiety: a. twardzielcowe (monoklinalne), b. wąskie (skaliste), c. zaokrąglone
- Wierzchołki: a. ostre (skaliste), b. kopiaiste
- Przełęcze
- Ściany i stoki skalne
- Stoki
- Izolowane skałki
- Powierzchnie zrównań
- Stożki i hałdy usypiskowe
- Osuwiska

Opracował: W. RĄCZKOWSKI





Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Tatry Zachodnie (1060)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:70 000

Sekuencje posttektoniczne (eocen numulitowy i flisz podhalański)			
PALEOGEN	OLIGOCEN	1	Piaskowce, mułowce, łupki i zlepienie – warstwy ostryskie; piaskowce różnoziarniste i łupki ilaste z pakietami piaskowców drobnoziarnistych – warstwy chochołowskie górne; piaskowce i łupki – warstwy chochołowskie dolne; łupki i piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z pakietami piaskowców gruboławicowych (warstwami z Koziańca) – warstwy zakopiańskie dolne; łupki i piaskowce cienkoławicowe i średnioławicowe z soczewami dolomitów żelazistych oraz z pakietami piaskowców gruboławicowych (warstwami z Koziańca) – warstwy zakopiańskie dolne
	EOCEN	2	Wapienie organodetrytyczne (z numulitami); piaskowce dolomityczne i mułowce (łupkowate); zlepienie podstawowe
Sekuencja reglowa górna (płaszczowina choczańska)			
JURA	JURA DOLNA–ŚRODKOWA	3	Wapienie krynowide, wapienie muszlowcowe z rogowcami i piaskowce – formacja wapieni z Miętusiej
TRIAS	TRIAS ŚRODKOWY–GÓRNY	4	Wapienie organodetrytyczne – formacja norowicka (retyk); dolomity płytowe (typu Hauptdolomit) (karnik + noryk); dolomity bryłowe z amonitami i dipoporami (typu Wetterstein) (ladyn + karnik); margle z amonitami (typu Partnach) (anizyk–ladyn); wapienie z rogowcami (typu Reifling) (anizyk–ladyn); dolomity (typu Ramsau) (anizyk)
Sekuencja reglowa dolna (płaszczowina kriżniańska)			
KREDA	KREDA DOLNA	5	Margle plamiste z wkładkami turbidytów wapiennych i piaskowcowych – formacja margli z Kościeliskiej
JURA–KREDA	JURA GÓRNA–KREDA DOLNA	6	Wapienie pelityczne (typu Biancone)
JURA	JURA DOLNA–GÓRNA	7	Radiolaryty, wapienie radiolariowe i wapienie bulaste (bajos–tyton dolny); wapienie bulaste, wapienie krynowide, spongiolity i wapienie plamiste (piensbach górny–toark); łupki mułowcowe, wapienie i piaskowce kwarcowe – formacja kopieniecka (hetang–piensbach dolny)
TRIAS	TRIAS GÓRNY	8	Wapienie organodetrytyczne i łupki (retyk); łupki pstre, piaskowce, dolomity i zlepienie (kajper karpacki) (karnik + noryk)
	TRIAS ŚRODKOWY	9	Dolomity i wapienie krynowide (typu Gutenstein)
	TRIAS DOLNY	10	Wapienie, dolomity, piaskowce i łupki pstre (olenek); piaskowce kwarcowe, miejscami z przeławieniami łupków z florą (ind)

