

The Tatras – nappes and landscapes

Tatry – płaszczowiny i krajobrazy

Ireneusz Felisiak

AGH University of Science and Technology; Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection;
Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland,
e-mail: felisiak@geol.agh.edu.pl



porównać papierowe konstrukcje z rzeczywistymi dziełami natury. Zapraszam do lektury i wycieczki w Tatry. Autor.

Słowa kluczowe: płaszczowina, nasunięcie, zapadlisko, półzrąb, Tatry, Karpaty

Introduction

The Alpine-type mountain ranges are built of nappes – huge, tabular rock bodies stacked one above the other by tectonic forces during the process of thrusting. Initially, these rock bodies were the successions (series) of sediments laid down in sedimentary basins, tens of kilometers distant from each other. Discovery of nappes proved the shortening of some fragments of the Earth crust by several hundreds of kilometers and stimulated the plate tectonics concept. The Tatras (Fig. 1) were the second mountain range in the world where the nappe structure has been discovered (Maurice Lugeon. *Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes*. “Bull. de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles”, Lausanne 1903).

The Tatras belong to the part of Inner Carpathians distinguished as the Central Western Carpathians (CWC). The Pieniny Klippen Belt (PKB) separates the Inner Carpathians (and the CWC) from the Outer Carpathians (represented in Fig. 2 by the Magura Nappe). The crystalline core of the Tatras is a fragment of the northern margin of African continent known as the ALCAPA microplate (after Eastern Alps + Carpathians + Panonia) or as the Apulia-Adria microplate (microcontinent named after Apulia in southern Italy). The ALCAPA microplate has started its migration to the north in the Early Mesozoic, during the expansion of the Thetys Ocean. Hence, the Tatras are the northernmost fragment of Africa driven into Europe in the Neogene, during the closure of the para-Thetys – the remnant of the Thetys Ocean. The Tatra nappes were formed in the Late Mesozoic but they have emerged at the surface not before the Late Miocene. In

Abstract: Geological structure of the Tatra Mts is a result of long-lasting processes. The key nappes have already been completed some 65 Ma ago. However as a mountain range the Tatras has emerged at the surface only 5 Ma ago, when a piece of continental crust separated from African continent at the beginning of Mesozoic era ultimately collided with Europe. Thus, the crystalline core of the Tatras, which builds also the highest crest is a fragment of Africa. This monumental mountains are, however, not an effect of the overthrusting but they resulted from young, vertical tectonic movements, which are still active and which sometimes shake the whole Podhale region. The following paper explains how the Tatras were formed. The figures enclosed illustrate the succeeding formation stages of the mountain range and the photographs allow the Reader to compare drawings with the field. Welcome to the Tatras.

Key words: thrust, nappe, trough, semihorst, Tatra Mts, Carpathians

Treść: Struktura geologiczna Tatr formowała się bardzo długo, a kluczowe dla niej płaszczowiny były już gotowe przed 65 milionami lat. Pomimo tego jako góry Tatry zaczęły się wyraźnie zaznaczać na powierzchni dopiero 5 mln lat temu. Trzeba było aby kawał skorupy kontynentalnej, oderwany od Afryki z początkiem ery Mezozoicznej, ostatecznie wbił się w kontynent Europejski. Jego fragmentem, okruczem Afryki, jest trzon krystaliczny tworzący m. in. Tatry Wysokie. Ich imponujący wygląd nie jest wszakże efektem ruchów nasuwczych a młodych przesunięć pionowych, które do dziś czasami trzęsą Podhalem. Jak to się stało opisuje poniższy artykuł. Zamieszczone w nim rysunki ilustrują kolejne stadia rozwoju Tatr. Liczne zdjęcia pozwalają



Fig. 1. The Tatras from Vel'ký Choč Peak (from the west, phot. I. Felisiak) • Tatry widziane od zachodu z Wielkiego Chocza, fot. I. Felisiak

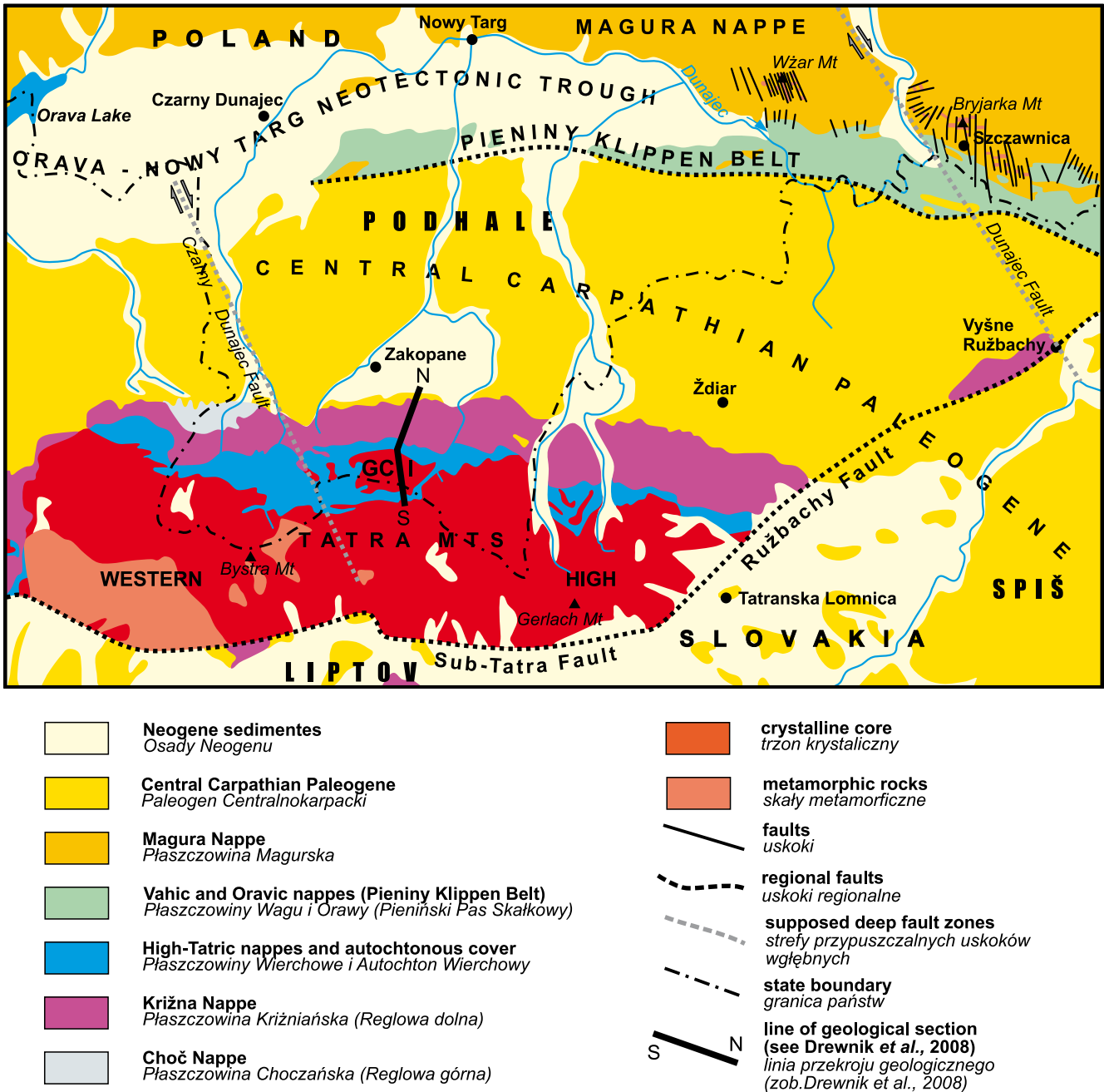


Fig. 2. Schematic geological map of the Tatra Mts and Pieniny Klippen Belt compiled after different authors by Jurewicz (2005). GCI – Goryczkova Crystalline Island • Schematyczna mapa geologiczna Tatr skompilowana z różnych źródeł przez Jurewicz (2005). GCI – Wyspa Krystaliczna Goryczkowej

comparison to the Alpine nappes, the Tatric nappes are small but the overthrust surfaces are more frequent, which is one of valuable, educational and cognitive features of the Tatras. During one-day trip the tourists can see several overthrusts, on the contrary to the Alps where only a single such feature can be visited in the same time. A proposal of such comprehensive trip in the area of the Kasprowy Peak and the Gąsienicowa Meadow can be found in Drewnik *et. al.* (2008).

Origin of the Tatra's rocks

The Tatra Mts are composed of two basic rock types – crystalline and sedimentary. Crystalline rocks of Paleozoic age

form the core of the mountains and are represented by intrusive granitoids and metamorphic rocks. Granitoids build the High Tatras (Fig. 3) situated east of the Liliowe Pass whereas metamorphic rocks – gneisses and schists, migmatites, amphibolites and local intrusive granitoids – are typical of the Western Tatras (see panorama in Fig. 17). Both the metamorphism and the granitoid intrusion are of Carboniferous age and are related to the late stages of the Variscan orogeny which has welded the pre-existing continents into the Pangea supercontinent.

