

ANDRZEJ KULIKOWSKI

Budowa geologiczna Nosala

STRESZCZENIE: W skałkach Nosala, należącego do regli zakopiańskich (Tatry Zachodnie), został opisany skręt synklinalny, wyróżniony uprzednio przez Z. Kotańskiego (1963), oraz przedstawiony został system poprzecznych dyslokacji, zarówno przed-
eocenijskich (związanym z końcową fazą szarżażu) jak i poeocenijskich, powstałych
w związku z wynurzeniem gmachu tatrzańskiego.

WSTĘP I HISTORIA BADAŃ

Nosal jest doskonale widoczny z Zakopanego jako bardzo wyraźna wyniosłość, z urwistym grzbietem opadającym ku południowemu zachodowi. Ograniczony jest od wschodu Doliną Olczyńską, od zachodu zaś doliną Bystrego. Swą niezwykłą jak na regle stromość skałki Nosala zawdzięcza specyficznej budowie geologicznej, którą w szczegółach przedstawia niniejsza praca.

Badania prowadzone były w trójkącie między przełęczą Obłaz oddzielającą Nosal od Boczania, kąpieliskiem w Jaszczurówce oraz Bystrem.

Wydana przez V. Uhliga w 1897 r. mapa geologiczna Tatr podaje występowanie na Nosalu utworów triasu, nie precyzując bliżej ich wieku. W jego interpretacji jest to południowe skrzydło antykliny nasuniętej ku południowi na synklinę.

W ujęciu M. Lugeona (1903) Tatry mają budowę płaszczowinową, w związku z czym cały dotychczasowy obraz ulega niejako odwróceniu. Przyjmuje on, że trias Nosala należy do górnej dygitacji płaszczowiny reglowej.

M. Limanowski (1912) precyzuje bliżej wiek utworów wapienno-dolomitowych występujących na Nosalu, zaliczając je do środkowego triasu. Jeśli chodzi o styl budowy, to w przekroju od Goryczkowej po Nosal jest on zgodny z koncepcją M. Lugeona.

W. Goetel i S. Sokołowski (1930), w związku z badaniami nad budową regli zakopiańskich, zajęli się bliżej niż dotychczas Nosalą. Stwierdzili mianowicie, że Nosal jest częścią dygitacji Krokwi i w związku z tym wnioskowali o dygitacyjnym zamknięciu się warstw środkowego triasu od

północy. Poza tym oni pierwsi zwrócili uwagę na rolę dyslokacji poprzecznych w budowie Nosala. Wyszuli oni słuszne przypuszczenie, że są one skutkiem osiadania sztywnych i twardych mas środkowotriasowych na miękkich, podścielających utworach łupkowo-piaskowcowych liasu, należących do synkliny Czerwonej (Przełęczy. Praca ta była dużym krokiem naprzód w dziedzinie poznania całokształtu budowy geologicznej regli zakopiańskich i ze względu na dokładność granic geologicznych stanowi do dziś punkt wyjścia do każdej pracy.

Wydzielenie przez Z. Kotańskiego (1958) w triasie reglowym jednostki Hawrania Tatr Bielskich seisu, kampilu, anizyku i ladynu miało znaczenie również i dla późniejszych badań w reglach zakopiańskich. W innej pracy Z. Kotański (1959b) wspomina wyraźnie o istniejącym na Nosalu fałdzie synklinalnym, zamykającym się od południa. W związku z tym, że skręt tworzą wapienie i dolomity najniższego anizyku, zwraca on uwagę na możliwość znalezienia na północnym zboczu Nosala warstw starszych od anizyku (kampilu) występujących w odwróconym położeniu. Inne prace Z. Kotańskiego (1959a, 1961), dotyczące stratygrafii triasu wierchowego oraz tektogenezy i paleogeografii serii wierchowych, spowodowały konieczność przeanalizowania stylu budowy gmachu reglowego.

Z. Kotański (1963) przedstawił stratygrafię i litologię triasu regli zakopiańskich. Dokonał on na podstawie charakterystycznych zespołów litostratygraficznych i występowania przewodnich diplopor podziału triasu na piętra alpejskie. W pracy tej analizuje on dokładniej skręt synklinalny na Nosalu i daje trzy przekroje przez Nosal.

K. Guzik i Z. Kotański (1963) przedstawili nowe ujęcie tektoniki regli zakopiańskich, oraz wynikający z ich badań podział płaszczowiny reglowej dolnej na jednostki tektoniczne. W nowym ujęciu zarzuca się dotychczasową nomenklaturę wynikającą z dygitacyjno-płaszczowinowego stylu budowy i przyjmuje się nową, będącą odzwierciedleniem łuskowo-płaszczowinowego stylu budowy Tatr.

Na Nosalu jest zachowany skręt synklinalny jednostki Małej Świnicy, leżący na łupkowych osadach pasma synklinalnego Czerwonej Przełęczy, tworzącego górną część jednostki Suchego Wierchu. Stromość ścian Nosala, rzadką w reglach, Z. Kotański (1963) tłumaczy tym, że skręt jest zachowany w odpornych na wietrzenie wapieniach anizyjskich, które dzięki podwojeniu miąższości przez skręt tworzą urwiska do 40 m wysokości.

Prace w terenie prowadzone były przy użyciu meridianu i taśmy — do przeprowadzenia ciągów lokalizacyjnych, oraz przy pomocy fotografii wykonanych przez opracowującego. Z powodu trudności w nakreśleniu niektórych granic litostratygraficznych na podkładzie topograficznym używano do tego celu fotografii. W celu wydzielenia, w przypadkach wątpliwych, serii skalnych posłużono się metodą analizy mikroskopowej wybranych typów skał.

Serdecznie dziękuję doc. dr Zbigniewowi Kotańskiemu za kierowanie pracą oraz za pomoc i udzielane mi wskazówki, zarówno w terenie jak i w trakcie kameralnego opracowywania tematu i przygotowywania pracy do druku. Osobne wyrazy podziękowania składam p. Markowi Fułińskiemu za pomoc w terenie.

STRATYGRAFIA TRIASU JEDNOSTKI MAŁEJ ŚWINICY NA NOSALU

Na badanym terenie w jednostce Małej Świnicy występują głównie utwory triasowe (anizytk i ladin), a w podłożu tej jednostki ponadto kajper, retyk i lias. Na jednostce Małej Świnicy od północy leży transgresywnie eocen. Dolina Bystrego wypełniona jest grubą powłoką utworów fluwioglacjalnych.

Zachodnia część Nosala od doliny Bystrego po Żleb z Uskokiem¹ charakteryzuje się występowaniem prawie pełnego (bez brekcji podstawowej) profilu anizytku oraz najniższego ladinu. Tektonicznie jest to wyniesione zrębowo skrzydło brzuszne skreću (fałdu) synklinalnego Nosala, należącego do jednostki Małej Świnicy. W niektórych miejscach tej części Nosala widoczna jest zmiana upadu warstw z północnych na południowe; spowodowane jest to przebiegiem w tych miejscach osi skreću.

Środkowa część Nosala jest typowym rowem tektonicznym, z zachowanym doskonale widocznym skrećem synklinalnym, zbudowanym z powtarzających się tektonicznie wapieni anizyjskich z *Dadocrinus* (hydasp) (pl. IV).

Część wschodnią Nosala, a więc skałki Pióra i turni Baba tworzą monoklinalnie zapadające ku północy warstwy górnego anizytku i dolnego ladinu. Stanowią one, bez wątpienia, zrębowo wyniesione skrzydło brzuszne skreću (fałdu) synklinalnego.

