



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

**KRYSTYNA PIOTROWSKA, MAREK MICHALIK, WOJCIECH RĄCZKOWSKI,
ANDRZEJ IWANOW, ANTONI WÓJCIK, MAGDA DERKACZ, RADOSŁAW WASILUK**

Główni koordynatorzy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordinator regionu karpackiego — P. NESCIERUK

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Tatry Wysokie (1061)
(z 5 tab. i 3 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2015

Autorzy: Krystyna PIOTROWSKA¹, Marek MICHALIK², Wojciech RĄCZKOWSKI³,
Andrzej IWANOW¹, Antoni WÓJCIK³, Magda DERKACZ¹, Radosław WASILUK¹

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

² Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków

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 978-83-7863-465-2

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2015

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp (<i>K. Piotrowska, M. Michalik, W. Rączkowski, A. Iwanow</i>)	7
II. Ukształtowanie powierzchni terenu (<i>W. Rączkowski</i>)	12
III. Budowa geologiczna	14
A. Stratygrafia	14
Skały krystaliczne (<i>M. Michalik, Z. Cymerman</i>)	14
1. Devon–karbon	14
2. Karbon	15
3. Karbon–kreda	17
Skały osadowe	17
Sekwencje wierchowe (<i>K. Piotrowska, A. Iwanow</i>)	17
Autochton i płaszczowiny wierchowe	17
1. Trias	17
a. Trias dolny	17
Ind	17
Olenek	18
b. Trias środkowy	18
Anizyk + ładyn	18
2. Jura	19
a. 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
Sekwencje regłowe (<i>A. Iwanow, K. Piotrowska</i>)	21
Sekwencja regłowa dolna (płaszczowina kriżniańska)	21
1. Trias	21

a. Trias dolny	21
Olenek	21
b. Trias środkowy	21
Anizyk + ładyn	22
c. Trias górny	23
Karnik + noryk	23
Retyk	24
2. Jura	25
a. Jura dolna	25
Hetang	25
Synemur	25
Synemur–pliensbach	26
Synemur–pliensbach dolny	26
Pliensbach–toark	27
Pliensbach górny–toark dolny	27
b. Jura dolna–środkowa	27
Pliensbach–bajos	27
Toark–bajos	27
Toark górny–bajos	27
c. Jura środkowa–górna	28
Baton–tyton	28
Baton–tyton dolny	28
3. Jura–kreda	29
a. Jura górna–kreda dolna	29
Tyton–hoteryw	29
4. Kreda	29
a. Kreda dolna	29
Walanżyn–apt	29
Sekwencje posttektoniczne (eocen numulitowy i flisz podhalański)	31
1. Paleogen	31
a. Eocen (<i>A. Wójcik</i>)	31
b. Oligocen (<i>A. Wójcik, R. Wasiluk</i>)	34
Czwartorzęd (<i>A. Wójcik, W. Rączkowski, M. Derkacz</i>)	36
a. Plejstocen	38
Złodowacenia południowopolskie + środkowopolskie	38
Złodowacenia północnopolskie	43
b. Plejstocen–holocen	45
Złodowacenia północnopolskie–holocen	45
c. Holocen	47
B. Tektonika (<i>K. Piotrowska, M. Michalik</i>)	48

Tektonika skał krystalicznych	49
Tektonika skał osadowych	50
Autochton i płaszczowiny wierchowe (<i>K. Piotrowska</i>)	50
Płaszczowina regłowa dolna (płaszczowina kriżniańska) (<i>A. Iwanow</i>)	51
C. Rozwój budowy geologicznej (<i>K. Piotrowska, M. Michalik, W. Rączkowski, A. Iwanow</i>)	52
Skały krystaliczne	52
Skały osadowe	53
Sekwencje wierchowe	53
Autochton i płaszczowiny wierchowe	53
Sekwencje regłowe	55
Sekwencja regłowa dolna (płaszczowina kriżniańska)	55
Sekwencje posttektoniczne	57
Eocen numulitowy i flisz podhalański	57
Czwartorzęd	59
IV. Podsumowanie (<i>K. Piotrowska, W. Rączkowski</i>)	62
Literatura	63

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

Obszar arkusza Tatry Wysokie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) znajduje się między 20°00'–20°15' długości geograficznej wschodniej oraz 49°10'–49°20' szerokości geograficznej północnej. Administracyjnie polska część terenu arkusza (o powierzchni 136,65 km²) należy do województwa małopolskiego, powiatu tatrzańskiego i obejmuje części gmin: Poronin i Bukowina Tatrzańska oraz miasta Zakopane.

Według podziału fizycznogeograficznego Kondrackiego (2009) obszar objęty zdjęciem geologicznym należy do podprowincji Centralne Karpaty Zachodnie, mezoregionów: Pogórze Spisko-Gubałowskie, Rów Podtatrzański i Tatry Wschodnie.

Projekt prac geologicznych dla reambulacji arkusza Tatry Wysokie SMGP zatwierdzony został decyzją (DGiKGgs-4759-9/3118/sekr/10/JJ) Ministra Środowiska 22.01.2010 r.

W 1997 r. został złożony w Centralnym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego arkusz Tatry Wysokie SMGP (Lefeld, Jaczynowski, 1997). W 2011 r. rozpoczęto na jego terenie dodatkowe badania i prace – terenowe i laboratoryjne.

Uzupełniające prace kartograficzne zostały przeprowadzone na obszarach, na których w archiwalnym opracowaniu (Lefeld, Jaczynowski, 1997) zostały słabo udokumentowane utwory jednostek płaszczowinowych Tatr i utwory czwartorzędowe, głównie glacialne. Były to między innymi rejony regli tatrzańskich oraz obszary występowania granitoidów Tatr Wysokich i osadów Rowu Podtatrzańskiego. Zweryfikowano także miejsca występowania skał podłoża w Dolinie Suchej Wody, w rejonie Filipczańskiego Wierchu, Wiktorówek, Gołego Wierchu i Złotego Potoku. Wykonano 10 płytkich sond w torfach w celu pobrania próbek do oznaczenia wieku bezwzględnego osadów metodą ¹⁴C (6 oznaczeń). Oznaczono także nanoplankton (Garecka, 2013) i mikrofaunę (Szydło, 2013). Badania te pozwoliły na opracowanie historii rozwoju utworów późnoglacialnych i holocenów (m.in. osuwisk).

W ramach prac kameralnych przeprowadzono interpretację zdjęć lotniczych i numerycznych modeli terenu, m.in. LiDAR. W celu sporządzenia niniejszego opracowania korzystano również z arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Tatr 1:10 000 (SMGT) (Iwanow i in., 2007; Michalik i in.,

2011; Wasiluk, 2011; Wójcik i in., 2011a, b). Efektem przeprowadzonych prac jest najnowszy obraz kartograficzny omawianego terenu.

Michalik na podstawie prac kartograficznych i badań mineralogicznych (płytki cienkie wykonane na potrzeby SMGT – Michalik i in., 2011) oraz opracowań własnych przedstawił budowę trzonu krystalicznego Tatr Wysokich. Piotrowska i Iwanow opracowali budowę sekwencji wierchowych i reglowych, a Wójcik, Rączkowski i Derkacz przedstawili rozmieszczenie utworów czwartorzędowych oraz ich podział stratygraficzny nawiązujący do podziałów w innych górskich regionach Europy.

Tatry polskie znajdują się na obszarze dwóch arkuszy SMGP – Tatry Zachodnie (Piotrowska i in., 2014a, b) i Tatry Wysokie. Struktury tektoniczne przechodzą z terenu jednego arkusza na drugi. W związku z tym, w niniejszym opracowaniu cytowane są również wyniki badań uzyskane na obszarze arkusza Tatr Zachodnie, zasadnicze dla poznania budowy geologicznej obszaru arkusza Tatr Wysokie. W 1998 r. (Kotański i in., 1998a, b) została opracowana Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Tatry Zachodnie i Tatry Wysokie wraz z Objasńnieniami. Opis wielu zagadnień, omówionych w wyżej wymienionych Objasńnieniach, dotyczących historii badań, stratygrafii, tektoniki czy rozwoju budowy geologicznej jest również cytowany w niniejszym opracowaniu.

Zainteresowanie budową geologiczną Tatr datuje się od początków XVIII w. Prace badawcze prowadzone były przez niemal wszystkich wybitnych geologów polskich, 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. Nie można też pominąć wyników badań wybitnych geologów zagranicznych, takich jak R. Murchison, V. Uhlig, M. Lugeon i D. Andrusov. Dotyczyły one wszystkich dziedzin geologii od petrografii i stratygrafii, poprzez badania paleontologiczne, mikrofacjalne oraz sedimentologiczne do badań paleogeograficznych i tektonicznych.

Prawdopodobnie opierając się na niepublikowanej mapie G. Stachego, Uhlig (1889) opracował i opublikował pierwszą mapę całych Tatr wraz z częścią Podhala, Spiszu i Liptowa. Jego prace (1891, 1900, 1907, 1911) pozwoliły także na ustalenie następstwa warstw jury i kredy oraz wydzielenie serii wierchowej – wysokotatrzańskiej i reglowej – dolnotatrzańskiej. Zasadnicze znaczenie, dla poznania geologii Tatr i Podhala miały również opracowania: Limanowskiego (praca dotycząca fauny werfeńskiej z 1901 r. oraz prace dotyczące tektoniki z 1911 i 1912 r.), Rabowskiego (praca o faunie wapienia muszlowego z 1921 r.; przekroje geologiczne z 1931 r.; praca o tektonice trzonu krystalicznego z 1938 r.; Mapa Geologiczna Serii Wierchowej Tatr Polskich z 1955 r. oraz praca omawiająca serie wierchowe z 1959 r.), Kuźniara (1913), Wigilewa (1914), Horwitza, Rabowskiego (praca o ramienionogach liasu wierchowego z 1922 r.); Passendorfera (prace opisujące amonity batonu, kimerydu i albu wierchowego z 1921, 1922, 1935 i 1938 r.); Kotańskiego (prace dotyczące triasu wierchowego

oraz m.in. fauny werfeńskiej i diplopor środkowotriasowych z 1956a–c, 1958, 1959a–d); Guzika, Kotańskiego (1963a, b), Lefelda, Radwańskiego (1960) – *Dadocrinus grundeyi*; Jaroszewskiego (1985), Głazka (1959, 1963), Roniewicza (1959, 1963, 1969, 1997), Piotrowskiego (praca o diploporach w serii wierchowej z 1965 r.); Iwanowa (prace opisujące amonity liasu regłowego z 1965, 1973 r.), Lefelda (opracowanie dotyczące kalpionelli tytońskich z 1968 r.) oraz Iwanowa (praca dotycząca amonitów neokomu w: Lefeld i in., 1985).

Sekwencje posttektogeniczne, które rozpoczynają się zlepieńcami eocenu środkowego i leżącymi nad nimi wapieniami eocenu numulitowego, są dobrze poznane dzięki pracom m.in.: Uhliga (1900) i Limanowskiego (1910). Badania prowadzone przez tych geologów były kontynuowane przez Passendorfera (1951), Szafera (1958), Sokołowskiego (1959, 1973), Biedę (1959, 1963), Roniewicza (1966, 1969), Głazka i innych (1998), Gaździcką (1999) oraz Gradzińskiego i innych (2006).

Flisz podhalański (synklinorium podhalańskie) znajdujący się w Rowie Podtatrzańskim i na Pogórzu Spisko-Gubałowskim był przedmiotem wielu opracowań. W wyniku badań Gołąba (1947, 1959), Watychy (1959, 1968), Halickiego (1961), Mastelli (1975), Ozimkowskiego (1978, 1980, 1987, 1992, 2008), Mastelli i Ozimkowskiego (1979), Małeckiej (1981) oraz Wiesera (1973) stan jego rozpoznania jest dobry. Oznaczenia mikropaleontologiczne wykonywali: Bieda (1959), Blaicher (1973), Dudziak (1984, 1986) i Gaździcka (1999), a korelacyjne poziomy z *Cochlichnus (scolicias)* wyznaczyli Pieńkowski i Westfalewicz-Mogilska (1986).

Osady czwartorzędu na obszarze Tatr wyróżniane były najczęściej na podstawie kryteriów geomorfologicznych (Sokołowski, Guzik, red., 1958–1980; Bac-Mosaszewili i in., 1979). Alpejski schemat zlodowaceń Pencka (Penck, 1852, 1891) zastosował w Tatrach Lucerna (1908) wydzielając cztery zlodowacenia, a Partsch (1923) i Gądomski (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, którą to koncepcję potwierdził swymi badaniami Klimaszewski (1972, 1985, 1988).

Zagadnienia zasięgu i wieku poszczególnych okresów lodowcowych były przedmiotem licznych opracowań, m.in. takich autorów, jak: Klimaszewski (1959, 1961, 1972, 1985, 1988), Lukniś (1973), Kotarba i inni (1977), Włodek (1978), Baumgart-Kotarba i Kotarba (1979, 1993, 1995, 2001), Lindner (1985, 1994), Dzierżek i inni (1986, 1987, 1999), Kotarba (1989, 2004), Butrym i inni (1990), Lindner i inni (1990, 1993, 2003), Halouzka (1994), Lindner i Marks (1995), Kotarba i Baumgart-Kotarba (1999) oraz Derkacz (2005a, b, 2006). Badania paleobotaniczne utworów torfowych w Tatrach i na Podhalu prowadzili m.in.: Dyakowska (1932), Koperowa (1962), Obidowicz (1975, 1993, 1996), Krupiński (1984) i Granoszewski (2008), a osadów w zagłębieniach wytopiskowych:

Dyakowska (1932), Wicik (1979, 1984), Marciniak i Cieśla (1983), Szeroczyńska (1984), Skierski (1984), Krupiński (1984) oraz Granoszewski i Wójcik (2007).

Stratygrafię osadów czwartorzędowych opracowano na podstawie najnowszych prac prowadzonych w latach 2005–2011 w celu wykonania SMGT, a przedstawiając stratygrafię utworów ostatniego zlodowacenia uwzględniono prace Baumart-Kotarby i Kotarby (1997, 2001).

Do dzisiaj trwa dyskusja nad zasięgiem lodowców w okresie ostatniego zlodowacenia, w jego maksymalnym rozprzestrzenieniu (Gądek, 1998; Makos, 2008, 2011; Makos, Nowacki, 2009; Zasadni, 2009; Makos, Nitychoruk, 2011). Badacze posiłkują się datowaniami wieku bezwzględnego metodą kosmogenicznego ^{36}Cl (Dzierżek i in., 1999; Dzierżek, 2009; Makos i in., 2013a, b), co pozwala im na dokładne wyznaczenie zasięgu lodowców w czasie tzw. Last Glacial Maximum (LGM) oraz w okresie późnego glacjału w dolinach Suchej Wody i Białej Wody.

Przeprowadzone w końcu lat 80. XX w. słowackie badania geofizyczne w dolinie Białej Wody (Majovski, Hanzel, 1991) pokazały, że występuje tam gruba (do 100 m) pokrywa utworów czwartorzędowych. Powtórzenie takich badań po stronie polskiej (Baumgart-Kotarba i in., 2008) wykazało możliwość istnienia dna żłobu glacialnego o głębokości powiększającej się od około 30–50 m przy wylocie Doliny Roztoki do ponad 140 m u wylotu Doliny Waksmundzkiej i dalej w stronę Łysej Polany. W ramach badań nad SMGT ponownie wykonano sondowania refrakcyjne w okolicy schroniska w Dolinie Roztoki, na odcinku około 1000 m. Interpretacje wyników nie potwierdziły tak głębokiego położenia dna żłobu Doliny Białej Wody u wylotu Doliny Roztoki, jak wyżej zaznaczono. Miąższość występujących w nim utworów czwartorzędowych na całym odcinku od schroniska Roztoka po ujście potoku Waksmundzkiego można szacować na 30–50 m (Rączkowski, 2008).

Najnowsze poglądy na budowę tego regionu zaprezentowano w czasie 79. Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, który odbył się w 2009 r. w Bukowinie Tatrzańskiej (Uchman, Chowaniec, red., 2009).

Z opracowań dotyczących krystaliniku Tatr należy wymienić publikacje: Tokarskiego (1925, 1959), Kreutza (1930), Nechaya (1930), Turnau-Morawskiej (1948), Michalika (1951a, b, 1952, 1955, 1968), Gawła (1952, 1959), Gorka (1956, 1959), Sokołowskiego (1959), Jaroszewskiego (1965, 1985), Skupińskiego (1975), Gawędy (1993, 1995, 2007, 2009), Żelaźniewicza (1994, 1997), Kohúta i Janáka (1994, 1996), Kohúta (1998, 2007), Kohúta i Simana (2011), Kohúta i Sherlocka (2002) oraz Kohúta i innych (2007, 2009). Istotne znaczenie mają prace Burcharta (1968, 1970, 1972, 1979) dotyczące tektoniki tzw. wyspy krystalicznej Goryczkowej i wieku bezwzględnego krystaliniku oraz prace geologów słowackich dotyczące m.in. wieku bezwzględnego skał (Maluski i in., 1993). Problem struktur nieciągłych w granitoidach tatrzańskich był przedmiotem opracowań: Głazka (1959,

1963), Grochockiej-Piotrowskiej (1970), Jaroszewskiego (1985), Piotrowskiej (1996, 1997), Jurewicz (2002), Jurewicz i innych (2003) oraz Jurewicz i Bagińskiego (2005).

Na podstawie wyników badań geofizycznych powstała hipoteza o allochtonicznej pozycji trzonu krystalicznego Tatr (Lefeld, Jankowski, 1985), o czym wzmiankował już Nowak (1927) w Zarysie tektoniki Polski.

W latach 1958–1980 zostały wykonane wszystkie arkusze Mapy Geologicznej Tatr Polskich w skali 1:10 000 pod redakcją Guzika i Sokołowskiego. W 1979 r. została wydana Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1:30 000 (Bac-Moszaszwili i in., 1979). Po zgeneralizowaniu wykorzystano ją do przygotowania geologicznych map Tatr (Nemčok i in., 2011; Bezák i in., 2011). Obie mapy zostały opracowane przy współudziale autorów polskich.

Wielu ważnych informacji dostarczyły głębokie wiercenia Bukowina Tatrzańska PIG-1 (otw.1) (Poprawa i in., 1992) i Zazadnia IG-1 (otw. 2) (Chowaniec, Poprawa, 1986; Chowaniec, 2007), które dały podstawy do budowy ośrodków wypoczynkowych wykorzystujących wody termalne (Chowaniec, 2003, 2007).

Historia badań granitoidów Tatr Wysokich jest długa, a lista publikacji dotycząca tego zagadnienia bardzo bogata. Morozewicz (1914) w swej pracy na temat granitów tatrzańskich wymienia 20 pozycji literatury związanej z tym tematem (np.: Staszic, 1815; Streng, 1853; Zeuschner, 1861; Morozewicz, 1889, 1891, 1909; Szadeczky, 1892; Gorazdowski, 1898; Weyberg, 1902). Granitoidami zajmował się również Kantor (1959, 1961).

W publikacjach z końca XIX i początku XX w. zawarte są wyniki analiz składu chemicznego i obserwacji mikroskopowych. Na ich podstawie wyróżniano w Tatrach wiele typów granitów. W klasyfikacjach petrograficznych omawiane skały określane są różnymi terminami – trondhjemyty i adamellity (Nechay, 1930) lub leukotonality i granodioryty (Turnau-Morawska, 1948). Tokarski (1959) sugerował stosowanie specjalnej nazwy – tatryt. Weyberg (1902) podkreślił względną jednorodność granitów Tatr Wysokich, pomijając granity muskowitowe, i zwrócił uwagę na różne natężenie deformacji i zmian hydrotermalnych na różnych obszarach ich występowania. Morozewicz (1914) wyróżnił dwa typy skał – granit typu Koszystej (typowy dla trzonu krystalicznego Tatr Wysokich) oraz granit typu Goryczkowej charakterystyczny dla obszaru tzw. wyspy krystalicznej Goryczkowej. Skały te wykazują nieznaczne różnice w składzie chemicznym. Granity typu Goryczkowej zawierają większą ilość biotytu i wykazują charakterystyczną foliację. Pawlica (1913), opierając się na wynikach prac Morozewicza i innych badaczy, określił różnice w wykształceniu obu typów granitów w następujący sposób „Granit północnej wyspy krystalicznej (typu Goryczkowej) jest skałą średnio-ziarnistą, ciemnoszarą, zawierającą liczne blaszki biotytu, co pozwala go odróżnić od bardziej jasnego

granitu Kosistej”. Obfitość biotytu i jego rozmieszczenie w skale powoduje że granity typu Goryczkowej są podobne do gnejsów (Morozewicz, 1914; Michalik, 1952).

Michalik (1951a, b, 1968) dokonał podziału granitoidów na podstawie zaawansowania procesów autometamorfizmu. Te procesy mogły zachodzić pod wpływem emanacji krystalizującego ciała magmowego. Wewnętrzną część masywu stanowią granodioryty średnio- i równoziarniste, zaś część zewnętrzną, tzw. brzeżna strefa pegmatytowo-aplitowa występująca w północnej części trzonu (m.in. na Kościelcu, Świnicy, Żółtej Turni, Małej Koszycy i Siedmiu Granatach). Pomiedzy typowymi granodiorytami trzonu, a brzeżną strefą występują granitoidy zautometamorfizowane z widocznymi śladami procesów pegmatytyzacji i wzrostem albitu. Należą one często do granitów. Gorek (1959) zastosował podział podobny do powyższego podziału granitoidów Tatr Wysokich: kwarcowe dioryty i biotytowe granodioryty; granodioryty i granity z przejawami autometamorfizmu; granitoidowe skały brzeżnej strefy pegmatytowo-aplitowej.

Próbie analizy zróżnicowania granitoidów Tatr Wysokich związaną ze składem chemicznym przeprowadził Tokarski (1959). Obecnie powszechnie jest stosowany podział wprowadzony przez Kohúta i Janáka (1994), którzy wyróżnili: granity typu Goryczkowej, pospolity tatrzański granodioryt (common Tatra granodiorite) oraz tonalit Tatr Wysokich (high Tatra tonalite). Pojęcie granitu typu Goryczkowej w tym ujęciu i stosowanym uprzednio w literaturze polskiej (Morozewicz, 1914) jest istotnie różne. Dyskusję dotyczącą stosowania terminu granit Goryczkowej przedstawiają Kohút i inni (2009) oraz Kohút i Siman (2011).

Informacje na temat występowania i charakterystyki ksenolitów skał metamorficznych w granitoidach Tatr Wysokich zawierają m.in. publikacje Pawlicy (1918) i Gawędy (2009). Informacje dotyczące przemian hydrotermalnych granitów Tatr Wysokich zawarte są w pracach, np.: Weyberga (1902), Morozewicza (1914), Turnau-Morawskiej (1948) i Michalika (1952). W pracy Turnau-Morawskiej (1948) oprócz bardzo szczegółowych opisów przemian znajduje się także próba powiązania nasilenia zmian hydrotermalnych ze zmianami dynamometamorficznymi. Opisy zmian hydrotermalnych i przemian minerałów skałotwórczych i akcesorycznych można znaleźć w pracach: Woldańskiej i innych (1996), Michalika i innych (1998), Michalika i Skublickiego (1998, 1999), Durmana i innych (2001), Stanisławskiej i Michalika (2003) oraz Jacher-Śliwczyńskiej i innych (2005).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Najwyżej na terenie arkusza Tatry Wysokie znajduje się (w południowej części) odcinek głównej grani Tatr, od szczytu Rysów (2499,2 m n.p.m.) poprzez wierzchołki masywu Mięguszwieckich

(2438,0 m n.p.m.), Cubryny aż po szczyt Świnicy (2301,1 m n.p.m.). Występuje on w obrębie krystalicznego – granitoidowego – trzonu Tatr i tworzy polską część Tatr Wysokich. Niższa, północna część Tatr zbudowana ze skał osadowych określana jest według podziału Starkla (1972) jako Tatry Reglowe.

Część omawianego obszaru cechuje rzeźba wysokogórska o charakterze alpejskim, współcześnie niezlodowacona. Zachowały się jedynie płaty wiecznego śniegu – lodowczyki. Na terenie arkusza występują dwie duże doliny walne: Suchej Wody i Białej Wody, o charakterystycznej rzeźbie wypreparowanej w plejstocenie przez lodowce. W górnych częściach dolin znajdują się piętrowo zawieszone kotły (cyrki) lodowcowe. Poniżej ich progów, w wyrzeźbionej przez lodowce U-kształtnej dolinie, występują wały moren bocznych i czołowych znaczące zasięgi lodowców tatrzańskich w plejstocenie. Na zboczach dolin występują krawędzie kotłów lodowcowych i żłobów (barki lodowcowe) znaczące zasięg ich przeobrażenia przez plejstoceńskie lodowce (Hakenberg, 1959). Dna dolin wypełnione są osadami moren czołowych, bocznych i środkowych (młodszych i starszych), które w większości zostały złożone w czasie ostatniego zlodowacenia. Lodowce starszych zlodowaceń wyszły poza granicę Tatr i utwory morenowe zostały złożone na garbach i w Rowie Podtatrzańskim. Prawdopodobnie lodowce dolin Bystrej i Suchej Wody w najstarszych okresach lodowcowych sięgały aż po Poronin, a lodowiec Białej Wody aż po Jurgów.

W dnach mis przegłębienia lodowcowego – cyrkach znajdują się stawy o głębokości przekraczającej 70 m (Wielki Staw w Dolinie Pięciu Stawów Polskich), a na progach dolin zawieszonych lub kotłów (siklawy) wodospady (Siklawa, Wodogrzmoty Mickiewicza). Ponad dnami dolin wypełnionymi osadami morenowymi, pod ścianami i stokami skalnymi, występują stożki i hałdy usypiskowe oraz usypiskowo-napływowe. Niejednokrotnie poniżej nich znajdują się wały moren niwalnych.

Współczesne modelowanie rzeźby związane jest z piętrami klimatyczno-roślinnymi. W najwyższych partiach (piętro turni) możliwe jest występowanie płatowe wieloletniej zmarzliny oraz płatów wiecznego śniegu – lodowczyków firnowych.

Na obszarze występowania skał krasowiejących znajdują się jaskinie (Jaszczurowska, Wołoszyńska) oraz reprodukowane w utworach morenowych leje krasowe (ponory) (Głazek, Wójcik, 1963).

Północna część obszaru arkusza położona jest na terenie Pogórza Gubałowskiego oraz Rowu Podtatrzańskiego rozciągającego się równoleżnikowo – równolegle do granicy Tatr. Rów ten został wypreparowany przez potoki wypływające z Tatr na granicy utworów o różnej odporności. W jego obrębie możemy wyróżnić na obszarze arkusza dwa duże obniżenia: zakopiańskie i jaworzyńskie. Rozdzielone są one garbami Cyrhli (1158,0 m n.p.m.) i Zgorzeliska (1103,0 m n.p.m.), na których zachowały się resztki

utworów lodowcowych. Oprócz czynników erozyjnych i denudacyjnych, w tworzeniu Rowu Podtatrzań-
skiego, znaczenie miały też czwartorzędowe ruchy neotektoniczne – glaciostatyczne (?) występujące
głównie w okresach między zlodowaceniami Tatr (Romer, 1929; Klimaszewski, 1950/51).

Wierzchołki grzbietów międzydolinnych są zaokrąglone, w odróżnieniu od grzbietów
na obszarze Tatr – wąskich (skalistych). W Tatrach występują wierzchołki ostre (skaliste),
natomiast na Podhalu – koplaste. Na obszarze reglowym niektóre grzbiety mają charakter grzbie-
tów twardzielcowych (monoklinalnych), o dobrze wykształconym czole progu i zaprożu (Czo-
ła Jaworzyńskie). Na zboczach dolin bardzo często występują osuwiska. Tarasy zalewowe
i nadzalewowe tworzą zwykle równiny nadrzeczne w szerokich dolinach płaskoden-
nych. Dna dolin wciosowych są wąskie i występują w nich odcinki skalne.

Na zboczach można spotkać plejstocenske stożki rzeczno-lodowcowe wysokie zwią-
zane z okresami ostatniego i starszych zlodowaceń. Rzeźba Tatr Wysokich jest bardzo urozmaicona, ale
ze względu na skalę szkicu geomorfologicznego (tabl. I) nie udało się na nim przedstawić wszystkich
występujących na omawianym terenie form.

Największą rzeką przepływającą przez obszar arkusza jest Białka, mająca swoje źródła w Tatrach
w Dolinie Białej Wody.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

SKAŁY KRYSTALICZNE

1. Dewon–karbon

Gnejsy i łupki krystaliczne. Rozdzielenie pewnych typów łupków krystalicznych od
gnejsów nie jest możliwe ze względu na dużą zmienność ilościową ich składu mineralnego. Typowe
łupki łyszczykowe zupełnie pozbawione skaleni są bardzo rzadko spotykane. Omawiane skały zosta-
ły licznie udokumentowane na obszarze arkusza Tatry Zachodnie. Na terenie arkusza Tatry Wysokie,
występują jedynie na wschodnich zboczach Uhrocia Kasprowego, gdzie widoczny jest niewielki frag-
ment skał krystalicznych należący do najniższej części płaszczowiny Giewontu, nasuniętej na sekwen-
cję autochtoniczną (tabl. II). Niewielka łuska skał krystalicznych znajduje się także na północnych
zboczach Koszystej. Spoczywa ona na piaskowcach kwarcowych indu, a przykryta jest wapieniami i do-
lomitami triasu środkowego płaszczowiny Giewontu (Michalik, 1951a; Głazek, 1959). Uważana była
dawniej za fragment płaszczowiny Czerwonych Wierchów. Obecnie uważa się ją za fragment krystali-
niku spągowej części płaszczowiny Giewontu. Gnejsy z łupkami łyszczykowymi występują w formie

cienkich, wydłużonych pakietów. Obok dominujących łupków biotytowych, pojawiają się także cienkie pakiety łupków muskowitowych i kwarcowo-serycytowych.