The sedimentary rocks originate from the Mesozoic era and were deposited in the northern part of the Thetys Ocean which separated Africa from Euro-Asia after disruption of



Fig. 3. View of the High Tatras from the Małołączniak Peak in the Western Tatras. GCz – Goryczkowa Czuba Peak. Phot. I. Felisiak • Widok Tatr Wysokich z Małołączniaka w Tatrach Zachodnich. GCz – Goryczkowa Czuba. Fot. I. Felisiak

the Pangea. These sediments were accumulated between the Early Triassic and the Early–Late Cretaceous (Lefeld *et al.*, 1985) in the three parallel sedimentary basins, up to 100 km wide and located southward from the recent Tatras. In the opposite direction the Vahic and the Oravic basins of the future Pieniny Klippen Belt (PKB) and the Outer Carpathians (Magura Basin) were situated (Fig. 4; Plašienka, 2002; Jurewicz, 2005). The northernmost Tatra Basin occupied the areas of the recent Tatra Mts, the Liptov Depression and extended southward, until the Low Tatra Mts (see Fig. 8). Its basement was a thick continental crust (Fig. 4), hence, it was the shallowest of three basins and, consequently, its succession includes frequent stratigraphic gaps.

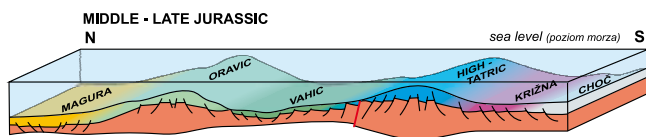


Fig. 4. Sedimentation basins within the area near the boundary of the Central (northern part) and Outer Carpathians during the Middle–Late Jurassic and Early Cretaceous (after Jurewicz, 2005, simplified) • Baseny sedymentacyjne północnej części Karpat Centralnych i południowego skraja Karpat Zewnętrznych w późnej Jurze i z początkiem wczesnej Kredy (za Jurewicz, 2005, uproszczone)

Sediments of the Tatra Basin successions are called the High-Tatric Series (HTS) as these rocks form topographically higher parts of the Tatra range than the other Mesozoic series. However, the HTS must be distinguished from the crystalline rocks of the High-Tatra area. The HTS together with its crystalline basement form the Tatricum (Tatric superunit or system; Plašienka, 2002). The sedimentary contact of the HTS with the crystalline basement is exposed at

several outcrops (see the Skrajna Turnia stop in Drewnik *et al.*, 2008).

The next two sedimentary basins located southwards from the recent Low Tatra Mts were: the Križna (Fatric system) and the Choč (Hronic system; Plašienka, 2002), both developed over the thinned continental crust (Fig. 4) during the Early Jurassic lithospheric stretching and breakdown of the epi-Variscan Triassic platform (see Golonka & Krobicki, 2004). These basins were deeper than the Tatra Basin (also during the Triassic), thus, their successions (particularly the Križna succession) are comparatively more complete. The Križna (KN) and Choč (ChN) nappes recently built the foothills of the Tatras (Fig. 5) and, consequently, were together named the Sub-Tatric Nappes.

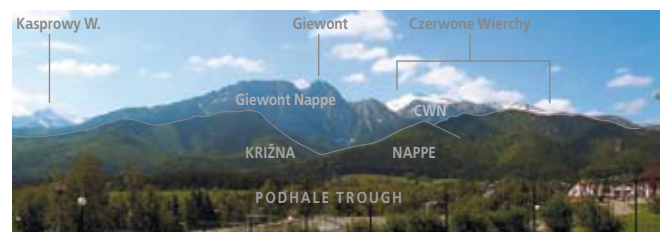


Fig. 5. High-Tatric (Giewont and Czerwone Wierchy) and Sub-Tatric (Križna) Nappes from the foot of Gubałówka (from the north). CWN – Czerwone Wierchy Nappe. Phot. I. Felisiak • Płaszczyzny Wierchowe (Giewontu i Czerwonych Wierchów) oraz Regłowe (tu Płaszczyzna Križniańska) widziane ze stoku Gubałówki. CWN – Płaszczyzna Czerwonych Wierchów. Fot. I. Felisiak

Nappes

Generally, the closure of basins of the Inner Carpathians took place in the Late Cretaceous. Both the already thinned

continental crust and the newly formed oceanic crust were subducted under the ALCAPA (or the Apulia-Adria) Plate. The nappe-folding processes migrated northwards starting from the Neocomian – Aptian in the Hronicum (ChN) through the Albian – Cenomanian in the Fatricum (KN) to the Late Turonian in the Tatricum (for details see: Jurewicz, 2005).

During the nappe-folding the sediments laid down in the Križna and in the Choč basins were detached from the basement and thrust horizontally to the north as separate nappes at a distance of about 50-100 km (Fig. 6). Precisely, the ChN was first thrust over the KN and then both units were thrust over the Tatricum, according to the classic piggyback mechanism. The mechanism is illustrated in Fig. 6 by Vahic and Oravic Nappes overriding the Magura basin deposits during the early stage of formation of the Pieniny Klippen Belt structure. The thinned continental crust of the Križna Basin was thrust under the southeastern part of the Low Tatra Mts along the north Veporic zone. Primary position of the entirely uprooted Choč Nappe is controversial, as is the localization of subduction zone of the basement. Detachment of the Križna sediments from the basement descending beneath the edge of the Veporicum was a process similar to the Late Cretaceous subduction of thinned crust of the Vahic Basin under the Tatricum, shown in Fig. 6.

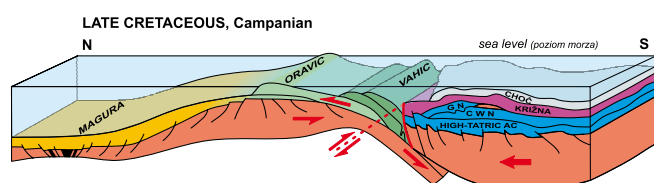


Fig. 6. Tectonic processes within the Tatric area in the Late Cretaceous (Campanian) – continuation of subduction under the Central Carpathian Block and thrust napping within the PKB (Vahic-Oravic) zone. High-Tatric (HT) units in blue: AC – Autochthonous Cover; CWN – Czerwone Wierchy Nappe, GN – Giewont Nappe (after Jurewicz, 2005, simplified) • Powstawanie płaszczowin na przykładzie sytuacji w Kampanie (piętrze późnej Kredy). Trwa subdukcja podłoża basenu Vahicum pod Blok Centralnokarpacki i nasuwanie płaszczowin pienińskich na osady basenu Magury. Płaszczowiny tatrzańskie są już gotowe. Jednostki Wierchowe (High-Tatric – HT) na niebiesko: AC – Autochton Wierchowoy; CWN – Płaszczowina Czerwonych Wierchów, GN – Płaszczowina Giewontu (za Jurewicz, 2005, uproszczone)

During the Late Cretaceous nappe-folding also the fragments of the HTS were sheared and mutually thrust over each other, but at a much shorter distance than the Sub-Tatric Nappes (5?-15 km). Thus, the HTS in the Tatra Mts is tripled (Kotański, 1963). Between the High-Tatric Autochthonous Cover (HTAC) and the overlying KN two High-Tatric nappes are located: the Czerwone Wierchy Nappe (lower) and the Giewont Nappe (upper; respectively CWN and GN in Fig. 6). At the bottom of the Giewont Nappe a large tabular body of crystalline rocks sheared off the Tatras core is embedded – the so-called Goryczkowa Crystalline Island (GCI in Fig. 2, see section Kasprowy Wierch - Zakopane in Drewnik *et al.*, 2008 and Fig. 10, 16). The second-order thrusts of imbricate type (or hinterland dipping duplexes) developed also within the KN but the whole structure including the crystalline core was

generally flat-lying until the Miocene (Fig. 6, 7; Bac-Moszażwili *et al.*, 1984; Jurewicz, 2000).

The post-Turonian nappe-folding of the Choč, Križna and High-Tatric nappes took place underwater, at considerable overburden pressure (~6-7 km) and at low geothermal gradient of ~30°C/km (Jurewicz, 2005). As a result of this folding the thinned fragments of continental crust were subducted until the end of the Cretaceous. The remaining, thicker crustal fragments (from S to N: Gemicum, Veporicum, Tatricum) coalesced as blocks mutually thrust along high-angle inversion faults and covered with the supracrustal Križna and Choč nappes. The Central Carpathian Block (CCB) – area of the future Central Western Carpathians – has become resistant to further crustal shortening. The PKB Basin, adjacent from the north, has been closed at the Cretaceous/Paleocene boundary.

Then, after a continental episode lasting until the Middle Eocene, the whole CCB with the future Tatras and the PKB area was again submerged and was covered with flysch sediments of the Central Carpathian Paleogene Basin (Fig. 7). According to Kotański (1963), this transgression proceeded probably from the north, i.e. from the Magura Basin. The movement of the Adria-ALCAPA microplates finally led to northward migration of depocentre and the nappe-folding processes which proceeded from the Central to the Outer Carpathians, and then to the foredeep.