W związku z tym, podobnie jak to uczynił A. Iwanow (1965) w jednostce Suchego Wierchu, podzieliłem masyw Nosala na trzy bloki: zachodni — blok Czoła, środkowy — blok Nosala, oraz wschodni — blok Pióra. Wydaje się konieczne omówienie stratygrafii i litologii triasu kolejno w poszczególnych blokach, aby otrzymać jego syntetyczny obraz litostratygraficzny. Podstawą do wydzieleni litologicznych i stratygraficznych były opublikowane przez Z. Kotańskiego (1963) trzy kulisowe przekroje przez Nosal.

Blok Czoła

1. Dolomity cukrowate — są one typowe dla dolnego anizytku. Występują tylko w zachodniej części Nosala. Mają barwę szarą, w dolnej części źle uławicone, wyżej występuje uławicenie (ławice 40—80 cm). W ich obrębie, na szczycie skałki

¹ Nazwa wprowadzona przez Z. Kotańskiego (1963).

nad tamą widoczna jest nieregularna soczewa dolomitów płytkowych, szarych, żółto wietrzejących, o miąższości 1—2 m i rozciągłości 25 m. (Ponieważ dalej się ich nie stwierdza, należy sądzić, że ma ona znaczenie tylko lokalne. Widoczna wzdłuż szlaku miąższość dolomitów cukrowatych wynosi 42 m.

2. Dolomity zbite, miejscami krystaliczne, szare, z widocznym uławiceniem (ławice 30—40 cm). Występują przy szlaku prowadzącym w górę oraz na zboczach Żlebu przy Tamie. Ich widoczna miąższość wynosi 7 m.

3. Dolomity drobnokrystaliczne, szare, uławiczone w 50—70-centymetrowe ławice. Widać je przy szlaku, gdzie tworzą podnóże pierwszej skałki oraz tworzą podnóże skałki obrzeżającej od zachodu Żleb z Uskokiem.

4. Dolomity płytkowe, szare. Są one silnie strzaskane, mają charakter łupkowaty. Miąższość ich jest niewielka — wynosi zaledwie 1—3 m, ale ze względu na dużą rozciągłość oraz występowanie zawsze w spagu wapieni stanowią ważny horyzont korelacyjny. Widać je u podnóża pierwszej skałki przy szlaku oraz tworzą upłaz w jednej czwartej wysokości zachodniej skałki przy Żlebie z Uskokiem.

5. Wapienie robaczkowe z *Dadocrinus*; szare do prawie czarnych, dobrze uławiczone (10—50 cm), wyraźnie bitumiczne; niektóre ławice są pasiaste i mają wyraźne laminy. Zbudowana z nich jest część szczytowa pierwszej skałki przy szlaku oraz widać je ciągnące się przez Żleb przy Tamie aż do Żlebu z Uskokiem. Widoczna miąższość wynosi 15 m. W tej części (Nosala o krynoidach można mówić jedynie na podstawie znalezienia w urwistym żlebiku 100 m na zachód od Żlebu z Uskokiem okruchów wapienia z *Dadocrinus*. W innych partiach wapieni teren był zakryty.

6. Dolomity zbite, dobrze uławiczone (30—40 cm), jasnoszare. Widoczne są na grzbiecie skalnym w Żlebie przy Tamie oraz tuż pod szczytem skałki zachodniej nad Żlebem z Uskokiem. Miąższość ich jest zmienna i wynosi w pierwszym przypadku 6 m, w drugim zaś 2 m.

7. Wapienie robaczkowe, bez krynoidów, poza tym identyczne z wapieniami z punktu 5. Odsłaniają się na zboczach Żlebu przy Tamie oraz w szczytowych partiach zachodniej skałki nad Żlebem z Uskokiem. Miąższość ich wynosi 22 m.

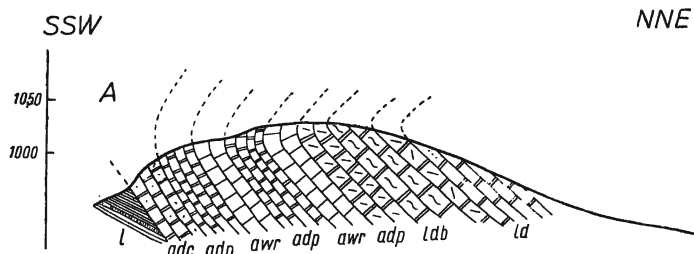


Fig. 1

Przekrój A

Objaśnienia p. fig. 8

Section A

For explanations see fig. 8

8. Dolomity zbite, brekcjowate, jasnoszare, źle uławiczone. Odsłaniają się w Żlebie przy Tamie, są też widoczne na wspomnianej uprzednio skałce. Widoczna miąższość 30 m.

9. Dolomity drobnokrystaliczne, cienkoławicowe (10—20 cm), szare lub jasnoszare, miejscami z widoczną ziarenkową laminacją. Widoczna miąższość wynosi 20 m.

10. Wapienie zbite bądź robaczkowe, ciemnoszare do prawie czarnych, bitumiczne, silnie spękane. Występuje w nich wiele różnie zorientowanych luster tektonicznych; obecne są też liczne żyłki kalcytowe grubości do 1,5 cm. Zbudowana jest z nich druga skałka przy szlaku u górnego wylotu Żlebu przy Tamie. Widoczna miąższość 40 m.

11. Dolomity płytkowe, zbite bądź drobnokrystaliczne, szare. Są one bardzo źle odsłonięte na północnym zboczu. Miąższość ich jest oceniana na 80 m.

Wymienione warstwy za Z. Kotańskim (1963) zaliczam do anizyku.

12. Dolomity bryłowe, cukrowate, źle uławiczone, szare. Tworzą one podstawę skałek nad Polaną pod Nosalem. Widoczna miąższość 8 m.

13. Dolomity zbite, dobrze uławiczone, jasnoszare. Tworzą szczytowe i północne części skałek nad Polaną pod Nosalem. Zaznaczyć trzeba, że skałki te są poprzecinane względem siebie. Widoczna miąższość dolomitów wynosi około 20 m.

Warstwy te zaliczam do dolnego ladynu (por. Z. Kotański — 1963).

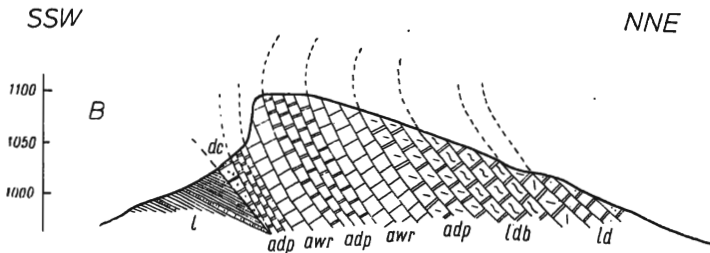


Fig. 2

Przekrój B

Objaśnienia p. fig. 8

Section B

For explanations see fig. 8

Błok Nosala

W bloku tym, jak już wspomniano, jest widoczny skręt synklinalny Nosala, stanowiący o specyficznych warunkach występowania skał. Wapienie są dominującym składnikiem całego profilu.

2. Bezpośrednio na liasie (1) leżą ciemnoszare, zbite dolomity. Miąższość ich zwiększa się od wschodu ku zachodowi i wynosi od 6 m do 15 m. Spowodowane jest to dyskrepanтным położeniem ich na pasmie synklinalnym Czerwonej Przetęczy.

3. Dolomity ciemnoszare, miejscami różowawe, drobnokrystaliczne, dobrze uławiczone. Miąższość ich wynosi 21 m.

4. Dolomity płytkowe, szare, żółto wietrzejące. Występują u podnóża stromej ściany pomiędzy Żlebem z Uskokiem i Żlebem pod Skałkę² oraz dalej ku wschodowi aż do Żlebu pod Szczytem. Miąższość 1—3 m.