Zmienność składu mineralnego gnejsów (od andezynowo-biotytowych, poprzez silnie kwarcowe do gnejsów biotytowych i łupków biotytowych) tłumaczono sukcesją zmienności pierwotnej serii osadowej (Burchart, 1970).

2. Karbon

Skład mineralny oraz cechy strukturalno-teksturalne (wielkość kryształów, zróżnicowanie wielkości kryształów, kierunkowe ułożenie kryształów i in.) granitoidów Tatr Wysokich wykazują znaczne zróżnicowanie. Wyróżniano wśród nich wiele odmian petrograficznych. Podawane w publikacjach nazwy petrograficzne wiążą się z różnymi schematami klasyfikacyjnymi i z przyjętymi przez autorów konwencjami stosowanymi w trakcie dość długiej historii badań tych skał. Dominujący w Tatrach Wysokich typ granitoidów, odznaczający się przewagą oligoklazu nad skaleniami potasowymi (a niekiedy brakiem skaleni potasowych) oraz obecnością biotytu, był zaliczany m.in. do trondhemitów, adamellitów, leukotonalitów i podrzędnie granodiorytów (np. Turnau-Morawska, 1948) lub określany specjalną nazwą tatryt (Tokarski, 1959). Michalik (1959) określił granitoidy wewnętrznej części masywu jako granodioryty lub granodioryty wzbogacone w mikroklin. W stosowanej obecnie klasyfikacji IUGS (International Union of Geological Sciences – Le Bas, Streckeisen, 1991) granitoidy Tatr Wysokich należą głównie do tonalitów i granodiorytów.

Granitoidy Tatr Wysokich są w znacznej mierze skałami peraluminowymi (np. Degenhart i in., 1996; Gawęda, 2007). Taki charakter omawianych utworów jest związany z dużą intensywnością wtórnych zmian (przede wszystkim z serycytyzacją), jakim podlegały. Ich skład mineralny jest następujący: kwarc, plagioklasy (oligoklaz), skalenie potasowe, biotyt oraz w mniejszych ilościach muskowit (często wtórny). Wśród minerałów akcesorycznych występują: apatyty, cyrkon, monacyt, ksenotym, epidot, tlenki Fe–Ti i tytanit (wtórny).

Odmiany będące typowymi granitami to przede wszystkim skały typu pegmatytów bogatych w skalenie potasowe albo średnio- lub grubokrystalicznych granitów zawierających duże kryształy różowych skaleni potasowych. Rozkład stref występowania granodiorytów i tonalitów jest nieregularny.

W granitoidach Tatr Wysokich powszechnie widoczne są makroskopowo struktury kierunkowe. Skały noszą wyraźne znamiona deformacji takich jak: faliste wygaszanie światła ziaren kwarcu, granulacja kwarcu, spękania różnych minerałów (niekiedy zabliznione) oraz tworzenie wydłużonych wstęg miki i kwarcu. Są one silnie zmienione na skutek działania roztworów hydrotermalnych (zmiany bardzo niskiego stopnia metamorfizmu), o których wspominają np. Turnau-Morawska (1948) i Michalik

(1952). Przemianom uległy minerały skałotwórcze (chlorytyzacja biotytu, krystalizacja epidotu w schlorytyzowanym biotycie, albityzacja, serycytyzacja skaleni, krystalizacja kalcytu w zserycytizowanych skaleniach) i minerały akcesoryczne (np. rozpad monacytu z powstaniem koron wtórnych apatytów, epidotu/allanitu). O zmianach tych świadczy krystalizacja minerałów pochodzenia hydrotermalnego w żyłkach i wypełnieniach pustek (np. wzrost chlorytów w żyłkach i skupieniach, krystalizacja epidotu w żyłkach, krystalizacja kalcytu w żyłkach, wzrost prenitu) (Woldańska i in., 1996; Michalik i in., 1998; Michalik, Skublicki, 1998, 1999; Durman i in., 2001; Stanisławska, Michalik, 2003; Jacher-Śliwczyńska i in., 2005).

Analiza rozkładu przestrzennego intensywności zmian hydrotermalnych wskazuje, że na obszarze występowania granitoidów w Tatrach Wysokich zmiany te nie są systematyczne. Na przykład najintensywniejszą serycytyzację obserwuje się w strefach kataklazy i mylonityzacji. Różne formy wykształcenia serycytu mogą wskazywać na obecność kilku generacji tego minerału.

Na obszarze arkusza Tatry Wysokie, w granitoidach, notuje się także obecność niewielkiej ilości ksenolitów skał metamorficznych (ze względu na skalę, nie wydzielono ich na mapie). Są to najczęściej małe fragmenty skał bogatych w biotyt (typu łupków łyszczykowych), niekiedy tworzące skupienia (np. na wschodnich stokach Małego Kościelca). Świadczy to o zróżnicowanym stopniu zaawansowania reakcji skał z magmą granitową. W niewielkich ilościach występują także enklawy drobnoziarnistych skał magmowych bogatych w minerały ciemne. Rozmiary enklaw z reguły nie przekraczają kilku centymetrów.

Granitoidy (granodioryty i tonality) równoziarniste szare. Granitoidy szare w klasyfikacji IUGS są określane głównie jako granodioryty i tonality. Są to skały średnioziarniste, przeważnie równoziarniste, miejscami także nierównoziarniste, zawierające zróżnicowaną ilość kwarcu, o wyraźnej przewadze plagioklazów (oligoklazu) nad skaleniami potasowymi (miejscami nieobecnymi). Występuje w nich muskowit, ale dominującym łyszczykiem jest biotyt. Kierunkowe ułożenie jego skupień może powodować lokalnie wyrazistą foliację skał.

Omawiane utwory wykazują różnego typu zmiany hydrotermalne. W niektórych miejscach na skutek silnej chlorytyzacji, są one wyraźnie zielonkawe.

Granitoidy z kryształami różowych skaleni potasowych są najczęściej nierównoziarniste, miejscami jednak zróżnicowanie wielkości kryształów nie jest wyraźne. Różowe skalenie potasowe tworzą lokalnie fenokryształy o rozmiarach wyraźnie większych od pozostałych kryształów skaleni (tzw. granit porfirowaty), najczęściej jednak różnice wielkości nie są zbyt duże. Granitoidy zawierają biotyt i niekiedy podrzędne ilości muskowitu. Skały te można odróżnić od zaróżowionych stref otaczających miejscami spękania ciosowe w granitach szarych oraz od granitów z żyłami i gniazdami pegmatytów.

Granity z pegmatytami i aplitami. Do wydzielenia tego zaklasyfikowano granity (najczęściej zawierające różowe skalenie potasowe) poprzecinane licznymi i miąższami żyłami pegmatytowymi zawierającymi gniazda pegmatytowe. Według Michalika (1951b) odpowiadają one tzw. brzeżnej strefie pegmatytowo-aplitowej.

Żyły i gniazda pegmatytowe charakteryzują się prostym składem mineralnym (skalenie potasowe różowe lub jasne, plagioklasy, kwarc, miki – w przewodzie muskowit). W niektórych miejscach rozmieszczenie składników, w ich obrębie, wykazuje pewne uporządkowanie.

3. Karbon–kreda

Mylonity i kataklazyty (granity zkataklazowane). Wydzielenie to obejmuje typowe kataklazyty strefy kataklazy rozwinięte w obrębie mylonitów oraz mylonity z dużą ilością serycytu lub illitu.

SKAŁY OSADOWE

Sekwencje wierchowe

Autochton i płaszczowiny wierchowe

1. Trias

Sekwencje wierchowe rozpoczynają po polskiej stronie Tatr Wysokich klastyczne osady triasu dolnego. Po stronie słowackiej, na wschodzie Tatr, w grani Jagnięcego Szczytu są one podścielone osadami permu – zlepieńcami kopersztadzkimi (Passendorfer, 1957; Sokołowski, 1959).

a. Trias dolny

Ind

Zlepieńce, piaskowce kwarcowe i łupki pstry. W obrębie autochtonu profil indu rozpoczynają zlepieńce zawierające otoczaki kwarcu, porfirów i skał osadowych oraz metamorficznych (Roniewicz, 1959). Wyżej leżą piaskowce kwarcowe o spoiwie krzemionkowym, o znacznej odporności, zaznaczające się wyraźnie w rzeźbie zboczy tatrzańskich (Skrajnej Turni, Żółtej Turni, Koszystej i Wołoszyna). Znajdują się one także na obszarze sąsiedniego arkusza Tatry Zachodnie. Są odpowiednikiem piaskowców werfeńskich występujących we wschodnich Alpach.

W wyższych partiach piaskowców kwarcowych pojawiają się przewarstwienia łupków ilastych pstrych. Piaskowce kwarcowe zachowały się także w płaszczowinach wierchowych. Maksymalną miąższość osadów indu szacuje się na około 80–100 m.

Olenek

Dolomity, piaskowce, łupki pstry i wapienie. Osady olenku to dolomity tzw. komórkowe, odpowiadające alpejskim Rauhacken (Zellendolomiten = Carneules) oraz warstwy myophoriowe – dolomity cienkolaminowane i wapienie czarne przewarstwiane czarnymi łupkami z *Costatoria costata* i *Naticella costata* (Kotański, 1955, 1961). Zespół łupków pstrych, wapieni i dolomitów znajduje się powyżej piaskowców kwarcowych, na północnych zboczach Koszystej w Dolinie Pańszczycy. Występują one także w niewielkich odsłonięciach w Dolinie Suchej Wody, w pobliżu Hali Gąsienicowej.

Do niższej części profilu osadów olenku zalicza się obecnie utwory uznawane dawniej za osady seisu górnego. Jest to kompleks naprzemianległych piaskowców, często łupkowatych, łupków mułowcowych i dolomitów. Zdarzają się w nim też brekcje śródwarstwowe złożone z okruchów łupków pstrych tkwiących w spoiwie mułowcowym. Wyższa część profilu osadów olenku zbudowana jest z ciemnoszarych dolomitów, czarnych wapieni i łupków oraz zlepieńców i brekcji śródwarstwowych opisanych przez Lefeldta (1957) w rejonie Uhrocia Kasprowego, a także z tzw. dolomitów komórkowych, które są prawdopodobnie pozostałościami (pseudomorfozami) po kryształach gipsu.

Głazek (1959) zaliczył do wyższej części olenku typową dla warstw myophoriowych „serię naprzemianległych wapieni bitumicznych, żółtych dolomitów i czarnych łupków”, które „zachowały się w małym rowie tektonicznym między utworami anizyku, około 125 m na północny zachód od Małej Koszystej”. Być może do olenku należy również najniższa część warstwy wapieni triasu środkowego odsłaniająca się w ścieżce do Polany Waksmundzkiej u stóp Pańszczyczej Skałki, niedaleko Żółtego Potoku. Miąższość omawianych osadów wynosi od około 50 do 80 m.

b. Trias środkowy

Anizyk + ladin

Brekcje (podstawowe), wapienie i dolomity. Profil osadów triasu środkowego (anizyku) rozpoczynają brekcje podstawowe, wyżej leżą szare dolomity żółtawiejące, wapienie robaczkowe (odpowiednik alpejskich utworów „Calcaires vermicules”) i wapienie krynoidowe. Wapienie zawierają szczątki małży (*Pecten discites*, *Gervillea*), ślimaków (*Natica*) oraz liliowców (*Dadocrinus*). W wyższej części profilu znajdują się wapienie i dolomity z diploporami.

Na obszarze arkusza Tatry Wysokie osady triasu środkowego płaszczowiny Giewontu zalegają na utworach triasu dolnego (Kopa Magury). Natomiast na zboczach Koszystej są one nasunięte na osady triasu dolnego (indu lub olenku) sekwencji autochtonicznej.

W odwróconej łusce osadów wapienno-dolomitowych na Koszystej występuje (Głazek, 1959) „niższa seria wapieni ciemnych, warstewkowanych (laminowanych) ze strukturami robaczkowymi, przewarstwionych szarymi, jasnowietrzącymi dolomitami”. Struktura robaczkowa (Kotański, 1955), zdaniem Głazka (1959), powstawała w wyniku zaburzeń spływowych warstewek wapieni.

Maksymalna miąższość osadów sekwencji wierzchovej triasu środkowego w całych Tatrach wynosi około 600 m.

2. Jura

a. Jura środkowa

Bajos + baton

Wapienie krynoidowe i wapienie bulaste z amonitami bajosu i batonu na obszarze arkusza Tatry Wysokie występują jedynie śladowo w postaci wypełnień powierzchni erozyjnej. Znajdują się nad utworami triasu środkowego, na południowo-wschodnim zboczu Kopy Magury w obrębie płaszczowiny wierzchovej Giewontu. Jak zauważył Lefeld (1957) „kontakt anizyku z doggerem ma wszędzie charakter erozyjny (...), a stropowa powierzchnia warstw triasu jest w wielu miejscach powyżerana i usiana kieszeniami, które są wypełnione wapieniami bajosu lub częścię batonu. W niektórych miejscach utwory bajosu lub batonu zachowały się jedynie w tych kieszeniach, gdyż skały te uległy zniszczeniu podczas kolejnych okresów erozji”.

3. Jura–kreda

a. Jura środkowa–kreda dolna

Kelowej–hoteryw

Wapienie masywne i wapienie z kalpionellami. W kelowej rozpoczyna się nowy cykl sedymentacyjny, który kończy się w apcie. Najniżej w profilu omawianych utworów, występują jasne i różowe wapienie mikrytowe zawierające amonity *Perisphinctidae* i *Reineckeia* oraz ramienionogi *Glossothyris* (Kotański, 1959b). W oksfordzie osadzały się różowe i szare wapienie mikrytowe. Miejscami występują w nich amonity *Perisphinctes delgadoi*, ramienionogi *Glossothyris*, a lokalnie mikrofacja filamentowa z *Bositra*. Kimeryd reprezentują szare wapienie mikrytowe, a także mikrofacja z *Saccocoma* i *Globochaete alpina* (Lefeld, Radwański, 1960). W najwyższym tytonie i beriasie występują Tintinnidae – *Crassicollaria* i *Calpionella* oraz *Tintinnopsella* (Lefeld, 1968). Dla utworów tych często stosowane jest w literaturze określenie – sekwencja tytono-beriasu. Wapienie walanżynu zawierają, miejscami silnie scementowane ze skałą, skorupki amonitów. W hoterywie

trwa ten sam rodzaj sedymentacji. Tworzą się czarne wapienie spatyczne, zawierające miejscami fragmenty rozkruszonych jeżowców *Collyropsis* (Kotański, 1959b, c).

Na obszarze arkusza Tatry Wysokie osady keloweju–hoterywu widoczne są na Kopie Magury i przedłużają się ku zachodowi na teren sąsiedniego arkusza Tatry Zachodnie. Należą do płaszczowiny Giewontu. Ich miąższość na tym obszarze nie przekracza 160 m.

4. Kreda

a. Kreda dolna

Barrem–apt

Wapienie organodetrytyczne (facja rafowa urgonu) tworzyły się od barremu po apt dolny (Passendorfer, 1922; Lefeld, 1968). Są to utwory brekcji rafowych zawierające pokruszone fragmenty organizmów wapiennych: glonów, otwornic, hydrozoa, koralów, mszywiolów, diplopor, gruboskorupowych małżów i ślimaków.

Na Hali Gąsienicowej ponad schroniskiem znajduje się mały łom, gdzie kiedyś wydobywano organodetrytyczne wapienie urgonu z licznymi gruboskorupowymi małżami i diploporami. Wapienie te pojawiają się także na zboczach Kopy Magury, przechodząc ku zachodowi w ściany Zawratu Kasprowego na obszarze sąsiedniego arkusza Tatry Zachodnie.

b. Kreda dolna–górna

Alb–turon

Margle i wapienie glaukonitowe. W albie środkowym na omawiany obszar sedymentacji przyszłych płaszczowin wierchowych ponownie dociera morze (Passendorfer, 1929). Na obszarze arkusza Tatry Zachodnie na wapieniach urgonu osadzają się wapienie glaukonitowe z konkrekcjami fosforytowymi zawierające skamieniałości z poziomu *Hoplites dentatus*. Nad wapieniami leżą znacznej miąższości margle (Passendorfer, 1929). Wyżej osady margliste przechodzą w osady marglisto-piaskowcowe o typie fliszowym (Krajewski w: Lefeld i in., 1985).

Na obszarze arkusza Tatry Wysokie margle i wapienie glaukonitowe odpowiadające osadom formacji margli z Zabijaka z Tatr Zachodnich (Lefeld i in., 1985) odsłaniają się jedynie na początku zielonego szlaku poniżej schroniska Murowaniec. Kończą one cykl sedymentacyjny w zbiornikach sekwencji wierchowych.

Sekwencje regłowe

Sekwencja regłowa dolna (płaszczyzna krzyżniańska)

1. Trias

a. Trias dolny

Na obszarze arkusza Tatry Wysokie nie są znane najstarsze osady triasu dolnego płaszczowiny regłowej dolnej. Uległy one redukcji w wyniku ścięć i odkłuc w procesie nasuwania. Być może reprezentują je kilkumetrowej miąższości piaskowce kwarcowe indu (seisu wg Instrukcji z 1977 r.).

Olenek

Wapienie, dolomity, piaskowce, margle i łupki pstre. Ponad, należącymi do indu, piaskowcami kwarcowymi występują piaskowce o wyraźnej oddzielności łupkowej, z łupkami zawierającymi szczątki flory oraz margliste dolomity „komórkowe” (Guzik, 1963; Roniewicz, 1966). W XIX w. na zboczach Kopy Magury eksploatowane były limonity (przerabiane w Kuźnicach). W łupkach znaleziono brachiopody – *Costatoria costata* i małże – *Gervillea* (Limanowski, 1901, 1903; Kotański, 1963).

Górna część profilu olenku zbudowana jest z utworów węglanowych – warstw myophoriowych. Ich nazwa pochodzi od brachiopodów *Myophoria* (*Costatoria*) *costata* Zenk znalezionych w tych warstwach w Tatrach Zachodnich. Najniżej leżą dolomity podmyophoriowe (Kotański, 1963) obejmujące częściowo zdolomityzowane margle, a następnie – dolomity krystaliczne tworzące skałki, m.in. przy starej drodze hawiarskiej na zboczach żlebu pod Czerwieniec (górna część Doliny Jaworzynki). Wyżej leżą warstwy myophoriowe (Kotański, 1963) składające się z naprzemianległych wapieni, łupków i dolomitów (Kotański, 1963; Guzik, 1963). Najwyżej znajdują się dolomity nadmyophoriowe, miejscami skrzemionkowane i dolomity ławicowe.

Utwory triasu dolnego na obszarze arkusza Tatry Wysokie zachowały się tylko w strefie nasunięcia płaszczowiny cząstkowej Suchego Wierchu–Hawrania, w górnej części Doliny Jaworzynki. Odsłaniają się na stokach Kopy Magury, na południowych stokach Małej Królowej Kopy i w okolicach Siodłowej Drogi. Są one nasunięte na osady jury i kredy płaszczowiny Giewontu.

b. Trias środkowy

Osady triasu środkowego charakteryzują się przewagą dolomitów i wapieni dolomitycznych nad wapieniami. Są to przede wszystkim naprzemianległe dolomity ławicowe i bryłowe oraz wapienie bulaste lub wapienie sparytowe przeważnie dobrze uławicone. Gruby kompleks dolomitów charakteryzuje się występowaniem wyraźnych powierzchni ciosowych i spękań, które często maskują ich pierwotne uławicenie.

Płaszczowina cząstkowa Suchego Wierchu–Hawrania jest najpełniej rozwinięta w zachodniej części obszaru arkusza Tatry Wysokie, na zachód od Doliny Suchej Wody. Utwory omawianej płaszczowiny, zredukowane tektonicznie, odsłonięte są także na północnych zboczach Małej Koszystej, gdzie reprezentują wyłącznie ladyn. Zalegają one tam wprost na wapieniach i dolomitach anizyku płaszczowiny Giewontu i były do czasu prac Głazka (1959) uważane za jeden autochtoniczny kompleks środkowotriasowy. Z dolomitów zbudowana jest również główna część znajdującej się wyżej płaszczowiny cząstkowej Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu.

Do triasu środkowego należą także dolomity łuski Śpiwłowego Zrębu występujące w rejonie Śpiwłowego Zrębu, Wojskowego Zrębu i Złotego Wierchu. W dolnej części są to dolomity mikrytowe jasnoszare, przechodzące ku stropowi w dolomity ciemnoszare i czarne, nieco brekcyjne. Leżą one na łupkach ilastych z przewarstwieniami dolomitów (kajper) płaszczowiny cząstkowej Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu i są przykryte ciemnoszarymi wapieniami (retyk) łuski Wojskowego Zrębu.

Mięszość utworów triasu środkowego jest zróżnicowana w poszczególnych jednostkach tektonicznych. Na zboczach Małej Koszystej wynosi ona około 100 m, a w płaszczewinie cząstkowej Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu przekracza 500 m. Maksymalną mięszość osadów triasu środkowego szacuje się na około 600 m.

Anizyk + ladyn

Dolomity i wapienie krynoidowe (typu Gutenstein). Anizyk reprezentują dolomity i wapienie krynoidowe z *Dadocrinus* i *Rhynchonella decurtata* (Kotański, 1965a, 1967). Zawierają one diplopory: *Physoporella* cf. *pauciforata*, *Physoporella pauciforata*, *Physoporella* cf. *praealpina*, *Physoporella* cf. *dissita* (Kotański, 1967, 1973a). Zbudowane są z nich szczytowe partie Małej Kopy Królowej. Poza tym fragmentarycznie odsłaniają się w potoku Suchej Wody. Pojawiają się one też w fragmencie płaszczowiny cząstkowej Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu, na północnych i południowych stokach Wielkiego i Małego Kopieńca.

W dolomitach występują wkładki wapieni mikrytowych. Odsłaniają się one na północnych i południowych stokach Wielkiego Kopieńca, wzdłuż zielonego szlaku, nad Chłabowskim Potokiem.

Ladyn dolny reprezentują dolomity drobno- lub średniokrystaliczne przeważnie szare, spordycznie wapienie. W wyższej części profilu są one uławicone, mikrytowe i bryłowe. Ich mięszość może sięgać do około 100 m.

Na Przełęczy między Kopami Kotański (1963, 1967) oznaczył w dolomitach ladynu diplopory (*Diploporella annulata* var. *annulata*, *Diploporella annulata* var. *dolomitica*, *Diploporella uniserialis*,

Physoporella dinarica, *Teutloporella* i *Macroporellaco*). W wapieniach znaleziono także małże z rodzajów *Lima* i *Pecten* oraz ramienionogi z rodzaju *Terebratula* (Kotański, 1965a).

Ladyn górny reprezentują dolomity ławicowe, głównie średnioławicowe szare, miejscami brunatne, w części górnej profilu z przewarstwieniami gruboławicowych, prawie bryłowych, miejscami niewyraźnie warstwowanych. Są one mikrytowe, z wyjątkiem jednego przewarstwienia średnioziarnistych czarnych dolomitów bitumicznych leżącego w stropie dolomitów średnioławicowych. Wśród dolomitów występują sporadycznie cienkie wkładki łupków, a w jednej z ławic – wkładka tufitów (Kotański, 1963). W stropowych partiach dolomitów, w płaszczowinie cząstkowej Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu oraz w łusce Śpiwłowego Zrębu, występują konkrecje chalcedonitowe.

Dolomity ladynu górnego odsłaniają się w południowo-zachodniej części obszaru arkusza na Skupniowym Uplazie i na Kopie Królowej Wielkiej (dolomity ławicowe) oraz na Suchym Wierchu Olczyskim, gdzie tworzą charakterystyczne skałki. Miąższość ich może sięgać 150 m.

c. Trias górny

Trias górny reprezentują dwa wyraźnie odmienne zespoły skalne.

Karnik + noryk

Łupki pstre, piaskowce, dolomity i zlepieńce (kajper karpacki). Na przemianległe łupki pstre, piaskowce ze szczątkami roślin, dolomity i zlepieńce tworzą typowy zespół utworów kajpru karpackiego (Turnau-Morawska, 1953; Gaździcki i in., 1979). W ich obrębie stwierdzono obecność ziarn pyłku roślin z rodzajów *Ovallipolis* i *Corollina* (Fijałkowska, Uchman, 1993).

Kajper karpacki płaszczowiny cząstkowej Suchego Wierchu odsłania się w wielu miejscach. Piaskowce kwarcowe kontaktujące z dolomitami ladynu górnego można prześledzić wzdłuż grzbietu i na północno-wschodnich stokach Suchego Wierchu Olczyskiego w Dolinie Olczyskiej, następnie w starych sztolniach w Dolinie Suchej Wody, w paśmie na zachód od Równi Waksmundzkiej i na Polanie Waksmundzkiej, gdzie ich profile są dosyć kompletne, ale osady poprzemieszczane są licznymi uskokami. Na południowych stokach Wielkiego i Małego Kopieńca, w paśmie łusek Czerwonej Przełęczy, omawiane osady znajdują się nad utworami retyku i wraz z nimi występują tam w strukturalnie odwróconej pozycji. Dosyć kompletne profile osadów kajpru karpackiego występują na obszarze Wiktorówek i na zachodnich zboczach Antka (Jantka) powyżej dolomitów triasu środkowego płaszczowiny cząstkowej Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu oraz na północny zachód od Łysej Skałki. W obrębie bardzo zróżnicowanego mechanicznie kompleksu skał obserwujemy liczne, niższego rzędu, złuskiwania, wyprasowania i drobne deformacje ciągłe. Miąższość omawianych osadów wynika z ich predyspozycji mechanicznej i w poszczególnych

łuskach jest zróżnicowana, od ponad 100–200 m w płaszczewinie cząstkowej Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu do kilku metrów, np. w łusce Złotego Potoku. Maksymalnie wynosi ona około 300 m.

Osady kajpru karpackiego tektonicznie zredukowane stwierdzono m.in. w stropie dolomitów łuski Gęsiej Szyi, w płaszczewinie cząstkowej Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu na południowy zachód od Gołego Wierchu oraz w północnej części Polany Rusinowej, a także w dolnej części małej łuski Złotego Potoku.

Retyk

Wapienie organodetrytyczne retyku zawierają szczątki fauny, a lokalnie wkładki margli ilastych. Utwory te należą do formacji fatrzańskiej (Michalik i in., 1979).

Znany już Goetlowi (1917) stosunkowo pełny profil utworów retyku został opisany przez Gaździckiego (1974, 1983) na Małym Kopieńcu. Znajdują się tam ławice wapieni przepełnione brachiopodami, małżami i koralowcami wskazującymi na retycki wiek osadów (Gaździcki, 1971, 1974, 1978; Gaździcki, Iwanow, 1976). Charakterystyczne są wapienie megalodontowe (Goetel, 1917; Gaździcki, 1971), w których występują: *Conchodon infraliassicus*, *Conchodon goeteli*, *Rhaetomegalodon incisus*, *Rhaetomegalodon tatricus* (Gaździcki, 1974) oraz ramienionogi – *Rhaetina gregaria* i *Septaliphoria fissicostata* i koralce – *Retiophyllia clathrata* i *Pamiroseris rectilamellosa*. Oprócz wymienionych wyżej występują także glony – *Girvanella*, *Acicularia*, *Solenopora*, spory *Globochaete* oraz szczątki ślimaków, liliowców, węzowideł i ryb (Gaździcki, 1974; Duffin, Gaździcki, 1977). Są wśród nich też łupki i wapienie koralowe z *Retiophyllis* sp.

W stropie profilu występują piaskowce wapniste. Odsłaniają się one w Dolinie Olczyskiej, gdzie należą do płaszczewiny cząstkowej Suchego Wierchu–Hawrania oraz w łusce Gęsiej Szyi, gdzie występują na południowo-zachodnich zboczach grzbietu o tej samej nazwie, nad Doliną Waksmundzką.

Na południowych stokach Wielkiego i Małego Kopieńca osady retyku występują w strukturalnie odwróconej pozycji i należą do łuski Czerwonej Przełęczy. Omawiane utwory znajdujące się na grzbiecie Antka (Jantka) należą do płaszczewiny cząstkowej Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu. Leżą one tam prawie poziomo i odsłaniają się na dość znacznym obszarze. Z utworów retyku zbudowana jest także dolna część łuski Wojskowego Zrębu oraz środkowa część łuski Złotego Potoku. W tej pierwszej, w miejscu gdzie ścieżka turystyczna przecina Złoty Potok, występuje unikalna facja czerwono-fioletowych wapieni, nieznana gdzie indziej w Tatrach (Sokołowski, 1978). Ponadto utwory retyku odsłaniają się w rejonie Rówienek Waksmundzkich, a także na północnych zboczach Niżnej Kopki, na północno-wschodnim zakończeniu grzbietu Wołoszyna. Maksymalna miąższość osadów retyku wynosi około 50 m.

2. Jura

a. Jura dolna

Hetang

Łupki mułowcowe, wapienie organodetrytyczne i piaskowce kwarcowe – formacja kopieniecka. W najniższej części profilu osadów jury dolnej dominują piaskowce i łupki typu gresteńskiego należące do formacji kopienieckiej (Gaździcki, 1974). W przewarstwieniach piaskowców wapnistych znaleziono małże: *Ostrea*, *Perna*, *Cardinia* i szczątki szkarłupni (Goetel, 1917). Pozostałą, wyższą część profilu stanowią głównie łupki mułowcowe, a miejscami mułowce i iłowce łupkowate barwy oliwkowej, w części niższej z przewarstwieniami wapieni mikrytowych i organodetrytycznych czarnych, a w wyższej – piaskowców kwarcowych (Gaździcki, 1975; Gaździcki, Iwanow, 1976). Lokalnie pojawiają się w nich wkładki margli oraz przewarstwienia czarnych wapieni marglistych z *Pentacrinus* i łupków marglistych (Gaździcki, 1975).