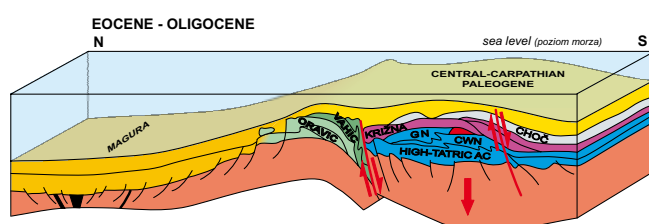


Fig. 7. Eocene - Oligocene plunging of Central Carpathian Block and sedimentation of Central Carpathian Paleogene deposits. AC, CWN, GN as in Fig. 6 (after Jurewicz, 2005, simplified) • Obniżanie Bloku Centralnokarpackiego w Eocenie i Oligocenie oraz depozycja osadów Basenu Centralnokarpackiego (za Jurewicz, 2005, uproszczone). AC, CWN, GN jak na Fig. 6.

Neogene – time of block movements and relief shaping

As the mountain range the Tatras were formed as a result of the Miocene continent/continent collision of the North-European Platform and the Central Carpathian Block, and a subsequent Neogene uplift (Jurewicz, 2005). During the collision the Magura Nappe, the PKB suture zone and the CCB were unrooted at a depth of 6 km (the PKB) and 10 km (crystalline core of the Tatras), and overthrust onto sedimentary rocks of the North-European Platform (Lefeld & Jankowski, 1987). Simultaneously, the northern part of the CCB disintegrated into individual massifs/horsts bounded by tectonic depressions. From north to south these are: the Podhale Trough, the Tatra Mts, the Liptov Trough and the Low Tatra Mts (Fig. 8). Asymmetric character of these structures demonstrated by their northward dipping was presumably caused by underthrusting of the North European Plate beneath the



Fig. 8. The Tatra Mts, Liptov Trough and Low The Tatra Mts from Velký Choč, phot. I. Felisiak • Tatry, Zapadlisko Liptowskie i Nizkie Tatry widziane z Wielkiego Chocza. Fot. I. Felisiak

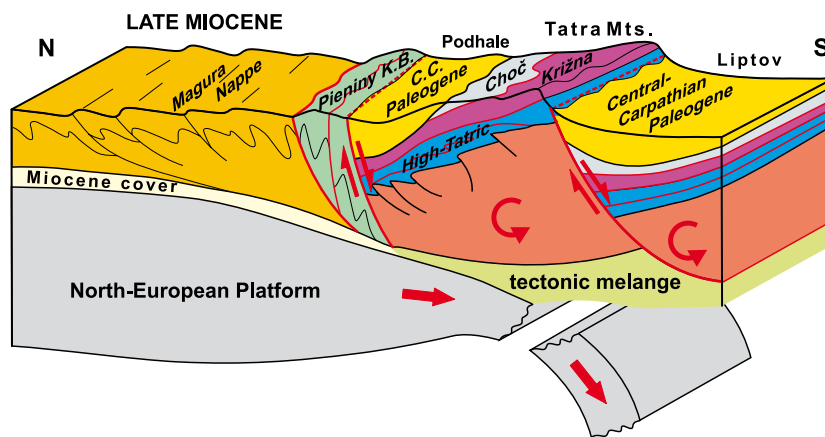


Fig. 9. Late Miocene collision of the Central Carpathian Block and North-European Platform after subduction of oceanic-type crust from the bottom of the Outer Carpathian flysch basin (after Jurewicz, 2005, simplified) • Późnomiocenińska kolizja Bloku Centralnokarpackiego z Płytą Północno Europejską po subdukcji skorupy typu oceanicznego z podłoża basenów fliszowych Karpat Zewnętrznych (za Jurewicz, 2005, uproszczone)

CCB. When underriding beneath the Tatras and the Low Tatras, the plate might have dragged the bottom parts of these crystalline massifs to the south and, consequently, this might have caused their rotation along the horizontal W-E axis (Fig. 9; Jurewicz, 2005).

Recently, only flat, north-western part of the Podhale region called the Orava-Nowy Targ Basin (Fig. 2, 10) is distinctly subsiding. The last earthquakes, up to magnitude 4 on the Richter scale, have occurred within this neotectonic trough in 2004 and 2005 years. Mountains visible to the north of the Orava Basin are built of flysch deposits of the Outer Carpathians. The Pieniny Klippen Belt is invisible in this photograph (Fig. 10) as it is buried beneath thick series of Miocene-Quaternary sediments (up to 200 m of Quaternary deposits near Czarny Dunajec village). The PKB appears at the surface south of Nowy Targ as a range of isolated hills and continues as a low mountain range in the eastern part of the Podhale and in the northern part of the Spiš regions.

The Neogene uplift connected with the tilting of the Tatra massif at about 40° to the north resulted in the formation of a semi-horst instead of a normal horst (Fig. 9). This tilting is recently observed as a high-angle, northward dipping of thrust surfaces (Fig. 10, 12, 14). Moreover, the tilting explains also the lack of Mesozoic and Paleogene sedimentary cover in the southern, uplifted and strongly eroded part of the Tatra mas-

sif (Fig. 11, see Fig. 13 in Drewnik *et al.*, 2008). The stronger uplift of the southern part of the massif affected also the location of the highest peaks (as the highest two – Gerlachowský and Lomnický Štit; Fig. 11) not in the main crest but in its southern branches. These branches are cut by the Sub-Tatra Fault (Fig. 2) forming triangular facets, especially well visible between Slavkovský Štit and Huncovský Štit. Smooth facet's plains not dissected by erosion (Fig. 11) points to normal character of the fault, suggested by Jurewicz, 2005).

The preservation of Mesozoic sediments in the northern slopes of the Tatras was caused by the Neogene, northward tilting of the massif whereas the less-tilted strata were saved from the erosion. However, not all rock units participate equally in the structure of the Tatras, as shown in the idealized geological cross-section (Fig. 12). Mesozoic syndimentary movements caused the differences in sequences and thicknesses of units between the sedimentary basins and even within a single basin. These differences were enlarged during the nappe-folding, hence, the distribution, thicknesses and stratigraphies of particular nappes vary from site to site. The most important for the Tatras geology are the HTS and the Križna series – the only one uniformly distributed Sub-Tatric unit (Fig. 2). Members of the Choč series occur only locally, usually represented by massive, resistant Lower Jurassic limestones. The Choč limestones built scenic but isolated



Fig. 10. Giewont Nappe with the GCI at center (view from the path to Świnica Mt.). Orava-Nowy Targ Basin and Outer Carpathians in the background. The GCI extends from Kopa Kondracka and Suchy Wierch Kondracki Mt. (SWK) through Goryczkowe Wierchy, Beskid to sedimentary contact with Lower Triassic quartzite on the south face of Giewont (dotted line). HTAC, CWN as in Fig. 6; J/Cr – Upper Jurassic to Lower Cretaceous HT autochthonous limestones. Phot. I. Felisiak • Płaszczyzna Giewontu z podejścia na Świnicę. W tle Kotlina Orawsko-Nowotarska i Karpaty Zewnętrzne (Babia Góra). W centrum Wyspa Krystaliczna Goryczkowej (Goryczkowa Crystalline Island) rozciągająca się od Kopy Kondrackiej przez Suchy Wierch Kondracki (SWK), Beskid po kontakt sedymentacyjny z kwarcytami dolnego Triasu na południowym zboczu Giewontu. HTAC, CWN jak na Fig. 6; J/Cr – wapień górnej Jury i dolnej Kredy Autochtonu Wierchowego. Fot. I. Felisiak

