

STANISŁAW JACZYNOWSKI i WANDA JACZYNOWSKA

Budowa geologiczna południowo-wschodnich zboczy Łysanek w reglach zakopiańskich

STRESZCZENIE: Na pd.-wschodnich zboczach masywu Łysanek w reglach zakopiańskich, nad kajprem, retykiem i liasem pasma Czerwonej Przełęczy, został odkryty dolny trias (seis i kampil) oraz anizyk. Utwory te należą do wyróżnionej przez K. Guzika i Z. Kotańskiego (1963) odwróconej łuski Czarnej Turni oraz do leżącej nad nią jednostki Małej Świnicy. W łusce Czarnej Turni bardzo charakterystycznym ogniwem jest zlepieniec klifowy (brekcja) z Czarnej Turni, który powstał w górnym kampilu. Szczegółowe zdjęcie geologiczne dostarczyło wielu dowodów na potwierdzenie grawitacyjnej tektogenezy pasma reglowego w Tatrach.

WSTĘP

W związku z koniecznością przeprowadzenia reambulacji opracowań i zdjęć geologicznych regli zakopiańskich dla Mapy Geologicznej Tatr Polskich w skali 1 : 10000, wydawanej przez Instytut Geologiczny, a zarazem w ramach stosowania nowych metod wielkoskalowego kartowania geologicznego w terenach wysokogórskich, w pracach Zakładu Kartowania Geologicznego Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego i w Pracowni Kartografii Geologicznej Zakładu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, wykonane zostały przez autorów szczegółowe badania i prace kartograficzno-geologiczne w okolicy Łysanek i Doliny Strążyskiej w reglach zakopiańskich.

Konieczność przeprowadzenia takich badań i prac kartograficzno-geologicznych wynika ze znalezienia przez prof. Kazimierza Guzika, w dnie Doliny Strążyskiej i na południowych zboczach Małej Świnicy, kampilu i seisu w spągu dygitacji Krokwi, a szczególnie w obrębie synkliny *d'* (Goetel & Sokołowski 1930) i dygitacji Małej Świnicy (*d* — op.cit.). Badania i zdjęcie geologiczne zostały wykonane późną jesienią 1962 r. Badania te nie zostały ukończone, a w niniejszej pracy publikujemy tylko ich wstępne wyniki.

Teren naszych badań obejmuje południowe i wschodnie zbocza Łysanek, od szczytu Łysanek i przełęczy w Grzybowcu do Hali Strążyskiej (pl. I i II) i okolic skały Jelinka w dnie Doliny Strążyskiej.

W ujęciu W. Goetla i S. Sokołowskiego (1930) obszar badań obejmuje na omawianym terenie strefę synklinalną Czerwonej Przełęczy

(*Sn*), oraz wspomniane wyżej: dygitację Małej Świnicy (*d*) i synklinę Małej Świnicy (*d'*) oddzielającą dygitację Małej Świnicy od właściwej dygitacji Krokwi, a także znaczną część samej dygitacji Krokwi (*DK*), aż po fragment synklinalnego kajpru fałdu wstecznego Samkowej Czuby (*b'*).

Wysiłki nasze skoncentrowały się przede wszystkim na wykonaniu szczegółowego zdjęcia geologicznego na obszarze wymienionych jednostek, jednak bez szczegółowego opracowania serii synkliny Czerwonej Przełęczy.

Szczegółowe badania geologiczne, które wynikły z przedstawionej w niniejszej pracy skomplikowanej budowy geologicznej i skomplikowanych stosunków litologiczno-facjalnych serii występujących na badanym terenie, narzuciły konieczność zastosowania przez nas nowoczesnych, szybkich i możliwie dokładnych metod lokalizacji zjawisk geologicznych. Będące jeszcze w toku odpowiednie opracowania geodezyjno-kartograficzne i kartograficzno-geologiczne obejmują: wykonanie i nawiązanie podstawowych punktów osnowy geodezyjnej do tzw. „krakowskiego” układu współrzędnych prostokątnych, jednak traktowanego jako układ lokalny, z dokładnością wymaganą dla zdjęć wielkoskalowych fotogrametryczno-geologicznych, wykonanie fotogrametryczno-geologicznych zdjęć fototeodolitem Zeissa, wykonanie topograficzno-geologicznych ciągów lokalizacyjnych z zastosowaniem zestawu pomiarowego „Karti 250“-Redta, a także stereoszkiców, nawiązanych mierniczo, z zastosowaniem uniwersału koincydencyjnego „Teletop“-Zeissa, uzupełniających zdjęcia fototeodolitowe i dokumentujących ważniejsze odsłonięcia i fragmenty terenu.

Tak zebrany materiał topograficzno-geologiczny pozwala na opracowania (kartograficzno-geologiczne w skalach 1:100 — 1:500 jako zdjęcia analityczne i dokumentacyjne oraz na opracowanie podstawowe, mapowe w skali 1:1000 całego badanego terenu.

Prace te wykonane zostały pod kierunkiem profesora K. Guzika, któremu w tym miejscu składamy podziękowanie za wprowadzenie nas w badania terenowe i za daleko idącą pomoc oraz konsultację w opracowaniu terenowym i kameralnym niniejszej pracy. Składamy również podziękowanie docentowi dr Z. Kotańskiemu za udzielone nam konsultacje w sprawach stratygrafii.

W pracy niniejszej referujemy najważniejsze wyniki dotychczasowych badań, które w poważnym stopniu zmieniają dotychczasowe poglądy na budowę tej części regli zakopiańskich.

HISTORIA BADAŃ

Wydana w roku 1930 podstawowa praca W. Goetla i S. Sokołowskiego przedstawia do dziś aktualny obraz intersekcyjny budowy regli zakopiańskich, szczególnie jeśli chodzi o granice geologiczne między

triasem środkowym i górnym, a także triasem środkowym i dolnym, jak również w ramach granic geologicznych pozostałych wydzielen stratygraficznych przedstawionych na mapie w skali 1:20000, dołączonej do cytowanej pracy.

Brak dokładniejszych danych o stratygrafii triasu środkowego na naszym terenie, zwłaszcza dolnego, stał się przyczyną, że obraz budowy geologicznej regli zakopiańskich na naszym terenie okazał się nieaktualny, szczególnie jeśli chodzi o nową interpretację stratygrafii i tektoniki, a w konsekwencji także tektogenezy.

W wyniku obserwacji powojennych w wielu miejscach północnego pasma reglowego został odkryty anizyk, leżący na pasmie synklinalnym Czerwonej Przełęczy. Z. Kotański wymienia go z Kopieńców, Nosala i Małej Świnicy. Liczył się on również z możliwością wykrycia pod nim warstw kampilu (1958, 1959). Również i S. Sokołowski (1959, 1961) zauważył, iż istnieją pewne poszlaki, że między Przysłopem Miętusim a Doliną Suchej Wody pewne ogniwa dygitacji Krokwi i graniczącej z nią synkliny Czerwonej Przełęczy mogłyby należeć, przynajmniej w pewnych odcinkach (np. w Dolinie Małej Łąki i w Dolinie Strażyskiej), do najniższego środkowego triasu i do dolnego triasu. D. Andrusov w czasie wycieczek XXXII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatrach i na Podhalu w 1959 r. zwracał uwagę, iż wobec tego, że w dolnej części jednostki Krokwi należy się liczyć z obecnością anizyku, nie ma ona charakteru dygitacyjnego, lecz jest to odrębna płaszczowina cząstkowa wchodząca w skład płaszczowiny reglowej dolnej (fide Kotański 1960).

Przystępując do badań terenowych i opracowań kartograficzno-geologicznych w 1962 roku, dysponowaliśmy pracą magisterską J. Kwiatkowskiego (1960), która wprowadziła nowe elementy do budowy, zwłaszcza triasu środkowego naszego terenu, oraz wyraźnie wskazywała na konieczność rewizji dotychczasowej interpretacji jego tektoniki.

W chwili rozpoczęcia pracy dysponowaliśmy również ogólnym schematem stratygraficznym kampilu i seisu, występującego na południowych stokach Małej Świnicy w obrębie dygitacji Krokwi. Schemat ten przekazał nam prof. K. Guzik, sugerując również anizyjski wiek głównych mas środkowotriasowych, z których zbudowany jest masyw Łysanek.

Rezultatem tych badań terenowych jest nie tylko potwierdzenie ogólnego schematu stratygraficznego podanego przez prof. K. Guzika, lecz także znalezienie przez W. Jaczynowską niezmiernie interesującego wykształcenia górnego kampilu w postaci zlepieńca z Czarnej Turni kolejno transgredującego na nie znanych dotychczas w tej facji ogniwach kampilu górnego, dolnego oraz seisu na Czarnej Turni i w jej okolicy.

Rezultaty te, a także szczegółowe skartowanie anizyku i częściowo ladynu masywu Łysanek, stworzyły z kolei możliwość nowej interpretacji budowy geologicznej zbadanego i skartowanego terenu w sposób, który przedstawiamy w niniejszej pracy.