Z utworów hetangu zbudowana jest najwyższa część płaszczowiny cząstkowej Suchego Wierchu–Hawrania. Odslaniają się one na stokach Doliny Olczyskiej, na południe od Wielkiego i Małego Kopieńca. W strefie ujścia Doliny Pańszczycy do Doliny Suchej Wody stanowią prawdopodobnie podłoże osadów plejstocénskich. Jako jedna z łusek Czerwonej Przełęczy występują na szczycie Przedniej Kopy Sołtysiej. Odslaniają się też w płaszczowinie cząstkowej Suchego Wierchu–Hawrania na zachód od Równi Waksmundzkiej oraz pod nasunięciem płaszczowiny cząstkowej Gęsiej Szyi–Filipczańskiego Wierchu. Na wschodnim zboczu Antka oraz na północny wschód od Gołego Wierchu stanowią one strop ostatnio wspomnianej płaszczowiny. Ponadto omawiane utwory występują w dolnej części łuski Jaworzyny Rusinowej w rejonie Rówienek Waksmundzkich i na wschód od nich. Budują one również górną część łuski Wojskowego Zrębu oraz część łuski Złotego Potoku.

W omawianym zespole skalnym występują też drobnoziarniste piaskowce kwarcowe brunatne i oliwkowobrunatne ławicowe, bardzo twarde, rozpadające się na duże ostrokrawędziste bloki. W płaszczowinie cząstkowej Suchego Wierchu–Hawrania tworzą samodzielną warstwę o miąższości do 7–8 m. Stanowią one dolną część formacji kopienieckiej. Odslaniają się fragmentarycznie między Polaną Waksmundzką i Równią Waksmundzką oraz na północny wschód od Rówienek Waskmundzkich. W wielu miejscach utwory tej formacji są tektonicznie zredukowane, a przez to miąższość ich jest trudna do określenia. Prawdopodobnie nie przekracza ona 100 m.

Synemur

Piaskowce kwarcowe i wapienie. Nad łupkami mułowcowymi (hetangu) występują wapienie czarne. W wapieniach znajduje się domieszka materiału klastycznego, głównie kwarcu,

którego ilość wzrasta w górę profilu, aż do pojawienia się wkładek piaskowców ciemnoszarych i szarych (miąższość od 10 do 20–30 m). Ku stropowi profilu stosunki ilościowe wapieni i piaskowców odwracają się, zaczynają dominować piaskowce kwarcowe białe (ogniwo z Babosza – Iwanow, 1973; Iwanow w: Lefeld i in., 1985). Ich miąższość sięga kilkudziesięciu metrów (Iwanow, 1973; Iwanow w: Lefeld i in., 1985). Utwory te występują jedynie w łusce Kop Sołtysich–Siodła na grzbiecie Suchego Wierchu Waksmundzkiego, na Przysłopie Waksmundzkim, na Czerwonych Brzeżkach, na Krzywaniu i na zachodnich zboczach Przedniej Kopy Sołtysiej. Powyżej piaskowców kwarcowych (ogniwa z Babosza) występuje ogniwo piaskowców z Waksmundzkiej, składające się z piaskowców kwarcowych, ciemnoszarych i czarnych, z przewarstwieniami wapieni czarnych, o łącznej miąższości około 20 m. Maksymalna miąższość omawianych osadów prawdopodobnie nie przekracza 140 m.

Synemur–pliensbach

Synemur–pliensbach dolny

Wapienie plamiste (krzemionkowe) i spongiolity (formacja margli z Sołtysiej). Powyżej ogniwa piaskowców z Waksmundzkiej znajduje się ogniwo wapieni z Płaśni reprezentowane przez wapienie matowe czarne, w górnej części z igłami gąbek i spongiolitami (rogowce). Ich miąższość zmienia się (na skutek tektonicznych wytłoczeń) od około 2–3 m do maksymalnie 20 m. Wyżej znajduje się ogniwo wapieni z Kobyły składające się z ciemnobrunatnych wapieni i margli plamistych, miejscami skrzemionkowanych, ze spongiolitami. Miąższość ich wynosi około 12–20 m. Utwory te występują: w łusce Kop Sołtysich–Siodła na południowych zboczach Suchego Wierchu Waksmundzkiego oraz w łusce Jaworzyny Rusinowej – na południowych zboczach hali Jaworzyny Rusinowej.

Pliensbach dolny reprezentują wapienie mikrytowe z belemnitami, cienkoławicowe, z fragmentami członów łodyg liliowców i rostrami belemnitów oraz ziarnami pirytu. W dolnej części warstwy często pojawiają się soczewy zlepieńców śródwarstwowych. Miąższość wapieni wynosi 2–7 m. Występują one w łusce Kop Sołtysich–Siodła na północnych zboczach Suchego Wierchu Waksmundzkiego, na Czerwonych Brzeżkach, na Krzywaniu, na północnych zboczach Przedniej Kopy Sołtysiej, w górnych partiach Doliny Filipka i pod Przysłopem Waksmundzkim.

Wyżej w profilu występują wapienie plamiste skrzemionkowane, spikulowe z rogowcami (ogniwo wapieni z Krzywania – pliensbach dolny). W środkowej części znajdują się rogowce spikulitowe oraz cienkie ławiczki spongiolitów. Reprezentują one wyższą część pliensbachu dolnego i tworzą skałki lub strome stoki. Miąższość ogniwa wynosi 40–50 m. Utwory te występują jedynie w łusce Kop Sołtysich–Siodła na północnych zboczach Suchego Wierchu Waksmundzkiego oraz na szczycie Zadniej Kopy Sołtysiej.

W łusce Jaworzyny Rusinowej pliensbach dolny reprezentują leżące kolejno od spągu: wapienie czarne (ogniwo z Przysłopu), wapienie plamiste z amonitami i wapienie z belemnitami, a wyżej wapienie plamiste ze spikulami i z rogowcami, ciemnoszare i czarne (ogniwo wapieni z Parządczaka) oraz spongiolity jasnoszare (ogniwo spongiolitów ze Świńskiej Turni).

Pliensbach–toark

Pliensbach górny–toark dolny

Wapienie i margle plamiste z amonitami. W omawianych utworach znaleziono amonity: *Protogrammoceras* cf. *celebratum*, *Arietoceras* cf. *algovianum*, *Harpoceras* cf. *falcifer*, *Dactylioceras* sp., *Hildoceras bifrons* oraz *Grammoceras* cf. *toarcense* (Iwanow, 1973), które wskazują na wiek osadów – pliensbach górny–toark dolny.

W spągu profilu omawianych utworów widoczne są, w wielu miejscach, oliwkowozielone margle z rzadkimi rostrami belemnitów. Występują one jedynie w łusce Kop Sołtysich–Siodła na północnych zboczach Suchego Wierchu Waksmundzkiego, na wschodnich zboczach grzbietu Kop Sołtysich, na zachodnich zboczach północnego odgałęzienia grzbietu Gęsiej Szyi i na zachodnich zboczach grzbietu Filipczańskiego Wierchu.

b. Jura dolna–środkowa

Pliensbach–bajos

Wapienie krynoidowe i wapienie bulaste z wkładkami spongiolitów. Wapienie bulaste są różowe i czerwone, a wapienie krynoidowe – czerwone. Na obszarze arkusza Tatry Wysokie występują one tylko w łusce Jaworzyny Rusinowej stanowiącej górną część płaszczowiny cząstkowej Gęsiej Szyi–Jaworzyny Rusinowej. Odslaniają się na polanie Jaworzyna Rusinowa i jej południowym zboczu nad Doliną Waksmundzką, a także na północnym zboczu Złotego Wierchu.

Toark–bajos

Toark górny–bajos

Wapienie plamiste, margle plamiste, mułowce, łupki mułowcowe i margle z amonitami. Margle plamiste ciemne reprezentują toark górny, łupki mułowcowe z amonitami – aalen, a wapienie plamiste z radiolariami i soczewkami czertów (radiolaryty plamiste) – bajos. Wapienie plamiste i margle ciemnoszare i czarne zawierają przewarstwienia czarnych łupków mułowcowych. Są one dobrze datowane dzięki obfitej znajdomom w nich amonitom, np.: *Ludwigia murichsonae*, *Ludwigia bradfordensis*, *Ptychophylloceras tatricum*, *Graphoceras concavum* (Kuźniar, 1908;

Iwanow, 1973) na aalen górny. Miąższość omawianych osadów wynosi około 50 m. Występują głównie w łusce Kop Sołtysich–Siodła na północnych i wschodnich zboczach północnego zakończenia grzbietu, na obu zboczach Łężnego Potoku, na Filipczańskim Przysłopie oraz na obu zboczach Doliny Filipka.

Wapienie plamiste, skrzemionkowane, z radiolarytami, w części przystropowej przechodzą w warstwę wapienia z Łężnego oddzielającą je od ogniwa wapieni z Broniarskiego (bajos dolny). Są to prawie czarne wapienie i margle plamiste z przekrojami cienkoskorupowych małży *Bositra* (tzw. filenty) i radiolarytami, których ilość wzrasta ku stropowi ogniwa. Występują też partie silnie skrzemionkowanych rogowców – radiolarytów plamistych. Lokalnie w górnej części obserwować można 30–50-centymetrowe warstwy jasnoszarych gruboziarnistych enkrynitów (a właściwie bardzo drobnoziarnistych zlepieńców – Iwańczuk i in., 2013) z domieszką piaszczystą, wyróżnianych jako warstwa wapienia z Łężnego.

Nad omówionymi wyżej osadami leżą ponownie wapienie plamiste. Utwory tego wydzielenia występują w łusce Kop Sołtysich–Siodła, m.in. w górnej części potoku Przyporniak i na Średnim Wierchu. Ich łączna miąższość może sięgać w Dolinie Filipka do 220 m.

c. Jura środkowa–górna

Baton–tyton

Baton–tyton dolny

Wapienie bulaste i radiolaryty. Najniżej w profilu omawianych osadów leżą wapienie cienkoławicowe, skrzemionkowane, z rogowcami i radiolarytami, wyżej wapienie krzemionkowe cienkoławicowe z dużą ilością radiolarii, z nalotami manganowymi, miejscami z rogowcami i warstewkami radiolarytów. Ich miąższość wynosi 4–30 m. Występują one w Łężnym Potoku oraz w Dolinie Filipka. Należą do łuski Kop Sołtysich–Siodła.

Wyżej w profilu występują wapienie krzemionkowe i radiolaryty batonu–keloweju dolnego (Iwanow, 1973; Lefeld, 1974; Sokołowski, 1978). Występują one u wylotu Koziarskiego Żlebu, w Łężnym Potoku, w Dolinie Filipka – w obrębie łuski Kop Sołtysich–Siodła, w rejonie Złotego Potoku i Wojskowego Zrębu oraz w łusce Jaworzyny Rusinowej.

Do osadów keloweju należą także wapienie mikrytowe czerwone i czerwono-brunatne, miejscami pseudobulaste. Ku stropowi przechodzą one w radiolaryty. Osady te odsłaniają się w Dolinie Filipka w łusce Kop Sołtysich–Siodła. Ich miąższość wynosi od 2 do 5 m.

Profil utworów jury górnej rozpoczynają radiolaryty wapieniste i wapienie z radiolarytami i rogowcami (oksfordu dolnego). Charakterystycznymi składnikami są radiolaryty, głównie czerwone i zielone. Występują one w stałej kolejności wynikającej z cykliczności sedymentacji. Ponadto występują także wapienie z radiolarytami – biomikryty szare i czerwone (ławice o miąższości od 2,5 do 12 cm) oraz

przewarstwienia łupkowatych iłowców marglistych, a także rogowce, zwykle mocno wapniste. Sporadycznie zawierają one aptychy (*Lamellaptychus lamellosus*, *Lamellaptychus* ex gr. b. Trauht) (Gąsiorowski, 1959) wskazujące na oksford oraz belemnity. Miąższość radiolarytów sięga do 16 m.

W kimerydzie przeważają czerwone wapienie bulaste z *Saccocoma* Agassiz i rzadkimi aptychami (lamellaptychy i laevaptychy – Gąsiorowski, 1959) wskazującymi już na kimeryd górny i tyton dolny. Utwory te pojawiają się m.in. w Dolinie Filipka w łusce Kop Sołtysich–Siodła oraz w górnej części potoku Wojskowego Zrębu, na południowych zboczach Jaworzyny Rusinowej w łusce o tej samej nazwie.

3. Jura–kreda

a. Jura górna–kreda dolna

Tyton–hoteryw

Wapienie pelityczne z łupkami i czertami (formacja osnicka). W tytonie osadzają się jasne, popielate wapienie pelityczne w facji typu biancone (maiolica). Skały te są wyraźnie warstwowane i tworzą ławice o miąższości 8–30 cm. Łupki występują w nich tylko podrzędnie. Na obszarze omawianego arkusza w wapieniach tych nie znaleziono makroskamieniałości, choć w Tatrach Zachodnich znaleziono w nich amonity z rodziny Berriasellidae, takie jak: *Berriasella callisto*, *Berriasella subcallisto*, *Berriasella oppeli*, *Berriasella praecox*, *Pseudosubplanites* cf. *lorioli*, *Dalmasiceras* *Eleanella collignoni* oraz *Substeueroceras benecke*i i inne (Lefeld, 1974). W płytkach cienkich, z niższej części profilu tych wapieni, stwierdzono fragmenty *Saccocoma*, a z części środkowej i górnej – liczne Tintinnidae. W łusce Kop Sołtysich–Siodła, w Filipczańskim Potoku, w omawianych wapieniach znaleziono dowody na występowanie następujących zon kalpionellowych (Pszczółkowski, 1996): A – *Crassicolaria*, B – *Calpionella*, C – *Calpionellopsis* i D1 – jedynie w części. W wapieniach łuski Jaworzyny Rusinowej pod grzbietem Gęsiej Szyi stwierdzono (Pszczółkowski, 1996) zony: B – *Calpionella*, C – *Calpionellopsis*, D1 – *Calpionella simplex*, D2 i D3 – *Calpionella oblonga*. Wiek omawianych skał określa się jako tytono-berias (Lefeld, 1974). Ich miąższość może dochodzić do 60 m. Miąższość osadów jury górnej może sięgać do 120 m.

4. Kreda

a. Kreda dolna

Walanżyn–apt

Margle plamiste i wapienie – formacja margli z Kościeliskiej. Nad opisanymi wyżej osadami występuje zespół ciemnooliwkowych margli łupkowatych z ciemnoszarymi, prawie czarnymi, zanieczyszczonymi wapieniami, z przewarstwieniami i wkładkami turbidytów

najczęściej wapiennych i rzadziej piaskowcowych. Należą one do formacji margli z Kościeliskiej (Lefeld i in., 1985). Margle te charakteryzują się zmienną ilością substancji węglanowej, miejscami przechodzą w łupki wapniste lub słabo zailone wapienie. Ich węglanowość zależy od dopływu materiału turbidytowego do środowiska sedymentacji (Lefeld i in., 1985). W spągowych partiach tych skał występują Tintinnidae. Z margli zostały oznaczone amonity: *Neocomites neocomiensis*, *Neocomites teschenensis*, *Spiticeras* sp., *Olcostephanus astierianus*, *Crioceratites* cf. *nolani*, *Crioceratites emerici*, *Balearites* sp. i *Silesites* aff. *seranonis* (Wigilew, 1914; Lefeld, 1974) wskazujące na wiek walańżyn–barrem (Lefeld, 1974).

Margle określane jako margle z Kościeliskiej występują na terenie arkusza w dwóch miejscach, w różnych jednostkach tektonicznych. W odwróconej łusce Kop Sołtysich–Siodła pojawiają się pod osadami eocenu u wylotu Broniarskiego żlebu oraz szerokim pasem nad Łężnym Potokiem, dochodzącym do wapieni murańskich tuż przed wąwozem Łężnego Potoku. W łusce Jaworzyny Rusinowej tworzą one tzw. płat kredowy Gęsiej Szyi (Sokołowski, 1978) budujący wschodnie zbocza pod grzbietem Gęsiej Szyi.

W marglach łuski Kop Sołtysich–Siodła turbidyty piaskowcowe są rzadkie, natomiast częściej występują turbidyty węglanowe w postaci cienkich wkładek wapieni allodapicznych. W odsłonięciu na zachód od Łężnego Potoku, w marglach tych, znaleziony został amonit *Olcostephanus astierianus* (Grabowska-Hakenberg, 1958). Miąższość margli w rejonie Łężnego Potoku wynosi około 130 m. W innych miejscach może ona dochodzić do 170 m (w Tatrach Bielskich).

Margle łuski Jaworzyny Rusinowej (Wójcik i in., 2007) stanowią jej górną część, odkłutą i luźno przesuniętą ponad niżej leżącymi utworami jury górnej i środkowej, a na zboczach grzbietu Gęsiej Szyi – przemieszczone bezpośrednio po osadach triasowych. Ich wykształcenie różni się od wykształcenia osadów z Łężnego Potoku. Przewarstwienia turbidytów piaskowcowych występują tu częściej, podobnie jak wkładki turbidytów wapiennych, które jednak mają mniejsze miąższości. W obrębie omawianej łuski, miąższość osadów wspomnianej formacji jest bardzo trudna do oceny.

W łusce Gęsiej Szyi profil utworów kredy kończy się marglami z Kościeliskiej. Ich wiek został udokumentowany oznaczeniami Tintinnidae (Lefeld, 1974; Pszczółkowski, 1996). Miąższość opisywanych utworów prawdopodobnie nie przekracza 150 m.

Wapienie masywne (wapienie murańskie). Ponad marglami z Kościeliskiej, w odwróconej łusce Kop Sołtysich–Siodła (Iwanow, 1973), w rejonie Łężnego Potoku, odsłaniają się masywne wapienie organodetrytyczne formacji wapieni murańskich (Lefeld i in., 1985). Są to ciemnoszare (litobiokalklityty), masywne wapienie turbidytowe, miejscami bitumiczne, z poziomami czarnych rogowców w części przyspągowej. Zawierają liczne fragmenty gruboskorupowych małży i in-

nych organizmów pochodzących z paleorafy typu urgońskiego. Często są redeponowane fragmenty osadów starszych, w tym wapieni takich jak mikryty z tintinidami (tytono-berias), onkolitami i fragmentami ciemnych wapieni onkolitowych (prawdopodobnie walanżynu) pochodzących z sekwencji wierchowej. Formacja ta wykazuje „charakter fliszu wapiennego – sedymentacji turbidytów wapiennych i olistostrom” (Lefeld, 1974). Prawdopodobnie miąższość omawianych osadów nie przekracza 100 m.

Sekwencje posttektogeniczne **(eocen numulitowy i flisz podhalański)**

1. Paleogen

a. Eocen

Utwory eocenu, określane również jako eocen numulitowy, na terenie arkusza Tatry Wysokie odsłaniają się na południe od Chłabówki, pomiędzy potokiem Sucha Woda i potokiem Przyporniak oraz w postaci niewielkich płatów w okolicy Łysej Polany. Ich profil jest zróżnicowany i zależy od obszaru występowania. Między zachodnią granicą obszaru arkusza a potokiem Przyporniak wychodnie utworów eoceńskich ciągną się zwartym pasem aż do wychodni formacji wapieni murańskich. Na południe od Doliny Filipka omawiane utwory występują w dorzeczu Złotego Potoku i w rejonie Polany Rusinowej. W Dolinie Łężnej i w Dolinie Filipka widać niemal bezpośredni kontakt łupków i piaskowców warstw zakopiańskich z wapieniami kredowymi lub dolomitami triasowymi. Być może brak w tych rejonach utworów eoceńskich spowodowany jest redukcjami tektonicznymi lub erozją.

Profil eocenu rozpoczyna się zlepieńcami, powyżej których znajdują się wapienie organodetrytyczne z poziomami zlepieńców. Zlepieńce występujące w spągu składają się głównie z materiału miejscowego – pokruszonych wapieni murańskich, tak mocno spojonych, że odróżnienie ich od zbrekcjowanych wapieni kredowych nastręcza wiele problemów.

Zlepieńce podstawowe. Wzdłuż północnego brzegu Tatr, na sfałdowanych zespołach skalnych mezozoiku serii reglowych, spoczywają w kontakcie sedymentacyjnym zlepieńce podstawowe, czerwone i szare, o różnorodnym składzie litologicznym i wysokim stopniu obtoczenia. Na obszarze arkusza Tatry Wysokie ciągną się one wąskim pasem od Doliny Olczyskiej do Doliny Suchoj Wody. Zlepieńce występują także w okolicy Polany Filipczańskiej oraz Polany Rusinowej, gdzie w kontakcie sedymentacyjnym zalegają na osadach triasu i jury.

Zlepieńce podstawowe czerwone występujące w rejonie Polany Rusinowej są najstarszymi, na terenie omawianego arkusza, utworami eoceńskimi. Tworzą one płat rozciągający się na północno-wschodnich stokach Gęsiej Szyi i sięgający do rozgałęzienia Złotego Potoku. Płat ten znany był już Uhligowi (1900) i Sokołowskiemu (1959). Zlepieńce wypełniają depresję o genezie erozyjnej.

Według Głazka (w: Roniewicz, 1979; Sokołowski, 1959) depresja ta może być rowem tektonicznym. Na podstawie odsłonieć można wnioskować, że w opisywanym rejonie zlepieńce czerwone przekładane są szarymi. W materiale grubookruchowym wchodzącym w ich skład stwierdzono: dolomity szare i krystaliczne triasu środkowego, piaskowce szare i zielone triasu górnego (kajpru), piaszczyste wapienie organodetrytyczne retyku, wapienie krynoidowe, wapienie krzemionkowe i radiolaryty zielone oraz czerwone jury środkowej i górnej, czerwone wapienie bulaste jury środkowej lub dolnej, zielone i plamiste wapienie margliste oraz niebiesko-popielate, organodetrytyczne wapienie murańskie kredy dolnej. Ku południowi występują wyłącznie zlepieńce szare i żółte.

Zlepieńce podstawowe szare (zlepieńce Polany Rusinowej – Birkenmajer, 2000) odsłaniają się na północny zachód od Polany Rusinowej w dorzeczu Złotego Potoku oraz nad Łysą Polaną. Birkenmajer (2000) wyróżnił je jako jednostkę formalną. W pobliżu północno-wschodniego, wspomnianego wyżej, brzegu płata utworów w Złotym Potoku w zlepieńcach występuje kilkunastocentymetrowej miąższości wkładka mułków ilastych, w spągu której znajduje się warstwa organiczna (flora?), leżąca na zlepieńcach żółto-szarych.

Na stoku pod Wiktorówkami znajduje się drugi płat zlepieńców eoceńskich. W dnie dopływu Złotego Potoku, na zachód od Kaplicy odsłaniają się zlepieńce szare. W materiale żwirowym wchodzącym w ich skład, przeważają dolomity środkowotriasowe. W obrębie zlepieńców stwierdzono także metrowej miąższości wkładkę drobnokrystalicznych brunatno-szarych wapieni dolomitycznych.

W profilach utworów w Dolinie Suchej Wody i w korycie Chłapowskiego Potoku odsłaniają się grubookruchowe zlepieńce o średnicy okruchów 5–20 cm. Jest tu widoczny kontakt erozyjny utworów triasowych ze zlepieńcami eoceńskimi. Zlepieńce są źle wysortowane i mają zmienny skład litologiczny. Wśród otoczków występują dolomity i wapienie triasowe, piaskowce i kwarcyty najprawdopodobniej liasowe, piaskowce czerwone oraz otoczaki skał krzemionkowych. Zlepieńce o frakcji grubookruchowej przedzielone są ławicami piaskowców ze śladami warstwowania skośnego, a w zlepieńcach drobnookruchowych można zauważyć warstwowanie poziome. Ku górze profilu omawianych utworów frakcja maleje i zlepieńce stopniowo przechodzą w wapienie organogeniczne. Jest to najbardziej miąższa seria zlepieńców eoceńskich poza profilem Hrubego Regła. Zlepieńce występują także wzdłuż lewej krawędzi erozyjnej Chłapowskiego Potoku. Ich miąższość w tym miejscu można oszacować na około 14–16 m. W Chłabówce odsłaniają się również piaskowce, w których występują wkładki łupków zawierające szczątki flory (Szafer, 1958).

W korycie potoku Suchej Wody odsłania się kilka ławic grubo- i drobnookruchowych zlepieńców, a w górnej części odsłonięcia widoczne są mułowce zawierające szczątki roślinne.

Badania Roniewicza (1969, 1970) oraz Gradzińskiego i innych (2004) wykazały, że spągowa część zlepieńców eoceńskich osadziła się w warunkach lądowych. Stwierdzono w nich warstwę tufitu (0,7 m), którego wiek oszacowano na 40 ± 2 mln lat (Głazek i in., 1998). W górnej części profilu występują ślady po drażnieniach skałotoczy (Roniewicz, 1970), które wskazują na sedimentację w warunkach morskich. Prawdopodobnie utwory te osadzały się w formie stożków lub delt stożkowych.

Niewielki fragment utworów eoceńskich odsłania się nad Łysą Polaną, na północ od Łysej Skałki. Na triasowych piaskowcach i dolomitach, a pod osadami fliszu, w kontakcie erozyjnym odsłaniają się zlepieńce i wapienie numulitowe ze sporadycznie występującą fauną. Zlepieńce składają się ze słabo obtoczonych żwirów i głazików piaskowców kwarcowych oraz dolomitów. Utwory eocenu, aż do Doliny Białki, są silnie zredukowane. W korycie Białki Watycha (1959) obserwował wychodnie zlepieńców eoceńskich, powyżej których występowały łupki warstw zakopiańskich.

Piaskowce dolomityczne i mułowcowe widoczne są w niewielkim odsłonięciu przy wylocie Doliny Olczyskiej.

Wapienie organodetrytyczne z numulitami tworzą skałki i leżą powyżej zlepieńców lub piaskowców dolomitycznych wzdłuż brzegu Tatr. Lokalnie zawierają one wkładki zlepieńców. Granice ze zlepieńcami nie są ostre.

Omawiane utwory występują ponad kaplicą w Jaszczurówce (Bieda, 1959, 1960, 1963; Roniewicz, 1969). Wapienie numulitowe, miejscami piaszczyste, oraz wapienie organodetrytyczne odsłaniają się także na wschód od Podskalnej Polanki, na stokach Koziarczyska oraz u wylotu Koziarskiego i Broniarskiego Żlebu. Wśród nich występują cienkie i nieciągłe przeławicenia zlepieńców. W dolnym odcinku Koziarskiego Żlebu, bezpośrednio powyżej jego ujścia do potoku Suchej Wody, nad wapieniami można obserwować piaskowce dolomityczne przechodzące stopniowo w ciemne łupki warstw zakopiańskich.

Występujące w wapieniach duże otwornice (Bieda, 1929, 1946, 1959, 1960, 1963; Olempska, 1973; Gaździcka, 1999), a także glony (Małecki, 1956) stanowią podstawę podziału biostratygraficznego. Wśród otwornic na uwagę zasługują: *Nummulites fabianii*, *Heterostegina multifidia*, *Heterostegina reticulata*, *Discocyclus umbo*, *Actinocyclus radians*, *Discocyclus pratti*, *Discocyclus fortisi*, *Discocyclus discus* i *Discocyclus ehippium* (Olempska, 1973).

W otworze Zazadnia IG-1 (otw. 2) na głębokości 650–680 m nawiercono eoceńskie wapienie szare z fauną. W dolnej części były to wapienie detrytyczne (Chowaniec, Poprawa, 1986).

b. Oligocen

W skład fliszu podhalańskiego występującego na obszarze arkusza Tatry Wysokie wchodzi łupkowo-piaskowcowe warstwy zakopiańskie i łupkowo-piaskowcowe warstwy chochołowskie (Gołąb, 1959; Watycha, 1959, 1968; Wójcik, 2008; Wasiluk, 2011; Wójcik i in., 2011b).

Utwory fliszowe mają dużą oboczną zmienność wykształcenia. Szybko zanikające pakiety piaskowcowe powodują kłopoty z prześledzeniem obocznego rozprzestrzenienia warstw. Dla niższych partii warstw zakopiańskich charakterystyczne są czarne i ciemnoszare łupki z dużą zawartością materii organicznej. Są to osady powstałe przy udziale słabych prądów zawiesinowych, częściowo wręcz hemipelagiczne. Ku górze profilu wzrasta udział piaskowców, a łupki stają się bardziej mułowcowe, typowe dla prądów zawiesinowych. Najwyższa część warstw zakopiańskich zawiera podobną zawartość łupków, jak i piaskowców. Piaskowce, w tych warstwach, są dosyć twarde i cienkoławicowe. Dla warstw zakopiańskich charakterystyczne są także dolomity żelaziste. Odpowiednikiem warstw zakopiańskich na Słowacji jest formacja hutianska (Gross i in., 1984).

Dolną granicę warstw chochołowskich wyznacza pojawienie się liczniejszych ławic piaskowców o dużej miąższości. Wyrażna jest ona jedynie w rejonie stratotypowym, w okolicach Zakopanego, a na obszarze Tatr Wysokich jest problematyczna i mało wyrażna. Miąższość ławic piaskowców warstw chochołowskich jest większa w stosunku do warstw zakopiańskich, a wapnistość mniejsza. Są one zwykle mniej zwarte, zawierają też liczne toczące. Niektóre ławice piaskowcowe, o miąższości około 1 m, tworzą kilkunastometrowe kompleksy. Granica pomiędzy warstwami zakopiańskimi a chochołowskimi jest umowna i we wschodniej części niecki podhalańskiej trudna do wyznaczenia, a przy tym diachroniczna (Gedl, 1998).