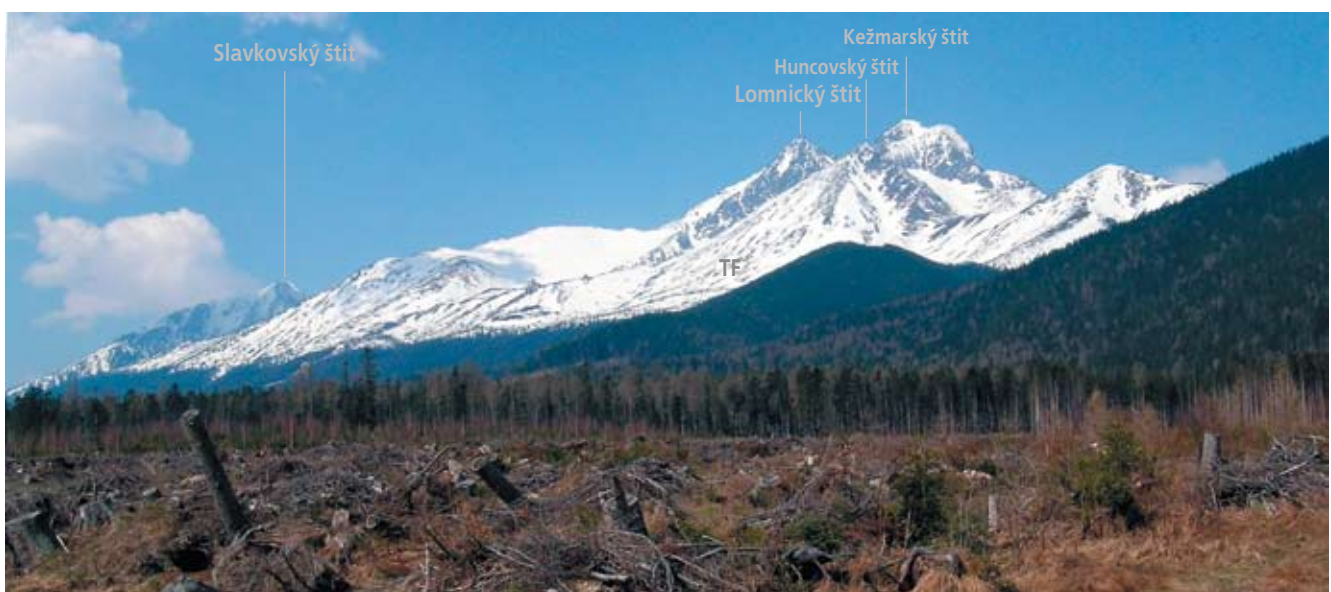


Fig. 11. Escarpment of the South - Tatra Fault built of granitoids (photo taken from the east). Notice triangular facet (TF) of the south slope of Huncovský štít and position of Lomnický štít close to the south margin of the massif. Phot. I. Felisiak • Skarpa Uskoku Podtatrzańskiego od wschodu. Zauważ trójkątny obrys południowego zbocza Huncowskiego Szczytu – tzw. trójkątne lico progu uskoku (TF). Jest to dowód na młody wiek uskoku, a jego regularny kształt i płaska, nie rozcięta erozyjnie powierzchnia, wskazują na uskoku normalny. Fot. I. Felisiak

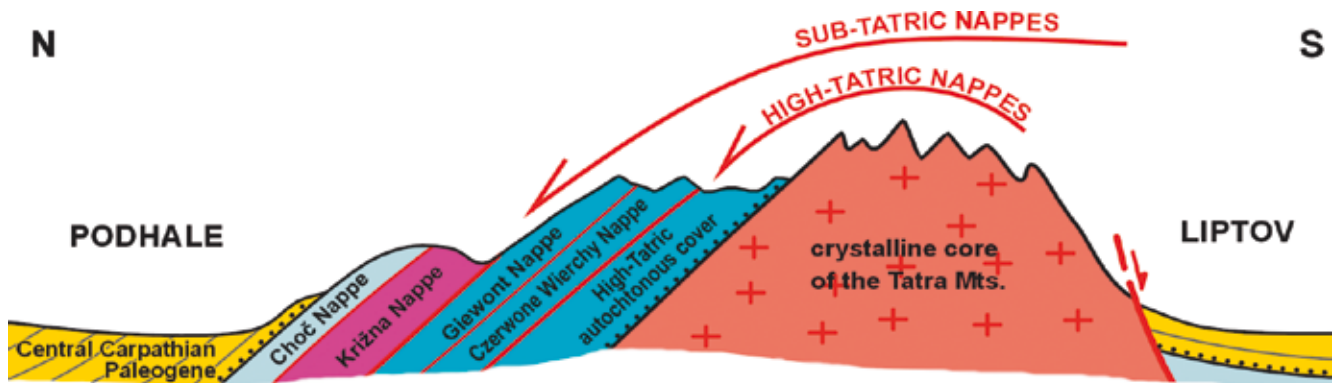


Fig. 12. Idealized geological cross-section of the Tatras. Sedimentary contacts of main series marked with dotted line. Compare vertical exaggeration of the draw with Fig. 1. • Uproszczone poprzeczny przekrój Tatr. Porównaj przewyższenie pionowe rysunku z obrazem rzeczywistym na Fig. 1. Central Carpathian Paleogene – Paleogen Centralnokarpacki; Sub-Tatric Nappes – Płaszczowiny Reglowe: Križna Nappe (KN) – Płaszczowina Križniańska (Reglowa dolna), Choč Nappe (ChN) – Płaszczowina Choczańska (Reglowa górna); High-Tatric Autochthonous Cover (HTAC) – Autochton Wierchowy; High-Tatric Nappes (HTN) – Płaszczowiny Wierchowe: Giewont Nappe (GN) – Płaszczowina Giewontu, Czerwone Wierchy Nappe (CWN) – Płaszczowina Czerwonych Wierchów

crags among forested hills of the western part of the Sub-Tatric area (Fig. 13), dominating in the western extension of the Tatras, i.e. in Chočské Vrchy Mts (Fig. 8).

The Mesozoic cover form on the northern slopes of the Tatras two morphological steps (Fig. 12). This is the result of tectonic processes older than the Neogene uplift and influencing the differences between the sedimentary basins. The lower step reflects higher susceptibility to erosion of the Križna Nappe rocks in comparison to the HT ones. It is caused mostly by shallower depth of the HT sedimentary basin, which commonly evolved into the carbonate platform. Hence, the very resistive, massive limestones predominate in the succession over the brittle, densely fractured dolomites, weak shales and marls. Less important factor was the proximity of continent from which coarser-clastic material was supplied during the episodes of terrigenous deposition. Thus, the front of HT Nappes form the higher step – impressing limestone wall running from Wielka Turnia (Fig. 14) through Giewont (Fig. 15) Myślenickie Turnie to Zawrat Kasprowy (Fig. 16).

The foothills composed of the Subatric Nappes are covered from the north side by the lowermost Paleogene strata, overstepping to the south morphological boundary of the Tatras (marked with dotted in line in Fig. 12). Traditionally, these rocks are not included into the Sub-Tatric succession. These are relatively resistant „Nummulitic Eocene” beds represented by conglomerates, nummulitic limestones and rare, peculiar, fine-grained dolomite sandstones (see Hruby Regiel Mt. in Fig. 13). The latter comprise exclusively redeposited dolomite grains of the Middle Triassic dolomites and Eocene nummulites. This is really sandstone – the terrigenous rock – although devoid of quartz grains. The lower morphological step arises above the Podhale Trough eroded within the weak, Middle/Upper Eocene-Oligocene flysch succession dominated by shales (Fig. 5). To the east of Zakopane, at the foot of the High Tatras, a sharp morphological boundary between the Subatric Nappes and the Podhale Trough is hidden under the thick cover of moraine and fluvio-glacial deposits.

The HT succession attain maximum thickness in the central part of the Tatras filling a tectonic depression of the crystalline basement – the so-called Goryczkowa Depression.



Fig. 13. View on the Choč Klippen from Czerwone Wierchy Mts. Sedimentary contact of Nummulitic Eocene (NE) with the Sub-Tatric basement marked with dotted line. Notice exceptional thickness of Eocene deposits (conglomerate and dolomite sandstone) on the top of Hruby Regiel. Phot. I. Felisiak • Widok z przełęczy między Krzesanicą a Ciemniakiem na wapienne skałki Płaszczowiny Choczańskiej. Wierzchołek i północny stok Hrubego Regla przykryte zlepieńcami (linia kropkowana) i wyżej piaskowcami dolomitowymi Eocenu Nummulitowego (NE) o wyjątkowej miąższości. Fot. I. Felisiak

The depression is so deep that, exceptionally, the main crest of the Tatras is built here also of sedimentary rocks. Moreover, the main crest shows lowest elevation in this sector (as seen in the Fig. 16, 17) and is shifted to the north from its normal position (Fig. 17). Westward from the Liliowe Pass the contact between the autochthonous cover and the crystalline core extends south from the main crest, along the upper part of the Ticha Valley, then along the Tomanowa Liptowska Valley to the Tomanowa Pass (TLV and TP, respectively in Fig. 17).

On the northern slopes of the Ticha and Tomanowa Liptowska valleys the infill of Goryczkowa Depression is exposed. Above the Ticha Valley, down to its connection with the Tomanowa Liptowska Valley (Fig. 17) these are components of the Giewont Nappe with the Goryczkowa Crystalline Island. The GCI built the summits from the Kasprowy through the Goryczkowe Wierchy to the Kopa Kondracka peaks (Fig. 10, 16). Whitish rocks visible beneath are outcrops of autochthonous, resistive Upper Jurassic and Lower Cretaceous (up to Urgonian) limestones. The remaining members of the HT Autochthonous