STRATYGRAFIA I STOSUNKI FACJALNE

Na omawianym terenie występują utwory następujących pięter stratygraficznych: seis, kampil, anizyk, ladin, karnik-noryk (kajper „karpacki“), oraz retyk i lias dolny (hettang-synemur, warstwy gresteńskie). Według przyjętego przez nas schematu tektonicznego, piętra te wchodzi w skład następujących wydzielonych nowych jednostek tektonicznych tej części regli zakopiańskich (Guzik & Kotański 1963). Są to:

1. jednostka Suchego Wierchu, zbudowana z triasu dolnego i środkowego, wraz ze strefą synklinalną Czerwonej Przełęczy (kajper, retyk i warstwy gresteńskie),
2. łuska Czarnej Turni (seis, kampil i anizyk),
3. jednostka Małej Świnicy (seis, kampil, anizyk i ladin),
4. łuska Grześkówek (fragment kajpru na Samkowej Czubie).

W pracy niniejszej podajemy szczegółowy opis wykształceń facjalnych wymienionych pięter, opierając ten opis na odsłonięciach z podaną ich lokalizacją. Dla ułatwienia tej ostatniej podajemy oznaczone wielkimi literami (A-A, B-B, C-C, D-D, E-E, F-F oraz G-G) zasięgi topograficznych ciągów lokalizacyjnych, wykonanych przede wszystkim wzdłuż wcięć żlebow i bocznych dolin (tabl. I i fig. 1).

Seis

Do seisu zaliczamy zespół czerwonych i zielonych łupków, przeważnie dolomitycznych z soczewkami cienkich margli dolomitycznych i dolomitów dość często piaszczystych, a także z wkładkami piaskowców kwarcyticznych cienkopłytowych, występujących pod warstwami kampilu z dobrze w wielu punktach widocznym przejściem w dolny kampil.

Wyróżniony przez nas seis był w całości do tej pory zaliczany do kajpru synkliny Czerwonej Przełęczy.

Skartowane przez nas pasmo seisu kontynuuje się jednak od Przełęczy w Grzybowcu nie wzdłuż serii dawnej synkliny Czerwonej Przełęczy, lecz wraz z kemplem w całości wchodzi w skład dawnej synkliny (d'), oddzielającej dygitację Małej Świnicy od dygitacji Krokwi (Goetel & Sokołowski 1930). Pasma to wkracza również w poważnym stopniu na obszar występowania dawnej dygitacji Małej Świnicy (pl. I i II).

Warstwy górnego seisu (sg) na naszym terenie odsłaniają się dobrze w żlebach ciągów E-E i F-F. Są to czerwone i zielone łupki dolomityczne, dość często pomarańczowo wietrzejące, miejscami twarde dolomityczne, a miejscami spiaszczone, z wkładkami cienkopłytowych dolomitycznych piaskowców kwarcowych. W łupkach tych widoczne są

centymetrowej grubości wkładki szaro-fiołkowych dolomitów laminowanych, pomarańczowo wietrzejących. Całość jest silnie strzaskana tektonicznie. Miąższość tego zespołu wynosi w żlebie ciągu *E-E* około 25 m, a w żlebie ciągu *F-F* — około 50 m. Podobnie wykształcony jest górny seis na wszystkich obszarach swojego występowania, wykazanych na mapce (tabl. I) i na przekrojach (fig. 1).

Do seisu zaliczamy również kwarcyty Czarnej Turni (*sdk*), gdyż leżą na nich transgresywne zlepieńce górnego kampilu, a także dlatego, że kwarcyty te występują nad cienką strefą łupków seisu na południowych stokach Łysanek, które leżą tam nad dolomitami podmyophoriowymi (*dk₁*) — wszystko w odwróconym położeniu.

Kwarcytów tych nie można wiązać z kampilem dolnym ani tym bardziej z górnym. Pozostaje tylko do wyjaśnienia ich pozycja w seisie. Do ostatecznego wyjaśnienia ich pozycji stratygraficznej, przyjmujemy za K. Guzikiem (1963) ich przynależność do górnego seisu.

Do dyskusji nad taką ich pozycją stratygraficzną wnosimy spostrzeżenie, że na podstawie naszych badań terenowych powierzchnia transgresji górnego kampilu wkraczająca na wschód od Czarnej Turni na warstwy podmyophoriowe i następnie myophoriowe nie wykazuje tak wielkich złużeń tektonicznych, aby można było przypuszczać, iż wszystkie ogniwa brekcji sedymentacyjnej górnego kampilu pozostają wyłącznie w kontakcie tektonicznym z ich podłożem.

W związku z tym wydaje się mało prawdopodobne, aby na przykład w okolicy żlebu ciągu *D-D* został wytłoczony tektonicznie cały górny seis i zredukowany tylko do jakiegoś małego strzępu między poziomem piaskowców kwarcytowych Czarnej Turni i dolnym kampilem. Bardziej prawdopodobne wydaje się natomiast przyjęcie, że w wyniku obserwowanych na zachód od Czarnej Turni wytłoczeń łupków, leżących nad kwarcytami Czarnej Turni a pod dolomitami podmyophoriowymi, zredukowany został tektonicznie tylko górny seis łupkowy oraz dolny kampil.

Górny seis, występujący w żlebie ciągu *D-D* pod dolomitami jednostki Małej Świnicy, wiąże się niewątpliwie poprzez dolny kampil i warstwy podmyophoriowe z tą jednostką. Przynależność zaś kwarcytowego seisu Czarnej Turni do łuski Czarnej Turni nie podlega wątpliwości, a w związku z tym przyjęcie dolnoseisowego wieku kwarcytów z Czarnej Turni narzuca konieczność przyjęcia poważnych komplikacji tektonicznych w budowie łuski Czarnej Turni.

Na możliwość przyjęcia takiej interpretacji naszych obserwacji terenowych zwrócił nam uwagę prof. K. Guzik. Nie można jednak wyłączyć możliwości, że piaskowce kwarcytowe i kwarcyty należą do dolnego seisu.

Piaskowce kwarcytowe i kwarcyty Czarnej Turni ciągną się w postaci ciągłej ławicy, poczynając od żlebu ciągu *D-D* poprzez Czarną

Turnię i Przełęcz w Grzybowcu, w kierunku Doliny Małej Łąki na pd.-zachodnich zboczach Łysanek.

Wykształcenie litologiczne kwarcytów i piaskowców kwarcytowych zmienia się wyraźnie od Czarnej Turni, zarówno w kierunku wschodnim, jak i zachodnim. Na samej Czarnej Turni i w bezpośrednim jej sąsiedztwie tworzą one jedną potężną masywną ławicę barwy jasnoszaro-zielonkawej. Takim wykształceniem kwarcytu z Czarnej Turni należy tłumaczyć jej morfologię i kształt (ostra skałka i szereg mniejszych skałek w tej okolicy — pl. I i II). Na wschód i na zachód od Czarnej Turni te zwarte bryłowe piaskowce kwarcytowe lub kwarcyty przechodzą lateralnie w gruboławicowe piaskowce kwarcytowe, przegradzane cienkimi wkładkami łupków krzemionkowych barwy zielonej i czerwonej.

Jest bardzo prawdopodobne, że omawiany kompleks przechodzi, zwłaszcza w stronę Przełęczy w Grzybowcu i Doliny Małej Łąki, w zespół zbudowany naprzemianlegle z piaskowców kwarcytowych grubopłytkowych i cienkopłytkowych oraz z grubiejących wkładek pstrych łupków o różnym stopniu sylifikacji.

W miejscach o takim wykształceniu litologicznym piaskowce kwarcytowe, zwłaszcza cienkopłytkowe, przybierają barwę jasnoszaro-czerwoną lub jasnoszaro-zieloną i wykazują dość często warstwowanie frakcjonalne.

Przypuszczać należy, że poczynając już od Przełęczy w Grzybowcu przeważa w tym poziomie właśnie takie piaskowcowo-łupkowe wykształcenie, które powoduje znacznie słabsze zaznaczanie się tu w morfologii zespołu kwarcytowego w porównaniu z okolicami samej Czarnej Turni.

Kampil

Na omawianym terenie występują dwa niezależne pasma kampilu. Pasma północne (górne) jest związane bardzo wyraźnie z jednostką Małej Świnicy, a pasmo południowe (dolne) — z łuską Czarnej Turni. Oba pasma rozdziela seis, który jednak w stosunku do obu tych pasm pozostaje zasadniczo w nieciągłości tektonicznej. Opierając się na schemacie stratygraficznym Z. Kotańskiego, który wyróżnił kampil w serii wierzchowej (1956), a następnie regłowej Tatr (1958, 1959, 1963), a zwłaszcza — w zastosowaniu do badanego przez nas obszaru — na wydzieleniach K. Guzika (1963), przyjmujemy następujący podział tego piętra:

kampil górny: (od góry), zespół brekcji sedymentacyjnych (*kb*, *kb'*, *kbbk*), leżący na warstwach myophoriowych (*km*), spoczywających z kolei na dolomitach i wapieniach podmyophoriowych (*dk₁*);

kampil dolny: łupki i margle dolomityczne z wkładkami dolomitów i cienkopłytkowych piaskowców dolomitycznych (*kd* — warstwy pirytowe).