² Nazwa wprowadzona przez doc. dra Z. Kotańskiego (1963).

5. Wapienie robaczkowe, ciemnoszare, z trzema warstewkami wapieni krynoidowych złożonych z rodzaju *Dadocrinus*. Ponieważ ten kompleks ma ważne znaczenie korelacyjne w tej części Nosala, celowe było rozdzielenie go:

a) Wapień robaczkowy, ciemny, bitumiczny, leżący wprost na dolomitach (4). Miąższość 20 cm.

b) Ciemnoszary wapień krynoidowy, w spągu jego 2-centymetrowa warstewka złożona z łądyżek liliowców z rodzaju *Dadocrinus*. Widoczne jest ku górze zmniejszanie się ilości łądyżek. Miąższość 10 cm.

c) Wapień jak wyżej z mniejszą ilością krynoidów, o miąższości 10 cm.

d) Ciemnoszary, prawie czarny wapień bitumiczny z występującą w spągu cienką i porozrywaną (zapewne w trakcie osadzania) warstewką krynoidów. Miąższość 30 cm.

e) Wapień zbity, bitumiczny, ciemnoszary. Miąższość 40 cm.

f) Wapień bitumiczny, pasiasty, naprzemianległe laminy ciemne i jasne, grube od 3 mm do 6 mm. Miąższość 30 cm.

g) Ciemnoszary wapień bitumiczny. Miąższość 35 cm.

Wyżej do tego kompleksu należą wapień zbite, ciemnoszare, dobrze uławiczone (30—40 cm). Ogólna miąższość omawianego zespołu wynosi 16 m.

6. Jasnoszare dolomity zbite, gruboławicowe. Miąższość 2 m.

7. Jasnoszare wapień, wyraźnie uławiczone. Najniższa ławica (20 cm) jest pasiasta, następna ma charakter brekcji śródwarstwowej (30 cm). Ławice tego wapienia są miąższości 20—60 cm i tworzą jądro skreću synklinalnego. Widoczna miąższość ich wynosi 5 m.

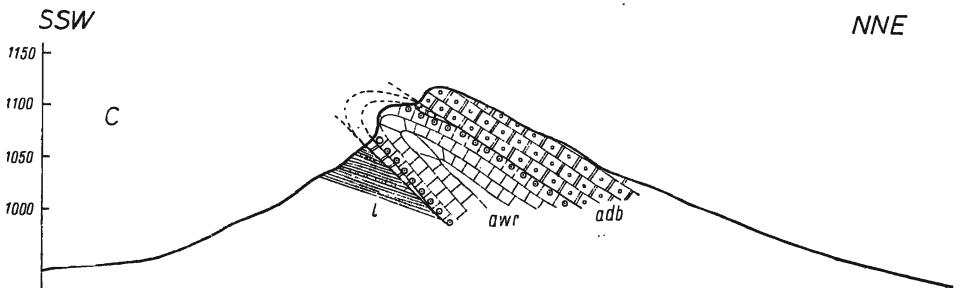


Fig. 3

Przekrój C

Objaśnienia p. fig. 8

Section C

For explanations see fig. 8

Wymieniony profil jest widoczny w dwóch miejscach — na zachodnim zboczu Żlebu pod Skalkę, od granicy z liasem, gdzie warstwy w nim występują w położeniu normalnym, oraz w żlebiu odległym o 80 m na wschód od Żlebu z Uskokiem, gdzie warstwy począwszy od dolomitów płytkowych (w górze profilu) występują w położeniu odwróconym.

Skalki szczytowe bloku Nosala od Żlebu z Uskokiem do Żlebu pod Szczytem zbudowane są z brekcjowatych, jasnoszarych dolomitów. Leżą one dyskrepantnie na sfałdowanych dolomitach płytkowych (4). Zapadają one łagodnie ku północy i tworzą północne, konsekwentne (na warstwach w odwróconym położeniu) zbocze Nosala. Wymienione warstwy triasowe ze względu na obecność wapieni z *Dadocrinus* można zaliczyć do dolnego anizyku (hydaspu).

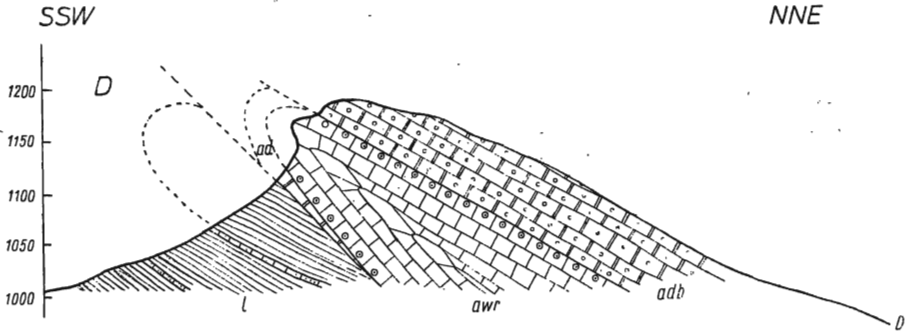


Fig. 4

Przekrój D

Objaśnienia p. fig. 8

Section D

For explanations see fig. 8

W otoczkach zlepieńca podstawowego eocenu znaleziono kilka okazów piaskowców jasnych, prawie białych. Należą one zapewne, podobnie jak w kamieniołomie Pod Capkami (Passendorfer 1951), do liasu nasuniętej niegdyś na jednostkę Małej Świnicy wyższej jednostki reglowej (Kop Softysich? — sugestia ustna doc. dra Z. Kotańskiego).

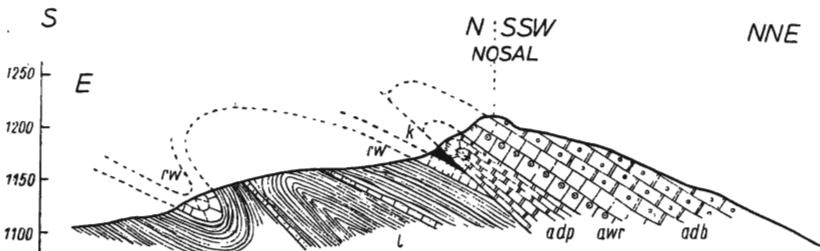


Fig. 5

Przekrój E

Objaśnienia p. fig. 8

Section E

For explanations see fig. 8

Blok Pióra

Różni się on wyraźnie stylem tektonicznym od poprzednich. O ile w nich skręt synklinalny Nosala wyraźnie się zaznacza, o tyle w tym bloku mamy do czynienia z warstwami leżącymi monoklinalnie.

Najpełniejszy profil widoczny jest w dnie Doliny Olczyńskiej oraz przy drodze do Bryłówki.

10. W turni Pióro na utworach liasowych leżą dyskrepantnie wapienie zbite, jasno- i ciemnoszare, silnie spękane, ale mimo to uławicenie jest dosyć wyraźne. Miąższość na skutek intersekcji zmienna, od 0 pod turnią Baba do 45 m w zachodniej części Pióra.

11. Wyżej występują wielkiej miąższości dolomity drobnoziarniste, szare, brekcjowate. Zbudowane z nich są skałki Pióra i turni Baba. Widoczna miąższość 90 m. Wymienione warstwy należą do anizyku.