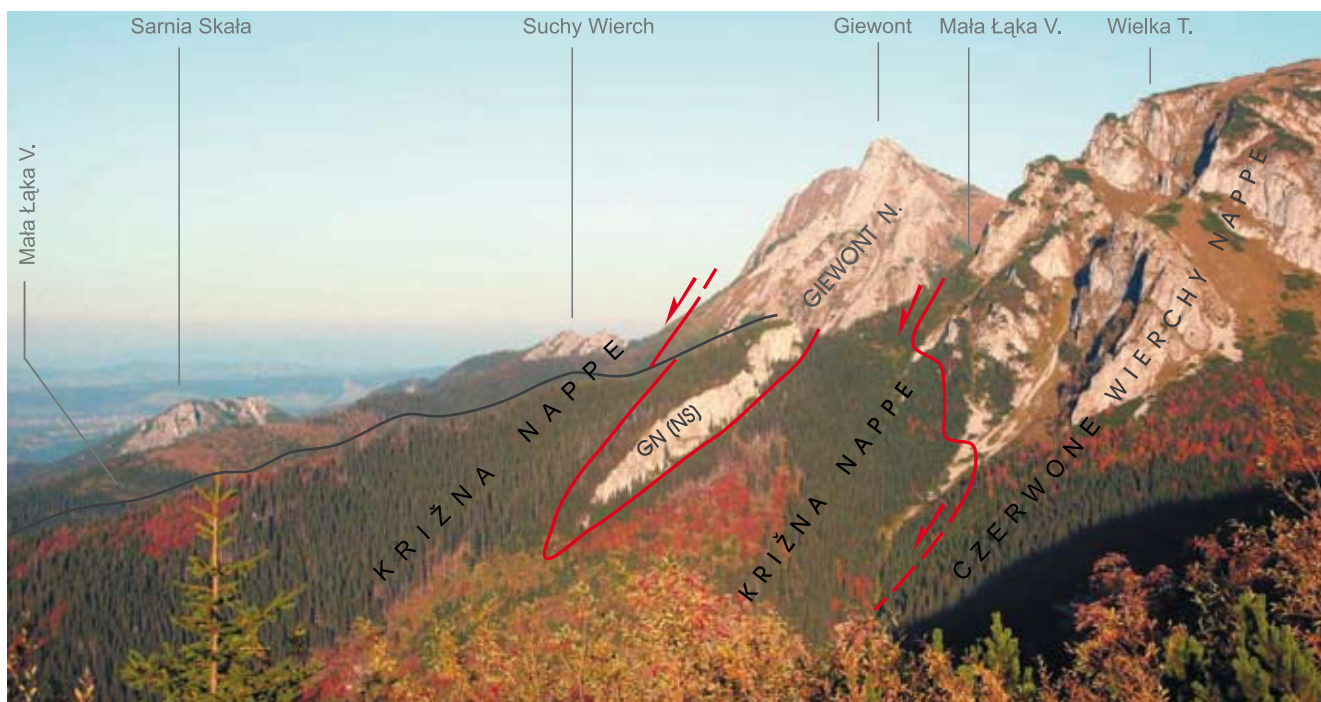


Fig. 14. The limestone wall of the front of HT nappes arising above the foothills built of the Križna Nappe (view from the west, from the path to Czerwone Wierchy Mts). NS – Niedźwiedź Scale (member of the Giewont Nappe). Phot. I. Felisiak • Wapienne ściany frontu Płaszczyzn Wierchowych wyrastające nad wzniesieniami pasa regłowego, należącymi do Płaszczyzny Kriżniańskiej (widok od zachodu ze ścieżki na Ciemniaka). NS – Łuska Niedźwiedzia należąca do Płaszczyzny Giewontu. Skaliste wzniesienia w pasie regli budują dolomity środkowego Triasu kriżniańskiego. Fot. I. Felisiak

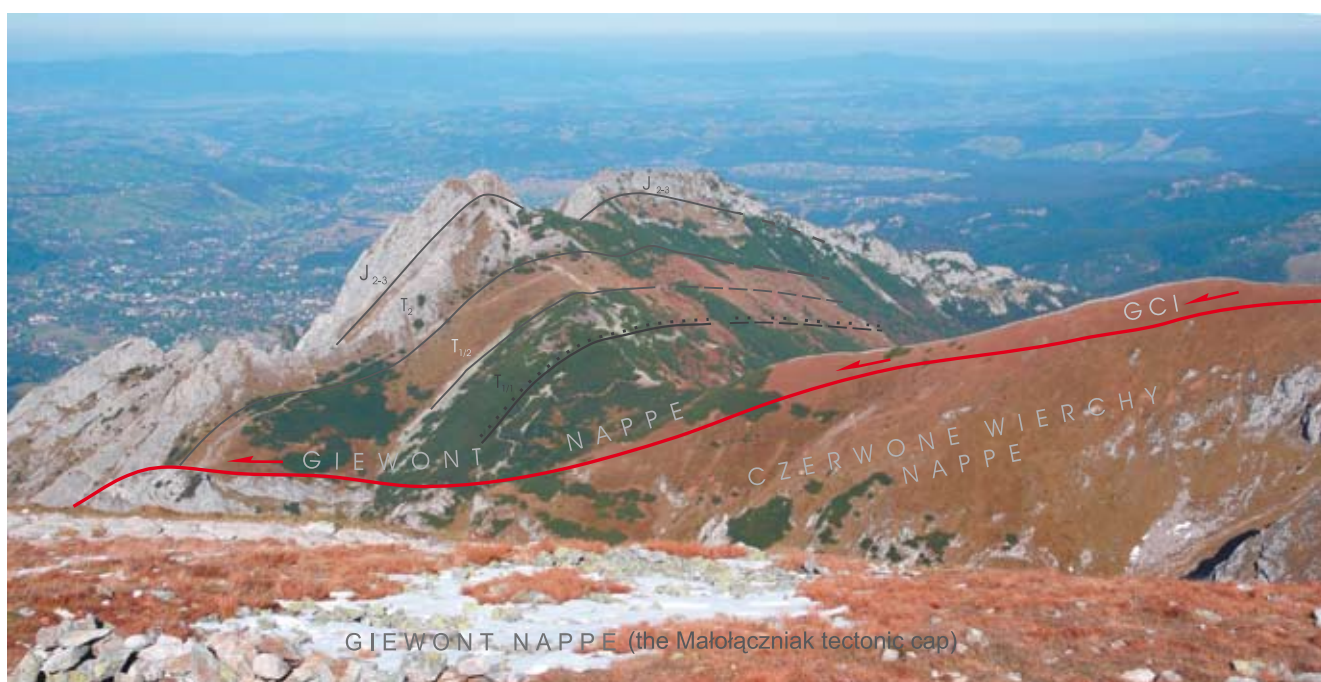


Fig. 15. The crest of Giewont “hanging” over Zakopane (photo from Małolączniak in Czerwone Wierchy Mts). Triassic: T1/1– Lower Seisian (quartzite), T1/2 – Upper Seisian – Campilian, T2 – Anisian; J2–3 – Lower – Middle Jurassic (after Kotański, 1971). Phot. I. Felisiak • Grań Giewontu „wisząca” nad Zakopanem (fot. z Małolączniaka). Trias:: T1/1– dolny Seis (kwarcyty), T1/2 – dolny Seis – Kampil, T2 – Anizyk; J2–3 – środkowa – górna Jura (wg Kotański, 1971). Fot. I. Felisiak

Cover (HTAC) together with the thrust surface are hidden under weathering crust and soils. The Czerwone Wierchy Nappe is practically entirely reduced (compare the Kasprowy Wierch Peak - Zakopane section in Drewnik *et al.*, 2008).

Westward from the Kopa Kondracka the Czerwone Wierchy Mts tower immediately above the Tomanowa

Liptowska Valley (Fig. 17). The remnants of the Giewont Nappe occurs as tectonic caps on tops of Małolączniak (Fig. 10) and Ciemniak Mts. These are slabs of gneisses and white granites (alaskites), as seen e.g., on the photo taken from the summit of Małolączniak (in Fig. 15 at foot of photographer). Southern slopes of the Czerwone Wierchy Mts (Fig. 17)



Fig. 16. Goryczkova Crystalline Island (view from Małołączniak Mt.): Notice the CWN underlying the HTAC in the foreground. Phot. I. Felisiak • Budowa geologiczna okolic Kasprowego Wierchu (widok z Małołączniaka). Na pierwszym planie Płaszczowina Czerwonych Wierchów podścielająca Autochton Wierchowy w skrzydle grzbietowym przewalonej synkliny, powstałej podczas nasuwania płaszczowiny Giewontu. Fot. I. Felisiak