Sekuencje wierchowe (autochton i płaszczowiny wierchowe)			
KREDA	KREDA DOLNA–GÓRNA	11	Margle i wapienie glaukonitowe z amonitami – formacja margli z Zabijaka (alb–turon dolny); wapienie organodetrytyczne (facja rafowa urgonu) – formacja wapieni z Wysokiej Turni (barrem–apt)
JURA–KREDA	JURA ŚRODKOWA–KREDA DOLNA	12	Wapienie masywne pseudoolitowe – formacja wapieni z Raptawickiej Turni
JURA	JURA ŚRODKOWA	13	Wapienie krynowide i wapienie bulaste z amonitami
	JURA DOLNA–ŚRODKOWA	14	Wapienie piaszczyste, piaskowce i wapienie krynowide – formacja dudziniecka
TRIAS	TRIAS GÓRNY	15	Łupki i piaskowce – warstwy tomanowskie (retyk); łupki pstre, piaskowce kwarcowe i dolomity (kajper karpacki) (karnik + noryk)
	TRIAS ŚRODKOWY	16	Wapienie robaczkowe, dolomity i brekcje (podstawowe) (anizyk + ladyn)
	TRIAS DOLNY	17	Dolomity komórkowe, łupki pstre i wapienie (olenek); zlepienie, piaskowce kwarcowe i łupki pstre (ind)

Skaly krystaliczne (krystalinik)	
PROTEROZOIK (?)–KREDA (?)	18
Mylonity i kataklazyty (karbon–kreda?), granodiority biotytowe, leukogranity z pegmatytami, leukogranity, granitoidy hybrydalne, granitoidy z kryształami różowych skaleni potasowych (karbon); gnejsy (górny kompleks strukturalny)(dewon?–karbon); amfibolity, migmatyty, gnejsy, łupki krystaliczne i kwarcyty grafitowe (górny kompleks strukturalny), łupki krystaliczne, gnejsy i amfibolity (dolny kompleks strukturalny)(proterozoik?–karbon)	

- a Granice geologiczne:
b a. pewne, b. przypuszczalne
- a Wybrane uskoki: a. pewne, b. przypuszczalne
- a Granice nasunięć płaszczowin wierchowych i reglowych:
b a. pewne, b. przypuszczalne
- a Wybrane granice nasunięć płaszczowin cząstkowych i łusek:
b a. pewne, b. przypuszczalne
- Kontakty sedymentacyjne
- A—B Linia przekroju geologicznego
- 1
• Otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej

Opracowali: K. PIOTROWSKA, W. DANIEL

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Tatry Zachodnie (1060)

SZKIC TEKTONICZNY

Skala 1:70 000

- a Wybrane uskoki: a. pewne, b. przypuszczalne
- - - b
▲▲▲ a Granice nasunięć płaszczewin wierzchowych i reglowych:
▲▲▲ b a. pewne, b. przypuszczalne
- - - a Wybrane granice nasunięć płaszczewin cząstkowych i łusek:
- - - b a. pewne, b. przypuszczalne
..... Kontakty sedimentacyjne

Niecka podhalańska

EF — eocen numulitowy i flisz podhalański

Płaszczewina regłowa górna (płaszczewina choczańska)

F — łuska Furkaski
Ko — łuska Korycisk
Si — łuska Siwej Wody
BK — łuska Bramy Kantaka
Kc — łuska Kończystej
U — łuska Uplazu

Płaszczewina regłowa dolna (płaszczewina krížniańska)

I — drobne łuski, niższe od płaszczewiny cząstkowej
Suchego Wierchu–Hawrania

GU — łuska Gładkiego Uplaziańskiego
SW — płaszczewina cząstkowa Suchego Wierchu–Hawrania
CT — łuska Czarnej Turni
K — łuska Krokwi
MS — płaszczewina cząstkowa Małej Świnicy–Filipiańskiego Wierchu
Gr — łuska Grzeškówek
SC — łuska Samkowej Czuby
S — łuska Spadowca
B — płaszczewina cząstkowa Bobrowca

Autochton i płaszczewiny wierzchowe

G — płaszczewina Giewontu
CZW — płaszczewina Czerwonych Wierchów
Ś — łuska Świerkul
St — łuska Stołów
A — autochton

Krystalinik

GTW — granitoidy Tatr Wysokich
KTZ — krystalinik Tatr Zachodnich (skały metamorficzne i granitoidy)

- A — B Linia przekroju geologicznego
1 • Otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej

Opracowały: K. PIOTROWSKA, W. DANIEL