Należy zaznaczyć, że w zespole brekcji sedymentacyjnych górnego kampilu nie napotkaliśmy dolomitów płytowych oznaczonych dk_2 , znanych z innych profilów górnego kampilu (Kotański 1963, Guzik 1963).

Dolny kampil

Dolny kampil (*kd*) na opisywanym terenie odsłania się w żlebach ciągów *E-E* i *F-F*. Są to łupki dolomityczne zielono-stalowo-szare i niebieskawo-szare, twarde, z pakietami dolomitów zlewnych, szarych, w ławicach grubości centymetrowej do decymetrowej, miejscami grubopłytowych (do 1 m), przeważnie z pyłem pirytowym. W łupkach tych zdarzają się również wkładki dolomitów z piaskiem kwarcowym. Miąższość serii kampilu dolnego w żlebach ciągów *E-E* i *F-F* wynosi około 15 m.

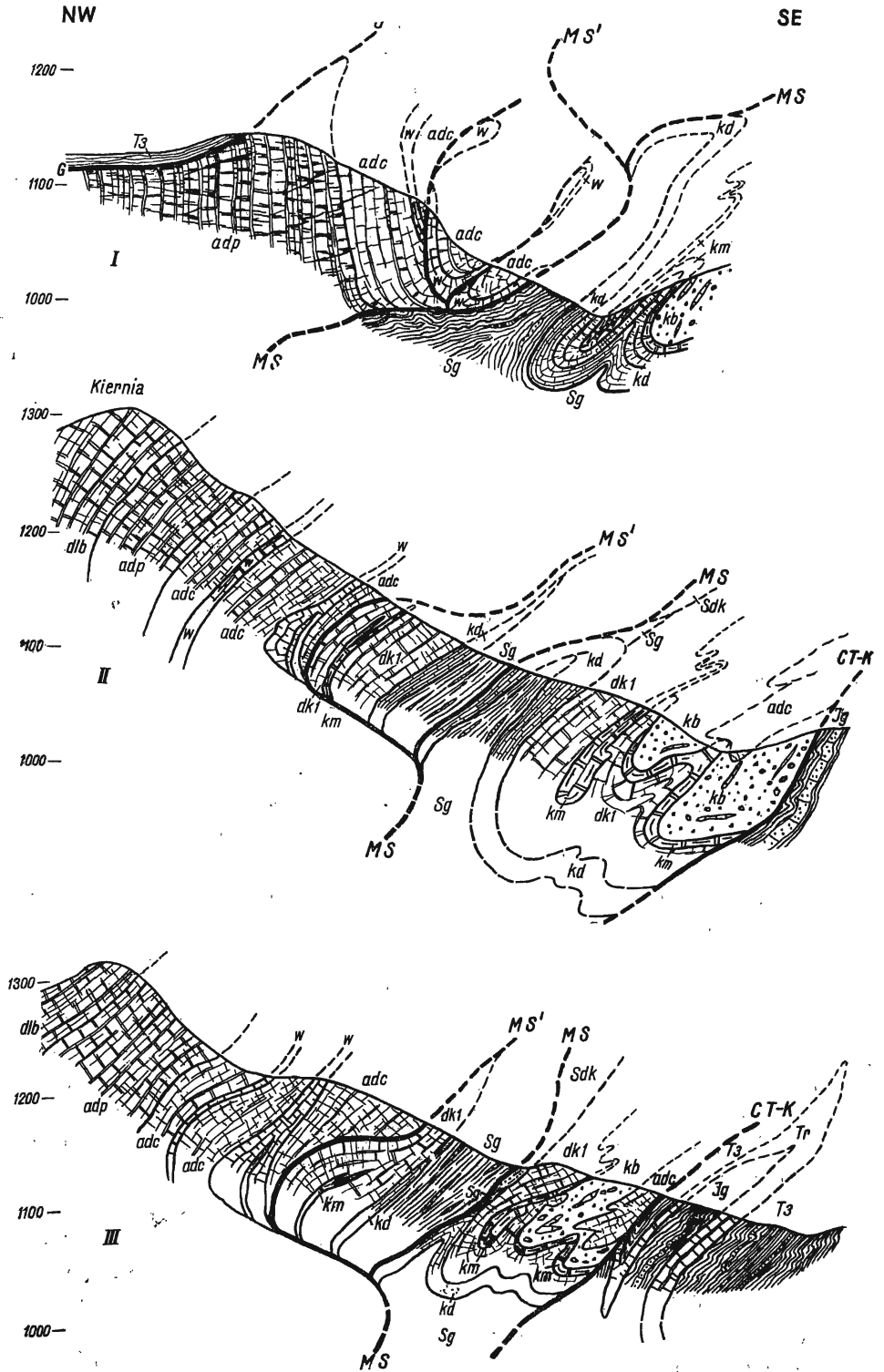
Górny kampil

Jednostka Małej Świnicy. — Górny kampil tej jednostki jest tektonicznie poprzerwany i zachowuje się samodzielnie tektonicznie w stosunku do anizyku. Zdaje się tej okoliczności zawdzięczać należy to, że na opisywanym terenie brekcja podstawowa anizyku została znaleziona tylko w dwu miejscach — nad żlebem ciągu *C-C* jako strzęp w spągu anizyku jednostki Małej Świnicy oraz w przełęczce nad najbardziej zachodnią turnią Kapeluszy. Brekcja podstawowa anizyku leży tam bezpośrednio nad (w odwróconym położeniu) dolomitami dolnego anizyku synkliny Kapeluszy.

W północnym pasmie górnego kampilu, w profilu między Łysankami i Przełęczą w Grzybowcu (ciąg *A-A*), widać brekcję sedymentacyjną górnego kampilu (*kb*) jedynie w niewielkich bryłach w zwietrzelinie, w których dały się wyróżnić okruchy czarnych wapieni gruzłowatych, oraz dolomitów zlewnych, czarnych, żółto wietrzejących, sklejonych szarym wapnistym spoiwem.

Poniżej brekcji sedymentacyjnej górnego kampilu (*kb*) w dużych odsłonięciach widać brekcję tektoniczną, zbudowaną z dolomitów zlewnych o barwie brązowo-czarnej, sklejoną spoiwem dolomitycznym szarym i szaro-żółtym. Brekcja przechodzi w dolomit bryłowy, zlewny, barwy ciemnobrązowo-czarniawej, z dużą ilością strzałki dolomitowej, którą poprzecinana jest cała skała. Strzałka wyraźnie odcina się od dolomitu i nie przechodzi w skałę. Brekcję tę i dolomity zaliczamy do podmyophoriowych dolomitów (dk_1). Kontaktują one z kwarcytami seisu (*sdk*).

W tej części terenu brak zatem czarnych wapieni gruzłowatych i czarnych wapnistych margli, oraz czarnych łupków z warstw myophoriowych (*km*). Nie wiadomo, czy brak ten spowodowany jest redukcjami tektonicznymi, czy erozyjnymi. Obecność strzępów warstw myophoriowych (*km*), które zaznaczone są na mapie na wschód od profilu Łysanek