Na Słowacji odpowiednikiem warstw chochołowskich jest formacja zuberecka (Zuberec Fm – Gross i in., 1984), a wyższej części warstw chochołowskich – formacja białopotocka (Sliva i in., 2004).

W utworach fliszu występują tufity (Sobień, 2005) oraz poziomy z hieroglifami (Pieńkowski, Westwalewicz-Mogilska, 1986) świadczące o czasowo spokojnej sedymentacji pelagicznej w zbiorniku podtatrzańskim.

Łupki i piaskowce z soczewami dolomitów żelazistych oraz pakietami piaskowców – warstwy zakopiańskie. Spągowe partie warstw zakopiańskich to łupki, lokalnie z przeławiczeniami zlepieńców i cienkimi wkładkami piaskowców (Watycha, 1959). W wyższej części profilu omawianych utworów występują łupki i piaskowce cienkoławicowe. Miejscami towarzyszą im wkładki zlepieńców. W tym zespole skalnym charakterystyczna jest przewaga łupków nad piaskowcami. Łupki są ciemne, ilaste, miejscami czarne, lokalnie wapniste. Wietrzeją na kolor brunatnoszary. W dolnej części profilu ławice piaskowców cienkoławicowych (o miąższości

5–20 cm) są nieliczne. Ku górze udział omawianych piaskowców stopniowo wzrasta i lokalnie ich miąższość osiąga 2 m. Na terenie arkusza udział ten nie przekracza 30–40% profilu. W obrębie ławic łupkowych spotyka się soczewy i ławice ankerytów oraz warstewki tufitów.

W profilu otworu 2 (Zazadnia IG-1 – Chowaniec, Poprawa, 1986) do głębokości 650 m znajdują się łupkowe warstwy zakopiańskie z nielicznymi ławicami piaskowców drobnoziarnistych. Ich wiek na podstawie mikrofauny określono na oligocen dolny (Gruza w: Chowaniec, Poprawa, 1986).

W profilu otworu 1 (Bukowina Tatrzańska PIG-1 – Poprawa i in., 1992) warstwy zakopiańskie nawiercono na głębokości 1220–2215 m. Są to łupki ciemnoszare ilasto-margliste z wkładkami popielatoszarych, cienkoławicowych piaskowców drobnoziarnistych, które stwierdzono na głębokościach: 1922–1935, 2112–2140 i 2177–2188 m. Wskazuje to na dużą zmienność udziału piaskowców w profilu omawianych warstw.

Warstwy zakopiańskie zajmują północno–zachodnią część obszaru arkusza. Odsłaniają się w korytach potoków: Przyporniaka, Łężnego, Filipczańskiego (i jego prawobocznych dopływach), a także w korycie Białki oraz na stokach Wierchu Porońca. Ich maksymalna miąższość wynosi od 1000 m w części południowej do około 2200 m w części północnej. Bezpośredni kontakt warstw zakopiańskich z osadami eocenu numulitowego nie jest dobrze widoczny ze względu na pokrywę osadów czwartorzędowych.

Piaskowce i łupki – warstwy chochołowskie dolne. Niższą część warstw chochołowskich dolnych reprezentują facje fliszu piaskowcowo-łupkowego. Znajdują się tu żwirowce ilaste, poziomy tufitowe, osady osuwisk podmorskich i charakterystyczne zespoły ławic piaskowców. Warstwy te charakteryzują się w dolnej części profilu przewagą piaskowców nad łupkami. Łupki te są znacznie jaśniejsze i bardziej miękkie od łupków warstw zakopiańskich. Są one szare, niekiedy oliwkowo-zielone, wapniste i średnio zwarte, zawierają także liczne drobne blaszki muskowitu. Piaskowce są głównie cienkoławicowe, sporadycznie średnioławicowe, przeważnie drobno- i średnioziarniste, lokalnie zlepieńcowate, z występującymi na spągowych powierzchniach ławic hieroglifami prądowymi i wleczeniowymi (hieroglify organiczne pojawiają się rzadziej). Obok warstwowania równoległego (laminowanego) i przekątnego występuje warstwowanie frakcyjne. Charakterystyczna dla tych warstw jest cykliczność sedymentacyjna piaskowców. W odstępach do około 10–12 m występują ławice piaskowców różnoziarnistych o miąższości 0,2–0,3 m, a między nimi w odległości od 0,5 do 2 m ławice 2–10-centymetrowej miąższości, piaskowców drobno- lub średnioziarnistych, zazwyczaj zwartych i drobnowarstwowych, z pakietami łupków (Gołąb, 1959). Cienkie ławice bogate są w laminy łyszczyków i drobnego detrytusu roślinnego. W omawianych warstwach występują także ławice z egzotykami.

Maksymalna miąższość osadów wynosi około 400 m. W środkowej części tej serii, wśród zlepieńców, znajdują się okruchy numulitów środkowoeoceńskich na wtórnym złożu.

Łupki ilaste i piaskowce – warstwy chochołowskie górne (warstwy z Brzegów) występują w północnej części obszaru arkusza Tatry Wysokie i ciągną się pasem od Bukowiny Tatrzańskiej do granicy państwa w Dolinie Białki. Na wschodzie Podhala zajmują centralną część niecki podhalańskiej. Warstwy z Brzegów jest to odmiana facjalna warstw chochołowskich górnych charakteryzująca się silnie łupkowym wykształceniem (Watycha, 1959). Składają się one z zielono-szarych i szarych łupków ilastych i miejscami łupków wapnistych. Zawierają wkładki cienkoławicowych piaskowców kwarcowych, laminowanych, szarych, z detrytusem roślinnym.

Maksymalna miąższość osadów wynosi około 350 m.

Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe występują w dnach dolin oraz na ich zboczach i stokach. Są to osady o genezie: lodowcowej, rzecznej, rzeczno-lodowcowej oraz stokowej. W dotychczasowej literaturze osadom lodowcowym budującym tą samą pokrywę przypisywany był różny wiek, od ostatniego zlodowacenia po zlodowacenia południowopolskie (Klimaszewski, 1967, 1988; Baumgart-Kotarba, Kotarba, 1979, 2001; Baumgart-Kotarba i in., 2008).

Próby określenia liczby zlodowaceń podejmowali wcześniej Partsch (1882, 1907, 1923), Lucerna (1908), Romer (1929), Halicki (1930, 1951) i Klimaszewski (1959, 1967, 1988). Poświęcili oni wiele uwagi osadom Podhala, mając świadomość, że tarasy i stożki wodnolodowcowe dobrze zachowane w strefie dorzeczy Białego Dunajca, Czarnego Dunajca oraz Białki są źródłem wiedzy o liczbie okresów glacialnych w Tatrach. Według Klimaszewskiego (1967, 1988) badania wyżej wymienionych autorów dały podstawy do wydzielenia na Podhalu trzech systemów różnowiekowych stożków rzeczno-lodowcowych oraz trzech poziomów włożonych tarasów akumulacyjnych i powiązania ich z trzema zlodowaceniami tatrzańskimi. Osady poziomów (tarasów) i stożków rzeczno-lodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca zostały objęte badaniami termoluminescencyjnymi (TL). Na ich podstawie wyróżniono cztery lub nawet pięć zlodowaceń tatrzańskich (Lindner i in., 1993). Odpowiadają one alpejskim zlodowaceniom Günz–Würm.

Inaczej przedstawia się sytuacja w obrębie samych Tatr, gdzie osady zlodowaceń starszych, na dużych obszarach zniszczone przez najmłodsze lodowce, zachowały się jedynie na wierzchowinie Hurkotnego – ponad Doliną Białej Wody i na grzbiecie Herbika nad Doliną Suchej Wody w postaci różnowiekowych, oddzielnych pokryw.

Wójcik (2008) na podstawie badań na obszarach arkuszy Łysa Polana i Toporowa Cyrhla SMGT przedstawił nową stratygrafię plejstocenu Tatr dowiązując ją do stratygrafii alpejskiej i wyróżniając pokrywy z okresów zlodowaceń Biber/Donau–Würm. W niniejszych Objasnieniach przyjęto podział zlodowaceń zgodnie z opracowaniami Wójcika (2008), Wójcika i innych (2011b) oraz Michalika i innych (2011).

Już od czasów badań Partscha (1923) i Halickiego (1930) występuje problem korelacji chronostratygraficznej między zlodowaceniami Tatr, Alp i zlodowaceniami kontynentalnymi – skandynawskimi Polski. Próby korelacji były przedmiotem opracowań Lindnera (1994), Lindnera, Marksa (1995) oraz Lindnera i innych (2003, 2008a, b).

Poglądy na liczbę zlodowaceń tatrzańskich oraz na chronostratygrafię ostatniego zlodowacenia w Tatrach zmieniają się do dziś, również w aspekcie korelacji stratygraficznej z Alpami oraz zlodowaceniami skandynawskimi.

Bardzo ważnym problemem jest też zasięg tatrzańskich lodowców, które według powszechnie panujących opinii nie wyszły poza granicę Tatr. Według Klimaszewskiego (1962, 1988) jedynie najdłuższy lodowiec Białej Wody w okresie przedostatniego zlodowacenia miał zasięg większy i wpłynął do Doliny Białki na około 1 km. Ostatnie badania, na poszczególnych arkuszach SMGT, doprowadziły do korekty tego poglądu, gdyż tak na przedpolu Doliny Suchej Wody, jak i Doliny Białej Wody zostały znalezione osady potwierdzające większy zasięg lodowców (Wójcik, 2008; Lindner i in., 2008a, b; Pliszczyńska, 2012). Stwierdzenie Klimaszewskiego (1948, 1950/1951), że „na garbach zachowały się resztki przemytych moren, świadczące o dwukrotnym zajęciu i wypełnieniu Rowu Podtatrzańskiego przez lodowce typu piedmontowego”, potwierdziły wyniki współczesnych badań.

Zasięg lodowca Suchej Wody z pewnością był większy, gdyż dobrze zachowane wały moren czołowych są widoczne w okolicy osiedla Lichajówka, we wsi Małe Ciche i występują na grzbietach aż po Stasikówkę. Lodowiec Białej Wody w okresie wczesnego plejstocenu z pewnością miał zasięg dużo większy od zasięgu z okresu ostatniego zlodowacenia. Świadczy o tym np. zasięg staroplejstocén-skich pokryw morenowych na obszarze Hurkotnego–Gołego Wierchu oraz znalezienie podobnych utworów na grzbiecie Rzepisk. Do dzisiaj nie udało się określić dokładnego wieku złożonych tam osadów.

Maksymalne rozprzestrzenienie osiągnęły lodowce tatrzańskie, jak wskazują na to wyniki ostatnich badań, w okresach zlodowaceń południowopolskich, natomiast w czasie ostatniego glacjału – w okresie pleniglacjału (LGM).

Bardzo trudno jest mówić o miąższości utworów czwartorzędowych na obszarze polskiej części Tatr ze względu na brak możliwości wykonania wierceń dokumentacyjnych. Wykonane w latach 80.

na terenie słowackiego odcinka Doliny Białej Wody sondowania geofizyczne pokazały możliwość występowania w dolnym odcinku tej doliny osadów czwartorzędowych o miąższości ponad 100 m (Majovsky, Hanzel, 1991). Tak duże miąższości zostały potwierdzone wynikami sondowań refrakcyjnych wykonanych przez zespół geofizyków z Akademii Górniczo-Hutniczej (Baumgart-Kotarba i in., 2003, 2008) i zespół geofizyków z Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, Oddziału Karpackiego (Rączkowski, 2008). Na podstawie sondowań wykonanych w dolnym odcinku Doliny Białej Wody, od ujścia Rybiego Potoku do Łysej Polany, można przypuszczać, że w jej dnie miąższość osadów czwartorzędowych wynosi od około 50 m w rejonie Starej Roztoki do ponad 140 m w rejonie Palenicy Białczańskiej. Nie można jednak wykluczyć, że są to także osady eoceńskie.

Badaniom wieku metodą ^{14}C poddano osady denne w niektórych jeziorach tatrzańskich. Wiek utworów drobnoziarnistych, głównie mułków organicznych i piasków drobnoziarnistych wypełniających dno Morskiego Oka, z głębokości około 3 m, datowano na $4,76 \pm 0,08$ ka BP (Gd 6076)¹ (Baumgart-Kotarba i in., 1993). Osady te według wyżej wymienionych autorów są zaburzone wskutek działania lawin.

Osady jeziorne występujące w dnie Czarnego Stawu Gąsienicowego są już starsze, preallleródzkie (Obidowicz, 1993). Według Obidowicza (1993) rozpoczynają się od warstwy „D”. Wiek ($9,62 \pm 0,135$ ka BP (Ua 1445)) wskazuje na powstanie utworów w fazie preborealnej.

Osady jeziorne z dna Zielonego Stawu Gąsienicowego datowano na $10,04 \pm 0,15$ lat BP, a utwory, z tego samego stawu, znajdujące się głębiej na $12,5 \pm 0,42$ ka BP (Gd 4540) (Baumgart-Kotarba, Kotarba, 1993).

Przeprowadzono także badania wieku osadów organicznych metodą ^{14}C z zagłębienia wytopiskowego w rejonie Żabiego Oka, na północ od Morskiego Oka. Otrzymano dwa wyniki: $9,78 \pm 0,35$ ka BP (Gd 4172) i bezpośrednio powyżej – $8,33 \pm 0,12$ ka BP (Gd 2799) (Baumgart-Kotarba i in., 2003). Wskazują one na początek sedymentacji organicznej już na początku holocenu.

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie + środkowopolskie

Do utworów zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich zaliczono, na omawianym obszarze, najstarsze osady morenowe oraz osady glacialne i rzeczno-lodowcowe w dolinach potoków i rzek.

Głazy, żwiry, piaski i gliny lodowcowe (poziom najwyższego zasypania). W zachodniej części terenu arkusza osady te zachowały się na grzbiecie między Doliną Olczyką

¹ Numer laboratoryjny próbki.

a Doliną Suchej Wody w postaci płata utworów morenowych złożonego głównie z bloków granitowych o średnicy do 0,8 m, leżącego na wysokości około 1005 m n.p.m. oraz osadów morenowych występujących na przedpolu Tatr na zboczach dolin potoków rozcinających Rów Podtatrzański. Przyjęto, że osady te są najstarszymi utworami czwartorzędowymi odpowiadającymi osadom poziomemu Polany Rusinowej nad Doliną Białej Wody (Wójcik, 2008). Są to najwyżej morfologicznie położone utwory glacialne (1200–1240 m n.p.m.). W ich skład wchodzi głównie bloki granitowe o średnicy 0,8–1,0 m oraz gliny leżące na czerwonych zlepieńcach eoceńskich. Miąższość utworów morenowych wynosi średnio 2–3 m i nie przekracza 5 m. Omawiane osady są oddzielone wyraźnym załomem od niżej położonych utworów glacialnych, z których zbudowany jest tzw. poziom Hurkotnego. Jako oddzielny poziom lodowcowy (Polany Rusinowej) wyróżniali go także Baumgart-Kotarba i Kotarba (1997) i wiązali ich sedimentację ze zlodowaceniem Riss. Należy jednak przypuszczać, że są to utwory starsze. Korelacja omawianych osadów z poziomami rzeczno-lodowcowymi po stronie słowackiej pozwala sądzić, że mogą być starsze od zlodowacenia Mindel (południowopolskiego).

Osady tego wieku prawdopodobnie są najwyższym poziomem rzeczno-lodowcowym w Dolinie Białki. Na grzbiecie Jurgowskiej Równi, w szybiku pogłębionym w czasie wykonywania prac pod dokumentację zbiornika Jurgów, stwierdzono około 14-metrową warstwę głazów, żwirów, piasków i glin z rumoszami. Potwierdzają to m.in. badania Lindnera i innych (2008a, b) oraz Pliszczyńskiej (2012) wskazujące na duże nagromadzenia głazów w Dolinie Białki oraz znalezienie głazów pochodzenia glacialnego na zboczach Chowańcowego Wierchu na Słowacji.

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe (poziom Hurkotnego) tworzą wyraźny poziom akumulacyjny rozpościerający się od Polany Rusinowej (1205 m n.p.m.) poprzez Goły Wierch i Hurkotne, aż za skrzyżowanie im. Oswalda Balzera w Zakopanem, gdzie występują na wysokości około 1095 m n.p.m.

Utwory określane jako pokrywa (poziom) Hurkotnego przez Romera (1929) położone są około 200–250 m nad Doliną Białki. Pokrywa ta jest zbudowana z morenowych bloków granitowych o średniej średnicy od 1,5 do 2,5 m, maksymalnie do 3,5 m. Tkwią one w glinach piaszczystych z rumoszami skalnymi pochodzącymi z wietrzenia głazów granitowych.

Na północ od Polany Rusinowej, na zboczach Antka, występują bloki i głazy granitowe o średnicy do 3 m wskazujące na transfluencję lodowca do Doliny Filipka. Partsch (1923) i Klimaszewski (1988) uznali, że występujące na stokach Antka głazy granitowe znajdują się na wtórnym złożu. Miąższość utworów na Hurkotnym, na północ od Gołego Wierchu, od strony zachodniej można oszacować na większą od 5 m. Na powierzchni występują bloki granitowe o wymiarach od 2,0 m do 3,5–4,0 m i o mniejszych średnicach. Materiał ten miejscami jest mocno przemyty. Występują tam soczewki

piasków gruboziarnistych składających się z ziaren pochodzących z granitów. Klimaszewski (1988) zalicza te utwory do osadów morenowych leżących na powierzchni częściowego zrównania. Budują one wysoczyznę morenową położoną wysoko nad Doliną Białej Wody.

Wiek powstania osadów pokrywy Hurkotnego Martonne (1910–1911) wiązał z pliocenem. Partsch (1923) datował je na okres oziębienia Günz. Tokarski (1948) ze względu na silne zwietrzenie bloków granitowych, ich wielkość, małą ilość bloków kwarcytowych i położenie nad współczesnymi dnami dolin sugerował wiek preplejstoceni. Baumgart-Kotarba i Kotarba (1979, 1997) przyjmują jej wiek na Mindel–Riss, podobnie jak wcześniej Klimaszewski (1988), który powstanie tej pokrywy wiązał z okresem Riss lub ze starszym zlodowaceniem.

Utwory pokrywy Hurkotnego leżą nieco wyżej nad korytem Białki niż poziomy rzeczno-lodowcowe Chowańcowego Wierchu i Skoruśniaka (950–1040 m n.p.m.) po stronie słowackiej, które wiązane były przez Lukniša (1973) z okresami Donau–Mindel. Jeżeli przyjąć poprawność korelacji poziomu Hurkotnego z poziomem Chowańcowego Wierchu i Skoruśniaka, to utwory glacialne nie są młodsze od zlodowacenia Mindel, a prawdopodobnie starsze.

Przy zachodniej granicy terenu arkusza, na zachód od Toporowej Cyrli, występuje pojedyncze stanowisko zawierające bloki i głazy granitowe. Prawdopodobnie z omawianym piętrzem plejstocenu można powiązać występowanie głazów granitowych poniżej wylotu Olczyskiego Potoku z Tatr w rejonie Chabówki. Głazy granitowe stwierdzono także nad Kaplicą w Jaszczurówce oraz w rejonie Wyżnej Chabówki. Można je określić jako rezydium utworów morenowych starszych od zlodowaceń środkowopolskich. W profilu podłużnym dolin znajdują się one znacznie wyżej niż utwory morenowe występujące w Dolinie Olczyskiej.

Izolowana pokrywa bloków i głazów występuje na grzbiecie Olczańskiego Wierchu. Utwory położone są około 150 m nad doliną Porońca. Cała powierzchnia grzbietu pokryta jest glinami, a silnie zwietrzałe granity występują na powierzchni sporadycznie. Może to świadczyć o antropogenicznym wybraniu materiału, lub/i o wodnolodowcowym pochodzeniu tej pokrywy, a przynajmniej stropowej jej części. Silnie zwietrzałe otoczaki granitowe tkwią w glinach piaszczystych. Ich średnica jest niewielka i wynosi około 10 cm.

Mięszość utworów lodowcowych w rejonie Olczańskiego Wierchu można szacować na 3–4 m. Na jego północnych zboczach oraz na północ od niego występują gliniaste osady deluwialne zawierające silnie zwietrzałe granity. Prawdopodobnie są to rezydua omawianej pokrywy o niewielkiej mięszości 0,0–1,5 m. Według Klimaszewskiego (1988) są to utwory morenowe leżące na powierzchni zrównania. Datowania TL wykonane na tym terenie wskazują, że utwory te powstały prawdopodobnie podczas zlodowacenia Mindel (Lindner i in., 1993).

Głazy, żwiry, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe występują jako najwyższy poziom osadów rzeczno-lodowcowych wykształcony w Dolinie Białej Wody oraz na przedpolu Doliny Suchej Wody w dorzeczu Porońca, w części podhalańskiej terenu arkusza. Nie jest wykluczone, że utwory te można wiązać z poziomem Olczańskiego Wierchu

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe (poziom Herbika) występują jako odrębny poziom lodowcowy nad Doliną Białki, poniżej starszych poziomów lodowcowych, w formie wałów morenowych o różnym stopniu zachowania, powyżej wysokości 1070–1080 m n.p.m. W ich budowie główny udział mają bloki granitowe oraz gliny i gliny piaszczyste z drobnookruchowymi żwirami i głazikami. Bloki mają średnicę od 1,5 do 2,0 m. Na południe od Potoku Waksmundzkiego, na Polanie pod Wołoszynem, na utwory glacialne nałożone są osady młodszego wału morenowego, prawdopodobnie starego lodowca gruzowego. Płat osadów morenowych zachował się też na północ od Łysej Skalki powyżej drogi im. Oswalda Balzera. Dalej ku północy występuje strefa nagromadzenia głazów granitowych skupionych na wysokości 980–1020 m i ciągnących się wzdłuż Doliny Białki. Nie można wykluczyć, że część bloków znajdujących się w tym poziomie może być na wtórnym złożu i może pochodzić z pokrywy Hurkotnego.

Omawiane osady są najwyższym zachowanym poziomem lodowcowym na dziale wodnym między Doliną Suchej Wody a Doliną Olczyską. Na grzbiecie Herbika (skąd nazwa) są to bloki granitowe oraz gliny i gliny piaszczyste z drobnookruchowymi żwirami, zarówno moren bocznych, jak i moren dennej. Głazy mają różny stopień zwietrzenia, a maksymalna ich średnica dochodzi do 3 m. Na grzbiecie Herbika występują one również jako wały morenowe na wysokości 1400–1500 m n.p.m. Pomiędzy nimi znajdują się obniżenia i zagłębienia zajęte przez młodsze osady. Od niżej leżących utworów oddzielone są stokiem będącym fragmentem starego żłobu lodowcowego. Ich miąższość oszacowano na ponad 5 m. W skarpie i rynn timer spływu gruzowego nad Doliną Olczyską, w stromej ścianie, zaobserwowano 3-metrową warstwę glin lodowcowych z głazikami i żwirami.

Z grzbietu Herbika w dwu miejscach miała miejsce transfluencja lodowca do Doliny Olczyskiej. W jej dnie utwory morenowe z wyraźnymi wielkimi blokami są lokalnie nadbudowane pokrywami soliflukcyjnymi. Problem wieku tego poziomu jest dyskusyjny. Dotychczas osady te zaliczano do zlodowaceń środkowopolskich. Znaczne powierzchnie osady omawianego poziomu zajmują w strefie działu wodnego między Doliną Suchej Wody i Doliną Pańszczycy oraz wzdłuż zachodniego obrzeżenia Doliny Pańszczycy – od Czerwonych Brzezków po Kobylę, gdzie w dwu miejscach nastąpiła transfluencja lodowca do doliny Skalnite. Utwory morenowe od grzbietu Herbika kontynuują się ku północy wzdłuż Chłabowskiego Potoku. Osady morenowe odsłaniające się w rejonie Toporowej Cyrhli zaliczane do zlodowaceń środkowopolskich są starsze. Datowano je metodą TL (Lindner i in., 1993) na 398–418 ka BP.

Przyjęto ich młodszy wiek, gdyż trudno jest je oddzielić od osadów morenowych poziomu Herbika. Podobnego typu utwory występują na wschód i północ od leśniczówki Brzeziny i zostały powiązane ze zlodowaceniem Odry (263 ka BP – Lindner i in., 1993).

Płat utworów morenowych stwierdzono także po prawej stronie Chłabowskiego Potoku, poniżej drogi Zakopane–Morskie Oko. Są to gliny ze żwirami, blokami i głazami granitowymi i wapienymi. Występowanie w tym miejscu utworów lodowcowych można tłumaczyć szarżą lodowca w czasie zlodowaceń środkowopolskich.

W północno-zachodniej części terenu arkusza z utworów lodowcowych zbudowany jest wyraźny poziom akumulacyjny rozpościerający się w Dolinie Suchej Wody na zachód od rzeki, od Capówki po Poronin oraz w dolinie Porońca. Rozcięty jest on rynną erozyjną utworzoną przez wody fluwio-glacialne (prawdopodobnie z okresu zlodowacenia Mindel). Poziom ten występuje również na wypłaszczonej grzbiecie ciągnącym się od Hrubego Wyżnego przez Wyskówki do Jesionówki. Rezydualne otoczaki granitów (o średnicy 5–15 cm) znajdują się także w Zoniówce. Utwory te również korelowane są z morenowym poziomem Herbika. Poziom ten odróżnia się od poziomu Hurkotnego występowaniem na powierzchni otoczków granitowych o mniejszym stopniu zwieterzenia. Ich średnica to średnio około 10–20 cm, tylko w rejonie Lichajówki i Poronina około 0,5–0,8 m. Miąższość tych utworów waha się w przedziale 0,5–10,0 m. Petrograficznie zawierają one dużo granitów Tatr Wysokich. Datowania TL wykonane na tym terenie z osadów z tych pokryw wskazują na powstanie ich prawdopodobnie podczas zlodowacenia Riss I (Lindner i in., 1993).

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe (poziom Kotlinowego Wierchu) występują jako wyraźnie odróżniający się poziom morenowy, położony po lewej stronie Doliny Suchej Wody, w rejonie Kotlinowego Wierchu. Zaznaczają się tam wyraźne ciągi grzbietów morenowych dokumentujące oddzielny etap postępu lodowca Suchej Wody podczas deglacjacji obszaru, jaki miał miejsce po osadzeniu się pokrywy morenowej Herbika i przed utworzeniem wałów morenowych znajdujących się w rejonie Toporowych Stawów.

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe (45,0–60,0 m n.p. rzeki). Utwory te występują w północnej części obszaru arkusza, głównie w Dolinie Białki oraz na zachód i południe od potoku Suchej Wody i Porońca jako wyraźny poziom erozyjno-akumulacyjny o wysokości 45–60 m, rozcinający poziom Herbika. Na odcinku od Capówki do Lichajówki jest to poziom erozyjny. Jego przejawem jest rynna wyerodowana w pokrywach lodowcowych poziomu Herbika. Dalej na północy, od Lichajówki do Poronina, jest to poziom akumulacyjny znajdujący się 12–25 m n.p. rzeki. W tym rejonie występują pokrywy osadów fluwio-glacialnych. Są to zwieterzałe otoczaki granitowe oraz gliny i gliny piaszczyste z drobnookruchowymi żwirami. Ich miąższość

waha się w przedziale 0,5–5,0 m. Otoczaki mają średnicę od 0,1 do 0,2 m i mniejszą. Wiek omawianych osadów autorzy ustalili na Mindel, lecz może on być również związany z wodami roztopowymi młodszych zlodowaceń (Riss).

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe (30,0–40,0 m n.p. rzeki). Utwory te występują na wschód od leśniczówki Brzeziny. Przykryte są utworami stożka fluwioglacjalnego z ostatniego piętra zimnego. W budowie omawianej pokrywy glacialnej duży udział mają gliny zawierające obtoczone i słabo obtoczone żwiry, głazy granitowe i wapienne. W płytkich wkopach stwierdzono obok glin morenowych występowanie żwirów z głazikami i piaskami, które są prawdopodobnie utworami fluwioglacjalnymi wypełniającymi rynny wycięte w glinach morenowych w czasie regresji lodowca. Być może odpowiadają one osadom Kotlinowego Wierchu.

Nad Doliną Białki, po obu jej stronach, oraz po wschodniej stronie Jaworzynki, poniżej poziomu Herbika znajduje się wyraźny taras zbudowany z glin, piasków i żwirów, miejscami grubookruchowych. Otoczaki to głównie dobrze obtoczone i słabo zwietrzałe granity tatrzańskie. Na podstawie położenia hipsometrycznego osadom tym przypisano wiek Riss.

Zlodowacenia północnopolskie

Głazy, rumosze skalne, żwiry, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe występują wzdłuż Doliny Suchej Wody i Doliny Pańszczycy. Na powierzchni wyżej wymienionych osadów widoczne są wyraźne ślady rynien powstałych po ich akumulacji. Utwory te są rozcięte przez Pańszczyczycki Potok i potok Sucha Woda. Osadziły się one w czasie recesji lodowców, najprawdopodobniej w późnym glacialu. W miarę oddalania się od wałów moren Toporowych Stawków zmniejsza się średnica głazów i rumoszy.