12. Dolomity masywne, jasnoszare, brekcjowate, źle uławiczone, miąższości 20 m.

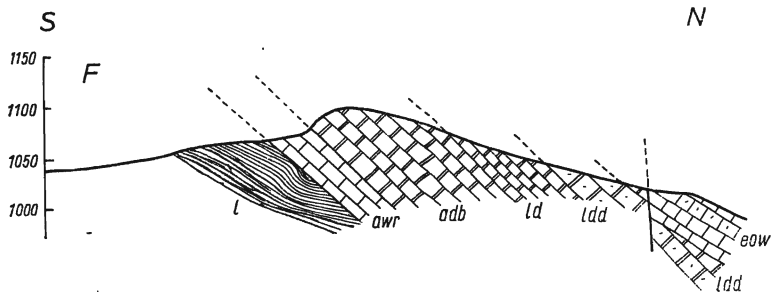


Fig. 6

Przekrój F

Objaśnienia p. fig. 8

Section F

For explanations see fig. 8

13. Ciemnoszare dolomity zbite o charakterystycznej kostkowej łupliwości, cienkoławicowe, miejscami łupkowate, (miąższość ławiczek 5—8 cm). Miąższość 3 m.

14. Dolomity drobnokrystaliczne bądź detrytyczne, dobrze uławiczone. Miąższość 46 m.

Wymienione warstwy należą do najniższego ladynu.

Numeracja poszczególnych kompleksów litologicznych jest zgodna z numeracją na syntetycznym profilu jednostki Małej Swinicy.

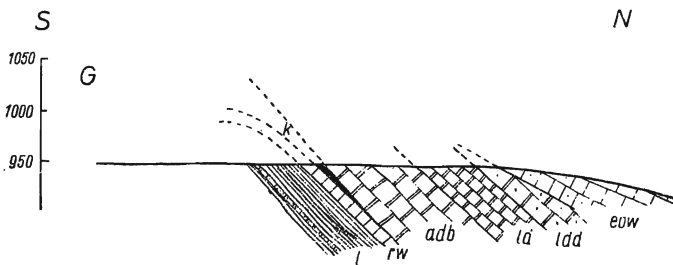


Fig. 7

Przekrój G

Objaśnienia p. fig. 8

Section G

For explanations see fig. 8

Najpełniejszy profil warstw należących do pasma synklinalnego Czerwonej Przełęczy widoczny jest wzdłuż szlaku ze szczytu Nosala na przełęcz Oblaz oraz przy drodze do Bryłówek. Występujące tu utwory kajpru, retyku i liasu nie były szczegółowo badane. Znajdują się one w odwróconym położeniu, co wynika ze zdjęcia geologicznego W. Goetla i S. Sokołowskiego (1930, por. także Guzik & Kotański 1963).

TEKTONIKA NOSALA

Nosal, ze względu na swój specyficzny charakter, a szczególnie z uwagi na obecność jednego z niewielu zachowanych fałdów synklinalnych (Kotański 1959b, 1963), ma duże znaczenie w poznaniu budowy regli zakopiańskich, a szczególnie jednostki Małej Świnicy.

Jak wyżej wspomniano, Nosal został podzielony na trzy bloki. Pierwszym, co rzuca się w oczy, jest bardzo duża rola dyslokacji poprzecznych, które determinują wręcz kształt turni i ich sposób przestrzennego rozmieszczenia. W bloku Nosala do tego dochodzi jeszcze sfałdowanie mas anizyjskich wapieni i dolomitów, co w efekcie, jak już wspomniano, daje nadzwyczaj strome i dosyć wysokie jak na regle skałki. W części wschodniej, w bloku Pióra nie widać roli sfałdowania, za to można zauważyć, że cała struktura jest pocięta gęsto poprzecznymi uskokami dającymi w efekcie charakterystyczny grzebień Pióra i turni Baba.

Blok Czoła

W bloku tym zaznacza się skręt synklinalny, nie ma on jednak decydującej roli w budowie. O wiele intensywniejsze są dyslokacje poprzeczne. Najbardziej interesujący jest uskoki oddzielający blok Czoła od bloku Nosala. Jest on nachylony ku SW pod kątem 80° . W Żlebie z Uskokiem można prześledzić kierunek transportu tektonicznego, a mianowicie: występujące tam zagięcie warstw wapieni bloku Nosala i obecność luster tektonicznych wskazuje na obsunięcie się bloku Nosala w dół. Wielkość tego obsunięcia nie jest znana. Przyczyną obsunięcia jest zapewne osiadanie w miękkich, podścielających blok utworach liasu. Położenie osi skrętu synklinalnego w stosunku do osi tego skrętu w bloku Nosala wskazuje na przesunięcie bloku Czoła bardziej na północ. Oś skrętu w bloku Czoła pochylona jest ku WSW pod kątem około 25° .

Blok Nosala

Skręt synklinalny jest doskonale widoczny w zachodnich skałkach Żlebu pod Skałkę (Kotański 1963). Wyraźnie widoczne jest zamknięcie, co daje się udowodnić zarówno na zdjęciu, jak i powtarzaniem się charak-