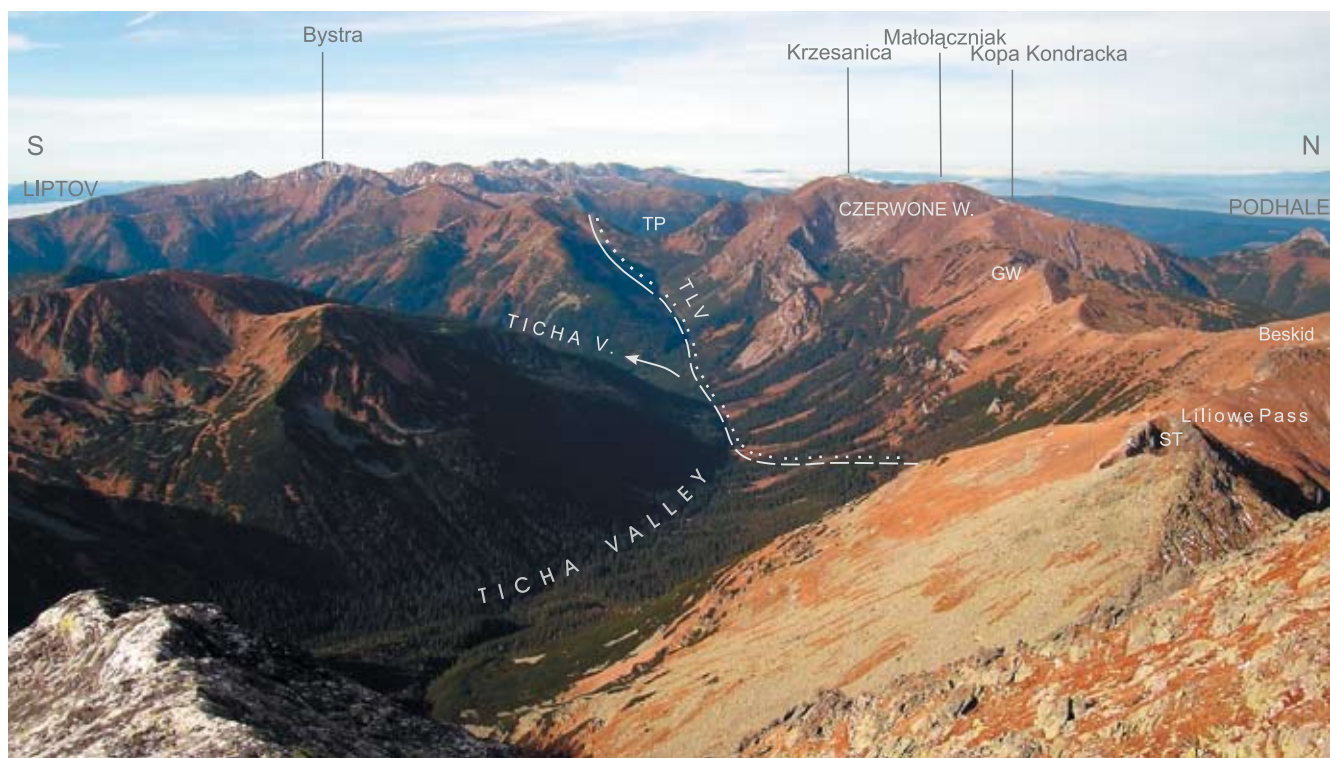


Fig. 17. View of the Western Tatras from Świnica Peak in the High Tatras. Notice shifting of the main crest between Beskid and Krzesanica to the north, at the sector of Goryczkowa Depression. TP – Tomanowa Pass, TLV – Tomanowa Liptowska Valley, GW – Goryczkowe Wierchy, ST – Skrajna Turnia. Phot. I. Felisiak • Tatry Zachodnie z podejścia na Świnicę. Zauważ przesunięcie grani głównej między Beskidem a Krzesanicą ku północy, na odcinku Depresji Goryczkowej. TP – Tomanowa Przełęcz, TLV – Dolina Tomanowa Liptowska, GW – Goryczkowe Wierchy, ST – Skrajna Turnia. Fot. I. Felisiak

expose the HTAC which thickness strongly increases in this area. The HTAC and CWN rocks are strongly folded composing a syncline recumbent towards the north, with the CWN in the fold core (see CWN underlying HTAC in the foreground in Fig. 16). The same extremely complicated tec-

tonic structure built the tectonic half-window located on the northeastern slope of the Kopa Kondracka (HTAC + CWN in Fig. 10). The Czerwone Wierchy Nappe itself forms the northern slopes of the Czerwone Wierchy Mts (as Wielka Turnia in Fig. 14). □

Streszczenie

Tatry – płaszczowiny i krajobrazy

Ireneusz Felisiak

Jeżeli budowa geologiczna naszych najpiękniejszych gór jest nawet dla specjalistów nie do końca rozwiązana zagadką, to co ma powiedzieć zwykły tatrzański turysta, który rozróżnia co najwyżej dwa rodzaje kamieni” – taki ciemny, chropowaty i centkowany, i taki biały, śliski po deszczu. (Bac-Moszaszwili, 2005)

Orogeny typu alpejskiego składają się z płaszczowin – pakietów skał tego samego wieku nasuniętych wielokrotnie na siebie wskutek działania sił tektonicznych. Pierwotnie były to serie osadów złożonych w basenach sedymentacyjnych odległych wzajemnie o dziesiątki kilometrów. Odkrycie płaszczowin dowiodło skrócenia pewnych fragmentów skorupy ziemskiej o setki kilometrów, stymulując rozwój teorii tektoniki płyt. Jest ona powszechnie uznawana objaśniając powstawanie nie tylko gór ale całych oceanów i kontynentów. Tatry (Fig. 1) stały się drugimi w świecie górami, w których

rozpoznano budowę płaszczowinową (M. Lugeon – Les nappes de recouvrement de la Tatra et l’origine des Klippes des Carpathes. *Bull. de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, Lausanne 1903).

Tatry należą do części Karpat Wewnętrznych wydzielanej przez geologów jako Centralne Karpaty Zachodnie. Od Karpat Zewnętrznych (reprezentowanych na Fig. 2 przez Płaszczowinę Magurską) oddziela je pasmo Pienin. Trzon krystaliczny Tatr to północny skraj jednego z kilku fragmentów Afryki, oderwanych z początkiem mezozoiku podczas ekspansji oceanu Tetydy. Określa się go jako płytę, mikroplątę, mikrokontynent ALCAPA (od Eastern Alps + Carpathians + PANonia) lub Apulia – Adria (od Apulii w południowych Włoszech). ALCAPA jest najbardziej północnym fragmentem Afryki wciśniętym w Europę w Neogenie, w końcowych etapach zaciskania Tetydy. Powstałe jeszcze z końcem Mezozoiku płaszczowiny tatrzańskie dopiero wówczas – w późnym Miocenie – ukazały się na powierzchni. Są one w porównaniu do alpejskich małe a powierzchnie nasunięć liczne, co jest tylko jednym z wielu walorów poznawczych i dydaktycznych Tatr. W ciągu jednego dnia wędrówki można tu przejść przez kilka nasunięć a w Alpach tylko przez jedno.

Propozycję takiej nie tylko geologicznej wędrówki w rejonie Kasprowego Wierchu i Hali Gąsienicowej przedstawiają Drewnik *et al.* (w tym tomie).

Pochodzenie skał tatrzańskich

Tatry są zbudowane z obu podstawowych typów skał – krystalicznych i osadowych. Skały krystaliczne tworzą trzon gór, reprezentowane przez intruzywne granitoidy i utwory metamorficzne młodszego paleozoiku. Granitoidy budują Tatry Wysokie położone na wschód od przełęczy Liliowe (Fig. 3). Metamorficzne gnejsy i łupki łyszczykowe z podrzędnym udziałem intruzywnych granitoidów są typowe dla Tatr Zachodnich. Zarówno procesy metamorficzne jak intruzywne zachodziły w karbonie, w późnych stadiach orogenezy Waryscyjskiej, która połączyła ówczesne kontynenty w jeden superkontynent zwany Pangea.

Skały osadowe powstały w mezozoiku, w północnej części oceanu Tetydy, który rozrywając Pangeę oddzielił Afrykę od Eurazji. Sedymentacja miała miejsce w okresie wczesny Trias – początek późnej Kredy (Lefeld *et al.*, 1985) w trzech kolejnych basenach: Wierchowym (HT od High-Tatric), Kriżniańskim (Kriżna, superjednostka Fatric) i Choczańskim (Choć; superjednostka Hronic), szerokości rzędu 100 km. Były one położone od obecnych Tatr na południe, a w przeciwnym kierunku znajdowały się Baseny Wagu i Orawy przyszłych Pienin (Vahic i Oravic) oraz Karpat Zewnętrznych (Magura; Fig. 4; Plašienka, 2002; Jurewicz, 2005). Basen Wierchowy zajmował obszar obecnych Tatr i Liptowa po Niznie Tatry (porównaj z Fig. 8). Jego podłożem była gruba skorupa kontynentalna i dlatego był on najpłytszy. Utwory tego basenu, zwane Serią Wierchową (HTS), wykazują największą zmienność osadów i liczne luki stratygraficzne. HTS wraz z trzonem krystalicznym Tatr została wydzielona przez geologów słowackich jako Tatricum (superjednostka Fatric). Sedymentacyjny kontakt HTS z trzonem krystalicznym jest widoczny w szeregu odsłoneń (zob. Skrajna Turnia w: Drewnik *et al.*, 2008).

Ulokowane na południe od obecnych Niznich Tatr baseny Kriżniański i Choczański zostały założone na skorupie kontynentalnej, ścienionej przez rozciąganie we wczesnej Jurze (Fig. 4; zob. Golonka & Krobicki, 2004). Były one głębsze niż basen HT, dzięki czemu ich profile są pełniejsze, a zwłaszcza sukcesja Kriżniańska. Skały tych serii budują niższe partie gór (Fig. 5), co znalazło swoje odbicie w pierwotnej nazwie *dolnotatrzańskie facies* i odpowiedniku angielskim Sub-Tatric Nappes. W Polsce utrwalił się jednak termin Płaszczowiny Regłowe od porastających je lasów regłowych.

Płaszczowiny

Tatry to takie gigantyczne ciastko (...) składające się z niezliczonej ilości warstw. Ciastko to jest jednak mocno nadwężone przez czas i przypomina raczej produkt, który został przewieziony w plastikowej torebce tramwajem w godzinach szczytu. (Bac-Moszaszwili, 2005)

Zamykanie basenów Karpat Wewnętrznych nastąpiło generalnie w późnej kredzie, na skutek skracania skorupy ziemskiej na tym obszarze. Ścieniona skorupa kontynentalna była wciągana (ulegała subdukcji) w kierunku SE pod mi-

kropłyte ALCAPA. Zamykanie równoznaczne z tworzeniem fałdów i płaszczowin postępowało w czasie kolejno od południa ku północy: w okresie neokom – apt w basenie Choczańskim, alb – cenoman w basenie Kriżniańskim i późnym Turonie w basenie Wierchowym (szczegóły zob. Jurewicz, 2005).