W Dolinie Białej Wody omawiane osady tworzą duży stożek rzeczno-lodowcowy o nierównej powierzchni, porożcinany różnowiekowymi rynnami i z zachowanymi wałami przykorytowymi. Wiek stożka Klimaszewski (1988) wiązał ze schyłkiem ostatniego zlodowacenia. W rejonie Łysej Polany jest to poziom znajdujący się około 15 m nad współczesnym korytem Białki, kontynuujący się wzdłuż doliny tej rzeki.

Bloki, głazy, rumosze skalne i gliny lodowcowe są związane z najmłodszym okresem lodowcowym w Tatrach, z pleniglacialnym maksymalnym rozprzestrzenieniem lodowców (LGM). Zbudowane są z nich trzy wały moren końcowych wyznaczające maksymalny zasięg lodowca w dolinie w Dolinie Białki w rejonie Łysej Polany. Bloki skalne mają różne rozmiary. Największy z głazów granitowych o średnicy do 15 m stwierdzono po lewej stronie Doliny Białki, między Doliną Waksmundzką a Łysą Polaną.

Omawiane osady występują też w Dolinie Suchej Wody i w Dolinie Pańszczy, tworząc na znacznym obszarze zwartą pokrywę morenową. W północnej części terenu arkusza bardzo dobrze zachowane formy akumulacyjne rzeźby glacialnej w postaci grzbietów morenowych reprezentują przypuszczalnie najmłodszy etap ostatniego zlodowacenia – stadiał Białki zlodowacenia Würm (Lindner, 1994). Ciągi grzbietów moren czołowych i bocznych oraz liczne zgłębienia wytopiskowe i moreny martwego lodu zachowane po wewnętrznej stronie łuków morenowych pozwalają, po przeprowadzeniu analizy geomorfologicznej, wyznaczyć kolejne etapy formowania czoła lodowca Suchej Wody oraz czoła lodowca Pańszczy podczas ich recesji, a tym samym odtworzyć przebieg ostatniej deglacjacji obszaru. Problem stanowi jednak przyporządkowanie określonych grzbietów właściwym etapom recesji, na co wskazuje kilka różnych obrazów paleogeomorfologicznych stworzonych m.in. przez Halickiego (1951), Baumgart-Kotarbę i Kotarbę (2001) oraz Derkacz (2004, 2005). Różnice wynikają z przeprowadzenia odmiennych rekonstrukcji ciągów grzbietów morenowych na podstawie wykonanych analiz geomorfologicznych.

W zachodniej części doliny, powyżej ujścia Pańszczyckiego Potoku, znajduje się wyraźny wał moreny bocznej o wysokości do 1,5–2,0 m, oddzielający omawiane utwory od starszych. Na podobnej wysokości stwierdzono także wały morenowe po prawej stronie doliny, powyżej Wyżnej Sztolni. Podobnie wykształcone są utwory morenowe w Dolinie Pańszczy, przy czym występuje tam wiele mniejszych wałów, być może z późnego glaciału, a związanych z recesją lodowca Pańszczy.

W rejonie Toporowych Stawków występuje najlepiej wykształcony zespół amfiteatralnie ułożonych wałów moren czołowych. Miąższość osadów morenowych w tym rejonie wynosi 20, a nawet 30 m, co zostało potwierdzone sondowaniami geofizycznymi. Wały morenowe wyznaczają maksymalny zasięg lodowca w czasie ostatniego piętra zimnego lodowca Suchej Wody w młodszym pleniglacie, określane przez Baumgart-Kotarbę i Kotarbę (2001) jako WB1. Zbudowane są one z glin piaszczystych zawierających żwiry, bloki i gązdy, głównie granitowe. W profilu pionowym wałów morenowych da się zauważyć słaba stratyfikacja związana z różną zawartością bloków i gązów w glinach piaszczystych.

W osadach morenowych bloki skalne i rumosze skalne mają różne rozmiary. Średnica największych bloków budujących moreny czołowe Toporowych Stawów, które widoczne są w licznych odsłonięciach wzdłuż potoku Sucha Woda, dochodzą do kilku metrów.

Analiza składu petrograficznego osadów moren czołowych w północnej części Doliny Suchej Wody wykazała, że największy procentowy udział w budowie tych form mają skały krystaliczne (71–95%), zdecydowanie mniejszy mają piaskowce i piaskowce kwarcowe (5–25%), natomiast najmniejszy – skały wapienne (0–7%). Odzwierciedla to budowę Tatr na obszarze alimentacyjnym lodowca (Derkacz, 2005a, b).

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe stanowiące najmłodsze wypełnienia dolin tatrzańskich oraz osady morenowe od starszych osadów morenowych odróżnić można dzięki występowaniu wyraźnych wałów moren czołowych odcinających je od nich. Występują one w górnych odcinkach wszystkich dolin tatrzańskich w obrębie obszaru arkusza, a ich powstanie związane jest z późnym glaciałem.

Głazy, żwiry, piaski i mułki rzeczno-lodowcowe (12,0–15,0 m n.p. rzeki) (pokrywy) występują głównie w dolinach rzek i potoków przepływających przez teren arkusza, w postaci tarasów akumulacyjnych i erozyjno-akumulacyjnych na cokołach skalnych.

Głazy, żwiry, piaski i mułki rzeczno-lodowcowe (6,0–8,0 m n. p. rzeki) zostały wyróżnione w dolinach, w których nie było lodowców w czasie ostatniego piętra zimnego. Zajmują one stosunkowo małe obszary. Najczęściej na ich powierzchnię w strefach przyzboczowych wkraczają gliny deluwialno-soliflukcyjne.

b. Plejstocen–holocen

Zlodowacenia północnopolskie–holocen

Głazy, rumosze skalne oraz mułki i gliny deluwialno-soliflukcyjne występują przeważnie w dolnych częściach stoków. Są to głównie gliny zawierające ostrokrawędzisty (nieobtoczony) rumosz skalny różnych rozmiarów. Przeważnie nadbudowują osady plejstoceńskich tarasów rzeczno-lodowcowych, a miejscami wkraczają na obszar występowania osadów glacialnych. Znaczne powierzchnie utwory te zajmują wzdłuż Doliny Filipczańskiego Potoku. W dolnej części profilu omawianych osadów przeważają rumosze skalne, w których ku górze zmniejsza się wielkość okruchów, a wzrasta udział frakcji drobniejszej. Większe głaziki skierowane są dłuższą osią w kierunku stoku. Genetycznie są one związane z procesami soliflukcji przy udziale spłukiwania i spelzywania.

Bloki, głazy i rumosze skalne peryglacialne lodowców gruzowych. Reliktowe jęzory lodowców gruzowych zbudowane są z bloków skalnych, głazów i rumoszy skalnych przemieszczanych przy pomocy lodu w masie lodowo-gruzowej, w późnym glacie i na początku holocenu. Jako formy geomorfologiczne były w Tatrach badane i zaznaczone na mapach od końca lat 70. (Nemčok, 1982; Kotarba, 1986, 1991–1992, 2006, 2007).

Głazy i rumosze skalne moren niwalnych występują jako charakterystyczne, lobowate nagromadzenia mas skalnych, oderwanych ze ścian i stoków skalnych, przemieszczanych po pokrywie śnieżnej w zimie i gromadzonych u podnóża stożków i hałd usypiskowych i usypiskowo-

-napływowych. Największe z nich występują pod Miedzianem w Dolinie Pięciu Stawów Polskich. Mniejsze nagromadzenia osadów tego typu występują powszechnie na terenie arkusza.

Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe najmłodszych pokryw zostały złożone w okresie wczesnoholoceńskich oscylacji lodowców. Zaznaczają się one w Alpach jako oscylacje (Schlaten i Venediger – Baumgart-Kotarba, Kotarba, 1997, 2001). Są to osady lodowcowe występujące w najwyższych kotłach lodowcowych dolin Rybiego Potoku i Suchej Wody.

Głazy i rumosze skalne gromadzące się u wylotu długich żlebów wyciętych na ścianach i stokach skalnych tworzą stożki usypiskowo-napływowe (piargi). Na ich powierzchniach występują rynny znaczące przebieg spływów gruzowych i gruzowo-błotnych (z miejsc znajdujących się wyżej) odbywających się w okresach występowania gwałtownych i wysokich (pod względem sumy) opadów atmosferycznych. Na największych stożkach usypiskowo-napływowych występują liczne generacje rynien. Okresem największej aktywności spływów była w Tatrach mała epoka lodowa (MEL – Kotarba, 2004).

Jeden z takich stożków znajduje się na terenie Polany pod Wołoszynem, gdzie występuje zagłębienie wypełnione osadami organicznymi. Wiek próbki z torfów określony metodą ^{14}C wynosi $29 \pm 2,4$ ka BP (GdS-1926).

Głazy i rumosze skalne stożków usypiskowych (piargi) występują w wysokogórskiej części obszaru arkusza. Są to głazy i osady rumoszy nieobtoczone i słabo obtoczone, przemieszczane w większości w wyniku obrywania. Tworzą one szerokie i stosunkowo strome stożki lub nagromadzenia w postaci hałd usypiskowych o nachyleniach od ponad 10° do ponad 40° . Przebieg profili podłużnych i charakter ułożenia materiału w ich obrębie jest rezultatem nakładających się na siebie procesów grawitacyjnych powodujących segregację materiału oraz spływów gruzowych i gruntowych lawin śnieżnych zaburzających te procesy (Gawlik, 1962; Musielewicz, 1980; Kotarba, Pech, 2002; Gądek i in., 2010).

Na podstawie jakościowej i ilościowej analizy materiału skalnego nagromadzonego w dnach dolin i cyrków lodowcowych (stożków i hałd usypiskowych) Lukniš (1968a, b) oszacował obniżenie grzbietów krystalicznych Tatr Wysokich na około 5 m w okresie ostatnich 10–12 tysięcy lat.

Bloki, głazy, rumosze skalne oraz gliny z rumoszami skalnymi koluwalne występują głównie w północnej części obszaru arkusza na terenie Rowu Podtatrzańskiego, gdzie ich występowanie jest predysponowane budową geologiczną (łupki i piaskowce – warstw zakościańskich i chochołowskich) i rzeźbą obszaru (strome i głębokie doliny). Największe powierzchniowo osuwiska występują w okolicy Bukowiny Tatrzańskiej (np. „Karpenciny” – Boretti-Szumańska, 1960; Bober, 1971), a mniejsze – też w reglowej części Tatr, ale tam ich obecność związana jest z warstwami

ilastymi podścielającymi wapienie i dolomity. W większości są to osuwiska skalno-zwietrzelinowe, strukturalne, obejmujące skały podłoża i utwory pokrywowe. Jedną z głównych przyczyn powstania osuwisk, oprócz ekstremalnie wysokich opadów atmosferycznych, na tym terenie mogły być trzęsienia ziemi, które wystąpiły w czasach historycznych w latach: 1662, 1840, 1901, a ich intensywność przekraczała 7° w skali MCS². Z niektórymi z tych trzęsień ziemi związane są też obrywy mas skalnych.

Głazy, żwiry, piaski i mułki stożków napływowych występują u wylotu dolinek bocznych dopływów do potoków spływających dolinami walnymi – Białki i Sucheje Wody. Duży udział w ich budowie mają piaski i mułki. Materiał budujący stożki jest słabo obtoczony – zwykle ostrokrawędzisty i źle wysortowany.

c. Holocen

Głazy, żwiry, piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 3,5–6,0 m n.p. rzeki zajmują główną część den dolin Białki i Filipczańskiego Potoku oraz występują w dnach potoków rozcinających fliszowe podłoże Rowu Podtatrzańskiego. Tarasy te zostały utworzone w holoceenie, a na ich powierzchniach widoczne są ślady starszych koryt rzecznych, miejscami wypełnionych namułami torfiastymi i torfami. Powierzchnia tarasów lokalnie jest nadbudowana przez osady stożków napływowych sypanych u wylotu dolin bocznych dopływów.

Głazy, żwiry, piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 0,5–3,0 m n.p. rzeki i kamieńców budują najniższy poziom tarasowy towarzyszący korytom wszystkich rzek i potoków przepływających przez obszar arkusza. Materiał, z którego zbudowany jest ten poziom jest zróżnicowany pod względem uziarnienia, słabo wysortowany, o różnym stopniu obtoczenia. Jego znaczna część pochodzi z rozmywania utworów glacialnych i rzeczno-lodowcowych położonych wyżej.

Martwica wapienna występuje na obszarze Rowu Podtatrzańskiego i w Tatrach, cementując materiał usypywany w stożkach usypiskowych. Na obszarze Rowu Podtatrzańskiego wystąpienia martwicowych utworów wapiennych w postaci polew lub wypełnień w skałach podłoża znajdują się w strefach linii tektonicznych, znacząc ich przebieg. Wystąpienia na stożkach usypiskowych w tatrzańskej części obszaru arkusza są z reguły małe i nie da się ich przedstawić na mapie ze względu na jej skalę.

Torfy i namuły torfiaste na terenie arkusza występują w obrębie zagłębień między-morenowych, zagłębień morenowych i zagłębień starorzeczy rzek i potoków oraz na terenie występują-

² Skala MCS – 12-stopniowa skala Mercallego–Cancaniego–Siekięrga stosowana przy określaniu intensywności wstrząsów i w opisie skutków trzęsienia ziemi.

cych tam osuwisk – w zagłębieniach pod skarpą główną lub zagłębieniach na jezorach osuwiskowych. Zajmują one stosunkowo niewielkie powierzchnie, a ich miąższość z reguły nie przekracza 1,5 m.

W Dolinie Suchej Wody osady te wypełniają płytkie zagłębienia o różnej genezie (w tym zagłębienia wytopiskowe) (Derkacz, 2006). Są one pozostałością po bryłach martwego lodu, chociaż część z nich mogła powstać w zagłębieniach krasowych. Zagłębienia wytopiskowe znaczą zasięg czoła lodowca podczas jego kolejnych postojów. Część z nich wypełniona jest wodą, część jest już zupełnie sucha, a część wypełniają torfy z bogatą roślinnością typu mchów i paproci oraz glazy. W niektórych przypadkach można przypuszczać, że im większe jest zagłębienie i im świeższy jest stan jego zachowania, tym większa była bryła martwego lodu, która uległa stopieniu i tym dłuższy był czas jej wytapiania. Szczegółowo zostały rozpoznane profile osadów Wyżnego Toporowego Stawku oraz profile osadów w zagłębieniach u podnóża południowego stoku Kotlinowego Wierchu przez Granoszewskiego (Granoszewski, Wójcik, 2007), a także profile torfowisk na jezorach osuwiskowych.

B. TEKTONIKA

Tatry są najwyższym, a zarazem najbardziej wysuniętym na północ masywem górskim Karpat wewnętrznych. W masywie tym widoczny jest przedmezozoiczny trzon krystaliczny, okolony skałami mezozoicznymi autochtonicznymi, paraautochtonicznymi lub nasuniętymi (płaszczowinami).

Struktura tatrzańska należy do systemu łańcuchów alpejsko-karpackich wywodzących się z Tetydy. Badania wieku bezwzględnego metodami geochronologicznymi wykazały kaledońskie lub wczesnowaryscyjskie tektoniczno-termalne zdarzenie około 400–420 mln lat temu (Burchart, 1968). Wiek intruzji granitoidów mieści się w przedziale 365–315 mln lat.

Na obszarze arkusza Tatry Wysokie metamorfity waryscyjskie występują wyłącznie w spągowych częściach płaszczowiny Giewontu. Są to gnejsy i łupki krystaliczne (niewielkie odsłonięcie pod Uhrociem Kasprowym).

Na obszarze arkusza Tatry Wysokie znajdują się następujące główne jednostki strukturalne, począwszy od najstarszych:

- granitoidowy masyw krystaliczny waryscyjski (dewon–karbon),
- osady mezozoiczne znajdujące się obecnie na trzonie krystalicznym, które powstawały w basenach Tatrikum, Fatrikum i Hronikum (Andrusov, 1958). Strefa paleogeograficzna Tatrikum, reprezentowana przez sekwencje wierchowe (autochtoniczne i nasunięte) zajmowała położenie najbardziej północne, a na południe od niej położona była strefa Fatrikum, skąd wywodzi się płasz-

czowina regłowa dolna – kriżniańska. Jeszcze dalej na południu, w strefie Hronikum tworzyły się osady ukształtowane następnie w płaszczowinę choczańską.

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

Na obszarze arkusza Tatry Wysokie nie występują osady należące do płaszczowiny choczańskiej (Hronikum).

TEKTONIKA SKAŁ KRYSTALICZNYCH

Przegląd wyników starszych badań geochronologicznych skał krystalicznych Tatr przedstawia Burchart (1968, 1979). Wiek granitoidów Tatr Wysokich określono metodą U-Pb na pojedynczych ziarnach cyrkonów na około 315 mln lat (Poller, Todt, 2000). Datowania metodą SHRIMP (Kohút, Siman, 2011) wskazują na wiek 370–344 mln lat z dominacją w przedziale 365–353 mln lat, a oznaczenia metodą CHIME (Finger i in., 2000) na monacytach z dwu próbek na 319–317 mln lat. Przeprowadzane także były datowania metodą K-Ar mik z granitów i pegmatytów obszaru Tatr Wysokich (Hałas i in., 2003; Jacher-Śliwczyńska i in., 2004; Michalik, 2004). Uzyskany wiek dla muskowitów to 325, 341 i 342 mln lat (Jacher-Śliwczyńska i in., 2004), a dla biotytów – 337, 311, 328, 347, 334, 348 i 311 mln lat (Hałas i in., 2003; Jacher-Śliwczyńska i in., 2004). Wyniki te można uznać za wiek stygnięcia granitu, ale należy też pamiętać, że z pewnością miały na nie wpływ procesy hydrotermalne.

W obrębie granitoidów widoczne są ślady różnych zjawisk tektonicznych i deformacji. Rabowski (1938) zwraca uwagę na możliwą poligeniczność ciosu. Michalik (1952), analizując występowanie i zróżnicowanie przemian hydrotermalnych związanych z płaszczyznami ciosowymi, określa czasowe następstwo rozwoju tych zjawisk. Grochocka-Piotrowska (1970) podkreśla związek między systemem ciosu a rozwojem uskoku w obrębie granitoidów. Uskoki te (zwłaszcza pionowe) mogły doprowadzić do powstania elewacji i depresji w obrębie granitoidów (Piotrowska, 1996). Spośród licznych stref uskokuw Piotrowska (1997) wyróżniła m.in. nasunięcie Kazalnicy. Jaroszewski (1985), interpretując tekstury kierunkowe w granitoidach (foliacja kwarcowo-skaleniuowo-biotytowa) jako fluidalne, wprowadza termin cios magmowo-tektoniczny. Piotrowska (1996), uznając, że rola zjawisk magmowych była podrzędna w stosunku do czynników tektonicznych, sugeruje, że bardziej właściwy jest termin cios tekto-magmowy.

W pracach Jurewicz i współpracowników (Jurewicz, 2002, 2005, 2006a, b, 2007; Jurewicz, Koźłowski, 2003; Jurewicz, Bagiński, 2005) znajdują się liczne informacje na temat rozwoju stref tektonicznych, chronologii wydarzeń oraz warunków deformacji.

Wystąpienia pseudotachylitów dokumentujących etapy kruszenia skał granitowych opisali: Gawęda i Piwkowski (2000), Kohút i Sherlock (2002), Petřík i inni (2003) oraz Gawęda (2004).

Autochton i płaszczowiny wierchowe

Bezpośrednio na granitoidach lub/i metamorfitech spoczywają w kontakcie sedymentacyjnym osady triasu dolnego. Należą one do autochtonu, na który nasunięte są płaszczowiny wierchowe i reglowe (tabl. III). W polskiej części Tatr wyróżnia się dwie płaszczowiny wierchowe – Czerwonych Wierchów i Giewontu (Kotański, 1961, 1971).

Płaszczowina Czerwonych Wierchów jest płaszczowiną z odkłucia, które nastąpiło w łupkowych utworach olenku. Składa się ona z łuski Żdziarów i łuski Organów (Bac, Grochocka, 1965). Płaszczowina Giewontu jest płaszczowiną ze ścinania, której inicjalna powierzchnia ścięcia objęła utwory krystaliczne. Utwory te tworzą obecnie czapki tektoniczne na szczytach Czerwonych Wierchów. Są to: czapka Twardego Upłazu, czapka Małołączniaka i czapka Kopy Kondrackiej. Płaszczowina Giewontu składa się z części krystalicznej zwanej dawniej przez petrografów (przed wprowadzeniem przez Lugeona w 1903 teorii płaszczowinowej) wyspą krystaliczną Goryczkowej oraz leżącej ponad krystalinikiem pokrywy osadowej (osady od triasu do kredy). Ku północy płaszczowina ścięcia spągowego płaszczowiny Giewontu spłyca się coraz bardziej i przecina coraz to młodsze utwory omawianej pokrywy osadowej, do kredy włącznie. W procesach nasuwczych powstały mniejsze elementy strukturalne – łuski (parautochtoniczne fałdy synklinalne – Kotański, 1961, 1971), z których największe to łuska Stołów pod Ciemniakiem (fałd synklinalny) i łuska Kominiarskiego Wierchu (fałd synklinalny Kominów Dudowych). Również dwie główne jednostki płaszczowiny Czerwonych Wierchów – łuska Żdziarów i łuska Organów uzyskały budowę synklinalną. Istnienie otwartych ku północy, podzieranych od południa fałdów synklinalnych, jest najważniejszym dowodem na to, że ruchy płaszczowinowe w Tatrach miały kierunek północny. W wyniku tworzenia się fałdów synklinalnych doszło do odwróconego położenia warstw, powszechnego w masywie Czerwonych Wierchów, widocznego również i w innych częściach Tatr.

Na obszarze arkusza Tatry Wysokie, na zerodowanych granitoidach, spoczywają w kontakcie sedymentacyjnym piaskowce kwarcowe triasu dolnego ciągnące się na północnych zboczach Skrajnej Turni przez Żółtą Turnię, Koszystą do Wołoszyna. W zachodniej części obszaru arkusza, w Dolinie Stawów Gąsienicowych, znajduje się strefa silnie zredukowanych i złuskowanych fragmentów płaszczowiny Czerwonych Wierchów, złuskowanych prawdopodobnie wraz z pakietami autochtonu. Strefa ta ciągnie się z Doliny Cichej przez Przełęcz Liliowe do Doliny Stawów Gąsienicowych. Na tę strefę nasunięta jest płaszczowina Giewontu, której najniższa część to skały krystaliczne z leżącą na nich sekwencją osadową od triasu dolnego do albu. Silnie zredukowane

fragmenty osadów triasu płaszczowiny Giewontu występują równoleżnikowym pasem ponad piaskowcami kwarcowymi autochtonu. Wyżej nad płaszczowiną Giewontu znajduje się płaszczowina kriżniańska (regłowa dolna) podzielona na tym terenie na płaszczowiny cząstkowe i łuski (Guzik, Kotański, 1963a, b). W najniższym położeniu znajduje się płaszczowina cząstkowa Suchego Wierchu–Hawrania. W jej północnej części występuje strefa łusek Czerwonej Przełęczy (Guzik, Kotański, 1963a, b). Płaszczowina cząstkowa Suchego Wierchu–Hawrania spoczywa na płaszczowinie Giewontu lub na osadach triasu dolnego (autochtonu). Nad nią znajduje się łuska Kop Sołtysich–Siodła. Na łuskę tę nasunięta jest płaszczowina cząstkowa Gęsiej Szyi–Jaworzyny Rusinowej składająca się z dwóch łusek: niższej – Jaworzyny Rusinowej i wyższej – Gęsiej Szyi. Najwyżej położoną jednostką strukturalną na obszarze arkusza Tatry Wysokie jest płaszczowina cząstkowa Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu i niewielkie jednostki określone jako łuski z Wiktorówek. W łusce Kop Sołtysich–Siodła warstwy znajdują się w położeniu odwróconym.

Płaszczowina regłowa dolna (płaszczowina kriżniańska)

Utwory mezozoiczne należące do płaszczowiny regłowej dolnej (kriżniańskiej) tworzą na północnych zboczach Tatr Wysokich dosyć szerokie i skomplikowane w swej strukturze pasmo. Pierwotna płaszczowina kriżniańska w procesach nasuwania zróżnicowana została na mniejsze jednostki – płaszczowiny cząstkowe i łuski. Różnią się one od siebie odmiennym wykształceniem zespołów litologicznych. Wyróżniono dwie sekwencje: typu Bobrowca i typu Suchego Wierchu–Hawrania (Iwanow, 1973; Iwanow w: Lefeld i in., 1985).

Do sekwencji typu Bobrowca na obszarze omawianego arkusza należą łuska Gęsiej Szyi i łuska Jaworzyny Rusinowej tworzące płaszczowinę cząstkową Gęsiej Szyi–Jaworzyny Rusinowej.

Ponad płaszczowiną cząstkową Suchego Wierchu–Hawrania leży łuska Kop Sołtysich–Siodła zbudowana z utworów jurajsko-kredowych. Warstwy zapadają w niej głównie ku południowemu zachodowi. W superpozycji do omówionych wyżej łusek i płaszczowiny cząstkowej Suchego Wierchu–Hawrania znajduje się płaszczowina cząstkowa Gęsiej Szyi–Jaworzyny Rusinowej budująca wschodnie i południowo-wschodnie zbocza grzbietu Gęsiej Szyi. Wyżej znajduje się płaszczowina cząstkowa Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu, a jeszcze wyżej leżą kolejno na sobie trzy małe łuski: łuska Śpiwłowego Zrębu, łuska Wojskowego Zrębu oraz najwyżej łuska Złotego Potoku.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

SKAŁY KRYSTALICZNE

Skały typu granitoidów w Karpatach Zachodnich są efektem długotrwałych procesów zachodzących podczas orogenezy waryscyjskiej w warunkach tektoniki kolizyjnej z przejściem do delaminacji litosfery, pokolizyjnego wypiętrzenia i warunków ekstensyjnych (Petrík i in., 1994; Petrík, Kohút, 1997; Broska, Uher, 2001; Gawęda i in., 2005; Gawęda, 2009).

Charakterystyka geochemiczna granitoidów Tatr Wysokich wskazuje, że magma była generowana w środowiskach łuków wulkanicznych i/lub w strefach kolizyjnych (np. Degenhardt i in., 1996; Gawęda, 2007). Gawęda (2007, 2009) podkreśla znaczenie procesów związanych z mechanizmem oderwania płyty litosferycznej w środowisku subdukcyjnym. Kohút i Janák (1994) stwierdzają, że umiejscowienie magmy miało miejsce na głębokości 18–22 km.

Podczas orogenezy waryscyjskiej nastąpiły dwa etapy deformacji skał – pierwszy związany z ruchami nasuwczymi, w warunkach podatnych, w kierunku południowo-wschodnim i kolejny związany z procesami zachodnio-wschodniej ekstensji (Janák i in., 1993, 2001; Janák, 1994; Kohút, Janák, 1994). Po etapie ruchów wynoszących, kończących orogenezę waryscyjską, nastąpiła intensywna denudacja obszaru (tab. 1). Wynoszony z wyższych partii terenu materiał terygeniczny był deponowany w postaci osadów „werrukana”. Również te pokrywy zostały usunięte, a jedyny ich ślad pozostał

Tabela 1

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA
Skały krystaliczne

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
Perm					Denudacja, utworzenie penepłeny przedtriasowej Wyniesienie powaryscyjskie
Karbon–kreda				Mylonity i kataklazyty — $_{my}C-Cr$	Metamorfizm
Karbon				Granity z pegmatytami i aplitami — $_{\gamma p}C$ Granity z kryształami różowych skaleni potasowych — $_{\gamma}C$ Granitoidy (granodioryty i tonality) równoziarniste, szare — $_{\gamma\delta\epsilon}C$	Intruzje granitoidów w czasie orogenezy waryscyjskiej Metamorfizm
Dewon–karbon				Gnejsy i łupki krystaliczne — $_gD-C$	Metamorfizm

po słowackiej stronie, w grani Jagnięcego Szczytu, gdzie na speneplenizowanym trzonie krystalicznym (Roniewicz, 1963, 1966) spoczywa, zachowany szczątkowo, permski zlepieniec koperszadzki (Passendorfer, 1957).

Deformacje związane z orogenezą alpejską zachodziły w warunkach kruchych (Janák, Kahan, 1996; Kohút, Janák, 1996), a wypiętrzanie rozpoczęło się około 70–50 mln lat temu z głębokości rzędu 10–11 km (225°C). Około 30–15 mln lat temu osiągnęło głębokość 5 km (100°C) (Kováč i in., 1994). Neogeńskie wypiętrzanie Tatr miało miejsce 15–10 mln lat temu (Burchart, 1972; Král, 1977; Kováč i in., 1994).

SKAŁY OSADOWE

Płaszczowiny wierchowe oraz reglowe powstały w kredzie górnej, w fazie medyterrańskiej–subhercyńskiej (Matějka, Andrusov, 1931; Birkenmajer, 1953, 1958; Andrusov, 1958; Kotański, 1961). Osady płaszczowin reglowych, znane z wierceń, sięgają pod fliszem podhalańskim aż do pienińskiego pasa skałkowego. Pierwotnie pokrywały ten pas, a nawet go przekraczały, jeszcze przed jego uformowaniem się w dzisiejszej postaci.

Osady paleogeńskie, zachowane dzisiaj na Podhalu i na północnych zboczach regli, przykrywały dawniej całe Tatry. Dane otrzymane metodą trakową (Burchart, 1972; Král, 1977) określają wiek wypiętrzenia postorogenicznego całego masywu tatrzańskiego na około 15–10 mln lat, a więc na miocen. Wypiętrzenie miało charakter rotacyjno-zawiasowy, a 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 osady fliszu podhalańskiego sięgają do głębokości 2000 m p.p.m.

Sekwencje wierchowe

Autochton i płaszczowiny wierchowe

W triasie dolnym po ruchach górotwórczych pfalckich na zrównanej przedtriasowej powierzchni trzonu krystalicznego, w zbiornikach śródlądowych, zaczęły się gromadzić osady klastyczne – zlepience zawierające otoczaki kwarcu, porfirów i skał osadowych oraz metamorficznych (Roniewicz, 1959) (tab. 2). Następnie osadziły się piaskowce kwarcowe o spoiwie krzemionkowym i o znacznej odporności, w wyższych partiach z przewarstwieniami łupków ilastych pstrych, najczęściej czerwonych. Materiał był transportowany głównie z północy (Dżułyński, Gradziński, 1960; Roniewicz, 1966).

Pod koniec indu, przy postępującej od południa transgresji, warunki sedymentacji lądowej stopniowo ulegały zmianie na morskie (Roniewicz, 1997). Piaskowce kwarcowe przechodziły stopniowo w ilaste i węglanowe utwory olenku (Kotański, 1956). Na początku triasu środkowego osadziła

Tabela 2

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

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)		Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			Autochton	Płaszczowiny wierchowe
K r e d a	Kreda górna					Wypiętrzenie i denudacja Utworzenie płaszczowin wierchowych Ruchy tektoniczne orogenezy alpejskiej, fazy subhercyńskiej (śródziennomorskiej)	
	Kreda dolna–górna	Alb–turon		Margle i wapień glaukonitowe — _{me} Cr _{al-t}		Akumulacja morska	
	Kreda dolna	Barrem–apt		Wapień organodetrytyczne (facja rafowa urgonu) — worCr _{ba-ap}		Transgresja morska Wynurzenia	
Jura–kreda	Jura środkowa– kreda dolna	Kelowej– hoteryw		Wapień masywny i wapień z kalpionellami — wJ _{cl} –Cr _h		Akumulacja morska	
J u r a	Jura środkowa	Baton		Wapień krynoidowy i wapień bulasty z amonitami — wJ _{bj+bt}		Akumulacja morska	Transgresja morska w bajosie, a następnie w batonie
		Bajos					
	Jura dolna			Osady triasu górnego i jury dolnej występują na obszarze arkusza Tatry Zachodnie	Brak osadów w obrębie płaszczowin wierchowych	Akumulacja morska	Denudacja Wyniesienie obszaru (ruchy górotwórcze starokimeryjskie) Usunięcie młodszych osadów triasu i jury dolnej
T r i a s	Trias górný						
	T r i a s ś r o d k o w y	Ladyn		Brekcje (podstawowe), wapień i dolomity — _{bc} T ₂		Akumulacja morska w obrębie platformy węglanowej	Wynurzenia
		Anizyk					
	T r i a s d o l n y	Olenek		Dolomity, piaskowce, łupki pstre i wapień — _{do} T ₁		Akumulacja morska	
		Ind		Zlepieńce, piaskowce kwarcowe i łupki pstre — _{zc} T ₁		Transgresja morska Sedymentacja w zbiornikach śródlądowych Ruchy górotwórcze pfałckie (?)	

się brekcja podstawowa (Kotański, 1955, 1959), a następnie w obrębie tworzącej się platformy węglanowej dolomity i wapień z charakterystyczną fauną. W wyniku ruchów starokimeryjskich zachodziła denudacja (Kotański, 1961). Wapienne i dolomitowe skały ladynu zachowały się tylko w niewielu miejscach.

W triasie górnym w dalszym ciągu zaznaczały się ruchy starokimeryjskie, powodując zróżnicowanie warunków sedymentacji. W jurze dolnej, w efekcie wyżej wymienionych ruchów, obszar tatrzański był silnie zróżnicowany paleogeograficznie (Radwański, 1959). Ruchy starokimeryjskie doprowadziły do usunięcia osadów triasu górnego i jury dolnej w płaszczowinach wierchowych. Zachowały się one natomiast w obrębie autochtonu Tatr Zachodnich w postaci osadów klastycznych – piaskowców gruboziarnistych i osadów węglanowych co świadczy o ciągłości warunków sedymentacji. Materiał klastyczny był transportowany z południa, spoza Tatr.

Na wyniesiony obszar, w bajosie, a następnie w batonie wkroczyło morze. W pogłębiającym się zbiorniku, w bajosie osadzały się wapienie krynoidowe, a następnie w batonie – wapienie bulaste, często krynoidowe z konkrecjami hematytowymi i amonitami (Passendorfer, 1936, 1938). Powstały liczne rozmycia. W keloweju rozpoczął się nowy cykl sedymentacji węglanowej (Lefeld, 1997). Powstały wówczas wapienie masywne oraz wapienie z kalpionellami.

W kredzie, w dalszym ciągu panowały warunki sedymentacji węglanowej. Tworzyły się rafowe wapienie urgonu (Passendorfer, 1922; Lefeld, 1968; Lefeld, 1997). Pod koniec aptu strefa wierchowa została wynurzona. W albie środkowym rozpoczęła się nowa transgresja morska (Passendorfer, 1930), a akumulacja margli i wapieni glaukonitowych kończąca cykl sedymentacyjny w zbiornikach sekwencji wierchowych, trwała do turonu dolnego (Krajewski w: Lefeld i in., 1985).

Sekwencje reglowe

Sekwencja reglowa dolna (płaszczowina kriżniańska)

Na obszarze arkusza Tatry Wysokie w zbiorniku morskim w triasie dolnym tworzyły się wapienie, dolomity, piaskowce, margle i łupki pstre (tab. 3), a w triasie środkowym w środowisku platformy węglanowej – dolomity i wapienie krynoidowe (Kotański, 1965). W triasie górnym osadzały się łupki pstre i zlepieńce, piaskowce oraz dolomity z wkładkami łupków facji kajpru karpackiego (Turnau-Morawska, 1953; Gaździcki i in., 1979).

W retyku zachodziła ponowna sedymentacja, charakterystyczna dla środowiska platformy węglanowej – szarych wapieni organodetrytycznych, z muszlami megalodontów, szczątkami koralów, ramienionogów, glonów, ślimaków, jeżowców i ryb (Gaździcki, 1974; Duffin, Gaździcki, 1977).

W jurze dolnej w płytkim zbiorniku morskim trwała akumulacja m.in. łupków mułowcowych, piaskowców kwarcowych, lokalnie wapnistych, z przeławiczeniami margli i wapieni organodetrytycznych (Gaździcki i in., 1979). W synemurze pewne obszary uległy wynurzeniu, spłyceciu lub pogłębieniu, w związku z czym nastąpiło zróżnicowanie sedymentacji. Od synemuru do pliensburgu dolnego osadzały się wapienie plamiste przechodzące ku stropowi w spongiolity, a następnie w czerwone wapienie,

Tabela 3

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA
Sekuencja regłowa dolna (płasczowina krizniańska)

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
K r e d a	Kreda górna	Koniak– mastrycht			Wypiętrzenie i denudacja Utworzenie płasczowin regłowych i wierchowych Ruchy tektoniczne fazy subhercyńskiej (śródziennomorskiej) orogenezy alpejskiej
	Kreda dolna	Walanżyn– apt		Wapienie masywne (wapienie murańskie) — wCr_{v-ap} Margle plamiste i wapienie – formacja margli z Kościeliskiej — $mcCr_{v-ap}$	Akumulacja morska (pogłębienie morza w bajosie i batonie)
Jura–kreda	Jura górna– kreda dolna	Tyton– hoteryw		Wapienie pelityczne z łupkami i czertami — wJ_v-Cr_h	
J u r a	Jura środkowa– górna	Baton– tyton	Baton– tyton dolny	Wapienie bulaste i radiolaryty — wJ_{bt-v1}	
	Jura dolna– środkowa	Toark– bajos	Toark górnym– bajos	Wapienie plamiste, margle plamiste, mułowce, łupki mułowcowe i margle z amonitami — wJ_{to3-bj}	
		Pliensbach– bajos		Wapienie krynowidowe i wapienie bulaste z wkładkami spongiolitów — wJ_{pl-bj}	
	J u r a d o l n a	Pliensbach– toark	Pliensbach górnym– toark dolny	Wapienie i margle plamiste z amonitami — $wJ_{pl3-to1}$	
		Synemur– pliensbach	Synemur– pliensbach dolny	Wapienie plamiste (krzemionkowe) i spongiolity — wJ_{s-pl1}	
		Synemur		Piaszkowce kwarcowe i wapienie — pcJ_s	
		Hetang		Łupki mułowcowe, wapienie organodetrytyczne i piaszkowce kwarcowe – formacja kopieniecka — iJ_h	
	T r i a s	Trias górny	Retyk	Wapienie organodetrytyczne — $worT_3$	Ruchy górotwórcze starokimeryjskie Akumulacja morska w środowisku platformy węglanowej
			Karnik + noryk	Łupki pstre, piaszkowce, dolomity i zlepieńce (kajper karpacki) — $lpeT_3$	Akumulacja morska
		Trias środkowy	Anizyk + ladyn	Dolomity i wapienie krynowidowe (typu Gutenstein) — doT_2	Akumulacja morska w środowisku platformy węglanowej
		Trias dolny	Olenek	Wapienie, dolomity, piaszkowce, margle i łupki pstre — wT_1	Akumulacja morska
			Ind		
Perm					Utworzenie penepłeny przedtriasowej

częściowo bulaste z hematytem i margle plamiste, miejscami zawierające amonity (Sokołowski, 1925; Lefeld i in., 1985). Lokalnie (na obszarze Tatr Zachodnich) utworzyła się warstwa enkrynitu przesycona związkami żelaza i manganu (warstwa z Bani – Krajewski, Mysza, 1958).

W bajosie i batonie morze uległo pogłębieniu. Tworzyły się wapienie krynoidowe, wapienie bulaste z wkładkami spongiolitów, wapienie plamiste, margle plamiste, mułowce, łupki mułowcowe i margle z amonitami oraz zielonkawe radiolaryty z nielicznymi aptychami (Gąsiorowski, 1959).

W keloweju wykształciły się wapienie bulaste lub pseudobulaste i radiolaryty. Podobny typ sedymentacji odbywał się w oksfordzie – powstały wówczas zielone i czerwone radiolaryty, świadczące o głębokości zbiornika. W kimerydzie i tytonie dolnym powstawały wapienie bulaste, a w tytonie środkowym pojawiła się facja jasnopopielatych wapieni pelitycznych, z łupkami i czertami, a lokalnie z amonitami (Lefeld, 1974). W kredzie dolnej w dalszym ciągu dominowała facja wapieni pelitycznych z Tintinnidae (Lefeld, 1974). Od walanżynu do aptu tworzyły się margle plamiste i wapienie określane jako formacja margli z Kościeliskiej (Lefeld i in., 1985, 1997) oraz wapienie masywne (murańskie).

Sfałdowanie Tatr nastąpiło po turonie dolnym, a przed koniakiem (Lefeld, 1997) w fazie subherceyńskiej – śródziemnomorskiej, która była efektem górnokredowo–dolnopaleoceńskiego etapu kolizji płyt Afryki i Europy. Rozpoczął się wówczas okres skracania skorupy ziemskiej, zanikania oceanu Tetydy, migracji mikrokontynentów oraz fałdowań i nasunięć w obrębie Karpat Wewnętrznych. Utworzyły się płaszczowiny wierchowce i reglowe, które w wyniku działających naprężeń ulegały odkłuciom, ścięciom i złuskowaniom. Z fazą subherceyńską cyklu alpejskiego związane jest prawdopodobnie ścięcie i przesunięcie trzonu krystalicznego (Lefeld, Jankowski, 1985; Lefeld, 1997).

Sekwencje posttektogeniczne

Eocen numulitowy i flisz podhalański

Na obszar arkusza Tatry Wysokie, po etapie denudacji, w eocenie wkroczyło morze (tab. 4). Osadzały się zlepieńce, których skład uzależniony był od przebiegu linii brzegowej transgredującego morza, a następnie organodetrytyczne osady węglanowe: piaskowce dolomityczne i mułowcowe oraz wapienie z numulitami. W oligocenie nastąpiła zmiana warunków sedymentacji. Zaczęły się osadzać warstwy fliszu podhalańskiego, zawierające redeponowane duże otwornice oraz nanoplankton (Blajcher, 1973; Gaździcka, 1999). W obrębie piaskowców i łupków tworzyły się charakterystyczne poziomy litologiczne, jak np. warstewki bentonitowe, dolomity żelaziste, żwirowce ilaste, poziomy ze *scolicia* oraz utwory osuwisk podmorskich.

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

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
N e o g e n	Pliocen				Akumulacja rzeczna i erozja, utworzenie pogórskiego poziomu zrównania
	Miocen	Sarmat			Nasunięcie Karpat na obszar zapadliska przedkarpackiego, erozja utworów fliszowych Wyniesienie Tatr (faza sawska) Akumulacja rzeczna i erozja, powstanie najwyższych poziomów częściowego zrównania Ruchy górotwórcze fazy subhercyńskiej
P a l e o g e n	Oligocen			Łupki ilaste i piaskowce – warstwy chochołowskie górne — $_{tpc}Ol$ Piaskowce i łupki – warstwy chochołowskie dolne — $_{pc}Ol$ Łupki i piaskowce z soczewami dolomitów żelazistych oraz pakietami piaskowców – warstwy zakopiańskie — $_iOl$	Akumulacja morska
	Eocen			Wapienie organodetrytyczne z numulitami — $_{wor}E$ Piaskowce dolomityczne i mułowce — $_{pc}E$ Zlepieńce podstawowe — $_{zc}E$	Akumulacja morska Transgresja morska Denudacja

Po fazie ruchów nasuwczych, w fazie subhercyńskiej – śródziemnomorskiej (Lefeld, 1997), następnym epizodem deformacji było wyniesienie Tatr w późnomioceńskiej fazie sawskiej, datowane metodą trakową na apatytach na 10–15 mln lat (Burchart, 1972). Zaznaczyło się ono utworzeniem uskoku południowotatrzańskiego o zrzucie ponad 3 km. Wyniesienie Tatr (Rabowski, 1931; Andrusov, 1958; Passendorfer, 1951; 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. Biorąc pod uwagę amplitudę przemieszczeń po powierzchni uskoku południowotatrzańskiego (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; Baumgart-Kotarba, Kotarba, 1979, 1997). 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).

Czwartorzęd

Większość badaczy przyjmuje, że procesy neotektoniczne na terenie Tatr i ich przedpola trwają do dziś. Sprecyzowanie rodzaju tych procesów wymaga jednak specjalistycznych badań (Bac-Moszaszwili, 1997, 1998; Baumgart-Kotarba, 1998; Zuchewicz, 1998; Pomianowski, 1998). Intensywność występujących na omawianym obszarze trzęsień ziemi dochodzi do 8° w skali MCS (Pagaczewski, 1972). W czasie najsilniejszego z nich (8° w skali MCS, co w przeliczeniu na skalę Richtera wynosi ok. 6° – Hojny-Kołoś, 2008) w sierpniu 1662 r., zanotowano m.in. obryw wierzchołka Sławkowskiego Szczytu, który prawdopodobnie był najwyższym wierzchołkiem w Tatrach.

W plejstocenie masyw tatrzański był co najmniej ośmiokrotnie zlodowacony, a osady starszych zlodowaceń zostały zniszczone przez najmłodsze lodowce i zachowały się tylko lokalnie w postaci różnowiekowych pokryw oraz w Rowie Podtatrzańskim (tab. 5). W starszych okresach glacialnych (zlodowacenia południowopolskie i środkowopolskie) miały miejsce zlodowacenia piedmontowe, z jeziorami lodowców wychodzącymi na przedpola Tatr, które pozostawiły osady na wierzchołkach garbów i w dnach dolin i potoków rozcinających Rów Podtatrzański. W fazach ana- i kataglacialnych następowały zlodowacenia w obrębie cyrków (Klimaszewski, 1988). Utworzyły się wtedy osady lodowcowe i rzeczno-lodowcowe zachowane jedynie w postaci poziomów, np. nad Doliną Białej Wody czy na grzbiecie Herbika. Korelacja tych osadów z poziomami po słowackiej stronie Tatr pozwala sądzić, że są to najstarsze osady lodowcowe.

W okresach interglacialnych (w tym w interglaciale eemskim) zachodziło wietrzenie chemiczne w skałach krasowięjących oraz fizyczne w wyższych partiach masywu tatrzańskiego w związku z klimatem panującym w strefie peryglacialnej. W dnach dolin zachodziła erozja wgłębna, następnie akumulacja osadów rzecznych, a na stokach i ścianach skalnych występowały procesy grawitacyjne.

Dopiero w pleniglaciale (LGM), kiedy lodowce miały największe rozprzestrzenienie (25–15 ka BP), utworzyły się wały moren czołowych (np. w rejonie Łysej Polany i Toporowej Cyrhli).

Tabela 5

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, akumulacja organiczna w zagłębieniach bezodpływowych i rynnach erozyjnych
				Martwica wapienna — ${}_{mt} Q_h$	
				Głazy, żwiry, piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 0,5–3,0 m n.p. rzeki — ${}_{gl} Q_h^{\textcircled{f}}$	Akumulacja rzeczna w dnach dolin w strefach przykorytowych
				Głazy, żwiry, piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–6,0 m n.p. rzeki — ${}_{gl} Q_h^{\textcircled{f}}$	Akumulacja rzeczna
	P l e j s t o c e n – h o l o c e n	Złodowacenia północnopolskie–holocen		Głazy, żwiry, piaski i mułki stożków napływowych — ${}_{gl} Q_{p^4-h}^{\textcircled{S}}$	Grawitacyjne ruchy masowe (osuwiskowe) – akumulacja osadów koluwalnych
				Bloki, głazy, rumosze skalne oraz gliny z rumoszami skalnymi koluwalne — ${}_{bl} Q_{p^4-h}^k$	
				Głazy i rumosze skalne stożków usypiskowych (piargi) — ${}_{gl} Q_{p^4-h}^{\textcircled{S}}$	Akumulacja najmłodszych osadów glacialnych
				Głazy i rumosze skalne stożków usypiskowo-napływowych (piargi) — ${}_{gl} Q_{p^4-h}^{\textcircled{S}}$	
C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Złodowacenia północnopolskie		Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe — ${}_{gl} Q_{p^4-h}^g$	Akumulacja najmłodszych osadów glacialnych
				Głazy i rumosze skalne moren niwalnych — ${}_{gl} Q_{p^4-h}^{\textcircled{mm}}$	
				Bloki, głazy i rumosze skalne peryglacialne lodowców gruzowych — ${}_{bl} Q_{p^4-h}^{pg}$	Akumulacja najmłodszych osadów glacialnych w najwyższej położonych cyrkach lodowcowych
				Głazy, rumosze skalne oraz mułki i gliny deluwialno-soliflukcyjne — ${}_{gl} Q_{p^4-h}^{d-k}$	
	I n t e r g l a c j a l e e m s k i			Głazy, żwiry, piaski i mułki rzeczno-lodowcowe (pokrywy) — ${}_{gl} Q_{p^4}^{f-g}$	Akumulacja osadów zwietrzelinowych eolicznych ze znacznym udziałem soliflukcji
				Głazy, żwiry, piaski i mułki rzeczno-lodowcowe (pokrywy) — ${}_{gl} Q_{p^4}^{f-g}$	
C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Złodowacenia północnopolskie		Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe — ${}_{gl} Q_{p^4}^g$	Akumulacja najmłodszych osadów glacialnych w najwyższej położonych cyrkach lodowcowych
				Bloki, głazy, rumosze skalne i gliny lodowcowe — ${}_{bl} Q_{p^4}^g$	
				Głazy, rumosze skalne, żwiry, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe — ${}_{gl} Q_{p^4}^{f-g}$	Wietrzenie chemiczne, erozja wgłębna w dnach dolin i akumulacja osadów rzecznych, procesy grawitacyjne na ścianach i stokach skalnych
	I n t e r g l a c j a l e e m s k i				

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia południowopolskie + środkowopolskie	Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe — $^{f-g}_{gl2}Q_{p^{2+3}}$	Akumulacja glacialna w dnach dolin
			Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe — $^{f-g}_{gl1}Q_{p^{2+3}}$	
			Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe (poziom Kotlinowego Wierchu) — $^g_{gl}Q_{p^{2+3}}$	Akumulacja glacialna wyższych poziomów lodowcowych
			Głazy, rumosze skalne, piaski i gliny lodowcowe (poziom Herbika) — $^g_{gl}Q_{p^{2+3}}$	Erozja rzeczna, powstanie głębokich rozcięć w starszych osadach czwartorzędowych, akumulacja rzeczno-lodowcowa i lodowcowa w dnach dolin
			Głazy, żwiry, piaski i gliny rzeczno-lodowcowe — $^{f-g}_{gl}Q_{p^{2+3}}$	
			Głazy, żwiry, piaski i gliny lodowcowe (poziom Hurkotnego) — $^g_{gl}Q_{p^{2+3}}$	Akumulacja glacialna wyższych poziomów lodowcowych
			Głazy, żwiry, piaski i gliny lodowcowe (poziom najwyższego zasypania) — $^g_{gl}Q_{p^{2+3}}$	Akumulacja najstarszych – najwyższych pokryw glacialnych i stożków fluwio-glacialnych

W omawianym okresie następowała także akumulacja osadów zwietrzelinowych i deluwialno-soliflukcyjnych oraz akumulacja w korytach rzek roztokowych, do których dostarczana była duża ilość materiału ze stoków i zboczy dolin.

Pod koniec plejstocenu i na początku holocenu powstawały pokrywy osadów lodowców gruzowych i moren niwalnych będące skutkiem działalności procesów zachodzących w warunkach peryglacialnych. U podnóży stoków i ścian skalnych materiał oderwany od nich, w wyniku procesów grawitacyjnych i spływów gruzowych, gromadzony był w postaci hałd i stożków usypiskowych oraz stożków usypiskowo-napływowych charakterystycznych dla tego regionu. Na obszarze niecki podhalańskiej materiał skalny przemieszczany był w postaci dużych osuwisk skalno-zwietrzelinowych i zwietrzelinowych, których powstanie można wiązać z okresami szczególnego zwilgotnienia klimatu, a także z występującymi na terenie Tatr i ich okolic trzęsieniami ziemi. Datowania osadów pobranych z torfowisk występujących na ich powierzchni wskazują, że powstawały one już w późnym okresie subborealnym i okresie subatlantyckim (np. osuwisko Kucówka w Bukowinie Tatrzańskiej – od $2,8 \pm 0,11$ ka BP (GdS-1925).

W holocenie zachodziła akumulacja rzeczna w dnach dolin i strefach przykorytowych. Powstawały tarasy nadzalewowe i zalewowe. W rynnach erozyjnych i zagłębieniach bezodpływowych osadzały się utwory organiczne, a w starorzeczach – organiczne przewarstwiane mineralnymi związanymi z większymi powodziemi na tym terenie.

IV. PODSUMOWANIE

Badania prowadzone na obszarze arkusza Tatr Wysokie, pozwoliły na przedstawienie kartograficzne występowania skał osadowych i krystalicznych w nowszym, w stosunku do istniejących już opracowań, ujęciu. Stwierdzono, że w granitoidach Tatr Wysokich występują generacje krystalizacji batolitu i późniejszych procesów tektonicznych. Uszczegółowiono zasięg sekwencji osadowej reglowej i określono następstwo jednostek strukturalnych. Uporządkowano nazewnictwo jednostek w obrębie płaszczowiny reglowej dolnej – kriżniańskiej, stosując terminy płaszczowiny cząstkowej i łuski.

Dzięki pracom przeprowadzonym w celu wykonania SMGT i pracom uzupełniającym na obszarze arkusza Tatr Wysokie SMGP przedstawiono najnowszy obraz rozmieszczenia utworów czwartorzędowych i ich przyporządkowanie stratygraficzne. Wydzielono utwory zlodowaceń północnopolskich i nierozdzielone osady zlodowaceń środkowopolskich i południowopolskich oraz osady plejstocenu–holocenu i holocenu. Na obszarze Tatr Wysokich wydzielono osady zlodowaceń tatrzańskich, osady stokowe i głównie osady rzeczno-lodowcowe pokrywające zwartą pokrywę dna dolin i stoki. W części podhalańskiej natomiast, wśród osadów czwartorzędowych, stwierdzono dominację koluwiów osuwiskowych, tworzących się na tym obszarze od późnego glacjału. Dna dolin rzek i potoków wypełnione są osadami rzecznyymi. W utworach tych wśród skał miejscowych występują domieszki materiału transportowanego z Tatr na ich przedpole przez plejstoceny lodowce, a w okresach późniejszych przemieszczane przez wody rzek i potoków i przekształcane w typowe utwory tarasów rzecznych.

Pomimo trwających już od ponad 100 lat badań, poglądy na liczbę zlodowaceń tatrzańskich oraz na chronostratygrafię ostatniego zlodowacenia w Tatrach zmieniają się. Również aspekt korelacji stratygraficznej z Alpami oraz zlodowaceniami skandynawskimi nie znalazł dotychczas rozwiązania. Nie pozwalają na to trudności napotymane w datowaniu osadów zlodowaceń starszych od północnopolskich (przedwistuliańskich, przedwürmskich). Dlatego też w niniejszym opracowaniu przyjęto co najmniej ośmiokrotne zlodowacenie Tatr, dostosowując się do tradycyjnych podziałów przyjętych na obszarach górskich w Europie.

Dalsze badania na obszarze arkusza powinny być prowadzone w celu uszczegółowienia informacji na temat budowy trzonu krystalicznego Tatr Wysokich oraz mezozoicznych jednostek strukturalnych, a także w celu uszczegółowienia stratygrafii osadów czwartorzędowych.

Warszawa, 2014 r.

LITERATURA

- Andrusov D., 1958 — Geológia československých Karpát. 1. Vyd. Slov. Akad. Vied., Bratislava.
- Bac M., Grochocka K., 1965 — Budowa fałdu Czerwonych Wierchów na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 3: 331–354.
- 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. W: 3. Ogólnopolska Konferencja – Neotektonika Polski: terażniejszość i przyszłość. Kraków, 23–24 października 1998 r.
- Bac-Moszaszwili M., Burchart J., Głazek J., Iwanow A., Jaroszewski W., Kotański Z., Lefeld J., Mastella L., Ozimkowski W., Roniewicz P., Skupiński A., Westfalewicz-Mogilska E., Barczyk G., 1979 — Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1: 30 000. Wyd. Geol., 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., Dec J., Kotarba A., Ślusarczyk R., 2008 — Glacial trough and sediment infill of the Biała Woda Valley (the High Tatra Mts) using geophysical and geomorphological methods. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **42**: 75–108.
- 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**.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993 — Późnoglacialne i holocenyjskie osady Czarne Stawu Gąsienicowego w Tatrach. *Dokument. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, 4–5: 9–30.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1995 — High-mountain environment of the Tatras in the period of pleistocene and holocene transition. *Biul. Perygl.*, **34**: 37–51.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1997 — Würm glaciation in the Biała Woda valley, High Tatra Mountains. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **31**: 57–81.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001 — Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca Valleys in the Polish High Tatras. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **35**: 7–38.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., Dec J., Ślusarczyk R., 2003 — Geomorfologiczne poznanie Tatr w świetle badań geofizycznych. *Prz. Geogr.*, **75**, 4: 509–523.
- Bezák V., Maglay J., Polák M., Kohút M., Gross P., Piotrowska K., Iwanow A., Gaździcka E., Rączkowski W., 2011 — Geologicko-Naučné Mapy Slovenska – Tatry. MZP S.R., SGUDS, SL TANAP, PIG-PIB, Bratislava.
- Bieda F., 1929 — Numulity eocenu tatrzańskiego z okolic Zakopanego. W: 2. Zjazd Słow. Geogr., 1927, 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. Cl.*, **3**, **1**, 6.
- Birkenmajer K., 1958 — Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasie Skalkowym. Wyd. Geol., Warszawa.

- Birkenmajer K., 2000a — Correlation of the Lower Subtatric Nappe partial units across the Biała Woda Valley, Tatra Mts, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 48: 232–245.
- Birkenmajer K., 2000b — Gosau-type conglomerate in the Rusinowa Polana area, Polish Tatra Mts: its relation to the Lower Subtatric Nappe. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 48: 117–133.
- Birkenmajer K., 2009 — Quaternary glacial deposits between the Biała Woda and the Filipka valleys, Polish Tatra Mts, in the regional context. *Stud. Geol. Pol.*, 132: 91–115.
- Blaicher J., 1973 — Mikrofauna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG-1. *Biul. Inst. Geol.*, 265.
- Bober L., 1971 — Structural landslides of the Podhale Region (Polish inner Carpathians). *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.*, 15: 389–403.
- Boretti-Szumańska W., 1960 — Osuwisko Karpenciny koło Bukowiny na Podhalu. Zbiór prac i komunikatów treści geologicznej. Inst. Geol., Muzeum Ziemi, Wyd. Geol., Warszawa: 75–86.
- Broska I., Uher P., 2001 — Whole-rock chemistry and genetic typology of the West-Carpathian Variscan granites. *Geol. Carpath.*, 52, 2: 79–90.
- Burchart J., 1968 — Rubidium-strontium isoichron 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 Planetary Sc. Lett.*, 15.
- Burchart J., 1979 — Skały krystaliczne. W: Przew. 51. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zakopane, 13–15 września 1979 r.: 16–26.
- 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., 2003 — Wody podziemne niecki podhalańskiej. W: Współczesne problemy hydrogeologii, 11, 1: 45–53.
- Chowaniec J., 2007 — Niecka Podhalańska – najbardziej perspektywiczny zbiornik wód termalnych w Polskich Karpatach. W: 12. Sympozjum – Współczesne Problemy Hydrogeologii. WGGiOŚ AGH, Kraków: 931–938.
- Chowaniec J., Poprawa D., 1986 — Dokumentacja hydrogeologiczna w kat. B zasobów wód podziemnych z utworów eocenu ujętych otworem Zazadnia IG-1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Karpacki, Kraków.
- Degenhardt J., Michalik M., Skublicki Ł., Woldańska B., 1996 — Petrology and geochemistry of granitoids from Polish High Tatra Mts. *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, 7: 44–47.
- Derkacz M., 2004 — Budowa geologiczna, skład petrograficzny i wiek moren czołowych w północnej części Doliny Suchej Wody (Tatry) – praca magisterska pod kierunkiem prof. dr hab. Leszka Lindnera. Arch. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Derkacz M., 2005a — Jeziora i torfowiska w Dolinie Suchej Wody w Tatrach. W: 2. Polska Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu. Okuninka, 10–13 maja 2005 r.: 39–40.
- Derkacz M., 2005b — Pierwsze etapy recesji lodowca Suchej Wody w Tatrach podczas ostatniego zlodowacenia W: Współczesna ewolucja rzeźby Polski (A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchłowicz, red.). 7. Zjazd Geomorfologów Polskich. Kraków, 19–22 września 2005 r.: 97–100.
- Derkacz M., 2006 — Jeziora i torfowiska w Dolinie Suchej Wody w Tatrach i ich geneza wytopiskowa. *Prz. Geol.*, 54, 1: 73–75.
- Dudziak J., 1984 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego (paleogen) na podstawie nannoplanktonu wapiennego. II. Formacja zakopiańska dolin Małej Łąki, Białego Potoku i Suchej 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.
- Durman M., Jacher K., Kamieńska I., Michalik M., 2001 — Przeobrażenia hydrotermalne w granitoidach Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, **49**, 4: 339.
- Dyakowska J., 1932 — Analiza pyłkowa kilku torfowisk tatrzańskich. *Acta Soc. Botan. Pol.*, **9**.
- Dzierżek J., 2009 — Paleogeografia wybranych obszarów Polski w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geogr. Lodz.*, **95**: 1–112.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1986 — Late Quaternary deglaciation of the Eastern Polish Tatra Mts. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **34**, 4: 395–407.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1987 — Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Tatry Wysokie). *Prz. Geol.*, **35**, 1.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda-Gostyńska G., Zreda M., 1999 — Metoda datowania kosmogenicznym izotopem ^{36}Cl – nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 987–992.
- Dzużyński S., Gradziński R., 1960 — Source of Lower Triassic clastics in the Tatra Mountains. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Geol.-Geogr.*, **8**: 45–48.
- Fijałkowska A., Uchman A., 1993 — Nowe dane do palinologii triasu Tatr polskich. *Prz. Geol.*, **41**, 5.
- Finger F., Jacher K., Krenn E., Michalik M., 2000 — Chemical Th(U)-Pb ages for accessory monazites from granitoids in the Polish High Tatra Mts determined by electron microprobe analysis. W: 5. Ogólnopolska Sesja Naukowa „Datowanie minerałów i skał”. Kraków, 10–12 lutego 2000 r.: 9–10.
- Gadomski A., 1926 — Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr. Księgarnia B. Kotuli, Cieszyń.
- Garecka M., 2013 — Wyniki badań nanoplanktonu. W: Materiały do arkusza Tatr Wysokie SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Karpacki, Kraków.
- Gawęł A., 1952 — Problemy petrograficzne w Tatrach Zachodnich. *Geol. Biul. Inf.*, **2**.
- Gawęł A., 1959 — Zagadnienia petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich. *Biul. Inst. Geol.*, **149**: 10–118.
- Gawęda A., 1993 — Struktura, skład mineralny i geneza pegmatytów polskiej części Tatr Zachodnich. *Arch. Miner.*, **49**, 2: 113–144.
- 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., 2004 — Pseudotachylites from the Tatra Mts. – how many crushing events? *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, **24**: 161–164.
- Gawęda A., 2007 — Variscan granitoid magmatism in the Tatra Mountains – the history of subduction and continental collision. *Granitoids in Poland. Monograph*: 319–332.
- Gawęda A., 2009 — Enklawy w granicie Tatr Wysokich. *Pr. Nauk. UŚl.*, **2637**: 5–180.
- Gawęda A., Doniecki T., Burda J., Kohút M., 2005 — The petrogenesis of quartz-diorites from the Tatra Mountains (Central Western Carpathians): an example of magma hybridisation. *Neues Jahrb. Miner. Petrology*, **190**, 1: 95–109.
- Gawęda A., Piwowski R., 2000 — Struktura i geneza pseudotachylitów Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, **48**, 8: 722–726.
- Gawlik A., 1962 — Stożki usypiskowe w Tatrach. *Rocznik Naukowo-Dydaktyczny WSP w Krakowie. Pr. Geogr.*, **10**: 35–47.
- Gaździcka E., 1999 — Wyniki analizy nannoplanktonu wapiennego. Sprawozdanie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Gaździcki A., 1971 — Megalodon limestones in the subalpine Rhaetian of the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **21**, 3.
- Gaździcki A., 1974 — Rhaetian microfacies, stratigraphy and facies development in the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 1.

- Gaździcki A., 1975 — Lower Liassic („Gresten Bed”) microfacies and foraminifers from the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **25**, 3.
- 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., Iwanow A., 1976 — The diachronism of the Rhaetic and „Gresten” beds of the Tatra Mts (West Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Terre*, **24**, 2.
- 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. Geol.*, 5.
- Gądek B., 1998 — Würmskie zlodowacenie Tatr w świetle rekonstrukcji lodowców wybranych dolin na podstawie prawidłowości glaciologicznych. *Pr. Nauk. UŚL*, 1741: 1–152
- Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., 2010 — Struktura wewnętrzna i morfodynamika wybranych stoków gruzowych Tatr w świetle wyników pomiarów georadarowych i lichenometrycznych. W: *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, **1**. (A. Kotarba, red.). TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane: 55–61.
- Gąsiorowski S.M., 1959 — Nowe dane o wieku radiolarytów serii regłowej dolnej w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **9**, 2.
- Gedl P., 1998 — Biostratygrafia i paleośrodowisko paleogenu podhalańskiego w świetle badań palinologicznych. Praca doktorska. Inst. Nauk Geol. PAN, Kraków: 1–181.
- Głazek J., 1959 — Budowa geologiczna Koszycy w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **9**, 2.
- Głazek J., 1963 — Serie osadowe północnych zboczy Wołoszyna. Tatry Wysokie. *Acta. Geol. Pol.*, **13**, 3–4.
- Głazek J., 1984 — Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr. *Prz. Geol.*, **32**, 1.
- Głazek J., Przybycin A., Sochaczewski A., 1998 — Tufit wśród zlepieńców górnioeoceńskich Tatr i jego znaczenie stratygraficzne. *Prz. Geol.*, **46**, 7: 622–630.
- Głazek J., Wójcik Z., 1963 — Zjawiska krasowe wschodniej części Tatr Polskich. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 1.
- Goetel W., 1917 — Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. *Spraw. PAU*, 7.
- Gołąb J., 1947 — Hydrogeologia zachodniego Pasma Gubałowskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 32.
- Gołąb J., 1959 — Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Gorek A., 1956 — Geologická stavba Západných Tatier. *Geol., Sb. Slov. Acad. Vied.*, **7**, 1–2:125–129.
- Gorek A., 1959 — Prehľad geologických a petrografických pomerov krystalinika Vysokých Tatier. *Geol. Sb. Slov. Acad. Vied.*, **10**, 1: 13–88.
- Grabowska-Hakenberg H., 1958 — Budowa geologiczna zachodniego obszaru Kop Sołtysich w Tatrach. *Kwart. Geol.*, **2**, 2.
- Gradziński M., Jach R., Riding R., Uchman A., 2006 — Słodkowodne stromatolity i onkoidy w zlepieńcach eoceńskich Doliny Suchej Wody w Tatrach. W: *Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich*. 2. Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 2. Zwierzyniec, 20–23 czerwca 2006 r. Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- Granoszewski W., 2008 — Budowa geologiczna regli wschodnich między Doliną Suchej Wody i Doliną Białej Wody oraz ich pokrywa czwartorzędowa. W: *Mat. Konf. Tatrzańskie mapy geologiczne*. Zakopane, 27–29 maja 2008 r.
- Granoszewski W., Wójcik A., 2007 — Nowe holocenyjskie dane palinologiczne z Tatr Wysokich. W: *3. Polska Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu. Paleośrodowiska i zmiany roślinności terenów podgórskich i polskich gór*. Szklarska Poręba, 19–22 czerwca 2007 r.

- 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: 33–48.
- Grodzicki J., 1979 — Przejawy neotektonicznych ruchów w masywie Czerwonych Wierchów. *Prz. Geol.*, **27**, 7: 382–387.
- Gross P., Köhler E., Samuel O., 1984 — A new lithostratigraphical division of the Inner – Carpathian Paleogene. *Geologické Práce, Spravy*, 81.
- Guzik K., 1963 — Budowa geologiczna południowych i zachodnich zboczy Małej Świnicy w reglach zakopiańskich. *Acta Geol. Pol.*, **13**, 3–4.
- 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.
- Guzik K., Sokołowski S. (red), 1958–1980 — Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:10 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Hakenberg M., 1959 — Uwagi o morfologii glacialnej Doliny Pięciu Stawów Polskich w Tatrach. *Prz. Geol.*, **7**, 8.
- Halicki B., 1930 — Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **5**, 3/4: 464–477.
- Halicki B., 1951 — Czwartorzęd. W: Regionalna Geologia Polski. **1**. Karpaty. 1. Pol. Tow. Geol., Kraków.
- Halicki B., 1961 — Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu. *Acta Geol. Pol.*, **11**, 4.
- Halouzka R., 1994 — Kvarter. W: Geologická Mapa Tatier 1:50 000 (J. Nemčok, red.). GUDS, Bratislava.
- Hałas S., Michalik M., Nowak J., 2003 — K-Ar age of muscovite from pegmatite in the High Tatra granitoids. W: 7. Ogólnopolska Sesja Naukowa „Datowanie Mineralów i Skał”. Warszawa, 20–21 listopada 2003 r.: 5–9.
- Hercman H., 1991 — Rekonstrukcja elementów środowiska geologicznego Tatr Zachodnich na podstawie datowania izotopowego nacieków jaskiniowych. *Zesz. Nauk. PŚl., Mat-Fiz.*, 66: 1–139.
- Hojny-Kołoś M., 2008 — Trzęsienia ziemi w Polsce. *Geografia w szkole*, 6: 33–41.
- 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. Ser. Sc. Terre*, **21**, 1.
- Iwanow A., Zabielski R., Wójcik A., Derkacz M., Piotrowska K., 2007 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr 1:10 000, ark. Zakopane – Toporowa Cyrhla. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Iwańczuk J., Iwanow A., Wierzbowski A., 2013 — Lower Jurassic to lower Middle Jurassic succession at Kopy Sołtysie and Płaczliwa Skała in the eastern Tatra Mts (Western Carpatians) of Poland and Slovakia: stratigraphy, facies and ammonites. *Volumina Jurassica*, 11: 19–58
- Jacher-Śliwczyńska K., Leichmann J., Michalik M., 2005 — Feldspars in the High Tatra granitoids and evidence of very low-grade alterations. *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, 25: 303–306.
- Jacher-Śliwczyńska K., Hałas S., Młynek A., Wójtowicz A., Michalik M., 2004 — K-Ar dating of micas from the High Tatra granitoids. W: 8. Ogólnopolska Sesja Naukowa „Datowanie minerałów i skał”. Kraków, 18–19 listopada 2004 r.: 42–45.
- 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.

- Janák M., Bezák V., Broska I., Kahan S., Kohút M., Neubauer f., O'Brien P.J., Onstott T.C., Reichwalder P., Uher P., 1993 — Deformation, metamorphism and granitoid magmatism in the Tatry Mts., (central Western Carpathians, Tatric Unit): record of Variscan and Alpine orogeny. W: Pre-Alpine events in the Western Carpathians realm. Excursion guide, PAEWCR Conference: 51–65.
- Janák M., Kahan S., 1996 — Tectonometamorphic evolution of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *Pol. Tow. Miner.*, 7: 17–19.
- Janák M., Plašienka D., Petrik I., 2001 — Excursion to the Tatra Mountains, Central Western Carpathians: Tectonometamorphic Records of Variscan and Alpine Orogeny. *Geolines*, 13: 141–148.
- Jaroszewski W., 1965 — Rowy grzbietowe w Tatrach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 35, 2: 163–171.
- Jaroszewski W., 1985 — Magmatic-tectonic jointing in granitoids of the Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, 35, 1–2: 173–186.
- Jurewicz E., 2002 — Geometric analysis of steep dipping dislocations within the granitoid core in the Polish part of the Tatra Mts. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 72, 1: 89–98.
- Jurewicz E., 2005 — Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta Geol. Pol.*, 55: 295–338.
- Jurewicz E., 2006a — Disturbance of the geometry of thrusts and nappes due to mass loss processes in the Tatra Mts, Poland. Proceedings of the 18th Congress of CBGA. Belgrade, 3–6 September 2006: 251–254.
- Jurewicz E., 2006b — Petrophysical control on the mode of shearing in sedimentary rocks and granitoid core of the Tatra Mts. during Late Cretaceous nappe-thrusting and folding, Carpathians, Poland. *Acta Geol. Pol.*, 2.
- Jurewicz E., 2007 — Multistage evolution of the granitoid core in Tatra Mountains. W: Granitoids in Poland, Committee of Mineralogical Sciences of Polish Academy of Science. *Arch. Miner. Monograph.*, 1: 307–317.
- Jurewicz E., Bagiński B., 2005 — Deformation phases in the selected shear zones within the Tatra Mountains granitoid core. *Geol. Carpath.*, 56, 1: 17–28.
- Jurewicz E., Bagiński B., Ufel J., 2003 — Character of deformation within Galeria Cubryńska ridge and Mięguszwiecka Przełęcz Pod Chłopkiem pass, High Tatra Mts, Poland. *Miner. Soc. Pol. Spec. Pap.*, 23: 78–80.
- Jurewicz E., Kozłowski A., 2003 — Formation conditions of quartz mineralization in the mylonitic zones and on the slickenside fault planes in the High Tatra granitoids. *Arch. Miner.*, 54: 65–75.
- Kantor J., 1959 — Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a krystalických bridlic podľa radioaktívneho rozpadu ⁴⁰K. *Geol. Sb. Slov. Akad. Vied.*, 10, 1: 89–96.
- Kantor J., 1961 — Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des Westkarpatischen Kristallins. *Geol. Práce*, 60.
- Klimaszewski M., 1948 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Pr. Wrocł. Tow. Nauk., Ser. B*, 7: 1–233.
- Klimaszewski M., 1950/1951 — Rzeźba Podhala. *Czas. Geogr.*, 21/22: 237–250.
- Klimaszewski M., 1959 — Rozwój geomorfologiczny Tatr Polskich. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 273–279.
- Klimaszewski M., 1961 — The Tatras. W: Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, 3. – South Poland. INQUA, 6th Congress. Geomorphic development of the Polish Tatras during the Quaternary era: 168–192.
- Klimaszewski M., 1962 — Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich. W: Tatrzański Park Narodowy, ZOP PAN, Kraków.
- Klimaszewski M., 1967 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. W: Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1972 — Karpaty Wewnętrzne. W: Geomorfologia Polski. 1. Polska Południowa. PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1985 — Mapa Geomorfologiczna Tatr Polskich. W: Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego. TPN, PTPNoZ, Zakopane–Kraków.

- Klimaszewski M., 1988 — Rzeźba Tatr Polskich. PWN, Warszawa.
- Kohút M., 1998 — The geochemical and isotopic characteristics of the Hercynian granitoid rocks of the Western Carpathians – Slovakia: evidence for crustal recycling. W: Carpathian-Balkan Geological Association. 16th Congress of CBGA. Vienna, 30 August–3 September 1998: 270.
- Kohút M., 2007 — Orogenic granitic magmatism in the Western Carpathians – 500 Ma history: a review. *Miner. Pol. Spec. Pap.*, **31**: 30–39.
- Kohút M., Janák M., 1994 — Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: field relations and petrogenetic implications. *Geol. Carpath.*, **45**, 5: 301–311.
- Kohút M., Janák M., 1996 — Granitoids of the Tatra Mts, Western Carpathians (Slovakia) – geochemistry and petrology. *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, **7**: 39–41.
- Kohút M., Madarás J., Siman P., 2009 — Centenary of the Goryczkowa granite type (Tatra Mts) – The myth and reality. *Miner. Slov.*, **41**: 550–551.
- Kohút M., Poller U., Gurk C., Todt W., 2007 — Geochemistry and U-Pb detrital zircon ages of metasedimentary rocks of the Lower Unit, Western Tatra Mountains (Slovakia). *Acta. Geol. Pol.*, **58**, 4.
- Kohút M., Sherlock S.C., 2002 — Pseudotachylites from the High Tatra Mts – evidences for late Paleogene seismic/tectonic events. *Geol. Carpath.*, **53**. *Spec. Issue*. [dokument elektroniczny]
- Kohút M., Siman P., 2011 — The Goryczkowa granitic type – SHRIMP dating of an original granodiorite-tonalite variety. *Miner. Spec. Pap.*, **38**.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Koperowa W., 1962 — Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej. *Acta Palaeobot.*, **2**, 3.
- Kotański Z., 1955 — Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr. *Acta Geol. Pol.*, **5**, 3.
- Kotański Z., 1956a — Kampil wierchowy w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **6**, 1.
- Kotański Z., 1956b — O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **6**, 3.
- Kotański Z., 1956c — O triasie wierchowym w Tatrach. *Prz. Geol.*, **4**, 6.
- Kotański Z., 1958 — Stratigraphic and paleogeographic position of the Triassic in the Bielskie Tatry Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Chim. Geol.-Geogr.*, **6**, 8.
- Kotański Z., 1959a — Nowe badania nad tektoniką serii wierchowej. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Kotański Z., 1959b — Profile stratygraficzne serii wierchowej 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 wierchowy. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Kotański Z., 1961 — Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego 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., 1965a — Budowa geologiczna pasma regłowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 3.
- Kotański Z., 1965b — Przekrój geologiczny wschodniego zbocza Doliny Kościeliskiej w Tatrach w historycznym rozwoju. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 3.
- Kotański Z., 1967 — Paleontological basis of the Triassic stratigraphy in the Tatra Mts. *Geol. Sb.*, **18**, 2.
- Kotański Z., 1971 — Przewodnik geologiczny po Tatrach. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kotański Z., 1973a — Ammonites, nautiloids and daonelles from the upper subatric Triassic in the Tatra Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **43**, 4.

- Kotański Z., 1973b — Charakterystyka mikrofacjalna i podział stratygraficzny węglanowych utworów triasowych z otworu wiertniczego Zakopane IG-1. *Biul. Inst. Geol.*, 265.
- Kotański Z., Piotrowska K., Piotrowski J., 1998a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Tatry Wysokie, Tatry Zachodnie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kotański Z., Piotrowska K., Piotrowski J., 1998b — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Tatry Wysokie, Tatry Zachodnie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kotarba A., 1986 — Lodowce gruzowe w Tatrach. *Wszechświat*, 87, 5: 97–99.
- Kotarba A., 1989 — On the age of the debris flows in the Tatra Mountains. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 23.
- Kotarba A., 1991–1992 — Reliktowe lodowce jako element deglacji Tatr Wysokich. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 25–26.
- Kotarba A., 2004 — Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej. *Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, 197: 9–55.
- Kotarba A., 2006 — Współczesne przemiany rzeźby Tatr i innych wysokich gór Europy pod wpływem spływów gruzowych. W: *Tatrzański Park Narodowy na tle innych górskich terenów chronionych. Nauki o Ziemi*, 1 (A. Kotarba, W. Borowiec, red.). TPN, PTPNoZ, Zakopane–Kraków.
- Kotarba A., 2007 — Lodowce gruzowe i wały niwalne – efekt późnoglacialnej ewolucji rzeźby Tatr. *Prz. Geogr.*, 79, 2: 199–213.
- Kotarba A., Baumgart-Kotarba M., 1999 — Problems of glaciation of the High Tatra Mountains – Joseph Partsch synthesis in the light of current knowledge. *Zeitschr. Geomorphologie, Suppl.-Bd.*, 113: 19–31.
- Kotarba A., Pech P., 2002 — The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczyca valley as example). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 36: 69–76.
- 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.
- Kováč M., Král J., Márton E., Plašienka D., Uher P., 1994 — Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.*, 45: 83–96.
- Krajewski R., Myszka J., 1958 — Wapienie manganowe w Tatrach między Doliną Chochołowską a Lejową. *Biul. Inst. Geol.*, 126.
- 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.
- Kuźniar Cz., 1908 — Warstwy graniczne liasu-jury (toarcien) na północ od Przedniej Kopy Sołtysiej w Tatrach. *Spraw. Komis. Fizjogr.*, 42: 64–98.
- Kuźniar Cz., 1913 — Osadowe skały tatrzańskie. *Rozpr. PAU*, A 53 (ser 3, 13): 131–175.
- Le Bas M. J., Streckeisen A.L., 1991 — The IUGS classification of igneous rocks. *J. Geol. Soc.*, 48: 825–833.
- 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., 1997 — Tektogeneza Tatr – cykl alpejski. W: *Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane*, 2–4 października 1997 r.: 16–21.

- Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K., Wójcik K., 1985 — Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Stud. Geol. Pol.*, **84**.
- Lefeld J., Jaczynowski S., 1997 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tatry Wysokie (1061). Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Lefeld J., Jankowski J., 1985 — Model of deep structure of the polish Inner Carpathians. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc.*, A-16 (175): 71–100.
- Lefeld J., Radwański A., 1960 — Planktoniczne liliowce *Saccocoma Agassiz* w malmie i neokomie wierchowym Tatr Polskich. *Acta Geol. Pol.*, **10**, 4.
- Limanowski M., 1901 — Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich. *Kosmos*, 26.
- Limanowski M., 1903 — Perm i trias lądowy w Tatrach. *Pam. Tow. Tatr.*, 24.
- 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.*, 7. A.
- Limanowski M., 1912 — Tektonika Tatr. Geografia fizyczna ziem polskich. Encyklopedia Polska PAU, **1**, Kraków: 61–70.
- Lindner L., 1985 — Origin and age of the Cracow Canyon Western Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, **35**: 189–199.
- Lindner L., 1994 — Jednostki stadialne i interstadialne ostatniego zlodowacenia (Würm, Vistulian) w Tatrach Polskich i na Podhalu. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geogr.*, 27: 59–73.
- Lindner L., Dzierżek J., Marciniak B., Nitychoruk J., 2003 — Outline of Quaternary glaciation in the Tatra Mts.: their development, age and limits. *Geol. Quater.*, **47**, 3: 269–280.
- Lindner L., Dzierżek J., Nitychoruk J., 1990 — Problem wieku i zasięgu ostatniego zlodowacenia (Vistulian) w Tatrach Polskich. *Kwart. Geol.*, **34**, 2: 339–354.
- Lindner L., Dzierżek J., Pliszczyńska K., 2008a — Jurgów – ślady środkowoplejstoczeńskich lodowców tatrzańskich w widłach Białki i Potoku Jaworowego (Podhale). W: Mat. 15. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Tatr i Podhala — zlodowacenia tatrzańskie. Zakopane, 1–5 września 2008 r.: 162–164.
- Lindner L., Dzierżek J., Pliszczyńska K., 2008b — O możliwości występowania zlodowaceń środkowoplejstoczeńskich w Dolinie Białki koło Jurgowa na Podhalu. W: Mat. Konf. Tatrzańskie mapy geologiczne, Zakopane, 27–29 maja 2008 r.: 75–76.
- 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 zlodowaceń 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. Wien.*, 62.
- Lugeon M., 1903 — Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, **39**, 4: 1–51.
- Lukniš M., 1968a — Geomorphological map of the Vysoke Tatry (High Tatra) Mts and their foreland 1:50 000. GUDŠ, Bratislava.
- Lukniš M., 1968b — The intensity of lowering of High Tatra ridges since the retreat of glaciers. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **2**: 5–11.
- Lukniš M., 1973 — Relief Vysokych Tatier a ich predpolia. Vyd. Slov. Akad. Ved., Bratislava: 1–375.
- Majovsky J., Hanzel V., 1991 — Prinos geofiziky k poznaniu hydrogeologických pomerov Tatier a Popradskej kotliny. *Geologické práce, Spravy*, 93: 81–109.

- Makos M., 2008 — Podcięcia lodowcowe w polskich Tatrach Wysokich. W: Mat. 15. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Tatr i Podhala — zlodowacenia tatrzańskie. Zakopane, 1–5 września 2008 r.
- Makos M., 2011 — Warunki klimatyczne podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) w polskiej części Tatr Wysokich. W: Mat. Konf. Nauk. Zmiany paleoklimatyczne w przeszłości geologicznej. Referaty i postery. Warszawa, 23–24 listopada 2011 r.: 22–23.
- Makos M., Nowacki Ł., 2009 — Rekonstrukcja geometrii powierzchni lodowców z maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) w polskich Tatrach Wysokich (zlewnie Roztoki i Rybiego Potoku). *Prz. Geol.*, **57**, 1: 72–79.
- Makos M., Nitychoruk J., 2011 — Last Glacial Maximum climatic conditions in the Polish part of the High Tatra Mountains (Western Carpathians). *Geol. Quarter.*, **55**, 3: 253–268
- Makos M., Nitychoruk J., Zreda M., 2013b — The Younger Dryas climatic conditions in the Za Mnichem Valley (Polish High Tatra Mountains) based on exposure age dating and glacier-climate modelling. *Boreas*, **42**, 3.
- Makos M., Nitychoruk J., Zreda M., 2013a — Deglaciation chronology and paleoclimate of the Pięć Stawów Polskich/Roztoki Valley, high Tatra Mountains, Western Carpathians, Since the Last Glacial Maximum, inferred from 36 Cl exposure Dating and Glacier-climate modelling. *Quatern. Internat.*, 293: 63–78.
- Makowska A., Jaroszewski W., 1987 — On present vertical movements in Tatra Mts and Podhale. *Prz. Geol.*, **35**, 10.
- Maluski H., Rajlich P., Matte P., 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. *Pr. Hydrogeol. Ser. Spec.*, **14**.
- Małecki J., 1956 — Głony wapienne eocenu Tatr. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **25**, 2.
- Marciniak B., Cieśla A., 1983 — Badania diatomologiczne i geochemiczne późnoglacialnych i holocenijskich osadów z Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry). *Kwart. Geol.*, **27**, 1: 123–150
- Martonne E., 1910–1911 — L'erosion glaciaire et la formation des valles alpines. *Ann. Geogr.*, **19**, 20.
- 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., Andrusov D., 1931 — Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie. Centrale en des rgions avoisinantes. Guide des Excursions dans les Carpathes Occidentales. *Knih. Stt. Geol. ČSR*, **13** A.
- Michalik A., 1951a — Brzeźna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Koszyczej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **61**.
- Michalik A., 1951b — Stosunek granitu do pokrywy łupków krystalicznych w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **2**, 4: 478–490.
- Michalik A., 1952 — Cios krystaliniku Tatr Polskich oraz towarzyszące mu przemiany hydrotermalne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **84**: 3–49.
- Michalik A., 1955 — Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszyczej. *Biul. Inst. Geol.*, **96**.
- Michalik A., 1959 — Zdjęcie geologiczne trzonu krystalicznego Tatr Wysokich. *Biul. Inst. Geol.*, **149**: 127–132
- Michalik A., 1968 — Granitoidy Tatr. W: Budowa Geologiczna Polski, Stratygrafia. **1**. Prekambr i paleozoik. Wyd. Geol., Warszawa: 484–486.
- Michalik M., 2004 — K-Ar dating of micas from the High Tatra granitoids. W: 8. Ogólnopolska Sesja Naukowa „Datowanie Mineralów i Skał”. Kraków, 18–19 listopada, 2004 r.: 42–45.
- Michalik J., Jendrekowa O., Borza K., 1979 — Some new foraminifera species of the Fatra Formation (uppermost Triassic) in the West Carpathians. *Geol. Zborn.-Geol. Carpath.*, **30**: 61–91.
- Michalik M., Iwanow A., Derkacz M., Wójcik A., Danel W., Piotrowska K., 2011 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1:10 000 wraz z Objasneniami, ark. Schronisko Murowaniec. Materiał autorski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