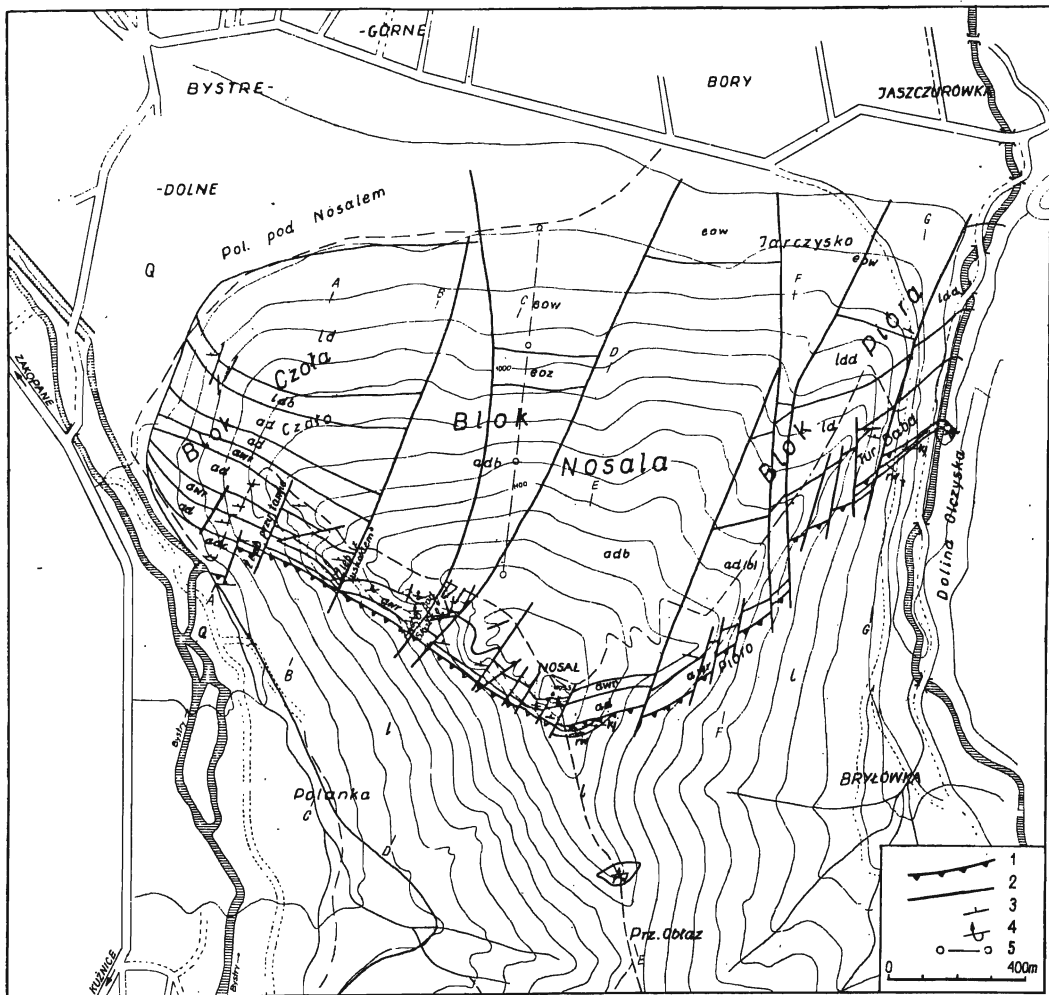


Fig. 8

Odkryta mapa geologiczna Nosal

Jednostka Małej Świnicy. Anizyk: *adc* dolomity cukrowate, *adb* dolomity brekcjonowane, *awr* wapienie robaczkowe miejscami z krynoidami, *adp* dolomity płytowe; lądyni: *ldb* dolomity bryłowe, *ld* dolomity, *ldd* dolomity detrytyczne. Pasmo synkinalne Czerwonej Przełęczy: *ki* kajper — *ily*, *rw* retyk — wapienie, *l* lias — łupki i piaskowce; eocen: *eo*z zlepieńce, *eow* wapienie; *Q* osady fluwioglacjalne Doliny Bystrego. 1 nasunięcia, 2 uskoki, 3 upad, 4 upad odwrócony, 5 wkładki wapieni z *Dadocrinus* (na przekrojach). A—G linie przekrojów geologicznych (por. fig. 1—7)

Geologic map of Mt. Nosal without the Quaternary deposits

Mała Świnica unit. Anisian: *adc* saccharoid dolomites, *adb* brecciated dolomites, *awr* vermicular limestones locally with crinoids, *adp* platy dolomites; Ladinian: *ldb* brecciated dolomites, *ld* dolomites, *ldd* detrital dolomites. Synclinal range of the Czerwona Przełęcz: *ki* Keuper — clay, *rw* Rhaetic — limestones, *l* Liassic — shales and sandstones; Eocene: *eo*z conglomerates, *eow* limestones; *Q* fluvioglacial deposits of the Bystry Valley. 1 overthrusts, 2 faults, 3 dip, 4 reversed dip, 5 limestone intercalations containing *Dadocrinus* (on the sections). A—G lines of geological sections (comp. figs. 1—7)

terystycznych warstw (pl. IV). Drugim miejscem, gdzie on jest doskonale widoczny, jest zachodnia część zbocza Żlebu pod Szczytem. Trzecie miejsce, gdzie go widać, to skałki pod szczytem Nosala. Ze względu na obecność trzech wielkich uskokiów rozdzielających poszczególne skałki, skręt synklinalny można przedstawić w trzech odrębnych częściach.

1. Zachodnia część bloku Nosala. W tej części Nosala oś skrętu synklinalnego zapada łagodnie ku zachodowi pod kątem około 20° . Daje to efekt, dobrze widoczny we wschodniej części Żlebu z Uskokiem, zapadania warstw w kierunku WINW. Można to prześledzić na przykładzie warstwy z krynoidami, której wychodnia w części wschodniej znajduje się znacznie wyżej niż w części zachodniej. Jeszcze jednym dowodem na takie zachowanie się osi skrętu jest obraz intersekcyjny warstw na ścianie skałki pomiędzy Żlebem z Uskokiem a Żlebem pod Skałkę (pl. II, fig. 2). Kierunek osi skrętu został ustalony na 90° .

2. W środkowej części bloku Nosala oś skrętu ma przebieg prawie poziomy, z bardzo lekkim pochyleniem (rzędu kilku stopni) ku wschodowi. Widać to doskonale na południowej ścianie skałki, gdzie widoczny jest przebiegający na dużej przestrzeni przegub skrętu.

3. W trzeciej części o skręcie można mówić tylko na podstawie warstwy krynoidowej, będącej w odwróconym położeniu. Sam przegub jest bardzo trudny do prześledzenia, gdyż znajduje się on w dolomitach żle lub wcale nieulawiconych, a do tego silnie strzaskanych. O skręcie świadczy prócz obecności warstwy z krynoidami w odwróconym położeniu to, że pod szczytem Nosala widać wyginające się ku południowi warstwy wapienia robaczkowego. Oś fałdu w tej części bloku wydaje się wykazywać tendencję do zapadania ku WNW (fig. 5).

Bardzo interesująca jest pozycja i zachowanie się skałek zbudowanych z jasnoszarych, silnie zbrekcjowanych dolomitów w górnym wylocie Żlebu pod Skałkę. Obecność w nich licznych i różnie zorientowanych luster tektonicznych wskazuje na duże znaczenie dla ich obecnego wyglądu całego systemu dyslokacji. Poza tym sposób ich przestrzennego ułożenia pomiędzy dwiema strefami uskokiów oraz wybitnie niezgodne ułożenie w odniesieniu do skałek po lewej i prawej stronie pozwala przypuszczać, iż na skutek osiadania w miękkim podłożu liasowym (Goetel & Sokołowski 1930) nastąpiło wyraźne załamanie się osi struktury i powstała wielka strefa zbrekcjowania. Całą tę grupę skałek o charakterystycznym kształcie można uważać za megabrekcję tektoniczną.

W samym skręcie spękania są na ogół zgodne ze schematem ułożenia ich w strefie synklinalnej. Ich gęsta sieć powoduje bardzo intensywne wietrzenie. Analiza spękań wykazuje, że największe naciski w bloku Nosala były skierowane ku NNW.

Godne podkreślenia jest to, że na Nosalu nie można mówić o uskokiach w najściślejszym tego słowa znaczeniu. Występują tu całe strefy uskokiowe, związane najpewniej z osiadaniami całej struktury w miękkich

utworach podścielających. Ze stosunku uskoków do skreću synklinalnego Nosala wynika, że dyslokacje są znacznie późniejsze niż sam skreć. Uskoki dzielące masyw Nosala na bloki powstały zapewne w ostatniej fazie zsuwania się jednostki Małej Świnicy do depresji podtatrzeńskiej. Istnieją jednak i inne dyslokacje, które — ze względu na ich małe amplitudy oraz przechodzenie w eocen — można uważać za poeocieńskie. Jak już wspomniano, blok Nosala jest typowym rowem tektonicznym; to, że skałki tego bloku osiągają największe wysokości w porównaniu z sąsiednimi blokami, tłumaczy się inwersją morfologiczną.

Pozostaje do wyjaśnienia dyskrepancję położenie silnie zbrekcjonowanego dolomitu cukrowatego i podścielającego go sfałdowanego dolomitu płytkowego. Nastąpiło tu lokalne odkłucie i przesunięcie dolomitów brekcjonowanych na dolomitach płytkowych. Ich sfałdowanie wskazuje na pchnięcie od SSW. Nastąpiło to zapewne w końcowej fazie tworzenia się skreću synklinalnego, wtedy kiedy jeszcze cała struktura była pokryta spływającymi masami nadległych jednostek.

Blok Pióra

Jego budowę można porównać z budową klawiszową, gdzie kolejne pakiety skalne zostały obsunięte w kierunku wschodnim. Interesująca w tym bloku jest pozycja eocenu na zachód od drogi do Bryłówki. Geneza tego położenia wydaje się być podobna do wymienianej w bloku Nosala. Eocen zachował się tu w drugorzędym rowie tektonicznym powstałym w obrębie zrębu (sugestia ustna doc. dra Z. Kotańskiego).

Utwory tworzące blok Pióra stanowią bez wątpienia skrzydło brzuszne fałdu synklinalnego Nosala. To, że sam skreć się w nim nie zaznacza, należy tłumaczyć przebiegiem osi daleko na południe od odsłoneń znanych z tego bloku.

System spękań jest przywiązany do strefy synklinalnej.

Spękania w tym bloku, jak i w pozostałych, wykazują tendencję do rozszerzania się ku górze, co bez wątpienia jest predysponowane nie tylko wietrzeniem, ale przede wszystkim właściwościami mechanicznymi twardych skał węglanowych osiadających nierównomiernie na miękkim podłożu i poddanych działaniu sił tensyjnych.

UWAGI OGÓLNE O TEKTONICE NOSALA

Oprócz spękań przywiązanych do deformacji ciągłych i dyslokacji należy wymienić powstałe w wyniku rozluźnienia nacisków i znalezienia się jednostki Małej Świnicy w strefie subaeralnej. Otóż zastanawiający jest fakt, iż system tych spękań jest równoległy do osi struktury w części zachodniej, w części wschodniej zaś jest równoległy do kierunku rozcią-

głości wychodni skał na Piórze i turni Babie. Spowodowane jest to różnego rodzaju procesami zboczowymi. Wydaje się prawdopodobne, że system tych nadzwyczaj gęstych spękań powstał po usunięciu części mas skalnych z terenu obecnych dolin — Bystrego i Olczyskiej. W związku z tym nastąpiło zluźnienie skał i właśnie takie a nie inny system spękań. Tym szczelinom zawdzięcza swój charakterystyczny kształt turnia Baba z widoczną wyraźnie odstającą skałką, zwaną Dzieckiem (pl. I).

K. Guzik i Z. Kotański (1963) w swojej pracy o stylu tektonicznym regli zakopiańskich omówili zachowanie się utworów retyku i liasu pasma synklinalnego Czerwonej Przełęczy w partii Nosala. Ponieważ nie były one przedmiotem dokładnego opracowania a stanowiły jedynie podłoże, na którym powstała charakterystyczna blokowa budowa Nosala, ograniczam się jedynie do uwypuklenia tych cech stylu tektonicznego tej części pasma synklinalnego, które miały wpływ na późniejsze ukształtowanie skałek. K. Guzik i Z. Kotański podkreślają istnienie fałdów kaskadowych w podłożu Nosala. Dowodem na ich istnienie jest przeprowadzenie analizy występowania utworów kajpru i retyku tuż pod szczytem Nosala (fig. 5) oraz przy drodze prowadzącej do Bryłówki. Należy podkreślić brak znalezisk kajpru i retyku pod Piórem i w bloku Czoła. Powstanie ich ma zapewne swoją przyczynę w zsuwaniu się jednostki Małej Świnicy do depresji. Ze względu na to, że kajprawe i retyckie utwory są plastyczne i podatne na fałdowanie, nawet przy niewielkich ciśnieniach mogło dochodzić do ich zaburzeń. Można sobie wyobrazić, że utwory kajpru oraz retyku i liasu stanowiły dzięki swym właściwościom fizycznym coś w rodzaju smaru, po którym jednostka Małej Świnicy na Nosalu osuwała się do depresji, a potem dzięki różnicy właściwości między tymi utworami (iły kajpru, wapienie, łupki, piaskowce — retyku i liasu) mogła na nich nierównomiernie osiadać — mniej na utworach retyckich i liasowych, a bardziej na kajprze.

Powstanie takiego typu struktury jak Nosal daje się, moim zdaniem, wytłumaczyć tylko teorią ześlizgów i spływania grawitacyjnego. Dowodem na to jest przede wszystkim — skręt synklinalny zamykający się od południa, świadczący o istnieniu tu niegdyś wyższej jednostki tektonicznej, oraz istnienie fałdów kaskadowych w podległych masach pasma synklinalnego Czerwonej Przełęczy. Obecność skrętu synklinalnego przeczy możliwości dygitacyjnego zamknięcia warstw, które — według W. Goetla i S. Sokołowskiego (1930) — miało następować od północy.

Do przedstawionego przez K. Guzika i Z. Kotańskiego (1963) schematu tektogenezy regli zakopiańskich można więc dodać tylko kilka lokalnych szczegółów tłumaczących zachowanie się skrętu i dotyczących kierunków sił działających w obrębie struktury.

1. Ogólny przebieg osi skrętu synklinalnego wynosi 100° , miejscami jest nieco mniejszy, ale jest to spowodowane, jak już zaznaczono, istnieniem późniejszych przesunięć. Należy więc sądzić, że kierunek nasuwania

się jednostki Małej Świnicy na tym odcinku przebiegał prawie dokładnie z południa na północ.

2. Dyskrepantne dochodzenie do powierzchni nasunięcia różnych warstw retyku i liasu jest wytłumaczalne ścinającym działaniem przesuwających się po stokach guza tatrzańskiego mas jednostki Małej Świnicy, tworzących skręt synklinalny Nosala, w spąg nasuwającej się wyższej jednostki tektonicznej.

3. Istnienie fałdów kaskadowych w obrębie pasma synklinalnego Czerwonej Przełęczy w podłożu Nosala tłumaczyć należy, jak zaznaczono uprzednio, plastycznością tych osadów i ich podatnością na fałdowanie przez masy skalne jednostki Małej Świnicy (za tym ostatnim przemawia kierunek ich osi zgodny z kierunkiem osi skrzytu synklinalnego Nosala).

4. Podział masywu Nosala na trzy bloki nastąpił zapewne w końcowej fazie zsuwania się jednostki Małej Świnicy do depresji. Wielkości zrzutów dyslokacji dzielących na bloki (rzędu kilkudziesięciu metrów) różnią się znacznie od wielkości zrzutów dyslokacji niewątpliwie poeocieńskich (rzędu kilku metrów). Poza tym w przypadku dyslokacji dzielących nastąpiło znaczne przesunięcie się w płaszczyźnie poziomej odcinków osi skrzytu, czego nie stwierdza się przy uskolkach poeocieńskich.

5. Kwestia ruchów poeocieńskich wynika ze sposobu położenia eocenu na seriach reglowych. Niewątpliwie były one tymi ruchami, które nadały obecny zarys budowy Nosala i zdeterminowały sposób rozmieszczenia skałek oraz utworów eocenu. To, że występuje on tak wysoko na północnym zboczu Nosala, tłumaczy się — jak już wspomniano — położeniem jego w rowach tektonicznych. Granice wschodnie i zachodnie eocenu z triasem, zarówno w bloku Nosala jak i w bloku Pióra (w tym ostatnim eocenie pomiędzy drogą do Bryłównki a Doliną Olczyką zaobserwowano uskoki o przebiegu NNE-SSW przechodzący w utwory triasowe), są natury tektonicznej. Można więc przypuszczać, że dyslokacje na Nosalu są efektem wypiętrzenia się ku górze gmachu tatrzańskiego w fazie sawskiej. W tym zapewne okresie naturalne predyspozycje sztywnych mas śrókwotriasowych do pęknięcia pod wpływem osiadania na miękkich i plastycznych utworach podścielających szczególnie się uwydatniły.

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Warszawa, w marcu 1967 r.*

LITERATURA CYTOWANA

GOETTEL W. & SOKOŁOWSKI S. 1930. Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego (Sur la tectonique de la zone subtatrique aux environs de Zakopane). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 6. Kraków.