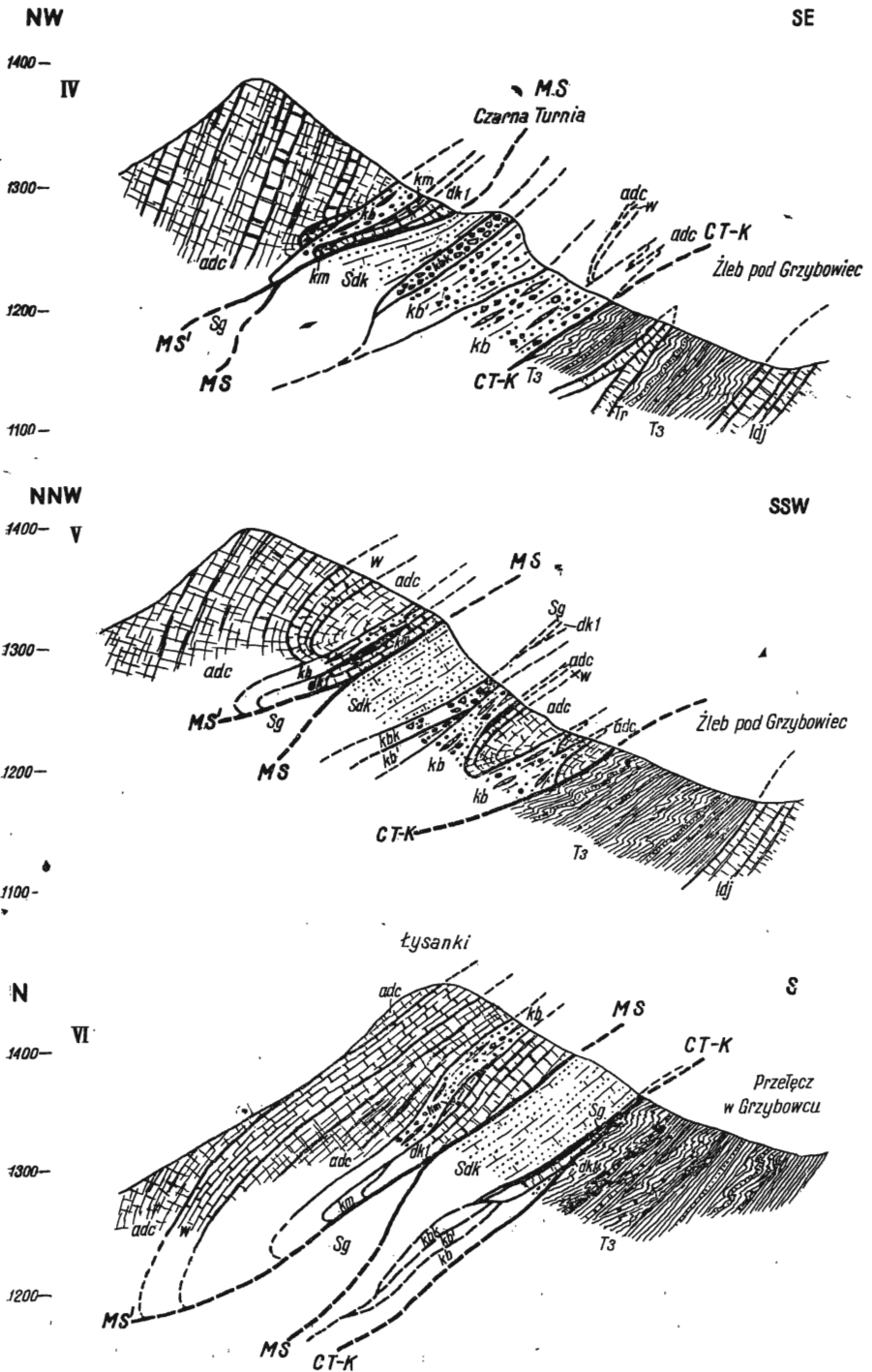


Fig. 1

Przekroje geologiczne zboczy Łysanek między Doliną Strążyską i Przełęczą w Grzybowcu. Objasnienia jak na tabl. I

Coupes géologiques des versants des Łysanki entre la vallée Strążyska et le col à Grzybowiec. Explications comme pour le tabl. I

(ciąg lokalizacyjny A-A), może być spowodowana zarówno tektoniką jak i innymi przyczynami.

Miażdżość całego górnego kampilu w opisanym profilu ciągu A-A wynosi około 50 m.

Następne ku wschodowi odsłonięcia górnego kampilu występują w górnej części żlebiu ciągu C-C. Kampil górny jest tu niezbyt dobrze odsłonięty. U góry odsłania się brekcja sedymentacyjna (*kb*), wykształcona podobnie jak pod Łysankami. Poniżej, w zwietrzelinie, widać niewielkie bryłki wapieni gruzłowatych, marglistych, czarnych, które zaliczamy do warstw myophoriowych (*km*).

Dalej ku dołowi w odkrywcę odsłaniają się dolomity podmyophoriowe (*dk₁*). Są to dolomity bryłowe, zlewne, ciemnoszaro-brązowe do czarnych, silnie strzaskane, z dużą ilością strzałki dolomitowej. Dolomity te przechodzą w brekcję tektoniczną, złożoną z okruszków tego dolomitu, sklejonych żółto-szarym spoiwem. Wśród dolomitów bywają wtrącone cienkie soczewki czarnych łupków dolomitycznych, miejscami marglistych.

Miażdżość górnego kampilu w tym profilu wynosi 30-40 m.

Kampil górny podmyophoriowy i myophoriowy (*dk₁* i *km*) jest odsłonięty także w górnej części żlebow na linii ciągów E-E i F-F. Poziom podmyophoriowy wykształcony jest tam w identyczny sposób jak w żlebie ciągu C-C. Należy dodać, że wśród kompleksu dolomitów podmyophoriowych występują, poza wkładkami łupków dolomitycznych oraz marglistych, soczewkowate wkładki wapieni i dolomitów gruzłowatych, drobnokrystalicznych, czarnych, grubości od kilku do kilkunastu centymetrów.

Miażdżość górnego kampilu w żlebie ciągu E-E można ocenić na około 75 m, a w żlebie ciągu F-F na około 12 m. Takie różnice miażdżości należy tłumaczyć częściowo przyczynami sedymentacyjnymi, przede wszystkim jednak tektonicznymi.

W spągu dolomitów podmyophoriowych (*dk₁*), w żlebie ciągu E-E widoczna jest ławica około 2,5 m miażdżości dolomitu bryłowego, cukrowatego, szarego. Pozycja stratygraficzna tej ławicy dolomitu nie jest jasna, przyjmujemy jednak prowizorycznie jej przynależność do warstw podmyophoriowych (*dk₁*).

Kampil północnego pasma jest na ogół dobrze odsłonięty. Ostatnie jego odsłonięcie ku wschodowi widać w samym dnie Potoku Strążyńskiego, tuż powyżej mostku nad Skałą Jelinka. To odsłonięcie opisane jest w pracy K. Guzika (1963).

Łuska Czarnej Turni. — Przechodząc do opisu kampilu strefy południowej, należącego do łuski Czarnej Turni, należy podkreślić jego niezwykle interesujące i odmiennie niż gdzie indziej wykształcenie.

Najlepiej odsłonięty i zarazem czytelny geologicznie profil górnego kampilu obserwować można na południowych stokach Czarnej Turni,

a szczególnie w żlebie ciągu C-C. Opis tego profilu podajemy w kolejności stratygraficznej od warstw najstarszych do najmłodszych, przy czym pamiętać należy, że wszystkie ogniwa wchodzące w skład łuski Czarnej Turni znajdują się w położeniu odwróconym.

Brekcje sedymentacyjne górnego kampilu leżą tu bezpośrednio na kwarcytach seisu, których opis podajemy poniżej.

Kontakt górnego kampilu jest tu natury sedymentacyjnej, jakkolwiek niewątpliwie strefa kontaktu jest miejscami naruszona tektonicznie. Na trudnej do dokładnego prześledzenia powierzchni transgresywnej występuje tu sedymentacyjny rumosz kwarcytowy, składający się z bardzo słabo obtoczonych bloków jasnych kwarcytów seisu. Bloki te są różnych rozmiarów: od kilku centymetrów do 1 metra. Rumosz kwarcytowy jest bezładnie ułożony i skleiony spoiwem krzemionkowym, zawierającym znaczną ilość piasku, pochodzącego z roztarcia również piaskowców kwarcytowych seisu. Powierzchnia spągowa tej brekcji jest bardzo nierówna. Jest to zapewne powierzchnia abrazyjna w pobliżu klifu, z którego w strefie brzegowej sypał się właśnie materiał z kwarcytów i piaskowców kwarcytowych atakowanych przez fale morskie.

Wydaje się nam słusznym przyjęcie, że są to typowe brekcie klifowe, wyróżnione przez Z. Kotańskiego (1955).

Brekcie te są bardzo zmiennej grubości; ogólnie biorąc, tworzą one rozległą soczewę wyklinowującą się ku wschodowi i ku zachodowi. Soczewa ta w najgrubszej partii wykazuje miąższość około 15 m. Jest ona oznaczona na mapie (tabl. I), przekrojach (fig. 1) i fotografiach (pl. I i II) symbolem *kbb*.

Ku górze przechodzi ona w brekcie sedymentacyjną zbudowaną ze słabo obtoczonego gruzu, w skład którego wchodzi wapienie i dolomity nadmyophoriowe, wapienie margliste oraz łupki czarne z warstw myophoriowych, a także skały wchodzące w skład warstw myophoriowych i dolnego kampilu. Wśród elementów brekcji widać malejącą ku górze, a u dołu znaczną ilość słabo obtoczonego gruzu kwarcytów i piaskowców kwarcytowych seisu. Sporadycznie występują wśród elementów brekcji lepiej obtoczone drobniejsze ułamki jakichś skał metamorficznych, fyllitowych. W spągowej partii tej brekcji sedymentacyjnej zdarzają się soczewy zbudowane niemal wyłącznie z lepiej obtoczonego gruzu złożonego z kwarcytów i piaskowców kwarcytowych.

W południowych ścianach Czarnej Turni, zbudowanych właśnie z tej brekcji, widać również soczewki żwiru dobrze obtoczonego, składającego się jednak również ze skał kampilu i seisu.

Brekcie tę trudno nazwać już klifową, jest to raczej brekcja sedymentacyjna osadzona w środowisku morskim w strefie falowania, jednak dalej od brzegu, posiadająca miejscami wkładki materiału klifowego w postaci soczewkowatych nagromadzeń bloków prawie nieobtoczonych wapieni, dolomitów i kwarcytów.

Spoiwo tej brekcji, oznaczonej na mapie i przekrojach *kb'*, jest wapniste, barwy szarej. W spoiwie występuje bardzo dużo materiału drobnoklastycznego.

Miąższość tej brekcji jest również zmienna, a sama brekcja występuje także jako rozległa soczewa o miąższości około 45 m.

Opisana brekcja przechodzi ku górze stopniowo w typową już brekcję sedymentacyjną górnego kampilu, oznaczoną na naszym terenie na mapach i przekrojach symbolem *kb*. Osiąga ona w okolicy Czarnej Turni bardzo dużą miąższość (ok. 50 m), przy czym zachowuje tę miąższość lateralnie w kierunku wschodnim w stronę Doliny Strążyskiej.

Omawiana brekcja sedymentacyjna górnego kampilu zbudowana jest również z materiału pochodzącego z górnego i dolnego kampilu. Materiał ten jest znacznie lepiej obtoczony, średnica elementów brekcji rzadko kiedy przekracza kilkanaście centymetrów, a przeważają średnice kilkucentymetrowe. Wśród materiału klastycznego zaobserwować można bardzo rzadko drobne otoczaki kwarcytów i piaskowców kwarcytowych seisu. Nie napotkaliśmy wśród otoczaków skał starszych od dolnego triasu.

W omawianej brekcji (*kb*) występują wkładki czarnych wapieni gruzłowatych, mułowcowych, detrytyczno-węglanowych, charakterystycznych dla tego poziomu, nie znaleźliśmy natomiast wkładek dolomitów płytowych detrytyczno-węglanowych, charakterystycznych dla tego poziomu w profilach Małej Świnicy (Guzik 1963).

Ta okoliczność może przemawiać za tym, że cały opisany profil brekcji sedymentacyjnych należy do górnego kampilu, młodszego nawet od poziomu dolomitów nadmyophoriowych.

Transgresja brekcji klifowej nastąpiła wobec tego w okolicy Czarnej Turni po uprzednim osadzeniu się warstw całego dolnego kampilu oraz warstw podmyophoriowych, myophoriowych i dolomitów nadmyophoriowych. Potwierdzałoby taki wiek transgresji dość pospolite występowanie, szczególnie w dolnej części brekcji, słabo obtoczonych płaskur czarnych łupków wapnistych, pochodzących z warstw myophoriowych.

Brekcja sedymentacyjna górnego kampilu przekracza kolejno na naszym terenie nie tylko kwarcyty i piaskowce kwarcytowe seisu, lecz także łupki pstre seisu (między Czarną Turnią a Przełęczą w Grzybowcu), być może dolny kampil, a następnie wkracza na dolomity i wapienie podmyophoriowe górnego kampilu i wreszcie leży na warstwach myophoriowych górnego kampilu.

Jak widać z obrazu intersekcyjnego, którego interpretację podajemy na przekrojach geologicznych, najwyższa brekcja górnego kampilu (*kb*), przekracza także wyżej opisaną brekcję przejściową (*kb'*) i brekcję klifową (*kbk*), co dobrze się tłumaczy górnokampilskim wiekiem transgresji. Brekcja sedymentacyjna górnego kampilu występuje również w dolnej części żlebow ciągów *D-D* i *E-E* oraz w żlebiu ciągu *B-B*.

Jest ona tam wykształcona w identyczny sposób jak wyżej opisana w żlebiku ciągu C-C, z tą różnicą, że dotychczas nie napotkano w niej okruchów kwarcytów seisu.

Mięszczość tej brekcji ocenić można w żlebie ciągu B-B na około 30 m, w żlebie ciągu D-D — na około 35 m, a w żlebie E-E — 45 m.

Warstwy myophoriowe (*km*) w łusce Czarnej Turni są wykształcone jako bitumiczne i margliste wapienie gruzłowate, drobnokrystaliczne, czarne z wkładkami bitumicznych łupków marglistych oraz margli wapnistych, czarnych, które występują naprzemiennie z wapieniami. Margle są laminowane i często warstwowane diagonalnie. Widoczne jest, że całość zespołu warstw myophoriowych przeszła bardzo silną rekryystalizację, a ponadto jest ona tektonicznie zbrekcjonowana i potrząskana.

Opisane wyżej warstwy myophoriowe odsłonięte są w odkrywcę w dnie Doliny Strążyskiej (dolna część żlebiku ciągu F-F) oraz w żlebach ciągów E-E i D-D. Mięszczość ich jest zmienna, na ogół niewielka, rzędu kilku, a sporadycznie kilkunastu metrów.

Dolomity podmyophoriowe (*dk₁*) występują na zachód i na wschód od Czarnej Turni. W stokach między Czarną Turnią i Przełęczą w Grzybowcu tworzą one wąski pas zaznaczający się tylko w zwierzelinie. W tej okolicy zostały one zapewne ścięte abrazyjnie w czasie powstawania brekcji sedymentacyjnej (*kb*). Dobrze są natomiast wykształcone na obszarze między Czarną Turnią a Doliną Strążyską. Na tym obszarze są one niewątpliwie tektonicznie powtórzone, tworząc wraz z warstwami myophoriowymi lokalne fałdy kaskadowo-grawitacyjne. Fałdy takie odsłaniają się w żlebie ciągu D-D. Wykształcenie warstw podmyophoriowych można prześledzić najlepiej w żlebie ciągu D-D. Obserwuje się tu dolomity bryłowe, zlewne, czarniawo-brązowe, pomarańczowo wietrzejące, przechodzące w odmiany brekcjowate, sklezione strzałką dolomitową, wyraźnie rysującą się w skale. Wśród dolomitów sporadycznie występują soczewki centymetrowej do decymetrowej grubości łupków czarnych marglistych oraz czarnych margli wapnistych.

W podobny sposób wykształcone są dolomity podmyophoriowe, występujące w żlebach ciągów E-E i F-F oraz w odkrywkach nad dnem Potoku Strążyskiego.

Mięszczość warstw podmyophoriowych można ocenić w żlebie ciągu D-D na około 30 m, w żlebie E-E na 45-50 m, a w żlebie F-F na 25 m.

Anizyk

Przy opracowaniu utworów anizyku oparliśmy się w badaniach terenowych i pracach kartograficzno-geologicznych w całości na schemacie Z. Kotańskiego, przedstawionym w cytowanej pracy. Na opisywanym terenie z utworów anizyku zbudowana jest w całości szczytowa część masywu Łysanek, a także strzępy tektoniczne synkliny Kapeluszy w pasmie łuski Czarnej Turni.

Jednostka Małej Świnicy. — Jak to niżej przedstawimy, trias środkowy jednostki Małej Świnicy kontaktuje tektonicznie z kemplem, a miejscami z seisem tej jednostki. Niezależnie od tego kontaktu, do powierzchni nasunięcia mas środkowotriasowych jednostki Małej Świnicy, dochodzą na naszym terenie coraz wyższe ogniwa anizyku. W związku z tym należy oczekiwać, że najniższe ogniwa anizyku występują nad Przełęczą w Grzybowcu. Profil warstw leżącego tu normalnie anizyku z upadem ku północy, a szerzącego się w kierunku wschód-zachód, przedstawia się następująco (licząc od stropu do spągu warstw).

Na szczycie Łysanek w niewielkich pojedynczych odsłonięciach występują dolomity (*adc*) bryłowe, krystaliczne, w większości grubokrystaliczne (cukrowate), szare i jasnoszare do szaro-brązowych. Dolomity miejscami stają się brekcjowate i wówczas są drobnokrystaliczne, czarniawe, zlepione jasnoszarym spoiwem.

Poniżej dolomitów ze szczytu Łysanek na południowym ich zboczu występują wapienie dolnego anizyku (*W*), grubopłytkowe, na powierzchniach sedymentacyjnych gruzłowate, zlewne, miejscami bardzo drobnokrystaliczne, barwy czarnej, zmieniającej się na brązowo-szarą. Wapienie te na omawianym profilu odsłaniają się w licznych, dość dużych odkrywkach. Miąższość tej warstwy wynosi 25-30 m.

W zwietrzelinie poniżej wapieni widać okruchy dolomitu drobnokrystalicznego (*adc*), w większości brekcjowatego, jasnoszarego do ciemnoszarego i jasnoszaro-brązowego. Dolomity te mają dwa rodzaje strzałki — jedną dolomitową przekrystalizowaną ze skałą i drugą młodszą, kalcytową. Oprócz tego typu dolomitów spotykane są również w zwietrzelinie tektoniczne brekcje dolomityczne silnie strzaskane, składające się z pojedynczych okruchów dolomitów drobnokrystalicznych, ciemnoszarych, czarniawych, sklejonych jasnoszarym spoiwem.

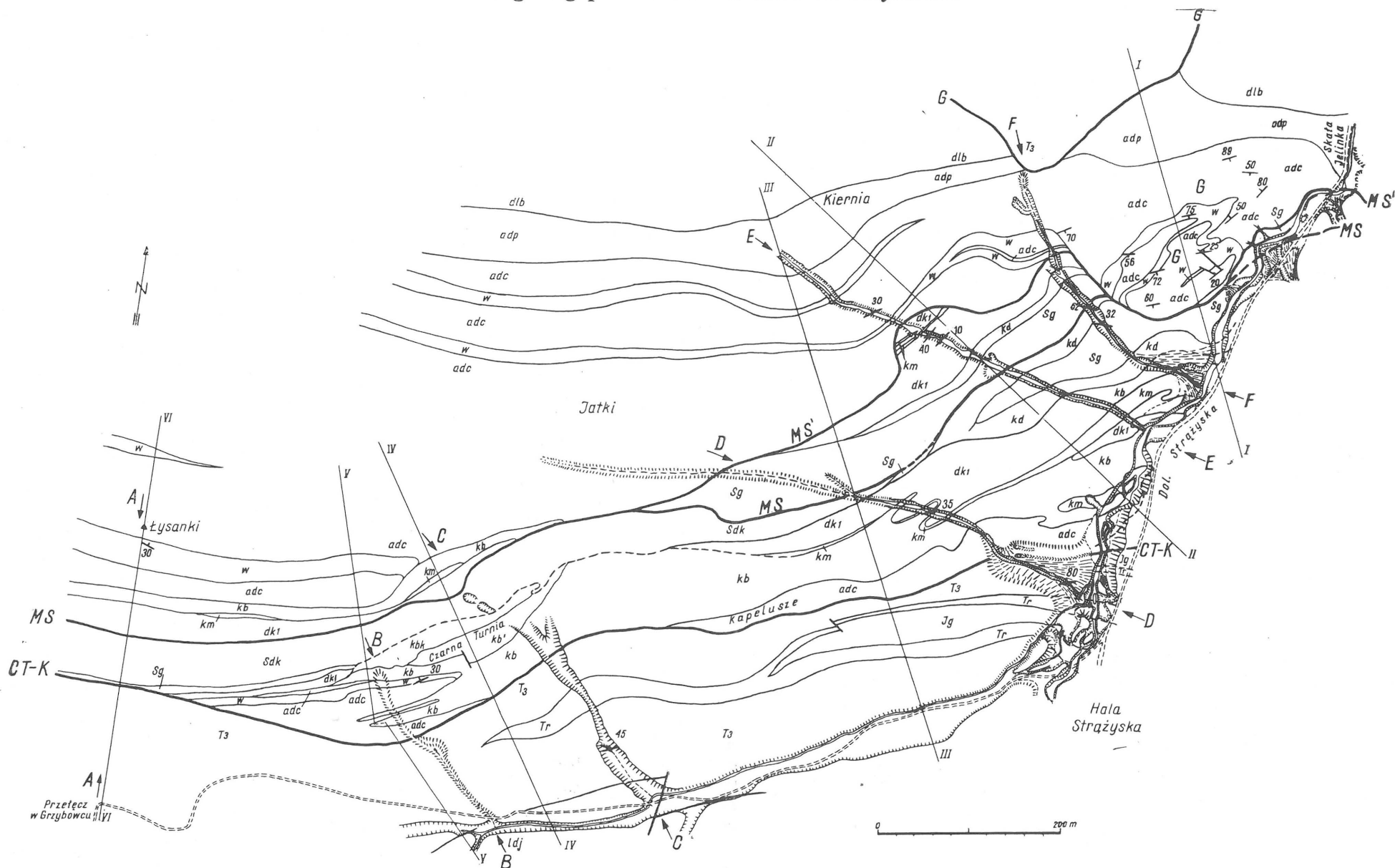
Miąższość tej najniższej części anizyku, znajdującego się w bezpośrednim kontakcie z górnym kemplem, wynosi 30-40 m, a jego wykształcenie jest analogiczne do wykształcenia anizyku opisanego przez Z. Kotańskiego (1963) i K. Guzika (1963) pod szczytem Małej Świnicy.

W dnie zlebu, przez który przechodził ciąg lokalizacyjny, oznaczony *E-E*, odsłonięte są wyższe ogniwa dolnego anizyku (*adc*). Są to, licząc od stropu, dolomity bryłowe, płytkowo pękające, krystaliczne, jasnoszaro-brązowe, przechodzące w grubokrystaliczne dolomity o strukturze ziarenkowej i barwie szaro-brązowej. Dolomity przechodzą również w brekcję tektoniczną złożoną z tego krystalicznego dolomitu, zlepionego jasnoszarym oraz żółtawym krystalicznym spoiwem.

W obrębie tych dolomitów widać podrzędne dwie warstwy wapieni płytkowych o miąższości 9 m i 7 m, składających się z ławic decymetrowej grubości, zlewnych, miejscami w spągu ławicy drobnokrystalicznych, barwy brązowo-szarej do czarnej, jasnoszaro wietrzejących.

Mapka geologiczna południowo-wschodnich zboczy Łysanek

Carte géologique des versants sud-est des Łysaneki



Seis dolny: *Sdk* kwarcyty, piaskowce kwarcytyczne białe i czerwone (seria Czarnej Turni); seis górny: *Sg* łupki ilaste i dolomityczne czerwone i zielone, soczewki cienkopłytowych dolomitów, wkładki piaskowców kwarcytycznych; kampil dolny: *kd* łupki dolomityczne, dolomity cienkopłytowe i wkładki piaskowców kwarcytycznych (warstwy pirytowe); kampil górny: *dk₁* dolomity grubopłytowe z wapieniami, *km* czarne łupki margliste i dolomityczne, czarne wapienie bitumiczne i dolomity płytowe żółto wietrzejące, *kb* brekcje śródwarstwowe dolomitowo-wapienne; seria Czarnej Turni: *kbk* brekcja klifowa kwarcytowa, *kb'* brekcja śródwarstwowa wapienno-dolomitowo-kwarcytowa; anizyk: *adc* dolomity cukrowate ziarenkowe, *adp* ciemne dolomity płytowe z przewarstwieniami wapieni (*w*) z *Dadocrinus*, miejscami robaczkowych i krynowidowych; ladin dolny: *dlb* dolomity cukrowate bryłowe; ladin górny: *ldj* jasne dolomity płytowe z wkładkami łupków dolomitycznych; kajper: *T₃* łupki, piaskowce, zlepieńce i dolomity; retyk: *Tr* wapienie szaro-niebieskie płytowe, wapienie bryłowe zoogeniczne i rafowe; dolny lias: *Jg* łupki margliste, margle i wapienie płytowe, piaskowce krzemieniste arkozowe; *G* powierzchnia nasunięcia jednostki Grzeškówek; *MS* i *MS'* powierzchnie nasunięcia jednostki Małej Świnicy; *CT-K* powierzchnia nasunięcia łuski Czarnej Turni; A-G lokalizacja na mapie profilów opisywanych w tekście

Seis inférieure: *Sdk* quartzites, grès quartzitiques blancs et rouges (série de la Czarnej Turni); Seis supérieure: *Sg* schistes argileux et dolomitiques rouges et verts, lentilles de dolomies en plaquettes, intercalations de grès quartzitiques; Campilien inférieure: *kd* schistes dolomitiques, dolomies en plaquettes et intercalations de grès quartzitiques (couches à pyrites); Campilien supérieure: *dk₁* dolomies en grosses plaques avec calcaires, *km* schistes noirs marneux et dolomitiques, calcaires bitumineux noirs et dolomies en plaques avec patine jaune, *kb* brèche dolomitique et calcaire intraformationnelle; série de la Czarnej Turni: *kbk* brèche quartzitique de falaise; *kb'* brèche intraformationnelle calcaire-dolomitique-quartzitique; Anisien: *adc* dolomies saccharoïdes granulaires, *adp* dolomies foncées en plaques avec intercalations de calcaires (*w*) avec *Dadocrinus*, par endroits vermiculaires et à Crinoïdes; Ladinien inférieur: *dlb* dolomies saccharoïdes bréchoïdes; Ladinien supérieur: *ldj* dolomies claires en plaques avec intercalations de schistes dolomitiques; Keuper: *T₃* schistes, grès, conglomérats et dolomies; Rhétien: *Tr* calcaires gris-bleu en plaques, calcaires bréchoïdes zoogéniques et récifaux; Lias inférieur: *Jg* schistes marneuses, marnes et calcaires en plaques, grès siliceux à arcese; *G* surface du charriage de l'unité des Grzeškówek; *MS* et *MS'* surfaces du charriage de l'unité de la Mała Świnica; *CT-K* surface du charriage de l'écaille de la Czarnej Turni; A-G localisation sur la carte de profils décrits dans le text polonais

Poniżej wapieni występują również dolomity, podobne do nadległych w większości jednak drobnokrystaliczne, szare i ciemnoszare do czarnych, przechodzące w brekcję tektoniczną z jasnym spoiwem krystalicznym.

Mięszość opisanej serii anizyku na profilu *E-E* wynosi około 130 m. Leży on normalnie z upadem ku NW i jest w większości dobrze odsłonięty. W spągu anizyk dochodzi do kontaktu z kemplem górnym.

Dolny anizyk, występujący powyżej Skały Jelinka (w strefie oznaczonej literą *G*), składa się z dolomitów bryłowych, płytowo pękających, drobnokrystalicznych, a także z dolomitów grubokrystalicznych cukrowatych, barwy szarej do szaro-brązowej, przechodzących w dolomity brekcjowate o jasnym spoiwie krystalicznym.

Dolomity te, a także występujące wśród nich wapienie są tak samo wykształcone, jak wyżej opisane w żlebie ciągu lokalizacyjnego *E-E*, z tą tylko różnicą, że cały anizyk nad Skałą Jelinka jest bardzo zaburzony tektonicznie. Anizyk w obrębie jednostki Małej Świnicy jest na ogół dobrze odsłonięty, jest wszędzie wykształcony podobnie jak w opisanych odsłonięciach.

Łuska Czarnej Turni. — Anizyk dolny na naszym terenie tworzy również synklinę Kapeluszy w pasmie łuski Czarnej Turni. Dolomity występują tu w położeniu odwróconym i tworzą skałki Kapeluszy. Są one bryłowate, bardzo drobno- i drobnokrystaliczne, barwy szaro-brązowej. Miejscami są silnie strzaskane i przechodzą w brekcję tektoniczną, złożoną z okruchów tych samych dolomitów, sklejonych jasnoszarym spoiwem. Zaznacza się tu również występowanie strzałki kalcytowej. Dolomity te odsłonięte są w skałkach Kapeluszy i w ich otoczeniu oraz w nielicznych odkrywkach w dolnej części żlebu ciągu *D-D*, jak również powyżej dna Doliny Strążyskiej na odcinku między ciągami *D-D* i *E-E*.

Ponadto w żlebiku ciągu *B-B*, poniżej Czarnej Turni, występują dolomity dolnego anizyku tak samo wykształcone jak pod szczytem Łysanek. W górnej części tego żlebiku, nad dolomitami, w niejasnej pozycji stratygraficznej, widoczna jest warstwa gruboławicowych wapieni drobnokrystalicznych, prawie zlewnych, czarniawych o mięszości około 15 m. Wapienie te są związane z anizyjskimi dolomitami synkliny Kapeluszy. Profil anizyku w tej części terenu jest słabo odsłonięty, wydaje się jednak, że dolomity synkliny Kapeluszy należą do najniższego anizyku.

Ladyn i młodsze ogniwa stratygraficzne

Dolny ladyn, związany na naszym terenie w całości z jednostką Małej Świnicy, również nie będzie przedmiotem szczegółowego opisu, gdyż w naszych badaniach w całości nawiązujemy do opisów przedstawionych w pracy Z. Kotańskiego (1963).

Utwory *liasu*, *retyku* i *kajpru* występują na omawianym terenie tylko w górnej części monoklinalnej jednostki Suchego Wierchu. Nie były one przedmiotem naszych szczegółowych badań, podobnie jak kajper łuski Grześkówek pod szczytem Samkowej Czuby.

Intersekcyjny i przestrzenny obraz występowania na naszym terenie wymienionych pięter przedstawia mapa (tabl. I) i przekroje geologiczne (fig. 1).

TEKTONIKA POŁUDNIOWEGO I WSCHODNIEGO ZBOCZA ŁYSANEK

Przewodnie rysy budowy omawianego terenu przyjmujemy za K. Guzikiem i Z. Kotańskim (1963). W związku z tym na naszym terenie wyróżniamy kolejno od południa ku północy następujące jednostki tektoniczne:

1. spłynięty kaskadowo zespół kajpru-retyku-liasu jednostki Suchego Wierchu,
2. nasunięta na poprzednią łuska Czarnej Turni z synklinalną strefą Kapeluszy,
3. jednostka Małej Świnicy,
4. płat kajpru należący do łuski Grześkówek.

Tektonika kajprowo-retycko-liasowego pasma jednostki Suchego Wierchu nie została przez nas szczegółowo zbadana. Jak widać z przekroju III (fig. 1), wyróżniamy tutaj za K. Guzikiem (1963) obalone fałdy kaskadowo-grawitacyjne, spływające ku północy po środkowo-triasowej monoklinie Suchego Wierchu.

Wydaje się, że podobnemu, zaczątkowemu lecz bardziej sztywnemu spływowaniu podlegały miejscami warstwy najwyższego ladynu jednostki Suchego Wierchu, odkrywające się na badanym przez nas terenie w uściłowej części zlebu C-C. Formę uskokową, która tu występuje, tłumaczymy jako sztywne obsunięcie się grawitacyjne stromo tu ustawionych, jasnych płytowych dolomitów ladynu.

Wydaje nam się, że przyjęcie takiego stylu budowy dobrze tłumaczy tunelowe zanurzanie się retyku pod Przełęczą w Grzybowcu, a także tektoniczne następstwo kajpru, retyku i liasu w samym dnie Doliny Strążyskiej i na zboczach Łysanek pod Kapelusząmi.

Łuska Czarnej Turni wraz ze strefą synklinalną Kapeluszy wykazuje skomplikowaną budowę tektoniczną. Łuska ta zapada ku północy. W dnie Doliny Strążyskiej i na jej zachodnich zboczach widać, że jednostka ta składa się z dwóch elementów — północnego antyklinalnego i południowego synklinalnego. Taką budowę przedstawiają szczególnie przekroje I, II i III (fig. 1).

Najbardziej wyraźną antyklinalną budowę wykazuje tu górny seis, zamknięty kampailem dolnym, który tworzy także północne i południowe skrzydło antykliny. Antyklina ta jest ścięta przez nasuniętą jednostkę Małej Świnicy. Południowe skrzydło antykliny, które jest zarazem pół-

nocnym skrzydłem synkliny Kapeluszy, jest zbudowane kolejno z warstw podmyophoriowych, myophoriowych i nadmyophoriowych górnego kampilu. Z tym południowym skrzydłem, również w pozycji odwróconej, związany jest seis Czarnej Turni oraz górny kampil. W obrębie południowego skrzydła antykliny występują wtórne sfałdowania, które w żlebie *D-D* i w jego sąsiedztwie przybierają formę grawitacyjnych fałdów obalonych ku północy, kaskadowo ułożonych i być może odpowiadających bezpośrednio podobnym fałdom w strefie pod Szczytkami na zachodnich zboczach Małej Świnicy (Guzik 1963).

Ukazujące się w dnie Doliny Strążyskiej, pod brekcją sedymentacyjną górnego kampilu (*kb*), strzępy tektoniczne dolomitów podmyophoriowych, a także warstwy myophoriowe, na odcinku między wylotem żlebu *E-E* i *D-D*, wiązać należy ogólnie biorąc ze strefą synklinalną zbudowaną ze starszych ogniów dolnego triasu, a wtórnie sfałdowaną jak to ukazują przekroje I, a zwłaszcza II i III (fig. 1).

Dolomity i wapień dolnego anizyku Kapeluszy, które tworzą jądro synkliny Kapeluszy, pozostają w całkowitej dyskordancji z górnym kampilem. Ta dyskordancja przybiera dość trudną do wytłumaczenia formę tektoniczną, zaobserwowaną przez nas w samym dnie Doliny Strążyskiej.

Również silnie zaburzone są utwory anizyjskie synkliny Kapeluszy w okolicy przekroju V, gdzie komplikacje przybierają postać drobnych łusek wklonowanych w górnokampilską brekcję sedymentacyjną (*kb*).

Całą łuskę Czarnej Turni wraz z synkliną Kapeluszy charakteryzuje przede wszystkim tektonika ciągła oraz duże wytłoczenia i przesunięcia poszczególnych elementów litologiczno-facjalnych względem siebie.

Tektonika nieciągła spełnia tu rolę podrzędną i ogranicza się do całego szeregu drobnych uskoków. Natomiast spękania są tu oczywiście bardzo pospolite i zapewne należą do kilku generacji.

Jednostka Małej Świnicy wykazuje zróżnicowaną budowę tektoniczną. Związany z nią seis oraz dolny i górny kampil jest odkłuty od dolomitowo-wapiennych mas środkowego triasu i samodzielnie pofałdowany, przede wszystkim jednak występuje w większych i mniejszych strzępach tektonicznych. Jest przy tym rzeczą charakterystyczną, że najbardziej spokojny profil, obejmujący warstwy podmyophoriowe, myophoriowe i nadmyophoriowe, leżące zgodnie pod dolnym anizykiem, znajduje się dość wysoko nad dnem Doliny Strążyskiej w profilu Przełęcz w Grzybowcu — Łysanki.

W tym profilu występuje też najniższy anizyk, nawet z soczewkami brekcji podstawowej. Poczynając od okolicy Przełęcz w Grzybowcu, coraz wyższe ogniwa anizyku dochodzą do kontaktu tektonicznego z powierzchnią nasunięcia mas środkowego triasu jednostki Małej Świnicy. Taki dyskrepantny stosunek anizyku do spągu swojego nasunięcia wiążą K. Guzik i Z. Kotański (1963) również z grawitacyjną tektonogenezą serii reglowej. Na podkreślenie zasługuje fakt, że dolomity

i wapienie anizyku — dochodząc do powierzchni nasunięcia — bardzo często podginają się ku południowi.

Na osobne omówienie zasługują charakterystyczne sfałdowania dolomitów i wapieni anizyku, zaobserwowane przez nas na zachodnich zboczach Doliny Strążyskiej nad Skałą Jelinka. Sfałdowania te, mające również charakter plastycznych deformacji w strefie spływania grawitacyjnego, są niewątpliwie związane z dolnymi partiami występowania triasu środkowego jednostki Małej Świnicy, gdyż w głównym masywie Łysanek warstwy anizyku zapadają monoklinalnie ku północy pod różnymi kątami — łagodniejszymi w górnych, a bardziej stromymi w dolnych i północnych częściach opisywanego terenu. Taką budowę tektoniczną tłumaczymy, za K. Guzikiem i Z. Kotańskim (1963), grawitacyjno-spływową tektogenezą płaszczowiny reglowej dolnej w reglach zakopiańskich.

Na zbadanym przez nas terenie kajper łuski Grzeszkówek występuje tylko nad Skałą Jelinka, w grzbiecie Samkowej Czuby. Nie można ustalić, jaki jest tu układ warstw kajpru, gdyż teren jest silnie zakryty, a utwory kajpru jedynie sypią się obficie w zwietrzelinie.

Jak to zaznaczyliśmy na wstępie, w niniejszej pracy przedstawiamy pierwsze wyniki naszych badań, które jeszcze nie są zakończone.

Program dalszych badań obejmuje bardzo szczegółowe zdjęcie geologiczne w skali 1:1000—1:2000, zbadanie przede wszystkim serii Czarnej Turni i problemu transgresji górnego kampilu, a także studia nad mikrotektoniką ciągłą i nieciągłą, która ma poważne znaczenie dla wyjaśnienia zwłaszcza mechanizmu tektogenezy ogólnie tu opisanych jednostek tektonicznych.

*Pracownia Kartografii Geologicznej
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Warszawa, w kwietniu 1963 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- GOETEL W. & SOKOŁOWSKI S. 1930. Tektonika serii reglowej okolic Zakopanego (Sur la tectonique de la zone subtatrique aux environs de Zakopane). — Roczn. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. VI. Kraków.
- GUZIK K. 1963. Budowa geologiczna południowych i zachodnich zboczy Małej Świnicy w reglach zakopiańskich (Structure géologique des versants sud et ouest de Mała Świnica dans la région subtatrique de Zakopane). — Acta Geol. Pol., vol. XIII/3-4. Warszawa.
- GUZIK K. & KOTAŃSKI Z. 1963. Tektonika regli zakopiańskich (Tectonique de la région subtatrique de Zakopane). — Ibidem.
- KOTAŃSKI Z. 1955. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the high-tatric Trias in the Tatra Mountains). — Roczn. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV. Kraków.
- 1956. Kampil wierchowy w Tatrach (High-Tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VI/1. Warszawa.

- 1958. Stratigraphic and paleogeographic position of the Triassic in the Bielskie Tatry Mts. — Bull. Acad. Pol. Sci., série chim., géol. et géogr., vol. 6, no. 8. Warszawa.
 - 1959. Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. — Acta Geol. Pol., vol. IX/2. Warszawa.
 - 1960. XXXII Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Z dyskusji naukowych. — Przegląd Geol., nr 3. Warszawa.
 - 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzhowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras). — Acta Geol. Pol., vol. XII/2-3. Warszawa.
 - 1963. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich (Stratigraphie et lithologie du Trias de la région subtatrique de Zakopané). — Ibidem, vol. XIII/3-4.
- KWIATKOWSKI J. 1960. Budowa geologiczna okolic Doliny ku Dziurze i Doliny Małej Łąki w Tatrach. Praca magisterska. Archiwum Zakładu Kartowania Geologicznego Wyd. Geol. UW. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. 1959. Zarys geologii Tatr (Outlines of geology of the Tatra Mountains). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 149. Warszawa.
- 1961. Uwagi o wynikach nowych badań nad tektoniką Tatr (Remarks of the new researches on the tectonic in the Tatra Mts.). — Roczn. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXX, z. 4. Kraków.

S. JACZYŃOWSKI & W. JACZYŃOWSKA

**LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES VERSANTS SUD-EST DES ŁYSANKI
DANS LA ZONE SUBTATRIQUE DE ZAKOPANE**

(Résumé)

On a effectué une carte géologique détaillée (tabl. I) du versant sud-est des Łysanki au-dessus de la vallée Strążyska, dans la zone subtatrique de Zakopane (pl. I et II). A cet endroit devaient se trouver selon W. Goetel et S. Sokołowski (1930) principalement des sédiments du Keuper appartenant à la zone synclinalé de la Czerwona Przełęcz ainsi que des fragments de la digitation de la Mała Świnica séparés de la grande digitation nord de la Krokiew par une zone synclinale subalterne composée également de sédiments du Keuper.

Ainsi qu'il résulte des études des auteurs, au-dessus de la zone synclinale de la Czerwona Przełęcz reposent pour la plupart des sédiments du Trias inférieur dans une position renversée, attribués par K. Guzik et Z. Kotański (1963) à l'échelle renversée de la Czarna Turnia, au-dessus de laquelle reposent à leur tour les sédiments du Trias inférieur et moyen de l'unité de la Mała Świnica (fig. 1).

Le Trias inférieur y est développé pareillement que sur les versants de la Mała Świnica (Guzik 1963) bien que certains termes stratigraphiques accusent des différences considérables de faciès.

Le *Seis* est développé comme schistes dolomitiques rouges et verts avec intercalations de grès quartzites qui ont été attribués par les auteurs au *Seis* supérieur; on ne peut cependant pas exclure qu'ils appartiennent au *Seis* inférieur.

Le *Campilien inférieur* se compose de schistes dolomitiques verdâtres avec intercalations de dolomies en plaques, par endroit sablonneuses contenant des cristaux finement disséminés de pyrite.

Le *Campilien supérieur* se compose de dolomies dites sous-myophorieuses, de couches superposées à *Myophoria* (schistes carbonatés noirs avec intercalations de dolomies et de calcaires noduleux) et par endroits de dolomies supra-myophorieuses.

La présence du conglomérat dit de Czarna Turnia est caractéristique du *Campilien* de l'écaille de la Czarna Turnia. Ce sont dans la partie inférieure des conglomérats ou brèches composés de grands fragments de grès quartzites du *Seis* qui ont toutes les caractéristiques de sédiments de falaise. Au-dessus on trouve, en plus des grès quartzites, d'autres éléments encore du *Seis*, du *Campilien inférieur* et enfin du *Campilien supérieur*. Vu qu'il n'y a pas dans cette brèche de fragments de roches anisiennes et les galets le plus jeunes proviennent du *Campilien supérieur*, il convient de reporter l'âge du conglomérat de la Czarna Turnia au *Campilien supérieur* également. Dans la falaise qui existait alors les sédiments du Trias inférieur étaient détruits, la mer emportait cependant aussi d'autres éléments venant de loin comme en témoigne la présence de schistes métamorphiques faiblement transformés dans ces conglomérats.

L'*Anisien* se trouve dans l'écaille de la Czarna Turnia (dite synclinal des Kapelusze) et dans l'unité de la Mała Świnica, où il a un faciès analogue à celui décrit par Z. Kotański (1963) et K. Guzik (1963).

Les profils lithologiques et tectoniques ont été présentés dans la fig. 1. On y a distingué toutes les unités tectoniques énumérées ci-dessus et la carte géologique détaillée a permis de confirmer que la structure a un style d'écailles des nappes décrit par K. Guzik et Z. Kotański (1963). Dans l'unité du Suchy Wierch (zone synclinale de la Czerwona Przełęcz) ainsi que dans l'écaille de la Czarna Turnia il existe de nombreux petits plis en cascades. Dans l'unité de la Mała Świnica l'*Anisien* est plissé indépendamment du *Campilien* et du *Seis* superposés et les touche en discrèpance; très souvent (p.ex. dans la vallée Strążyska) il existe dans les sédiments de l'*Anisien* des petits plis et recourbements à la limite du charriage.

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I-II

DESCRIPTION DES PLANCHES I-II

PL. I

Ogólny widok południowo-wschodnich zboczy Łysanek
Objaśnienia jak na tabl. I

Vue générale des versants sud-est des Łysanki
Explications comme pour le tabl. I

PL. II

Widok na Łysanki i Czarną Turnię od wschodu
Objaśnienia jak na tabl. I

Łysanki et Czarna Turnia vus de l'est
Explications comme pour le tabl. I



Jafki

Kysanki

Przełęcz
w Szymbowcu