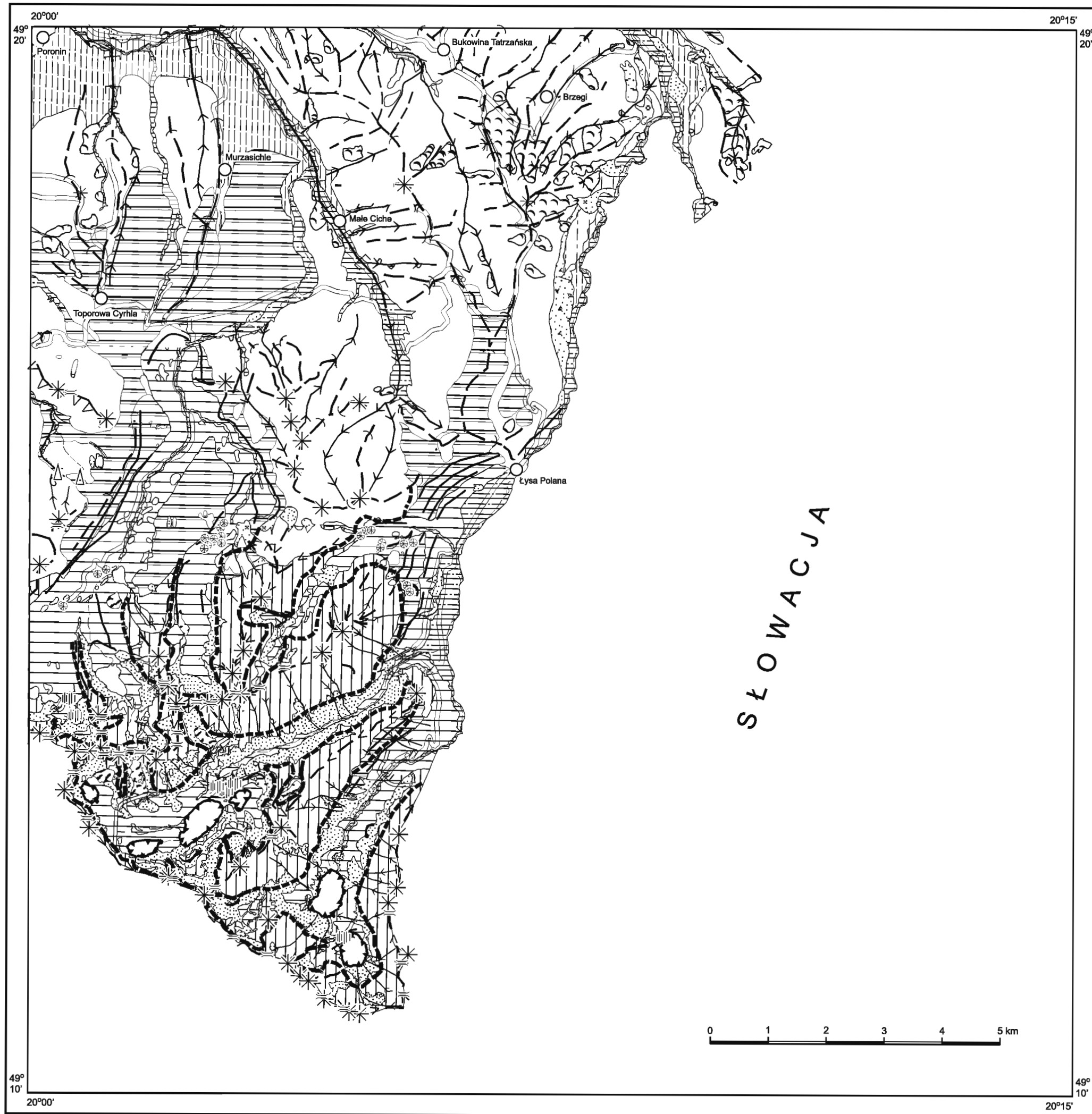
- Michalik M., Skublicki Ł., 1998 — Rozpad monacytu w trakcie przemian granitoidów Tatr Wysokich. *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, 11: 145–147.
- Michalik M., Skublicki Ł., 1999 — Phosphate accessory minerals in High Tatra granitoids. *Geol. Carpathica*, **50**, *Spec. Issue*: 123–125.
- Michalik M., Skublicki Ł., Woldańska B., 1998 — Postmagmatic alterations of the High Tatra granitoids (Tatra Mts, Poland). W: Carpathian-Balkan Geological Association. 16th Congress of CBGA. Vienna, 30 August–3 September 1998.
- Morozewicz J., 1914 — Über die Tatrageranite. *Neues. Jb. Miner. Beil.-Bd.*, 39: 289–345.
- Musielewicz S., 1980 — Talus Cones in the Polish Tatra Mountains (an example from the Pięciu Stawów Polskich Valley. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **14**: 63–76.
- Nechay W., 1930 — Z petrografii trzonu krystalicznego Tatr. *Kosmos*, 54, A.
- Nemčok A., 1982 — Zosuvy v Slovenských Karpatach. VEDA, Bratislava: 1–319.
- 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., 2011 — Geologická Mapa Tatier 1:50 000. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Nowak J., 1927 — Zarys tektoniki Polski. 2. Zjazd Słow. Geogr., Kraków.
- Obidowicz A., 1975 — Entstehung und Alter einiger Moore In nordlichen Teil der Hohen Tatra. *Fragmenta Floristica Geobotanica*, **21**, 3: 289–323.
- Obidowicz A., 1993 — Wahania górnej granicy lasu w późnym plejstocenie i holocenie w Tatrach. *Dokument. Geogr.*, 4–5: 31–43.
- Obidowicz A., 1996 — A Late Glacial–Holocene history of the formation of vegetation belts In the Tatra Mts. *Acta Paleobot.*, **36**, 2: 159–206.
- 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 Zakopiańskiej. *Prz. Geol.*, **26**, 6: 350–355.
- Ozimkowski W., 1980 — Fotointerpretacja trudno czytelnych obszarów fliszowych na przykładzie Podhala. *Pr. Nauk. UŚI*, 342: 20–24.
- Ozimkowski W., 1987 — Tektonika nieciągła niecki podhalańskiej na podstawie fotointerpretacji i analizy rzeźby terenu. *Prz. Geol.*, **35**, 10.
- Ozimkowski W., 1992 — Geologia fliszu podhalańskiego w ujęciu fotointerpretacyjnym. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 32: 93–119.
- Ozimkowski W., 2008 — Lineamenty otoczenia Tatr – porównanie interpretacji DEM i MSS. *Prz. Geol.*, **56**, 12: 1099–1102.
- Oznaczenia wieku bezwzględnego torfów metodą ¹⁴C. Laboratorium w Gliwicach. W: Materiały do arkusza Tatr Wysokie SMGP. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Oddział Karpacki, Kraków.
- Pagaczewski J., 1972 — Catalogue of earthquakes in Poland in 1000–1970 years. *Mat. Pr. Inst. Geof. PAN*, 51.
- Partsch J., 1882 — Die Gletscher der Vorzeit in den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau.
- Partsch J., 1907 — Die Hohe Tatra zur Eiszeit. *Ber. Philos. Hist. Kl. Sächs. Ges. Wiss.*, 60.
- 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 — Urgan w Tatrach. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **1**, 4–6.
- 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, 1. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **11**.
- Passendorfer E., 1938 — Studia nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach, 2. *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.
- Pawlica W., 1913 — Pegmatyty Tatr i ich stosunki magmatyczne. *Spraw. PAU*, **7**.
- Pawlica W., 1918 — Garluchowskie skały wapienno-krzemianowe. *Spraw. PAU*, **2**.
- Penck A., 1882 — Die Vergletscherung der deutsche Alpen. Leipzig 1882: 228–245.
- Penck A., 1891 — Die grosse Eiszeit. Himmel und Erde, **4**: 1–86.
- Petrík I., Kohút M., 1997 — The evolution of granitoid magmatism Turing the Hercynian Orogen in the Western Carpathians. W: Geological evolution of the Western Carpathians (P. Grecula, D. Hovorka, M. Putiš, red.). *Miner. Slov., Monograph*: 235–252.
- Petrík I., Nabelek P.I., Janák M., Plašienka D., 2003 — Conditions of formation and crystallization kinetics of highly oxidized pseudotachylytes from the High Tatras (Slovakia). *Journal of Petrol.*, **44**, 5: 901–927.
- Petrík I., Broska I., Uher P., 1994 — Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: age, source rock, geotectonic setting and relation to the Variscan structure. *Geol. Carpath.*, **45**.
- 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., 1996 — Deformacje tektoniczne w granitoidzie polskich Tatr Wysokich. W: Mat. 1. Ogólnopolskiej Konf. — Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek, **1**. Zakopane, 6–9 października 1996 r., Kraków–Zakopane.
- Piotrowska K., 1997 — Cios, spękania ścięciowe i uskoki w trzonie granitoidowym polskich Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, **45**, 9: 904–907.
- Piotrowska K., Kotański Z., Gawęda A., Piotrowski J., Rączkowski W., 2014a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tatry Zachodnie (1060). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piotrowska K., Kotański Z., Gawęda A., Piotrowski J., Rączkowski W., 2014b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tatry Zachodnie (1060). Narod. Arch. Geol. PIB-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-geologiczna Tatr 1639–1953. *Biul. Inst. Geol.*, **111**.
- Pliszczyńska K., 2012 — Tarasy Białki w rejonie Jurgowa i ich związki z lodowcami tatrzańskimi. *Prz. Geol.*, **60**, 2: 103–109.
- Poller U., Todt W., 2000 — U-Pb single zircon data of granitoids from the High Tatra Mountains (Slovakia): implications for the geotectonic evolution. *Transact. Earth Sc.*, **91**: 235–243.
- Pomianowski P., 1998 — Neogeńsko-czwartorzędowa aktywność uskoku w podłożu Kotliny Orawskiej i Nowotarskiej. W: 3. Ogólnopolska Konferencja — Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość. Kraków, 23–24 października 1998 r.
- Poprawa D., Chowaniec J., Olszewska B., Jawor E., Kopciowska B., Mleczkło A., Smałowicz M., Skulich J., 1992 — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych — wody

- termalne – Otwór Bukowina Tatrzańska PIG-1. Dokumentacja wynikowa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Karpacki, Kraków.
- Pszczółkowski A., 1996 — Calpionellid stratigraphy of the Tithonian-Berriasian pelagic limestones in the Tatra Mts (Western Carpathians). *Stud. Geol. Pol.*, 109.
- 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., 1938 — Uwagi dotyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 4.
- Rabowski F., 1955 — Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich 1:20 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Rabowski F., 1959 — Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (oprac. Z. Kotański, red. S. Sokołowski. *Pr. Inst. Geol.*, 27: 1–178.
- Radwański A., 1959 — Z badań nad petrografią liasu wierchowego. *Prz. Geol.*, 7, 8.
- Rączkowski W., 2008 — Stanowisko 6: Stara Roztoka – problem glacialnego przegłębienia Doliny Białej Wody. W: Mat. 15. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski, Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie. Zakopane, 1–5 września 2008: 212–215.
- Romer E., 1929 — Tatrzańska epoka lodowcowa. *Prace geograficzne wydawane przez prof. E. Romera*, 11, Lwów–Warszawa.
- Roniewicz P., 1959 — Cechy sedimentacyjne seisu wierchowego. *Acta Geol. Pol.*, 9, 2.
- Roniewicz P., 1963 — Szczątki flory i okruchy granitu w seisie wierchowym Tatr. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 3.
- 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 — Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 14, 2.
- Roniewicz P., 1979 — Paleogen Tatr i Podhala. W: Przew. 51. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zakopane, 13–15 września 1979 r.
- Roniewicz P., 1997 — Trias dolny (werben). W: Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zakopane, 2–4 października 1997.
- Silva L., Rychliński T., Szulc J., 2004 — Sesja terenowa E: Płytkowodna i lądowa sedimentacja węglano-klastyczna kajpru karpackiego. Rozwój sedimentacyjny paleogenu centralnokarpackiego (Zdiar–Cervena Skala–Zdiar–Skalka–Zdiar–Biela Zdiar–Błascadska Dolina–Podspady–Jurgów). W: Geologia Tatr: Ponadregionalny Kontekst Sedymetologiczny (M. Kędzierski, S. Leszczyński, A. Uchman, red.). Polska Konferencja Sedymetologiczna, 8. Krajowe Spotkanie Sedymetologów. Zakopane, 21–24 czerwca, 2004 r. Pol. Tow. Geol., Kraków: 65–77.
- Skierski A., 1984 — Wiek i geneza Smreczyńskiego stawu. *Pr. Stud. Geogr. UW*, 5.
- Skupiński A., 1975 — Peterogeneza i struktura trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich między Ornakiem a Rohaczami. *Stud. Geol. Pol.*, 49: 4–98.
- Sobień K., 2005 — Wyniki badań warstewek piroklastycznych we fliszu podhalańskim. *Prz. Geol.*, 53, 4: 342.
- Sokołowski S., 1925 — Spostrzeżenia nad wiekiem i wykształceniem liasu regłowego w Tatrach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 2.
- Sokołowski S., 1959 — Zarys geologii Tatr. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Sokołowski S., 1973 — Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. *Biul. Inst. Geol.*, 265.
- Sokołowski S., 1978 — Geologia strefy regłowej Tatr Polskich między Kopami Sołtysimi a Białką. *Pr. Muzeum Ziemi*, 28.
- Sokołowski S., Guzik K. (red), 1958–1980 — Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:10 000. Wyd. Geol., Warszawa.

- Stanisławska M., Michalik M., 2003 — Breakdown of monazite and REE, Th, U mobility in the High Tatra granitoids. *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, 23: 160–162.
- Starkel L., 1972 — Główne rysy ukształtowania Polski południowej. W: *Geomorfologia Polski*. 1. (M. Klimaszewski, red.), Polska Południowa – góry i wyżyny. PWN, Warszawa.
- Szafer W., 1958 — Nowa flora eoceńska w Tatrach. *Kwart. Geol.*, 2, 1.
- Szeroczyńska K., 1984 — Analiza Cladocera w osadach niektórych jezior tatrzańskich. *Pr. Stud. Geogr.*, 5: 93–102.
- Szydło A., 2013 — Wyniki badań mikrofauny. W: *Materiały do arkusza Tatry Wysokie SMGP*. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Karpacki, Kraków.
- Tokarski J., 1925 — Granit z Kościelca Małego w Tatrach. *Kosmos*, 50.
- Tokarski J., 1948 — Wyniki poszukiwań wskaźnika morenowego dyluwium tatrzańskiego. *Starunia, PAU*, 24.
- Tokarski J., 1959 — Izofemy tatrytu. *Biul. Inst. Geol.*, 149.
- Tournau-Morawska M., 1948 — Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr. *Kosmos A 65*: 59–100.
- Tournau-Morawska M., 1953 — Kajper tatrzański, jego petrografia i sedimentologia. *Acta Geol. Pol.*, 3, 1.
- Uchman A., Chowaniec J. (red.), 2009 — Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk geotermalnych na Podhalu. W: *Mat. Konf. 79. Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol.*, Bukowina Tatrzańska, 27–30 września 2009 r.
- 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., 1900 — Die Geologie des Tatragebirges. I. Einleitung und stratigraphischer Theil. *Denkschr. Acad. Wiss. (Wien)*, 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. A.U. wyd. Mil. Geogr. Inst., Wiedeń.
- Wasiluk R., 2011 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr 1:10 000 wraz z Objasńnieniami, ark. Brzegi. Materiały autorskie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- 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.
- Weyberg Z., 1902 — Przyczynki do petrografii trzonu krystalicznego tatrzańskiego. *Pam. Tow. Tatr.*, 23: 1–17.
- Wicik B., 1979 — Postglacialna akumulacja osadów jeziornych Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, 27, 7: 315, 403–404.
- Wicik B., 1984 — Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji. *Pr. Stud. Geogr.*, 5: 55–69.
- 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.
- Włodek M., 1978 — Czwartorzęd rejonu Doliny Waksmundzkiej w Tatrach. *Biul. Inst. Geol.*, 306: 175–197.
- Woldańska B., Skublicki Ł., Michalik M., Degenhardt J., 1996 — Chlorytyzacja, serycytyzacja i inne przeobrażenia w granitoidach północnej części Tatr Wysokich. *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, 8: 119–121.
- Wójcik A., 2008 — Stanowisko 8: Wały moren końcowych w rejonie Łysej Polany, przekrój przez utwory glacialne Doliny Białki. W: *Mat. 15. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie*, Zakopane, 1–5 września 2008 r.: 216–218.
- Wójcik A., Iwanow A., Derkacz M., Zabielski R., Piotrowska K., 2011 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr 1:10 000, ark. Łysa Polana. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Wójcik A., Nescieruk P., Pieńkowski G., 2011 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr 1:10 000, ark. Małe Ciche. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wójcik Z., Zwoliński S., 1959 — Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich. *Acta Geol. Pol.*, **9**, 2: 319–342.
- Zasadni J., 2009 — Krytyczne uwagi na temat rekonstrukcji geometrii powierzchni lodowców w polskich Tatrach Wysokich. *Prz. Geol.*, **57**, 7: 607–613.
- Zuchiewicz W., 1998 — Zróżnicowane tempo erozji rzecznej w polskich Karpatach zewnętrznych jako wskaźnik młodych ruchów tektonicznych. W: 3. Ogólnopolska Konferencja – Neotektonika Polski: teraźniejszość i przyszłość. Kraków, 23–24 października 1998 r.
- 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. Tatr Wysokie (1061)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:70 000

Formy lodowcowe

- Wały moren bocznych i czołowych
- Reliktowe lodowce gruzowe
- Rynny spływów gruzowych
- Progi dolin zawieszonych lub kotłów
- Dna dolin wypełnione osadami moren czołowych, bocznych i środkowych (młodszych)
- Dna dolin wypełnione osadami moren czołowych, bocznych i środkowych (starszych)

Krawędzie:

- kotłów lodowcowych
- żłobów lodowcowych
- Wyglądy lodowcowe
- Misy przegłębienia lodowcowego – cyrki
- Wały moren niwalnych

Formy wodnolodowcowe

- Stożki rzeczno-lodowcowe

Formy rzeczne

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

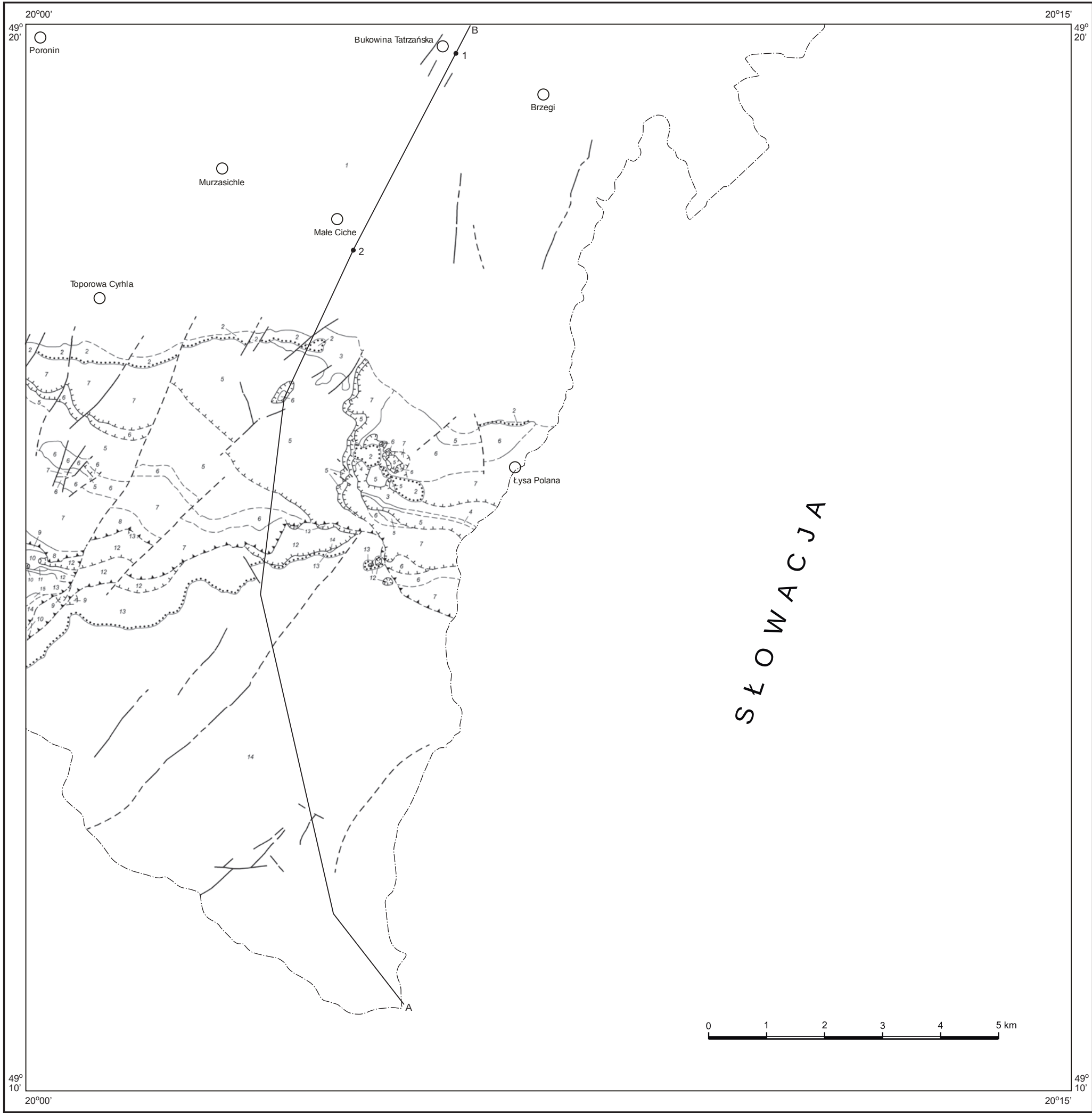
Formy krasowe

- Leje krasowe (ponory)
- Jaskinie

Formy denudacyjne

- Grzbiety: a. twarde, b. miękkie, c. zaokrąglone
- Wierzchołki: a. ostre (skaliste), b. koplaste
- Przełęcze
- Ściany i stoki skalne
- Stoki z pokrywą deluwialną i soliflukcyjną
- Stoki
- Izolowane skałki
- Stożki i hałdy usypiskowe i usypiskowo-napływowe
- Osuwiska

Opracował: W. RĄCZKOWSKI



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Tatry Wysokie (1061)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:70 000

Sekuencje posttektoniczne (eocen numulitowy i flisz podhalański)				
PALEOGEN	OLIGOCEN	1	Łupki ilaste i piaskowce – warstwy chochołowskie górne; piaskowców i łupki – warstwy chochołowskie dolne; łupki i piaskowce z soczewami dolomitów żelazistych oraz pakietami piaskowców – warstwy zakopiańskie	
	EOCEN	2	Wapienie organodetrytyczne z numulitami; piaskowce dolomityczne i mułowce (łupkowate), zlepieńce podstawowe	
Sekuencja reglowa dolna (płaszczowina kriżniańska)				
KREDA	KREDA DOLNA	3	Wapienie masywne (wapienie murańskie); margle plamiste i wapienie – formacja margli z Kościeliskiej	WALANŻYN–APT
JURA– KREDA	JURA GÓRNA– KREDA DOLNA	4	Wapienie pelityczne z łupkami i czertami	TYTON–HOTERYW
JURA	JURA DOLNA– GÓRNA	5	Wapienie bulaste i radiolaryty (baton–tyton dolny); wapienie plamiste, margle plamiste, mułowce, łupki mułowcowe i margle z amonitami (toark górny–bajos); wapienie krynoidowe i wapienie bulaste z wkładkami spongiolitów (piensbach–bajos); wapienie i margle plamiste z amonitami (piensbach górny–toark dolny); wapienie plamiste (krzemionkowe) i spongiolity (synemur–piensbach dolny); łupki mułowcowe, wapienie organodetrytyczne i piaskowce kwarcowe – formacja kopieniecka (hetang)	HETANG–TYTON DOLNY HETANG–TYTON
TRIAS	TRIAS GÓRNY	6	Wapienie organodetrytyczne (retyk); łupki pstre, piaskowce, dolomity i zlepieńce (kajper karpacki) (karnik + noryk)	KARNIK–RETYK
	TRIAS ŚRODKOWY	7	Dolomity i wapienie krynoidowe (typu Gutenstein)	ANIZYK + LADYN
	TRIAS DOLNY	8	Wapienie, dolomity, piaskowce, margle i łupki pstre	OLENEK
Sekuencje wierchowe (autochton i płaszczowiny wierchowe)				
KREDA	KREDA DOLNA– GÓRNA	9	Margle i wapienie glaukonitowe (alb–turon); wapienie organodetrytyczne (facja rafowa urgonu) (barrem–apt)	BARREM–TURON
JURA–KREDA	JURA ŚRODKOWA– KREDA DOLNA	10	Wapienie masywne i wapienie z kalpionellami	KELOWEJ–HOTERYW
JURA	JURA ŚRODKOWA	11	Wapienie krynoidowe i wapienie bulaste z amonitami	BAJOS + BATON
TRIAS	TRIAS ŚRODKOWY	12	Brekcje (podstawowe), wapienie i dolomity	ANIZYK + LADYN
	TRIAS DOLNY	13	Dolomity, piaskowce, łupki pstre i wapienie (olenek); zlepieńce, piaskowce kwarcowe i łupki pstre (ind)	IND + OLENEK
Skały krystaliczne (krystalinik)				
KARBON– KREDA	14	Mylonity i kataklazyty (karbon–kreda); granity z pegmatytami i aplitami, granitoidy z kryształami różowych skaleni potasowych oraz granitoidy (granodiority i tonality) równoziarniste szare (karbon).		
DEWON– KARBON	15	Gnejsy i łupki krystaliczne		

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 sedimentacyjne

A

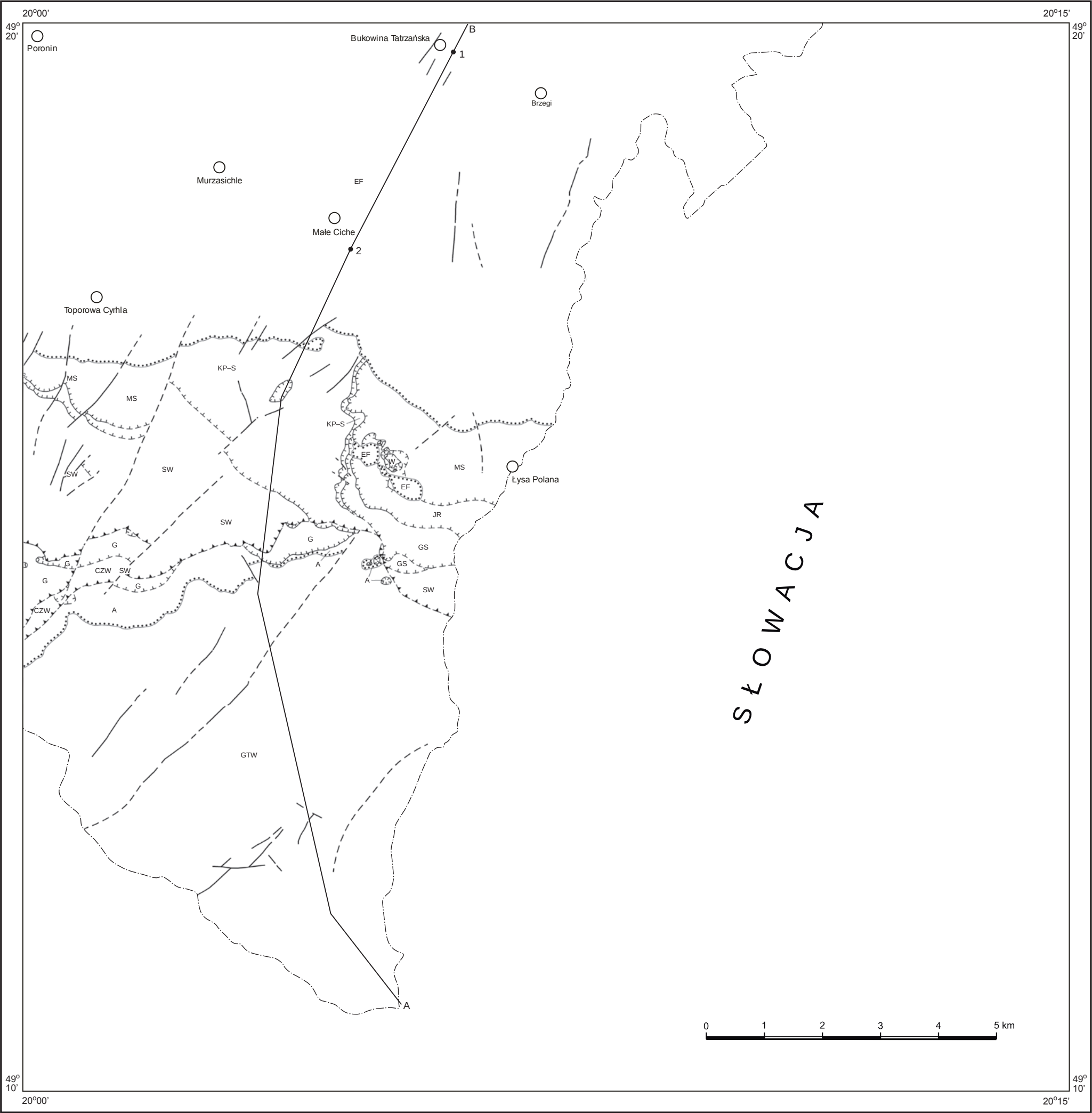
B

Linia przekroju geologicznego

1

Otworki wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej

Opracowały: K. PIOTROWSKA, W. DANIEL



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Tatry Wysokie (1061)

SZKIC TEKTONICZNY

Skala 1:70 000

- Wybrane uskoki: a. pewne, b. przypuszczalne
- Granice nasunięć płaszczowin wierzchowych i reglowych:
a. pewne, b. przypuszczalne
- Wybrane granice nasunięć płaszczowin cząstkowych i łusek:
a. pewne, b. przypuszczalne
- Kontakty sedymentacyjne

Niecka Podhalańska

EF — eocen numulitowy i flisz podhalański

Płaszczowina reglowa dolna (płaszczowina kriźniańska):

- GS — łuska Gęsiej Szyi
- JR — łuska Jaworzyny Rusinowej
- KP-S — łuska Kop Sołtysich–Siodła
- W — łuski z Wiktorówek
- SW — płaszczowina cząstkowa Suchego Wierchu–Hawrania
- MS — płaszczowina cząstkowej Małej Świnicy–Filipczańskiego Wierchu

Autochton i płaszczowiny wierzchowe

- G — płaszczowina Giewontu
- CZW — płaszczowina Czerwonych Wierchów
- A — autochton

Krystalinik

GTW — granitoidy

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

Opracowały: K. PIOTROWSKA, W. DANIEL