- GUZIK K. & KOTAŃSKI Z. 1963. Tektonika regli zakopiańskich (La tectonique de la zone subtatrique de Zakopane). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, nr 3/4. Warszawa.
- IWANOW A. 1965. Budowa geologiczna jednostki reglowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej i Doliną Małej Łąki w Tatrach (La structure géologique de l'unité de Suchy Wierch entre la vallée de Bystra et la vallée de Mała Łąka dans les Tatras). — *Ibidem*, nr 3.
- KOTAŃSKI Z. 1958. Stratigraphic and paleogeographic position of the Triassic in the Bielskie Tatry Mts. — *Bull. Acad. Pol. Sci.*, vol. 8, no. 8. Warszawa.
- 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphical sections of the high-tatric series in the Polish Tatra Mts.). W: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, t. 4 (*In: From geological researches in the Tatras*, v. 4). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 139. Warszawa.
- 1959b. Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. — *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, nr 2. Warszawa.
- 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras). — *Ibidem*, vol. 11, nr 2/3.
- 1963. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich (Stratigraphie et lithologie du Trias subtatrique de la région de Zakopane). — *Ibidem*, vol 13, nr 3/4.
- LIMANOWSKI M. 1912. Tektonika Tatr. — *Encyklopedia Polska*, t. 1. Geografia fizyczna ziem polskich. Pol. Akad. Um. Kraków.
- PASSEENDORFER E. 1951. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 20, z. 3. Kraków.
- 1959. Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu (Eocene palaeogeography of the Tatra island). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- UHLIG V. 1911. Tatry. Mapa geologiczna z objaśnieniami polsko-niemieckimi 1 : 75 000. Nakł. Akad. Um., wyd. Mitt. Geogr. Inst. Wiedeń.

A. KULIKOWSKI

THE GEOLOGY OF MT. NOSAL (WESTERN TATRA MTS.)

(Summary)

Among the crags of Mt. Nosal which belongs to the sub-tatric range of the vicinity of Zakopane (Western Tatras), we can observe a well preserved synclinal twist, closed from the south, already reported by Z. Kotański (1959b, 1963). This twist formed in the Anisian limestones and dolomites of the Mała Świnica unit which had been overthrust onto the Keuper, Rhaetic and Liassic rocks of the Suchy Wierch unit owing to the stress from the south (comp. Guzik & Kotański 1963). The presence of this twist indicates the scale-nappe style in the geology of the Tatra Mts. (Kotański 1961, Guzik & Kotański op. cit.), and not the digitation-nappe style, which was accepted previously (Goetel & Sokołowski 1930).

The synclinal twist of Mt. Nosal is cut up by many transverse dislocations formed owing to the subsidence of the rigid Middle-Triassic rocks on the more plastic sediments of the Upper Triassic and Liassic (comp. Goetel & Sokołowski op. cit.). Some of these faults came into existence immediately after the formation of the synclinal twist of Mt. Nosal, others are post-Eocene in age as is reliably indicated by the fact that deposits of the transgressing Eocene are dissected by these faults.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Warsaw, March 1967*

OBJAŚNIENIA DO PŁANSZ I—IV
DESCRIPTION OF PLATES I—IV

PL. I

Nosal widziany ze Skupniów Upiązu. Widoczny podział na bloki i liczne dyslokacje w obrębie poszczególnych bloków. Na tej i na następnych fotografiach dyslokacje przedeoceńskie zaznaczone grubszą linią, a poeoceńskie — cieńszą. Oznaczenia warstw jak na mapie (fig. 8)

Mt. Nosal seen from Skupniów Upiąz showing its division into blocks and the numerous dislocations within the particular blocks. On this photograph as well as on the following ones Pre-Eocene dislocations are indicated by thicker lines, the Post-Eocene dislocations by a thinner line. Beds marked as on map in fig. 8. CzP synclinal range of the Czerwona Przełęcz (Upper Triassic and Liassic), on which rests the Mała Świnica unit divided into the several blocks — bC Czoło block, bN Nosal block, bP Pióro block

PL. II

Fig. 1

Nosal widziany z drogi do Kuźnic. Na ścianie między Żlebem z Uskokiem a Żlebem pod Skałkę widoczny wyraźnie skręt synklijalny

Mt. Nosal seen from the road leading to Kuźnice. The synclinal twist is distinctly observable on the wall between the Żleb z Uskokiem and the Żleb pod Skałkę gullies

Fig. 2

Nosal widziany od południa, z mostku w Kuźnicach. Widoczny przebieg osi skrętu synklijalnego w obrębie bloku Nosala. W górnych partiach Żlebu pod Skałkę daje się zaobserwować strefa silnego zbrekcjowania

Southern view of Mt. Nosal from the bridge in Kuźnice, showing the course direction of the axis of the synclinal twist within the block of Nosal. A zone of strong brecciation is observable in the upper parts of the Żleb pod Skałkę gully

PL. III

Fig. 1

Nosal widziany z zakrętu drogi na wschodnim zboczu Krokwi. Widoczny jest blok Czoła i blok Nosala

Mt. Nosal seen from the turning of the road on the eastern slope of Krokiew. Czoło and Nosal blocks are observable here

Fig. 2

Nosal widziany ze wschodniego zbocza Krokwi. Żleby rozwinięte są na uskokach poprzecznych

Mt. Nosal seen from the eastern slope of Krokiew. The gullies formed on the transversal faults

PL. IV

Fig. 1—3

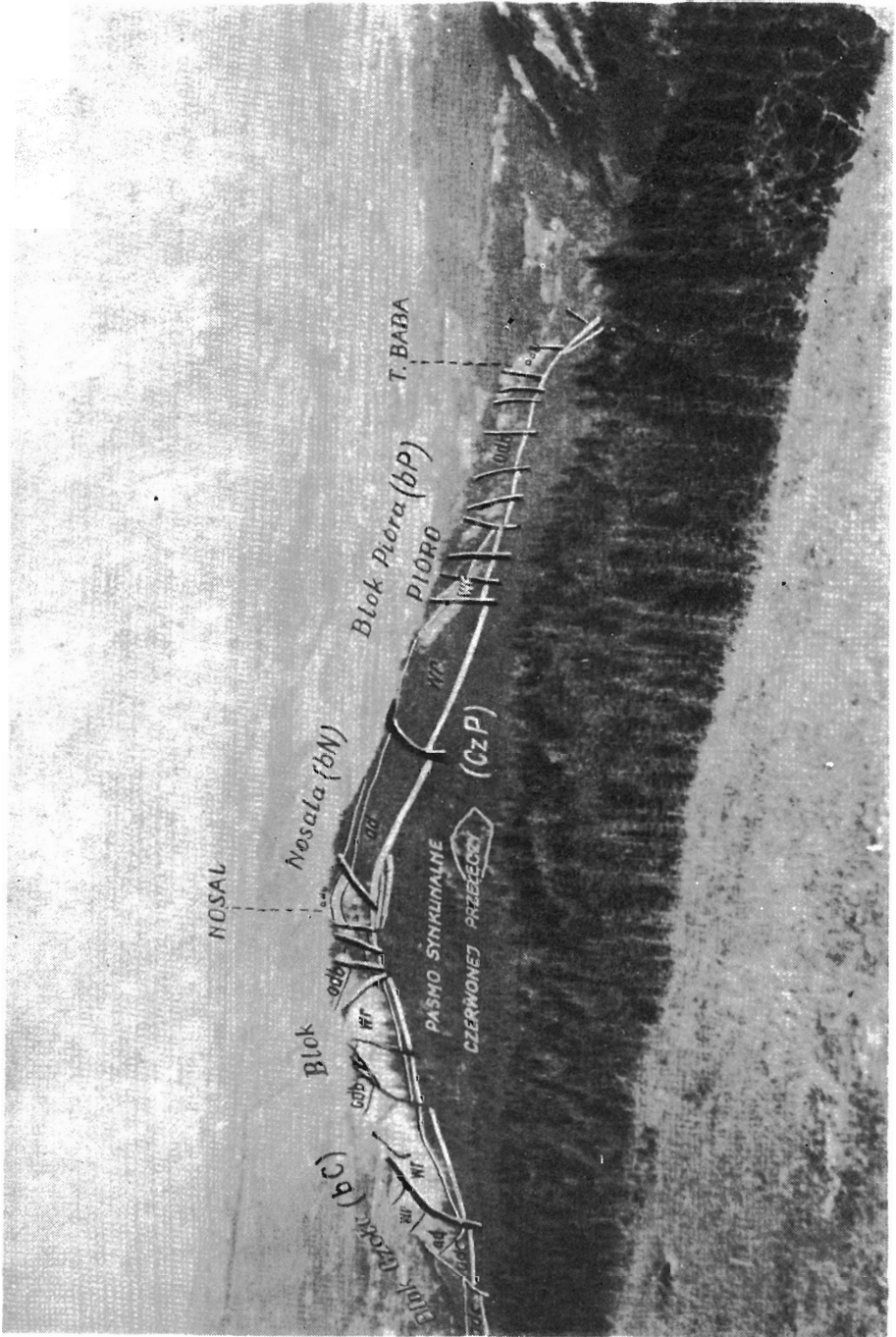
Poszczególne fragmenty skrzywienia synklinalnego Nosala na zachodnim zboczu Żlebu pod Skalkę

1 wapień krynoidowy, 2 ciemnoszare wapienie robaczkowe, 3 jasnoszare zbite dolomity,
4 jasnoszare wapienie płytowe tworzące jądro skrzywienia

The particular fragments of the synclinal twist of Nosal on the western slope of the Żleb pod Skalkę gully

1 crinoidal limestone, 2 dark grey vermicular limestones, 3 light grey compact dolomites,
4 light grey platy limestones of which the core of twist is made

Fotografie wykonał autor
All photographs by the writer



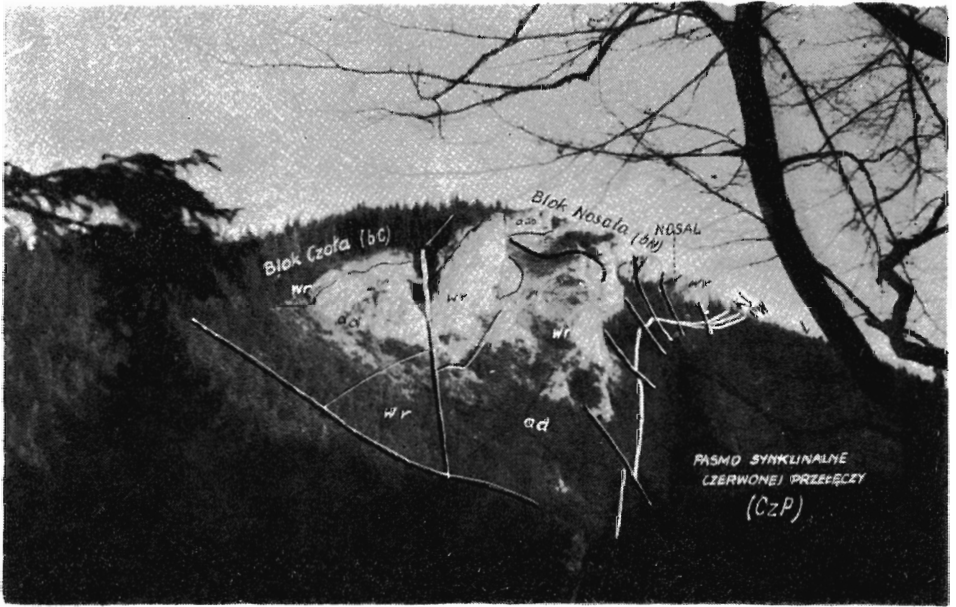


Fig. 1

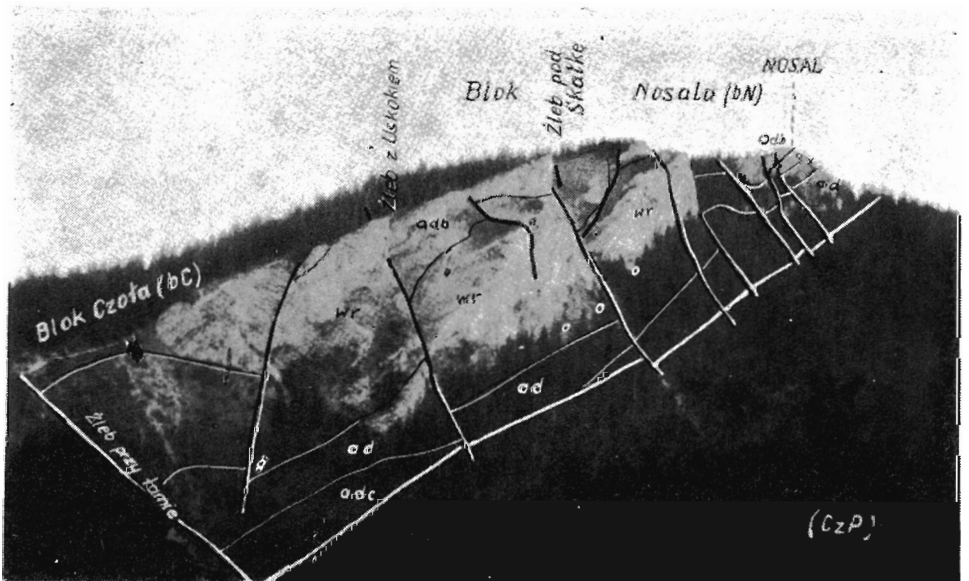


Fig. 2



Fig. 2



Fig. 3

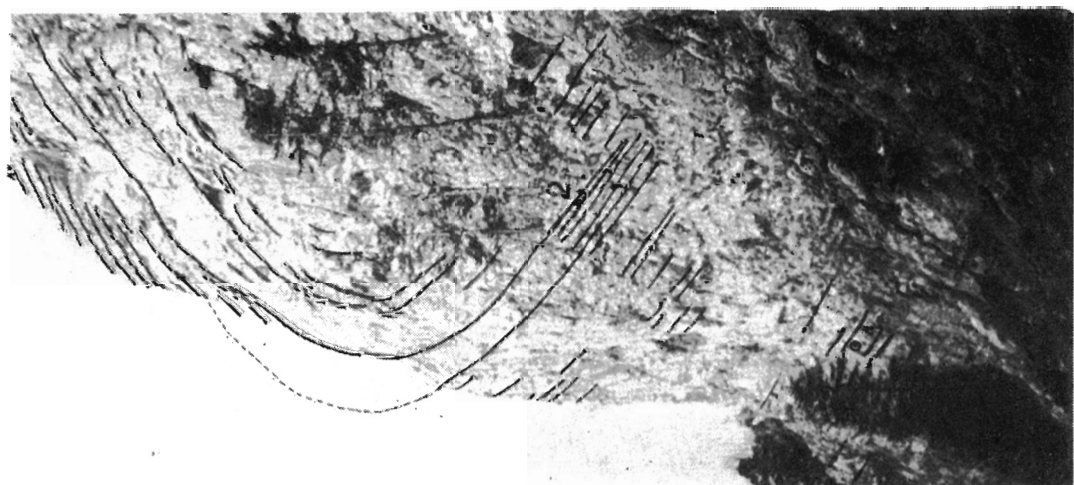


Fig. 1