W trakcie subdukcji osady basenów Kriżniańskiego i Choczańskie zostały odkłute od wciąganego w dół podłoża i przesunięte poziomo ku N o 50-100 km jako osobne płaszczowiny (Fig. 6). Precyzyjnie mówiąc w pierw Płaszczowina Choczańska (Choć Nappe - ChN) została nasunięta na Kriżniańską (Kriżna Nappe - KN), a następnie obie jednostki razem zostały pchnięte na blok Tatricum. Wszystko nastąpiło zgodnie z klasycznym mechanizmem „jazdy na barana” (ang. piggy back mechanism), który na Fig. 6 ilustrują Płaszczowiny Wagu i Orawy (Vahic i Oravic) nasuwające się na osady Basenu Magury. Ścieniona skorupa kontynentalna podłoża Basenu Kriżniańskiego uległa przy tym subdukcji wzdłuż północnej krawędzi Veporicum – następnej ku S superjednostki, mającej paleozoiczny trzon krystaliczny. Proces ten był analogiczny do subdukcji ścienionej skorupy/podłoża basenu Wagu (Vahic) pod blokiem Tatr (porównaj Fig. 6 i 7). Przesunięta o 50-100 km Płaszczowina Kriżniańska całkowicie utraciła kontakt ze swym dawnym podłożem – została odkorzeniona. Pierwotna pozycja Płaszczowiny Choczańkiej, nasuniętej z jeszcze większej odległości, bywa dyskutowana podobnie jak miejsce subdukcji jej podłoża.

W trakcie późnokredowych ruchów fałdowo-nasuwezych ścięte i wzajemnie ponasuwane zostały fragmenty HTS. Tym razem nasunięcie nastąpiło na znacznie krótszym dystansie rzędu 5-15 km a HTS powtarza się trzykrotnie (Kotański, 1963). Pomiędzy Autochtonem Wierchowym (HT Autochthonous Cover-HTAC) a nadległą Płaszczowiną Kriżniańską znalazły się dwie Płaszczowiny Wierchowe: Czerwonych Wierchów (dolna) i Giewontu (górna; odpowiednio CWN i GN na Fig. 6, 7). Płaszczowina Giewontu nasunęła się wraz ze sporym fragmentem swego krystalicznego podłoża odciętym od trzonu Tatr – Wyspą Krystaliczną Goryczkowej (Goryczkowa Crystalline Island – GCI na Fig. 2, 10, 16; zob. Kasprowy Wierch - Zakopane section, Drewnik *et al.*, 2008). Liczne nasunięcia drugiego rzędu wielkości (imbrykacje czy tzw. duplexy) powstały również w obrębie KN ale cała struktura włącznie z trzonem krystalicznym aż do Miocenu była ułożona generalnie poziomo (Fig. 6, 7; Bac-Moszaszwili *et al.*, 1984; Bac-Moszaszwili & Gąsienica Szostak, 1992; Jurewicz, 2000).

Poturońskie fałdowanie i nasuwanie Płaszczowin Regłowych i Wierchowych miało miejsce pod znacznym ciśnieniem nadkładu (~6-7 km) i przy niskim gradiencie geotermalnym ~30°C/km (Jurewicz, 2005). W jego efekcie do końca Kredy w strefach subdukcji zostały wchłonięte słabe, ścienione fragmenty skorupy kontynentalnej. Pozostałe grubsze fragmenty połączyły się ze sobą, ponasuwane wzajemnie wzdłuż stromych uskoków inwersyjnych (od S ku N: Gemicum, Veporicum, Tatricum) i przykryte dodatkowo wielowarstwową płytą poziomo nasuniętych płaszczowin nadskorupowych KN i ChN (suprkrystalnych; Fig. 6). Obszar przyszłych Zachodnich Karpat Centralnych zamienił się w sztywny blok odporny na dalsze skracanie (Central Carpathian Block –

CCB; Jurewicz, 2005). Przylegające do niego od północy baseny pienińskie zostały zamknięte na granicy Kredy i Paleogenu.

Z początkiem Paleogenu Tatry na krótko wynurzyły się jako niewysoki łańd. Następnie w Eocenie środkowym wraz z Pieninami pogrążyły się ponownie i zostały przykryte przez utwory fliszowe Paleogenu Centralnokarpackiego (Central Carpathian Paleogene, Fig. 7). Według Kotańskiego (1963) tym razem transgresja nastąpiła z północy – z Basenu Magury. Ruch mikropląt Adria-ALCAPA ostatecznie doprowadził do migracji centrów depozycji osadów i procesów fałdowo-nasuwczych z Karpat Centralnych do Zewnętrznych i dalej do zapadliska przedgórskiego.

Neogen – czas ruchów blokowych i tworzenia rzeźby

Jako pasmo górskie Tatry uformowały się w wyniku mioceńskiej kolizji typu kontynent/kontynent Platformy Północno Europejskiej i CCB i postępującego neogeńskiego wypiętrzenia (Jurewicz, 2005). Podczas kolizji Płaszczowina Magurska, strefa szwu Pienińskiego i CCB zostały odkorzenione na głębokości 6 km (Pieniny) i 10 km (trzon krystaliczny Tatr) i nasunięte na skały osadowe Platformy Północno Europejskiej (Lefeld & Jankowski, 1985). Jednocześnie północna część CCB rozpadła się na osobne masywy/zręby ograniczone zapadliskami tektonicznymi. Od północy na południe są to kolejno: Zapadlisko (Niecka) Podhala (Podhale Trough), Tatry, Zapadlisko Liptowskie (Liptov Trough) i Niżnie Tatry (Fig. 8). Asymetryczny charakter tych struktur objawiający się ich zapadaniem ku N był przypuszczalnie wywołany przez Płytę Północnoeuropejską podsuwającą się pod CCB (Fig. 9). Przesuwając się pod Tatrami i Niżnimi Tatrami mogła ona ciągnąć ku południowi spód tych masywów wywołując ich rotację wokół poziomej osi W-E (Jurewicz, 2005).

Obecnie wyraźnie obniża się tylko płaskodenna, północno – wschodnia część Podhala wyróżniana jako Kotlina Orawsko – Nowotarska (Fig. 10). Ostatnie trzęsienia ziemi o magnitudzie do 4 stopni w skali Richtera wystąpiły w rejonie tego zapadliska neotektonicznego w latach 2004 i 2005. Góry widoczne na N od Kotliny Orawskiej budują utwory fliszowe Karpat Zewnętrznych. Pieniny oddzielające Karpaty Zewnętrzne i Wewnętrzne są tam niewidoczne, ukryte pod grubą warstwą osadów Miocenu, Pliocenu i Czwartorzędu. Pieniny pokazują się na powierzchni jako pasmo izolowanych wzgórz na S od Nowego Targu (Fig. 2), kontynuując się jako góry niskie na wschodnim Podhalu i północnym Spiszu.

Neogeńskie wypiętrzenie masywu Tatr połączone z rotacją o ok. 40° ku północy (Jurewicz, 2000) spowodowało powstanie półzrębu zamiast normalnego zrębu (Fig. 9). Objawia się to stromym zapadaniem powierzchni nasunięć ku północy (Fig. 10, 12, 14; Bac-Moszaszwili *et al.*, 1984; Bac-Moszaszwili & Gąsienica Szostak 1992; Jurewicz, 2000). Jest to również przyczyna braku utworów Mezozoiku i Paleogenu na południowym skłonie Tatr, bardziej podniesionym i przez to silniej zerodowanym (Fig. 11). Nawet większość najwyższych szczytów tatrzańskich (z pierwszą dwójką – Gerlachem i Łomnicą – zob. Fig. 11) leży nie w grani głównej a w jej południowych odgałęzieniach. Te granie boczne obcięte przez Uskok Podtatrzański (Fig. 2) tworzą na południowym skłonie Tatr trójkątne lica progów uskokowych, szczególnie dobrze

widoczne między Sławkowskim a Huncowskim szczytem (Fig. 11). Ich równe powierzchnie, nie rozcięte erozyjnie wskazują na normalny charakter tego uskoku, postulowany przez Jurewicz (2005).

O zachowaniu utworów mezozoicznych na północnym skłonie Tatr zadecydowało młode neogeńskie pochylenie masywu w tym kierunku. Mniej wyźwignięte uchroniły się tam przed erozją. Wszakże nie wszystkie serie skalne mają swój równy udział w budowie Tatr, jak to sugeruje wyidealizowany przekrój (Fig. 12). Mezozoiczne ruchy synsedymenacyjne spowodowały różnice w ilości i miąższości warstw między basenami sedimentacyjnymi a nawet w obrębie danego basenu. Te różnice pogłębiły się jeszcze podczas nasuwania, przez co rozprzestrzenienie, miąższość i częściowo inwentarz stratygraficzny poszczególnych płaszczowin są zmienne. Najważniejsze dla budowy Tatr są Płaszczowiny Wierchowe (High-Tatric Nappes – HTN) i Płaszczowina Krizniańska (KN) – jedyna równomiernie rozprzestrzeniona jednostka reglowa (por. Fig. 2). Elementy Płaszczowiny Choczańskiej występują jako izolowane, małowicze skałki wapieni dolnej Jury pośród lesistych wzniesień zachodniej części obszaru reglowego (Fig. 13). Dominują one dopiero w zachodnim przedłużeniu Tatr – Choczańskich Wierchach (Fig. 8).

Pokrywa mezozoiczna tworzy na północnym skłonie Tatr dwa stopnie morfologiczne (Fig. 12). Są one wynikiem procesów znacznie starszych niż neogeńskie wypiętrzenie Tatr, wpływających na zróżnicowanie mezozoicznych basenów sedimentacyjnych. Niższy stopień odzwierciedla wysoką podatność na erozję skał krizniańskich w porównaniu do wierchowych. Wynikła ona z mniejszej głębokości Basenu Wierchowego, który częściej ewoluował w platformę węglanową. Dzięki temu w jego profilu więcej miejsca zajmują odporne, masywne (czyli nieulawiczone) wapienie a mniej jest kruchych dolomitów czy miękkich margli i mułowców, dominujących w KN. Zupełnie podrzędną rolę odegrała bliskość większych obszarów lądowych, dostarczających grubszego materiału w okresach sedimentacji terygeniczej (istotna w basenach fliszowych). Splot wymienionych czynników spowodował, że wyższy stopień morfologiczny ma postać efektywnej wapiennej ściany pokrywającej się z frontem Płaszczowin Wierchowych. Góruje ona nad pasem regli od Wielkiej Turni (Fig. 14) przez grań Giewontu (Fig. 15), Myślenickie Turnie do Zawratu Kasprowego (Fig. 16).

Dolne partie wzniesień utworzonych ze skał reglowych przykrywają od N najniższe warstwy paleogeńskie, przekraczając ku południowi morfologiczną granicę Tatr (wykropkowane na Fig. 12). Tradycyjnie nie są one zaliczane do serii reglowych. Są to odporne na wietrzenie utwory tzw. Eocenu Nummulitowego, reprezentowane przez zlepieńce, organodetrytyczne wapienie i szczególnego rodzaju piaskowce dolomitowe, osięgające na Hrubym Reglu znaczną miąższość (Fig. 13). Piaskowce te składają się wyłącznie z redeponowanych ziarn dolomitów środkowego Triasu reglowego i wapiennych skorupki dużych otwornic – nummulitów. Pomimo braku ziaren kwarcu są to prawdziwe terygeniczne (czyli osadowe pochodzenia lądowego) drobnodziarniste piaskowce. Razem ze skałami reglowymi budują one niskie góry – tzw. regle zakopiańskie – które od Zakopanego na zachód ostro graniczą z Rowem Podtatrzańskim (na pierwszym planie na

Fig. 5). Jest on wyżłobiony w utworach fliszowych Zapadliska Podhala – głównie bardzo słabo odpornych mułowcach wieku środkowy Eocen – Oligocen. Na wschód od Zakopanego, u stóp Tatr Wysokich, ta wyraźna granica między regłami a Niecką Podhalańską jest zamaskowana grubą pokrywą utworów morenowych i fluwioglacjalnych ostatniego zlodowacenia (zob. Drewnik *et al.*, 2008).

Serie Wierchowe osiągają maksymalną miąższość w centralnej części Tatr, gdzie wypełniają obniżenie trzonu krystalicznego – Depresję Goryczkowej. Jest ona tak głęboka, że grań główna jest tam zbudowana także ze skał osadowych i najniższa, co widać na Fig. 16, 17. Co więcej grań główna jest na tym odcinku przesunięta ku północy ze swego normalnego położenia (Fig. 17). Od Przełęczy Liliowej na zachód kontakt pokrywy autochtonicznej z trzonem krystalicznym biegnie po południowej stronie grani, wzdłuż górnego odcinka Doliny Cichej a następnie wzdłuż Doliny Tomanowej Liptowskiej na Tomanową Przełęcz (odpowiednio TLV i TP na Fig. 17). Na północnych zboczach obu dolin odsłania się wypełnienie Depresji Goryczkowej. Nad Doliną Cichą do połączenia z Tomanową Liptowską jest to Płaszczowina Giewontu z Wyspą Krystaliczną Goryczkowej (GCI), budującą wierzchołki od Kasprowego Wierchu przez Czuby Goryczkowe po Kopę Kondracką (Fig. 10, 16). Widoczne poniżej białawe skałki to odsłonięcia autochtonicznych wapieni górnej Jury i dolnej Kredy (po Urgon). Są one najbardziej odporne na wietrzenie spośród utworów Autochtonu Wierchowego podścielających Wyspę Goryczkową. Pozostałe skały tej serii oraz sama powierzchnia nasunięcia są niestety zamasko-

wane warstwą zwietrzliny i gleby, a Płaszczowina Czerwonych Wierchów jest synsedymacyjnie i tektonicznie niemal zredukowana do zera (Kotański, 1971; porównaj przekrój Kasprowy Wierch – Zakopane w: Drewnik *et al.*, 2008).

Na zachód od Kopy Kondrackiej, już nad Doliną Tomanową Liptowską, wznoszą się Czerwone Wierchy. Pozostałości Płaszczowiny Giewontu widoczne są w postaci czapek tektonicznych na wierzchołkach Małołączniaka (Fig. 10) i Ciemniaka. Są to płyty gnejsów i białych granitów (alaskitów), jak widoczne na zdjęciu z Małołączniaka (Fig. 15, u stóp fotografa). Na południowych stokach Czerwonych Wierchów odsłaniają się skały Autochtonu Wierchowego, którego miąższość wzrasta na tym odcinku (Fig. 17). Są one silnie sfałdowane razem z CWN tworząc synklinę przewaloną ku północy, z utworami CWN w jądrze fałdu. Objawia się to m. in. zaleganiem CWN poniżej HTAC na zachodnim stoku Kopy Kondrackiej w skrzydle grzbietowym tej synkliny (na pierwszym planie na Fig. 16). Ta sama ekstremalnie skomplikowana struktura jest słabo odsłonięta w półoknie tektonicznym na NE stoku Kopy Kondrackiej, nad ścieżką na Kondracką Przełęcz (HTAC + CWN na Fig. 10). Samodzielnie Płaszczowina Czerwonych Wierchów tworzy stoki północne Czerwonych Wierchów (np. Wielką Turnię na Fig. 14).

Autor gorąco dziękuje Pani Edycie Jurewicz za życzliwość i zgodę na wykorzystanie rysunków a Panu Januszowi Olszakowi za trud włożony w stronę graficzną pracy. Badania sfinansowano z tematu prac statutowych Akademii Górniczo-Hutniczej nr 11.11.140.560.

References (Literatura)

- Bac-Moszaszwili, M., 2005. Giewont. *Tatry*. Tatrzński Park Narodowy 2(12): 42-48 (In Polish only).
- Bac-Moszaszwili M., Gąsienica Szostak M., 1992. Tatry Polskie. Przewodnik geologiczny dla turystów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa (In Polish only): 1-158.
- Bac-Moszaszwili, M., Jaroszewski, W. & Passendorfer, E., 1984. On the tectonics of Czerwone Wierchy and Giewont area in the Tatra Mts, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 52: 67-88 (In Polish with English summary).
- Drewnik, M., Felisiak, I., Jerzykowska, J. & Magiera, J., 2008. The Tatra Mts – rocks, landforms, weathering and soils. *Geoturystyka* (this volume).
- Golonka, J. & Krobicki, M., 2004. Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafica*, 110: 5-14.
- Jurewicz, E., 2000. Tentative reconstructions of the stress axes from the thrust-folding stage in the Tatra Mts on the basis of slickensides in the granitoid core, southern Poland. *Przegląd Geologiczny*, 48: 239-246 (In Polish with English summary).
- Jurewicz, E., 2005. Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta Geologica Polonica*, 3: 295-338.
- Kotański, Z., 1963. On the character of the Western Carpathian Mesozoic geosyncline and the Podhale epimiogeosyncline. *Acta Geologica Polonica*, 13: 13-25 (In Polish with English summary).
- Kotański, Z., 1971. Przewodnik geologiczny po Tatrach. Wyd. Geol. Warszawa: 1-280 (In Polish only).
- Lefeld, J. & Jankowski, J., 1985. Model of deep structure of the Polish Central Carpathians. *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences*, A-16. 175: 593-614.
- Lefeld, J., Gaździki, A., Iwanow, A. & Krajewski, K., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mts. *Studia Geologica Polonica*, 84: 1-86.
- Passendorfer, E., 1983. Jak powstały Tatry. Wyd. VII. Wyd. Geol. Warszawa: 1-286 (In Polish only).
- Plašienka, D., 2002. Origin and growth of the Western Carpathian orogenic wedge during the Mesozoic. *Geologica Carpathica* 53: