Annales Societatis Geologorum Poloniae (1988), vol. 58: 53–173
PL ISSN 0208-9068

BUDOWA I EWOLUCJA STRUKTURALNA OKNA TEKTONICZNEGO MSZANY DOLNEJ, POLSKIE KARPATY ZEWNĘTRZNE

Leonard Mastella

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Mastella, L., 1988. Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, polskie Karpaty Zewnętrzne. Structure and evolution of Mszana Dolna tectonic window, Outer Carpathians, Poland. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 58: 53–173.

Abstract: In the northern part of the Outer Carpathians, near Mszana Dolna, there occurs a tectonic window in which from beneath the Magura unit two other tectonic units are cropping out. The lower, Mszana Dolna, unit comprises several W–E trending folds, overturned and thrust-faulted at the window's edges. The folds began to form when the flysch strata had still not been fully lithified and were exposed to erosion which could hardly cope with the morphological effects of folding. The Mszana Dolna unit was overridden from the southeast by the higher, Grybów, unit. Subsequently the study area must have been slightly uplifted and eroded, so that the Grybów unit was preserved as outliers in the depressions of envelope to the Mszana Dolna unit folds. The thrusting of the Magura unit led to tectonic slicing of the top parts of folds in its floor. The lower parts of these folds were forced to overturn without changing their interlimb angles. The Magura unit, thrusting initially to the north, was at first gently folded but next broke into separate thrust units and slices. This was accompanied by a change in thrusting direction to SSW→NNE. Following the thrusting of the Magura unit the area was cut with high-angle, strike-slip, NNW–SSE directed, dextral and NE–SW directed, sinistral faults. These faults gave rise to major strike-slip zones of the same directions and the sense of displacement. In a subsequent structural event these zones were converted into sinistral ones, and next, due to uplifting, reactivated as dip-slip faults with downthrown western sides in the western part and downthrown eastern sides in the eastern part of the window. The structure of the study area began to form during the Savian tectonic phase and its tectogenesis was linked to the development of the northern part of Outer Carpathians following the collision of the Pannonian microplate with the Eurasian plate.

Key words: Tectonic analysis, tectonic evolution, folds, faults, thrusts, nappes, cleavage, tectonic window, Outer Carpathians.

Manuscript received December 1986, accepted May 1987

Abstrakt: W północnej części Karpat Zewnętrznych, w okolicy Mszany Dolnej, występuje okno tektoniczne, w którym spod jednostki magurskiej odsłaniają się dwie inne jednostki. Niższa jednostka, Mszany Dolnej, składa się z kilkunastu równoleżnikowych fałdów, przy brzegu okna obalonych i złuskowanych. Ich powstawanie rozpoczęło się, gdy część warstw nie była jeszcze w pełni zdiagenezowana i podlegała erozji, która nie nadążała z likwidowaniem morfologicznych efektów fałdowania. Na takie podłoże nasunęła się od południowego wschodu jednostka wyższa – grybowska. Po tym badany obszar był prawdopodobnie lekko wypiętrzany i erodowany, tak że

jednostka grybowska została zachowana w postaci płatów leżących w depresjach obwiedni fałdów jednostki Mszany Dolnej. Nasuwająca się jednostka magurska spowodowała złuskowanie wyższych partii fałdów podłoża. Niższe partie fałdów były obalane bez zmiany kąta zbieżności skrzydeł. Jednostka magurska, nasuwająca się początkowo od południa ku północy, była najpierw łagodnie fałdowana, a następnie została podzielona na skiby i łuski z jednoczesną zmianą kierunku nasuwania się na SSW–NNE. Po nasunięciu się jednostki magurskiej obszar został pocięty stromymi uskokami przesuwczymi NNW–SSE prawoskrętnymi i NE–SW lewoskrętnymi. Z uskoków tych powstały duże strefy przesuwcze o takich samych kierunkach i przesunięciach. W późniejszej fazie strefy te zostały przetworzone w lewoskrętne, a następnie wskutek wypiętrzania się badanego obszaru odmłodzone jako zrzutowe o zrzuconych w części zachodniej skrzydłach zachodnich, a we wschodniej – wschodnich. Formowanie struktury badanego obszaru rozpoczęło się w fazie sawskiej, a jego tektogeneza związana jest z powstawaniem północnej części łuku Karpat Zewnętrznych w wyniku kolizji mikropłyty pannońskiej z płytą euroazjatycką.

WSTĘP

Uwagi ogólne

Przedstawiona praca jest próbą zastosowania analizy średnich i drobnych struktur tektonicznych do opracowania budowy i tektogenezy obszaru okna tektonicznego Mszany Dolnej i jego bezpośredniego otoczenia (Fig. 1). Dzięki obecności okna tektonicznego Mszany Dolnej, największego spośród kilkunastu okien tektonicznych w obrębie płaszczowiny magurskiej (Fig.1), odsłaniają się tutaj trzy jednostki tektoniczne o bogatym zespole drobnych i średnich struktur tektonicznych. Dla obszaru tego nie wykonano dotychczas opracowania tektonicznego opartego na szczegółowych pomiarach, a w opracowaniach ogólnogeologicznych (Świderski, 1953a, b; Watycha, 1966; Kozikowski, 1972; Burtan, 1974, 1978; Burtan *et al.*, 1976, 1978) wyrażano rozbieżne poglądy na tektonikę tego obszaru. Obrazy kartograficzne terenu badań przedstawione w wyżej wymienionych pracach różnią się między sobą zasadniczo. Dlatego autor wykonał własne zdjęcia geologiczne w skali 1:10000 (Mastella, 1984) oparte między innymi na interpretacji zdjęć lotniczych.

LITOSTRATYGRAFIA

Na badanym terenie występują trzy serie litostratygraficzne (Fig. 2) odpowiadające trzem odrębnym jednostkom tektonicznym. Autor przyjął powszechnie stosowany podział tych serii na nieformalne jednostki litostratygraficzne – „warstwy" (Świderski, 1953b; Kozikowski, 1972; Burtan, 1978; Burtan *et al.*, 1978) zachowując dla poszczególnych jednostek litostratygraficznych tradycyjne (Świdziński, 1947) i ugruntowane (Książkiewicz, 1972) nazwy. Szczegółowa charakterystyka wszystkich serii znajduje się w pracach Kozikowskiego (1972), Burtan (1978) oraz Burtan *et al.* (1978).

W swoim opracowaniu autor łączył niektóre jednostki litostratygraficzne o podobnej podatności deformacyjnej (por. Jaroszewski, 1972; Handin & Hager, 1957) w większe całości, jeżeli wynik połączenia nie miał wpływu na interpretację tektoniczną.

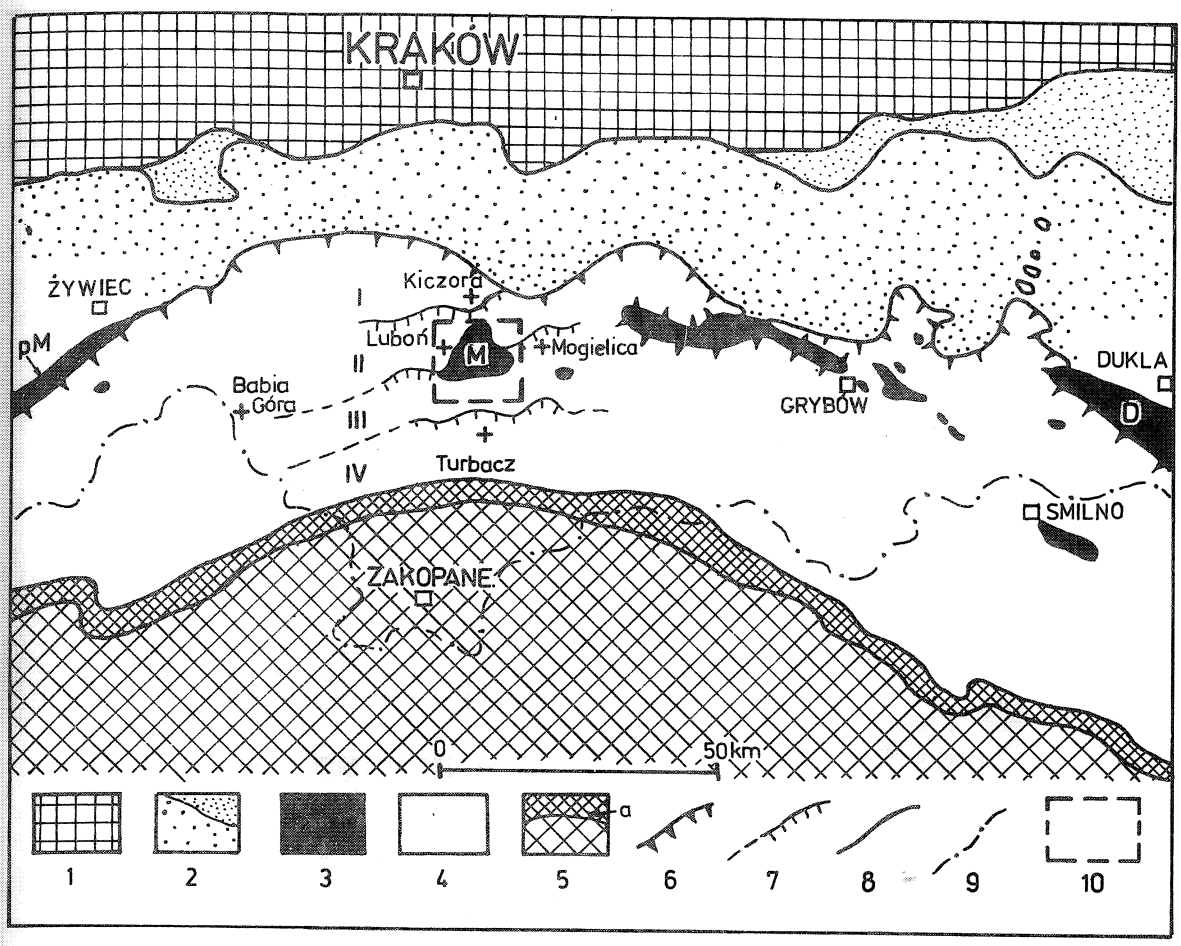


Fig. 1. Szkic lokalizacyjny obszaru badań. *1* — przedpole Karpat; *2—4* — Karpaty Zewnętrzne; 2 — jednostki tektoniczne bardziej zewnętrzne od jednostki magurskiej; *3* — jednostki: dukielska (*D*), przedmagurska (*pM*) oraz jednostki tektoniczne występujące w oknach tektonicznych w obrębie jednostki magurskiej (*M* — okno tektoniczne Mszany Dolnej); *4* — jednostka magurska, a w niej: skiba Kiczory (*I*), skiba Beskidu Wyspowego (*II*), skiba Mogielicy (*III*), skiba Turbacza (*IV*); *5* — Karpaty Wewnętrzne (*a* — pieniński pas skałkowy); *6* — nasunięcie jednostki magurskiej; *7* — nasunięcia w obrębie jednostki magurskiej (niektóre); 8 — nasunięcia innych jednostek; *9* — granica państwa; *10* — obszar badań

Fig. 1. Tectonic setting of study area. *1* — Carpathian foreland; *2—4* — Outer Carpathians: 2 — units external to Magura unit; *3* — Dukla unit (*D*), Fore-Magura unit (*pM*) and units exposed in tectonic windows within Magura unit (*M* — Mszana Dolna tectonic window); *4* — Magura unit, including Kiczora thrust subunit (skiba) (*I*), Beskid Wyspowy subunit (*II*), Mogielica subunit (*III*), Turbacz subunit (*IV*); *5* — Inner Carpathians (*a* — Pieniny Klippen Belt); *6* — Magura unit thrust; *7* — thrusts within Magura unit (chosen); *8* — thrusts of other units; *9* — state frontier; *10* — study area

Seria magurska

Seria magurska obejmuje skały o wieku od albu do oligocenu. W obrębie jej wychodni autor, podobnie jak Świderski (1953a, b), Burtan (1974, 1978), Burtan *et al.* (1976, 1978), wydzielił dwie strefy litofacjalne: południową i północną, rozdzielone nasunięciami i różniące się profilami litostratygraficznymi (Fig. 2, 3). Południowa z nich u podstawy ma warstwy lgockie i bardzo

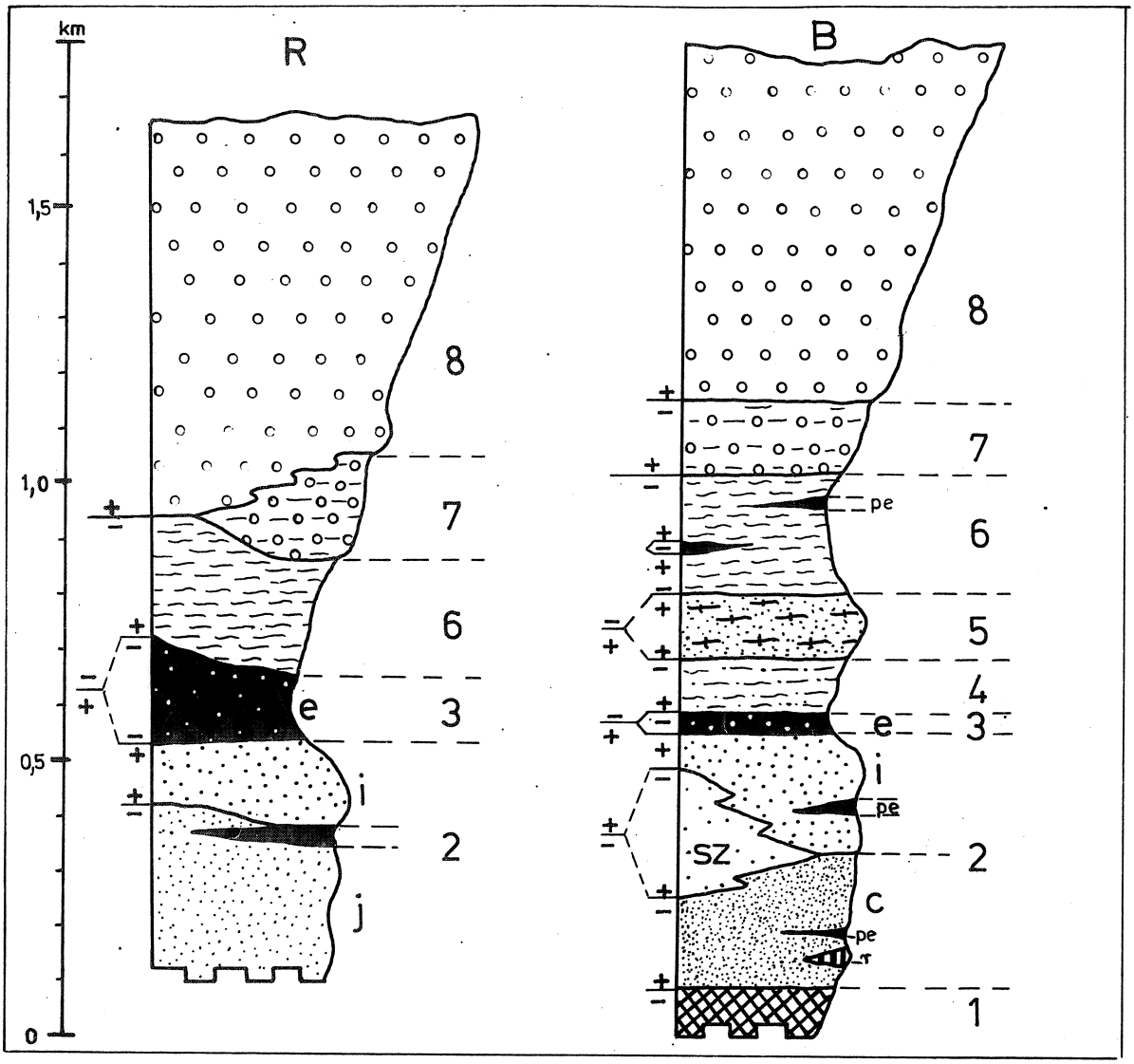
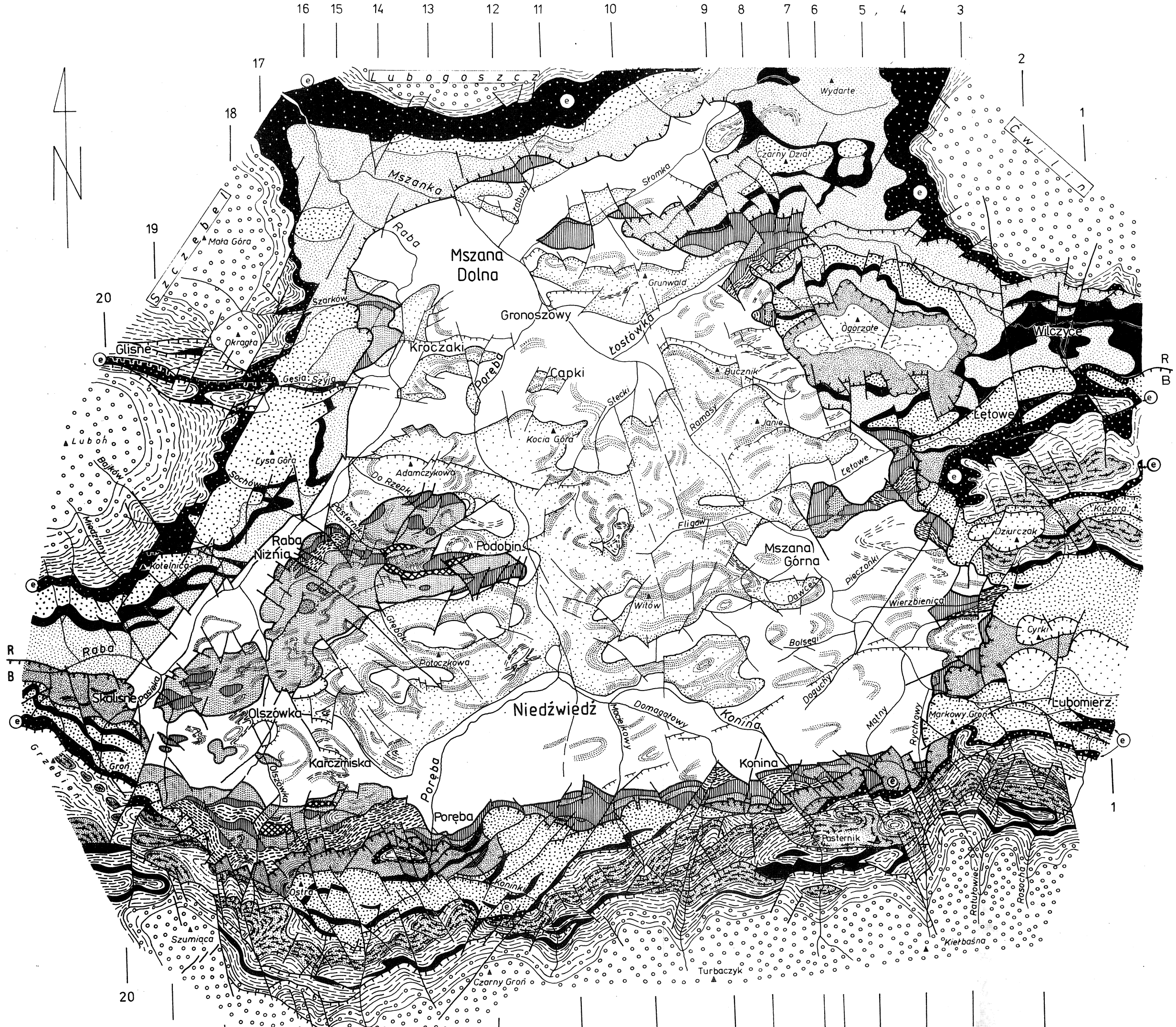


Fig. 3. Zgeneralizowane profile litostratygraficzne serii magurskiej w strefach facjalnych raczańskiej (*R*) i bystrzyckiej (*B*). Spąg serii tektoniczny, strop — erozyjny; *r* — rogowce. Po lewej stronie profili znakiem + zaznaczono niepodatność, a minus podatność względem sąsiadujących ze sobą ogniw, warstw lub zespołów warstw. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 2

Fig. 3. Generalized lithostratigraphic profiles of Magura succession in Racza (R) and Bystrica (B) facies zones. Sole of the succession tectonic, top erosional; *r* — silicious shales. Symbol + on the left of profiles indicates competency, and minus incompetency of adjacent members, beds or complexes. Other explanations as for Fig. 2

różnie wykształcone warstwy ropianieckie. Nad nimi leży cienki, ale ciągły poziom łupków pstrych. Wyżej występują warstwy beloweskie, łąckie, hieroglifowe z wkładką łupków pstrych, podmagurskie i magurskie. W strefie północnej nie stwierdzono warstw lgockich, a warstwy ropianieckie są w niej mało zróżnicowane. Występujące nad nimi łupki pstre są grubsze niż w strefie południowej, a ponieważ nie ma tu warstw beloweskich i łąckich, łupki pstre kontaktują wprost z warstwami hieroglifowymi. Nad tymi ostatnimi w części



Objaśnienia

I

M

R | B

8
7
pe 6
5
4
e 3
i
pe 2
j sz
c
1

G

k
m 3
i
j 2
1

O

τ
P 1

II

1
2
3
4
5
6

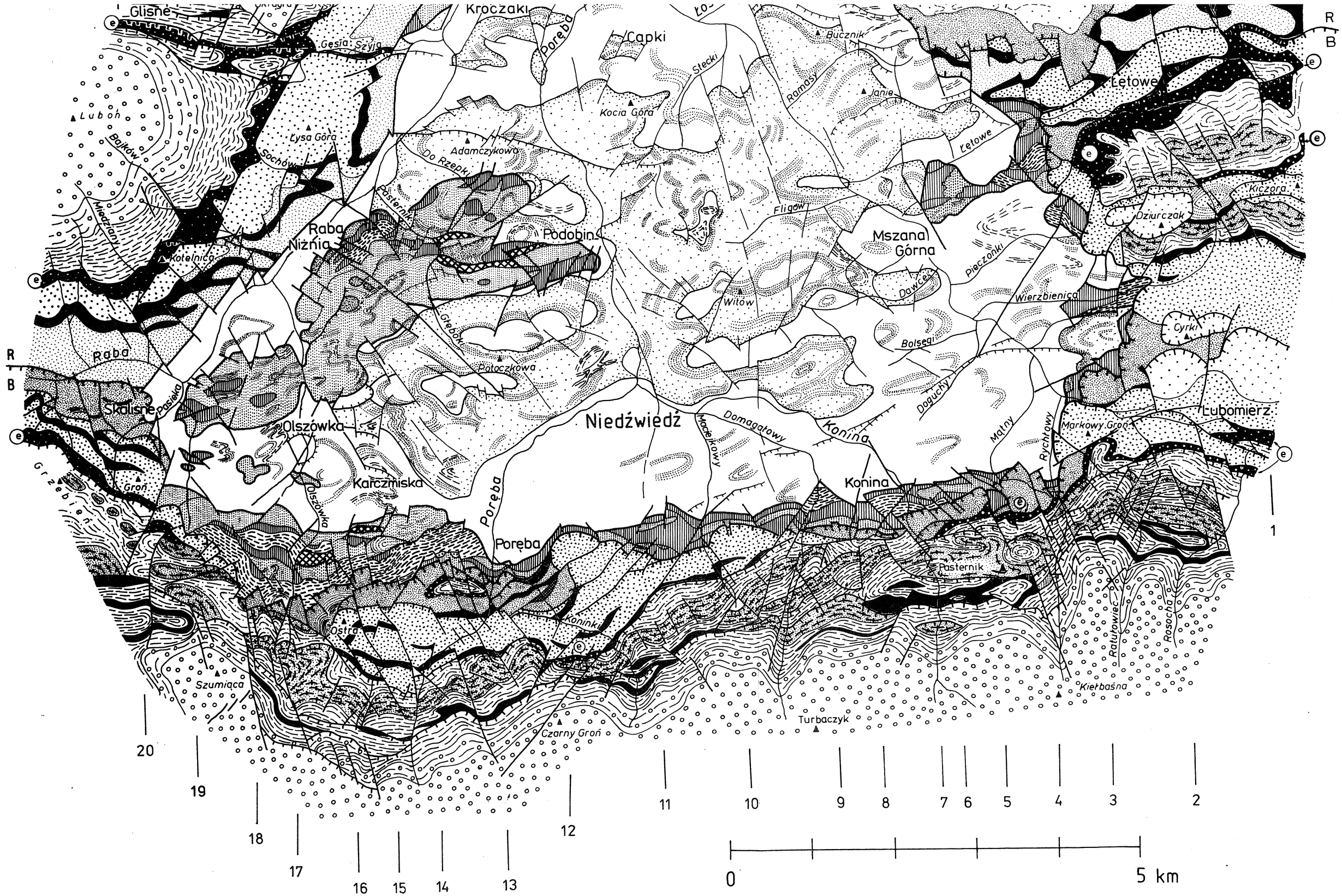


Fig. 2. Mapa litostratygraficzna rejonu okna tektonicznego Mszany Dolnej. I. Litostratygrafia: *O* — seria grybowska: *1* — warstwy lgockie (alb—cenoman), *2* — warstwy ropianieckie (senon dolny—paleocen), a w typu menilitowego, *k* — górne z łupkami i piaskowcami typu krośnieńskiego; *M* — seria magurska (strefy — warstwy z Kaniny (turon—dolny senon), *j* — warstwy z Jaworzynki (senon—paleocen), *sz* — warstwy inoceramowe (senon—paleocen); *3* — (*e*) łupki pstre (dolny eocen); *4* — warstwy beloweskie (dolny eocen); (środkowy—górny eocen); 7 — warstwy podmagurskie (środkowy eocen); *8* — warstwy magurskie (górny różnych ogniwach litostratygraficznych; *3* — uskoki; *4* — nasunięcia niższego rzędu; *5* — nasunięcie uskoków i nasunięć niższego rzędu podano w uproszczeniu

Mszany Dolnej: *1* — warstwy krośnieńskie (oligocen), *p* — ogniwo piaskowcowe, *l* — ogniwo łupkowe; *G* — seria nich: *j* — warstwy z Jaworzynki, *i* — warstwy inoceramowe; 3 — warstwy grybowskie (oligocen), *m* — dolne, z łupkami facjalne: raczańska — *R*, bystrzycka — *B*): *1* — warstwy lgockie (alb—cenoman); *2* — warstwy ropianieckie, a w nich: *c* ze Szczawiny (senon—paleocen), *pe* — łupki pstre w różnych poziomach warstw ropianieckich, *i* — warstwy *5* — warstwy łąckie (lutet); *6* — warstwy hieroglifowe, w strefie raczańskiej z wkładkami z łupków pstrych (*pe*), eocen—oligocen). II. Inne objaśnienia: *1—2* — wyznaczone fotointerpretacyjnie kompleksy piaskowcowe i łupkowe w jednostki grybowskiej; *6* — nasunięcie jednostki magurskiej; *7* — linie przekrojów przedstawionych na Fig. *10*. Sieć

Fig. 2. Lithostratigraphic map of Mszana Dolna tectonic window. I. Lithostratigraphy: *O* — Mszana — Lgota Beds (Albian—Cenomanian); *2* — Ropianka Beds (Lower Senonian—Palaeocene), including: *j* upper, with Krosno-type shales and sandstones; *M* — Magura succession (*R* — Racza, *B* — Bystrica Lower Senonian), *j* — Jaworzynka Beds (Senonian—Palaeocene), *sz* — Szczawina Beds (Senonian— Palaeocene); *3* — (*e*) variegated shales (Lower Eocene); *4* — Beloveza Beds (Lower Eocene); *5* — Łącko Eocene); *7* — Sub-Magura Beds (Middle Eocene); *8* — Magura Beds (Upper Eocene—Oligocene). II. photos; *3* — faults; *4* — low-order thrusts; *5* — Grybów unit thrust; *6* — Magura unit thrust; *7* — section lines from Fig. *10*. Fault and low-order thrust-network simplified

Dolna succession: *1* — Krosno Beds (Oligocene), *p* — sandstone member, *l* — shale member; *G* — Grybów succession: *1* — Jaworzynka Beds, *i* — Inoceramian Beds; *3* — Grybów Beds (Oligocene), *m* — lower, with menilite-type shales, *k* — facies zones): *1* — Lgota Beds (Albian—Cenomanian); *2* — Ropianka Beds, including: *c* — Kanina Beds (Turonian— Palaeocene), *pe* — variegated shales in various horizons of Ropianka Beds, *i* — Inoceramian Beds (Senonian— Beds (Lutetian); *6* — Hieroglyphic Beds, in Racza zone with intercalations of variegated shales (*pe*), (Middle—Uper Other explanations: *1—2* — sandstone and shale complexes in various lithostratigraphic members traced with aerial

0 1 2 3 km

OBJAŚNIENIA

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10a
10b
10c
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

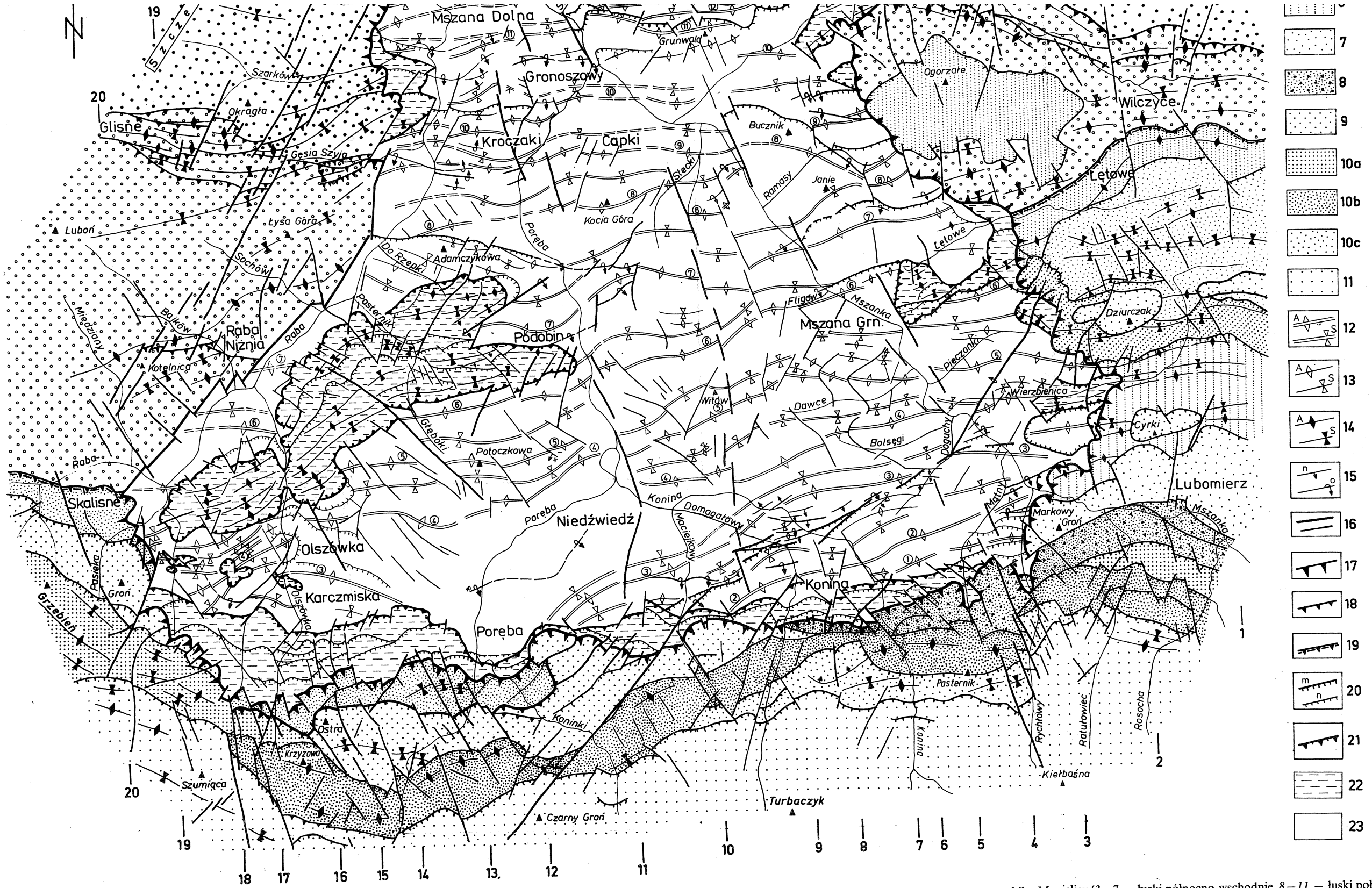


Fig. 6. Mapa tektoniczna rejonu okna tektonicznego Mszany Dolnej. *1—11* — jednostka magurska: *1—2* — skiba Beskidu Wyspowego (*1* — łuski Szczebla-Ćwilina, *2* — łuska Lubonia-Wilczyc); *3—11* — skiba Mogielicy (*3—7* — łuski północno-wschodnie, *8—11* — łuski południowe); *12—14* — osie antyklin (*A*) i synklin (*S*): *12—13* — w jednostce Mszany Dolnej (*12* — regionalnych, *13* — niższego rzędu), *14* — w jednostce grybowskiej i magurskiej; *15* — uskoki normalne (*n*) i odwrócone (*o*), strzałka wskazuje kierunek upadu powierzchni uskokowej; *16* — strome uskoki skośne różnej wielkości; *17* — nasunięcie jednostki magurskiej na jednostki niższe; *18* — nasunięcia w obrębie skiby Beskidu Wyspowego; *19* — nasunięcie skiby Mogielicy na skibę Beskidu Wyspowego; *20* — nasunięcia w obrębie skiby Mogielicy (*m*) oraz nasunięcia niższego rzędu (*n*) we wszystkich trzech jednostkach; *21* — nasunięcie jednostki grybowskiej na jednostkę Mszany Dolnej; *22* — jednostka grybowska; *23* — jednostka Mszany Dolnej. Reszta objaśnień jak na Fig. 2

Fig. 6. Tectonic map of Mszana Dolna tectonic window. *1—11* — Magura unit: *1—2* — Beskid Wyspowy subunit (*1* — slices of Szczebel-Ćwilin, *2* — slice of Luboń-Wilczyce); *3—11* — Mogielica subunit (*3—7* — northeast slices, *8—11* — southern slices); *12—14* — axes of anticlines (*A*) and synclines (*S*): *12—13* — in Mszana Dolna unit (*12* — regional, *13* — low order), *14* — in Grybów and Magura units; *15* — normal (*n*) and reverse (*o*) faults, arrow gives dip direction of fault surface; *16* — high-angle faults of various sizes; *17* — Magura unit thrust; *18* — thrusts within Beskid Wyspowy subunit; *19* — Mogielica subunit thrust; *20* — thrust within Mogielica subunits (*m*) and low-order thrusts (*n*) in all three units; *21* — Grybów unit thrust; *22* — Grybów unit; *23* — Mszana Dolna unit. Other explanations as for Fig. 2

zachodniej występują warstwy podmagurskie, a na pozostałym obszarze bezpośrednio warstwy magurskie (Fig. 2, 3).

Wymienione strefy mają zasięg regionalny, gdyż podobne zmiany facjalne stwierdza się zarówno na zachód (Książkiewicz, 1966, 1971), jak i na wschód (Węcławik, 1969; Sikora, 1970; Oszczypko, 1973) od badanego obszaru. Strefa południowa odpowiada południowej części strefy sądeckiej, a północna – północnej strefie gorlickiej Węcławika (1969, fig. 14) lub według tego autora odpowiednio: strefie bystrzyckiej i strefie raczańskiej geologów czechosłowackich.

Stwierdzona przez autora miąższość odsłoniętej na badanym terenie części serii magurskiej wynosi około 1,7 km (Fig. 3). W profilu tej serii występują na przemian zespoły podatne i niepodatne. Generalnie do niepodatnych należą warstwy ropianieckie, łąckie oraz potraktowane łącznie warstwy podmagurskie i magurskie, a do podatnych: łupki pstre, warstwy beloweskie i hieroglifowe. Przy kontaktach tektonicznych mogą występować odmienne relacje, np. warstwy beloweskie są w takiej sytuacji na ogół niepodatne względem warstw hieroglifowych (Fig. 3).

Seria grybowska

Dwie kolejne serie odsłaniają się w oknie tektonicznym. Wyższa z nich, grybowska, występuje pasem wzdłuż południowego skraju okna i płatami różnej wielkości w innych jego częściach (Fig. 2). Zajmuje położenie pod serią magurską, a nad serią Mszany Dolnej, oddzielona od nich powierzchniami nasunięć. Najstarszymi są w niej warstwy lgockie (alb-cenoman, por. Burtan *et al.*, 1976, 1978). Według wyżej cytowanych autorów występują one przy południowo-zachodnim skraju okna. Oprócz tego autor stwierdził występowanie warstw lgockich w potoku Pasternik i w rejonie wsi Podobin (Fig. 2).

W pochodzących stamtąd próbkach łupków marglistych, czarnych, szarozielonych, plamistych, miejscami skrzemionkowanych E. Gaździcka (inf. ustna) oznaczyła, na prośbę autora, następujące formy nannoplanktonu wapiennego: *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Stephanolitthion laffitei* Noel, *Corollithion exiguum* Stradner, *Marthasterites inconspicuus* Deflandre, *Vekshinella crux* Deflandre et Fert, *Zygodiscus diplogrammus* (Deflandre), *Quadrum gartneri* Prins et Perch-Nielsen, *Hayesites albiensis* Manivit, *Podorhabdus* sp. Wskazują one na alb-cenoman.

Nad warstwami lgockimi leżą warstwy ropianieckie (Fig. 4: *G*). Wyżej występują warstwy grybowskie, w znacznej części dokładnie scharakteryzowane przez Kozikowskiego (1972). Przy dużym zróżnicowaniu litologicznym w całym profilu dominują łupki czarne, w dolnej części ilaste, miejscami lekko krzemionkowe, z rdzawymi nalotami, podobne do menilitowych. W górnej części są one wapniste i zawierają cienkoławicowe piaskowce i łupki typu krośnieńskiego. Na tej podstawie autor, dla uproszczenia, podzielił warstwy grybowskie na część niższą – typu menilitowego, i wyższą – typu krośnieńskiego (Fig. 2, 4: *G*). W badaniach tektonicznych podział taki znajduje dodatkowe uzasadnienie w fakcie, że część niższa opisywanych warstw jest bardziej podatna od wyższej. W stosunku do warstw ropianieckich warstwy

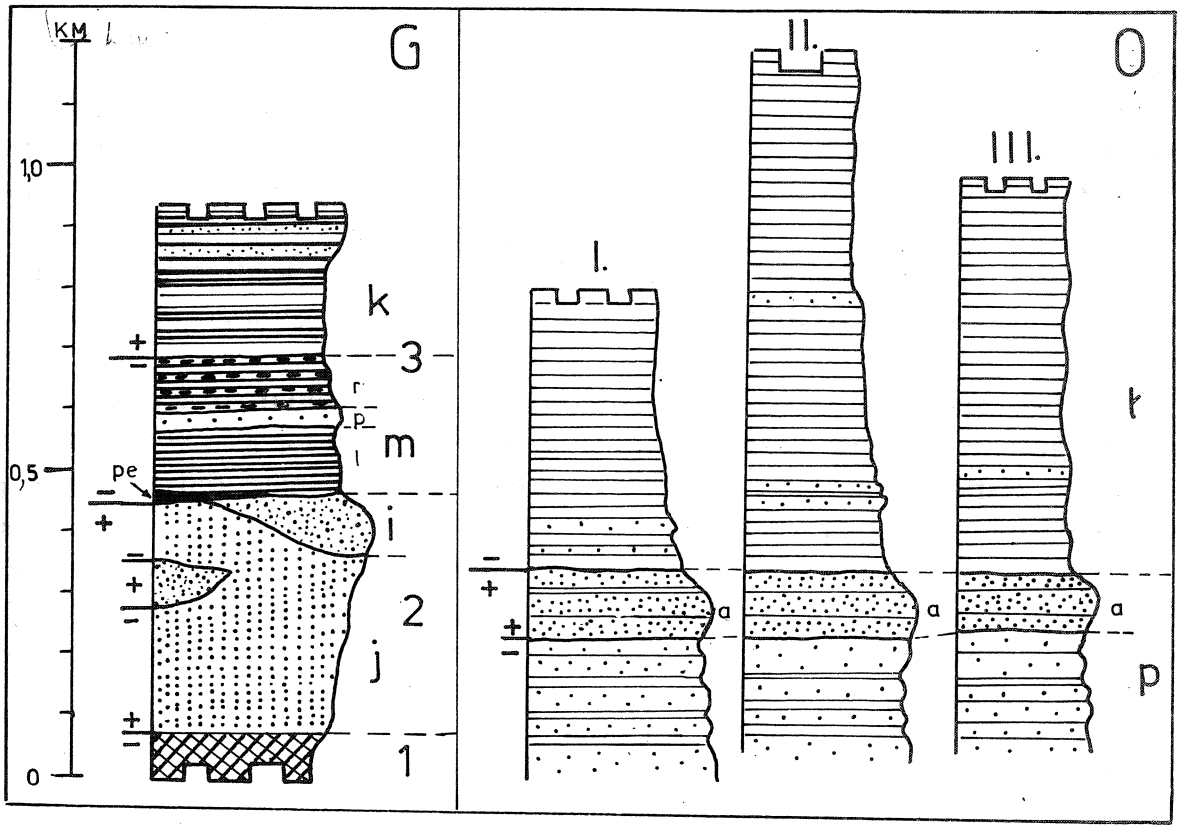


Fig. 4. Zgeneralizowany profil serii grybowskiej (*G*) i profile serii Mszany Dolnej (*O*). Seria grybowska: *pe* — łupki pstre, *l* — łupki ilaste, *p* — piaskowce średnie i gruboławicowe, *r* — łupki krzemionkowe. Seria Mszany Dolnej: profil *I* — część zachodnia okna, *II* — centralna, *III* — północno-wschodnia; *a* — kompleks piaskowców odpornych na wietrzenie. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 2 i 3

Fig. 4. Generalized profile of Grybów succession (*G*) and profiles of Mszana Dolna succession (*O*). Grybów succession: *pe* — variegated shales, *l* — claystone shales, *p* — medium and coarse grained sandstones, *r* — siliceous shales. Mszana Dolna succession: profile *I* — western part of the window, *II* — central part, *III* — northeastern part; *a* — complex of weathering-resistant sandstones. Other explanations as for Figs. 2 and 3

grybowskie, jako całość, są podatne. Oligoceńskie warstwy grybowskie kończą profil opisywanej serii.

Na temat jej przynależności i składu wyrażane są rozbieżne poglądy. Kozikowski (1956, 1972) zaliczył ją do serii Ropy-Pisarzowej, uznając, że w jej skład wchodzą tylko warstwy grybowskie. W tej sytuacji warstwy starsze należałyby do serii magurskiej, a część zawierająca elementy krośnieńskie do serii Mszany Dolnej. Przeczą temu stwierdzone przez autora ciągłe przejścia między poszczególnymi kompleksami opisywanej serii oraz dominacja elementów typowo grybowskich w całym jej profilu powyżej warstw ropianieckich. Ten ostatni fakt nie pozwala na wyodrębnienie tutaj, tak jak to czynią Burtan *et al.* (1976, 1978), warstw krośnieńskich. Wyżej cytowani autorzy nazywają omawianą serię przedmagurską południową. Ze względu na występowanie warstw grybowskich autor, za Świdzińskim (*fide* Książkiewicz 1972), nazywa ją serią grybowską.

Seria Mszany Dolnej

Przeważający obszar okna zajmują warstwy krośnieńskie zaliczane w zależności od interpretacji wierceń w rejonie wsi Niedźwiedź bądź do serii śląskiej (Kozikowski, 1972), bądź przedmagurskiej północnej (Burtan *et al.*, 1976, 1978). Autor, przy dyskusyjnej przynależności tej serii, nazwał ją serią Mszany Dolnej.

Wyraźne zróżnicowanie litologiczne warstw krośnieńskich tej serii narzuca ich podział na dwa ogniwa (Świderski, 1953a, b): starsze — piaskowcowe, i młodsze — łupkowe (Fig. 4: *O*). Granicę między tymi ogniwami łatwo jest wyznaczyć fotointerpretacyjnie, gdyż w stropie ogniwa piaskowcowego występuje około stumetrowej miąższości kompleks piaskowców odpornych na wietrzenie (Fig. 4: *O*), zaznaczający się na ogół progiem morfologicznym. Tak wyznaczona granica między wyżej wymienionymi ogniwami (Fig. 2) ma w dużym stopniu przebieg zgodny z przedstawionym przez Świderskiego (1953a), a odmienny niż na mapach Burtan (1974), Burtan *et al.* (1976) i w pracy Kozikowskiego (1972). Miąższość odsłaniającego się na powierzchni ogniwa piaskowcowego wynosi około 400 m, a łupkowego około 850 m (Fig. 4: *O*). Ogniwo piaskowcowe jest niepodatne względem łupkowego oraz wszystkich warstw serii grybowskiej z wyjątkiem piaskowców typu inoceramowego.

METODY BADAŃ

Badania tektoniczne autor prowadził dwutorowo, wykorzystując drobne i średnie struktury: 1) do bezpośredniego wnioskowania o tektogenezie, 2) do określenia geometrii form tektonicznych wyższego rzędu i — w powiązaniu z analizą ich obrazu kartograficznego — do wnioskowania tektogenetycznego. Zbierał i przetwarzał materiał zgodnie z zaleceniami E. B. Wilsona (1968) i ogólnymi zaleceniami Jaroszewskiego (1972). Autor opracował materiał oddzielnie dla każdej z jednostek tektonicznych, a także dla mniejszych przedziałów terytorialnych w ich obrębie (Fig. 5) zachowujących dostateczną dla celów statystycznych jednorodność kierunkowo-tektoniczną (przy dopuszczalnym pięciostopniowym przedziale zmienności) i, o ile to jest możliwe, litologiczną. Gdy określone struktury zachowywały założony poziom jednorodności w kilku przedziałach terytorialnych, zostały opracowane dla tych przedziałów łącznie.

Autor stosuje terminologię tektoniczną Jaroszewskiego (1972, 1980a, b) oraz Jaroszewskiego *et al.* (1985), przyjmując jako orientacyjną górną granicę rozmiaru drobnych struktur 1 metr. Struktury powyżej tej granicy, o rozmiarach nie przekraczających kilkunastu metrów, należą w rozumieniu autora do średnich struktur tektonicznych. Najczęściej stosowane w pracy oznaczenia dla drobnych i średnich struktur tektonicznych objaśnione są w Tabeli 1.

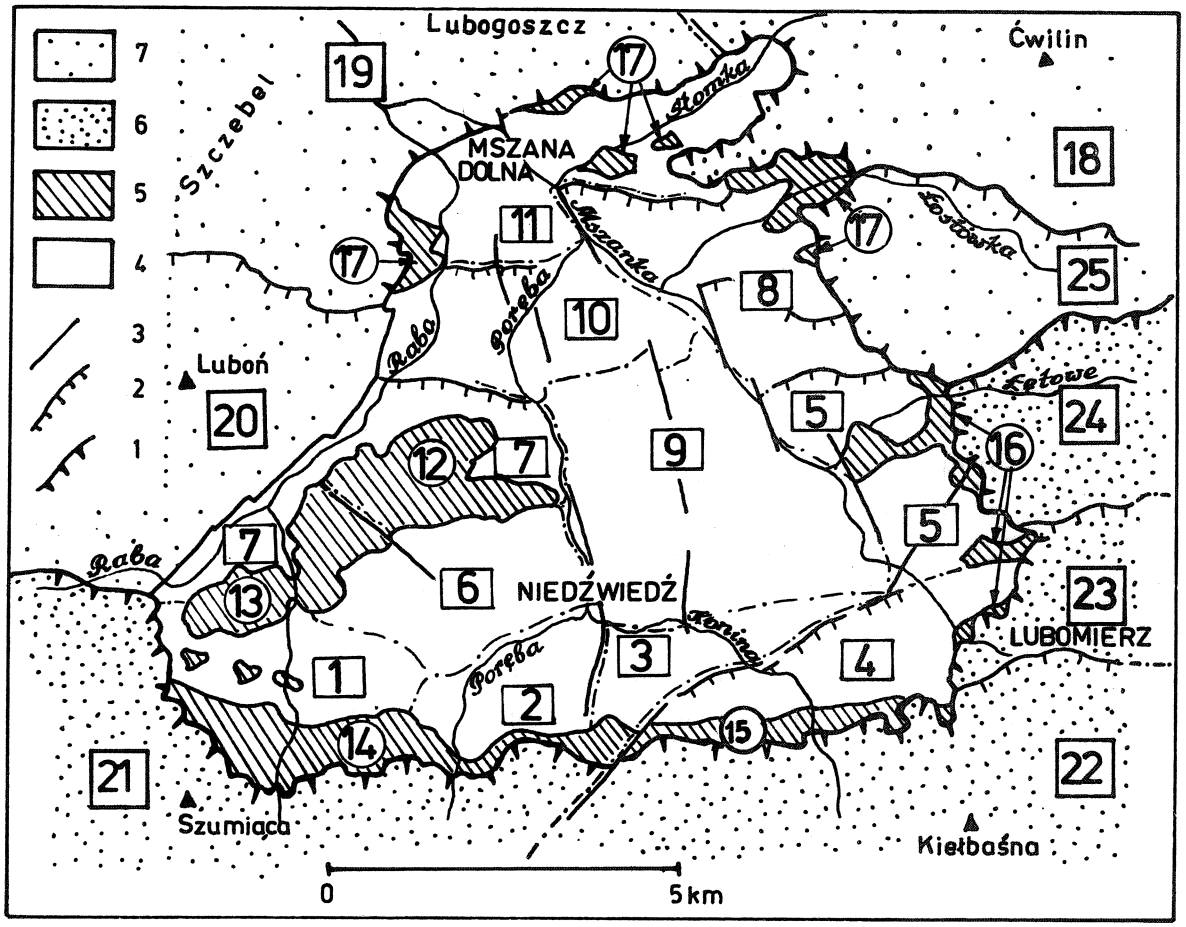


Fig. 5. Szkic podziału obszaru badań na jednorodne przedziały terytorialne. *1* — nasunięcie jednostki magurskiej na jednostki niższe oraz nasunięcie skiby Mogielicy na skibę Beskidu Wyspowego; *2* — inne nasunięcia; *3* — uskoki; *4* — jednostka Mszany Dolnej (1—11 w prostokątach — jednorodne przedziały terytorialne w jej obrębie); *5* — jednostka grybowska (12—17 w kółkach — jednorodne przedziały terytorialne); *6—7* — jednostka magurska: *6* — skiba Mogielicy, *7* — skiba Beskidu Wyspowego (18—25 w kwadratach — jednorodne przedziały terytorialne). Granice między poszczególnymi przedziałami terytorialnymi zaznaczono linią przerywaną z kropkami, tam gdzie nie przebiegają one wzdłuż nieciągłości tektonicznych

Fig. 5. Division of the study area into homogeneous domains. *1* — thrust of Magura unit and of Mogielica subunit; *2* — other thrusts; *3* — faults; *4* — Mszana Dolna unit (1—11 homogeneous domains in rectangles); *5* — Grybów unit (12—17 homogeneous domains in circles); *6—7* — Magura unit: *6* — Mogielica subunit, *7* — Beskid Wyspowy subunit (18—25 homogeneous domains in squares). Boundaries between individual domains given with dotted broken line over distances where they do not follow faults or thrusts

TEKTONIKA

Na badanym terenie występują trzy duże jednostki tektoniczne (Kozikowski, 1972; Burtan *et al.*, 1976, 1978; Sikora, 1980). Najwyższa z nich, magurska, otacza okno tektoniczne Mszany Dolnej, w którym ukazują się dwie pozostałe jednostki: grybowska i Mszany Dolnej (Fig. 5, 6). Te dwie ostatnie prawdopodobnie przedłużają się w jednostkę przedmagurską na zachodzie i dukielską na

Tabela 1

Najczęściej stosowane w pracy oznaczenia drobnych i średnich struktur tektonicznych

O — Jednostka Mszany Dolnej

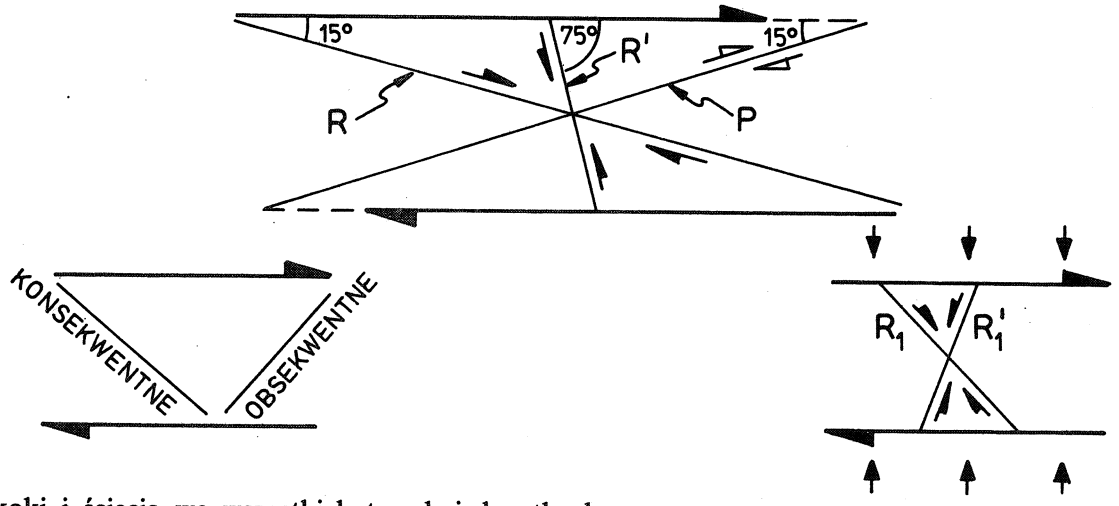
F_o — fałdy o kierunkach charakterystycznych dla jednostki Mszany Dolnej
F_g — fałdy o kierunkach „grybowskich"
S_{k-g} — kliważ konsekwentny o kierunkach „grybowskich"
S_{k-m} — kliważ konsekwentny o kierunkach „magurskich"
S_{o-g} — kliważ obsekwentny o kierunkach „grybowskich"
S_{o-m} — kliważ obsekwentny o kierunkach „magurskich"

G — Jednostka grybowska

F'_g — fałdy o kierunkach „grybowskich"
F'_m, F'_{m-l} — fałdy o kierunkach „magurskich"
S'_{o-g} — kliważ obsekwentny o kierunkach „grybowskich"
S'_{o-m} — kliważ obsekwentny o kierunkach „magurskich"
S'_u — kliważ przyuskokowy
L'_h — lustra tektoniczne z nasunięć niższego rzędu
L'_g — lustra tektoniczne o kierunkach „grybowskich"
L'_m — lustra tektoniczne o kierunkach „magurskich"
L'_t — lustra tektoniczne na powierzchniach ścięć i uskoków typu R_l

M — Jednostka magurska

F''_f — fałdy w obrębie struktur fałdowych wyższego rzędu
F''_n — fałdy w obrębie nasunięć i w strefach przynasunięciowych
F''_u — fałdy przyuskokowe
F''_W — fałdy z części zachodniej obszaru, dla którego opracowano diagram
F''_E — fałdy z części wschodniej obszaru, dla którego opracowano diagram
S''_{o-f} — kliważ obsekwentny w strukturach fałdowych
S''_{o-n} — kliważ obsekwentny w nasunięciach i strefach przynasunięciowych



Uskoki i ścięcia we wszystkich trzech jednostkach

R — riedlowskie niskokątowe
R' — riedlowskie wysokokątowe
R_l, R'_l, P — patrz schemat powyżej
Θ — uskoki odwrócone o upadach na południe najczęściej w granicach 30—60°
Θ_g — uskoki jw. o kierunkach „grybowskich"
Θ_m — uskoki jw. o kierunkach „magurskich"

wschodzie (Fig. 1; Książkiewicz, 1972). Wymienione trzy jednostki różnią się między sobą stylem budowy, charakterem i kierunkiem nasuwania się, a także profilami litostratygraficznymi (Fig. 2, 3, 4).

JEDNOSTKA MSZANY DOLNEJ

Jednostka Mszany Dolnej ma budowę fałdową. Świderski (1953a) stwierdził występowanie w jej obrębie ośmiu fałdów (antyklina + synklina) o przebiegu W – E. W późniejszych pracach (Zieliński, 1966; Kozikowski, 1972; Burtan, 1974; Burtan *et al.*, 1976) obraz jej budowy został uproszczony, a liczba fałdów zredukowana do trzech, zlokalizowanych różnie w różnych pracach. Świderski (1953b) i Olewicz (1965) stwierdzili złuskowania w brzeżnych częściach okna, a Kozikowski (1972) zaznaczył schematycznie nasunięcia i uskoki poprzeczne.

Położenie warstw

Autor analizę obecnego położenia warstw poprzedził próbą odtworzenia, przynajmniej w zarysie, położenia warstw z możliwie najwcześniejszej fazy formowania się struktury jednostki Mszany Dolnej. W przybliżeniu okazało się to możliwe dla fazy rozwoju systemu ciosowego, którego zespoły o kierunkach NNW i NE przecinają się pod kątem około 65°, co wraz ze zwrotem przemieszczeń wzdłuż nich, ustalonym ze spękań kulisowych (Fig. 7), upoważnia do wnioskowania, że są to ścięcia sprzężone. Spękania kulisowe są wyraźnie tensyjne, ułożone pod kątem 40 – 65° względem kierunku swojego zespołu (Fig. 7: *B*, *C*, *D*). Z pracy Beacha (1975) wynika, że takie systemy ciosu są zakładane i ujawniane (Price, 1959) równocześnie w skałach stosunkowo podatnych. Spękania kulisowe w obu zespołach są wypełnione bądź materiałem skalnym z ławicy, bądź kalcytem, w którym ten materiał jest równomiernie rozproszony. Jednolitość wypełnień przemawia za komplementarnością obu zespołów, a charakter materiału wypełniającego – za niepełną diagenezą ławic w czasie ujawniania się tych zespołów (por. Beach & Jack, 1982). Opisane zespoły ciosu są najstarsze, gdyż uległy rozerwaniu i odmłodzeniu (Fig. 7) między innymi wzdłuż pozostałych zespołów ciosowych. Zostały ujawnione prawdopodobnie przed fałdowaniem jednostki Mszany Dolnej, gdyż były deformowane w wyniku procesów fałdowania.

Z prac Price'a (1959, 1966) wynika, że krawędź przecięcia się dwóch komplementarnych zespołów ciosowych pokrywa się z osią *b* ciosotwórczego pola naprężeń, która w momencie zakładania ciosu jest zazwyczaj pionowa. Dlatego autor dla każdej pary takich zespołów wyznaczył krawędź przecięcia, a następnie rotował ją do pozycji pionowej wraz z ławicą, w której one występowały. W efekcie tej operacji uzyskał położenie ławic w momencie zakładania opisywanego systemu ciosowego, czyli prawdopodobnie tuż przed fałdowaniem jednostki Mszany Dolnej. Z diagramu tych położeń (Fig. 8), przy niewielkiej liczbie pomiarów, można jedynie przypuścić, że dominowały wówczas warstwy pologie, około 65 – 92/10 – 22 S; dodatkowo występowały warstwy o biegach południowych z przewagą upadów na wschód. Wszystkie, niestety nieliczne, pomiary z północnej części okna wskazują, że w omawianym okresie dominowały tam warstwy o upadach północnych. Można więc przypuszczać, że badany fragment jednostki Mszany Dolnej miał przed etapem jej fałdowania prawdopodobnie kształt łagodnej elipsoidalnej kopuły o wydłużeniu równoleżnikowym.

Lokalna zmienność budowy tektonicznej powoduje, że w odsłonięciach obserwuje się znaczne zróżnicowanie obecnego położenia warstw. W południowej części okna dominują biegi 60 – 100°, a w północnej 80 – 120° (Fig. 9: 1 – 4, 10, 11). Strefa środkowa ma charakter przejściowy (Fig. 9: 6 – 9). Mniejszy

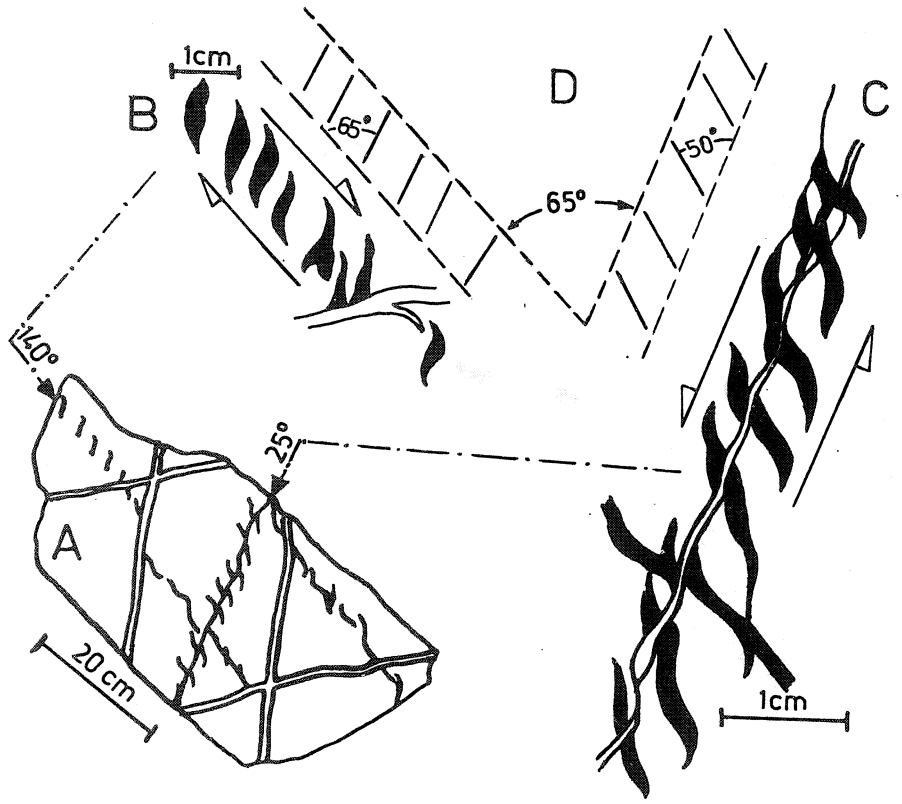


Fig. 7. *A* — sieć spękań ciosowych na stropie ławicy piaskowca z ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w odsłonięciu w rzece Mszance nieco powyżej ujścia rzeki Wierzbienicy; *B*, *C* — szczegółowe rysunki kulisowych spękań tensyjnych dwóch zespołów ciosowych; *D* — schemat ich ułożenia w systemie ścięć sprzężonych. Spękania wypełnione czystym kalcytem niezaczernione, o innym wypełnieniu — zaczernione. Strzałki ciągłe wskazują zwrot przemieszczeń wzdłuż zespołów ciosowych

Fig. 7. *A* — joint pattern on top of sandstone bed. Shale member of Krosno Beds, Mszanka river above outlet of Wierzbienica creek; *B*, *C* — detailed drawings of *an echelon* tension fractures composing two joint sets; *D* — scheme of their arrangement in a system of complementary shears. Fractures filled with pure calcite left white; in black fractures infilled with other type material. Continuous arrows show sense of displacements along joint sets

rozrzut biegów obserwuje się rozpatrując oddzielnie warstwy o upadach na północ i południe. Wówczas rozrzut biegów w maksimach powyżej 8% w poszczególnych przedziałach terytorialnych na ogół nie przekracza 20°. Pasowy obraz większości diagramów jest wynikiem dużej zmienności upadów warstw w poszczególnych przedziałach terytorialnych. Przeważają warstwy o upadach 20—50/S, a mniej liczne o upadach północnych są stromsze — 55—70/N (Fig. 9). Na ogół są to warstwy o położeniu normalnym. Najczęściej w położeniu odwróconym są warstwy stromo nachylone na południe występujące w przedziałach terytorialnych z nielicznymi upadami na północ (Fig. 9: 2—5, 8, 11).

Przedstawione diagramy położenia warstw charakteryzują w sposób zgeneralizowany strukturę tektoniczną jednostki okiennej. Z pasowego, klasyczne-

go dla fałdów (Whitten, 1969) obrazu większości diagramów należy sądzić, że dominują w niej struktury fałdowe. Bardziej szczegółowa analiza tych diagramów wskazuje, że fałdy są zbliżone do cylindrycznych, pochylone (Fig. 9: 1, 6, 7, 9, 10) lub obalone (Fig. 9: 2–5, 8, 11), o wergencji północnej. Ich rozciągłość w południowej części okna jest NEE–SWW, a w północnej W–E (Fig. 9).

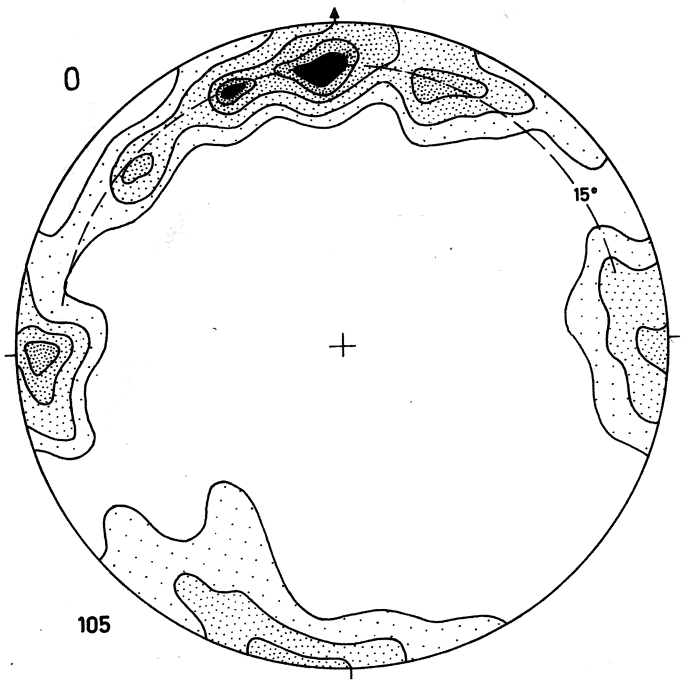


Fig. 8. Diagram położenia warstw w jednostce Mszany Dolnej z wczesnej fazy rozwoju jej struktury tektonicznej. Łuk narysowany linią przerywaną odpowiada upadom 15°. Projekcja linii upadu na górną półkulę. Wszystkie pozostałe diagramy punktowe i konturowe zostały wykonane w projekcji na górną półkulę, z tym że powierzchnie warstw zostały naniesione w projekcji linii upadu, a pozostałe powierzchnie tektoniczne (chyba, że objaśniono inaczej) jako projekcja ich normalnych. Na diagramach konturowych gradacja pól procentowych jest następująca: 2–4–6–8–12–16–20. Liczba w lewej dolnej części figury oznacza liczbę pomiarów, a nad lewą górną częścią podane są symbole liczbowe przedziałów terytorialnych lub literowe jednostek tektonicznych (*O* – Mszany Dolnej, *G* – grybowskiej, *M* – magurskiej) lub ich części, dla których poszczególny diagram został wykonany

Fig. 8. Stereogram of attitude of strata in Mszana Dolna unit corresponding to early stage of development of its structure. Broken arc corresponds to dip angles of 15°. Projection of dip lines on upper hemisphere. All the remaining point and contour stereograms were plotted on upper hemisphere, showing bedding planes as dip lines and other tectonic surfaces as poles (with explained exceptions). In contour plots contour values are: 2–4–6–8–12–16–20. Number in lower left gives amount of data, in upper left shown are numerals of domains or letter symbols of tectonic units (*O* – Mszana Dolna, *G* – Grybów, *M* – Magura unit) or their parts corresponding to stereographic plots

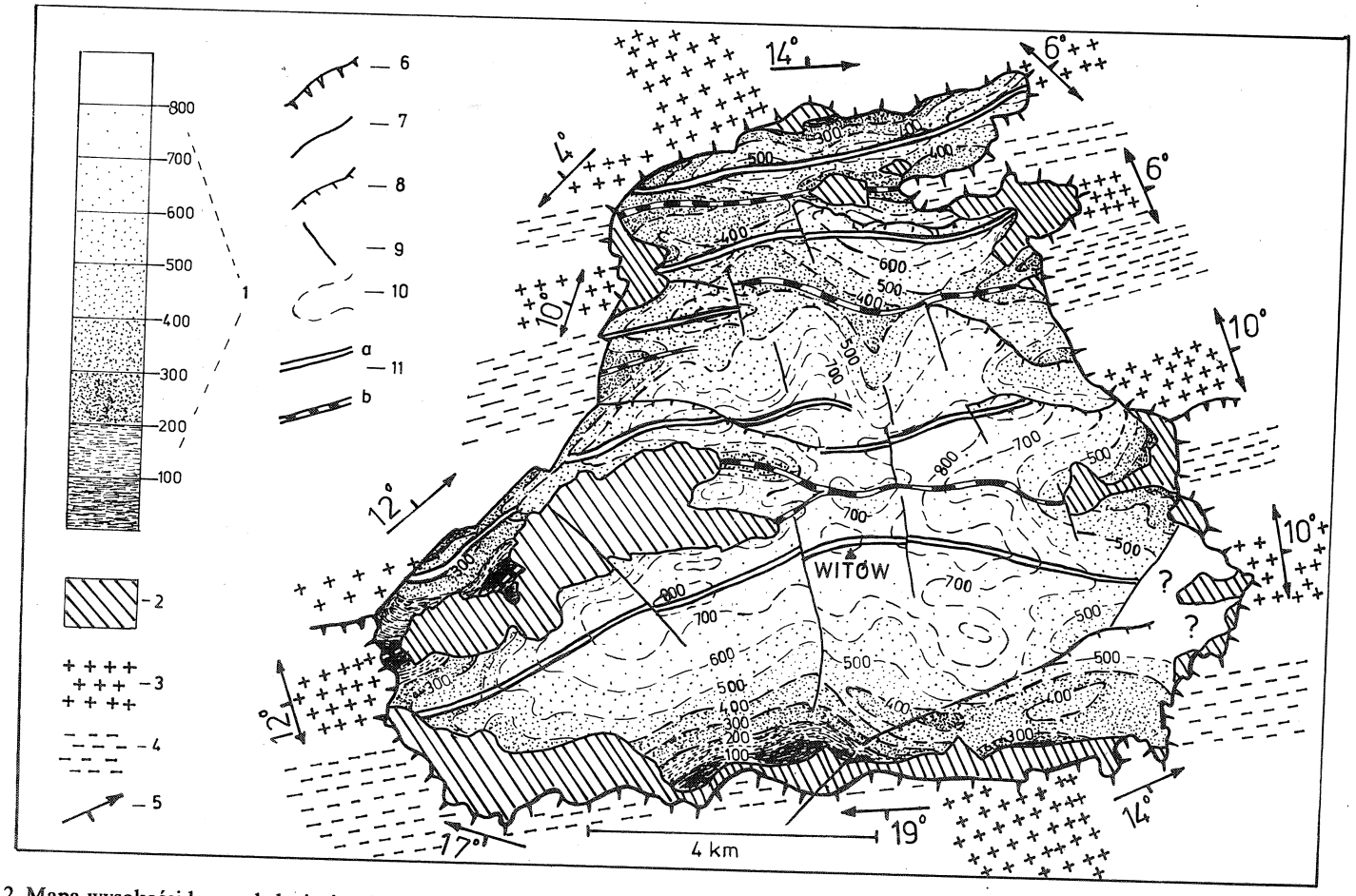


Fig. 12. Mapa wysokości bezwzględnej górnej obwiedni fałdów jednostki Mszany Dolnej skonstruowana dla stropu ogniwa piaskowcowego na podstawie Fig. 10 z zaznaczonymi elewacyjnymi i depresyjnymi wygięciami powierzchni nasunięcia jednostki magurskiej. *1* — skala wysokości (w metrach nad poziom morza); *2* — jednostka grybowska; *3—4* — elewacyjne (*3*) i depresyjne (*4*) wygięcia powierzchni nasunięcia jednostki magurskiej; *5* — zgeneralizowany bieg i upad (wartość upadu podano obok znaku) powierzchni nasunięcia jednostki magurskiej przy kontakcie z jednostkami niższymi, strzałki wzdłuż linii biegu wskazują na tendencję nachylania się tej powierzchni; *6* — nasunięcie jednostki magurskiej na jednostki niższe oraz skib w obrębie jednostki magurskiej; *7* — nasunięcie jednostki grybowskiej na jednostkę Mszany Dolnej; *8* — ważniejsze nasunięcia niższego rzędu w obrębie jednostki Mszany Dolnej; *9* — większe uskoki; *10* — izolinie górnej obwiedni fałdów jednostki Mszany Dolnej z podanymi wysokościami w metrach nad poziom morza; *11* — osie elewacji (*a*) i depresji (*b*) obwiedni

Fig. 12. Structural map of upper enveloping surface to Mszana Dolna unit folds drawn for top of sandstone member after Fig. 10, showing positive and negative inflexions of Magura thrust. *1* — scale of altitude (in metres above sea level); *2* — Grybów unit; *3—4* — positive (*3*) and negative (*4*) inflexions of sole thrust of the Magura unit; *5* — generalized strike and dip (angle of dip given near the mark) of Magura thrust fault at contact with lower units, arrows directed along strike indicate tendency of this surface to incline; *6* — thrust of Magura unit and of subunits within it; *7* — Grybów unit thrust; *8* — most important low-order thrusts in Mszana Dolna unit; *9* — major faults; *10* — contours of upper enveloping surface of Mszana Dolna unit folds with given altitudes in metres above sea level; *11* — axes of elevations (*a*) and depressions (*b*) of enveloping surface

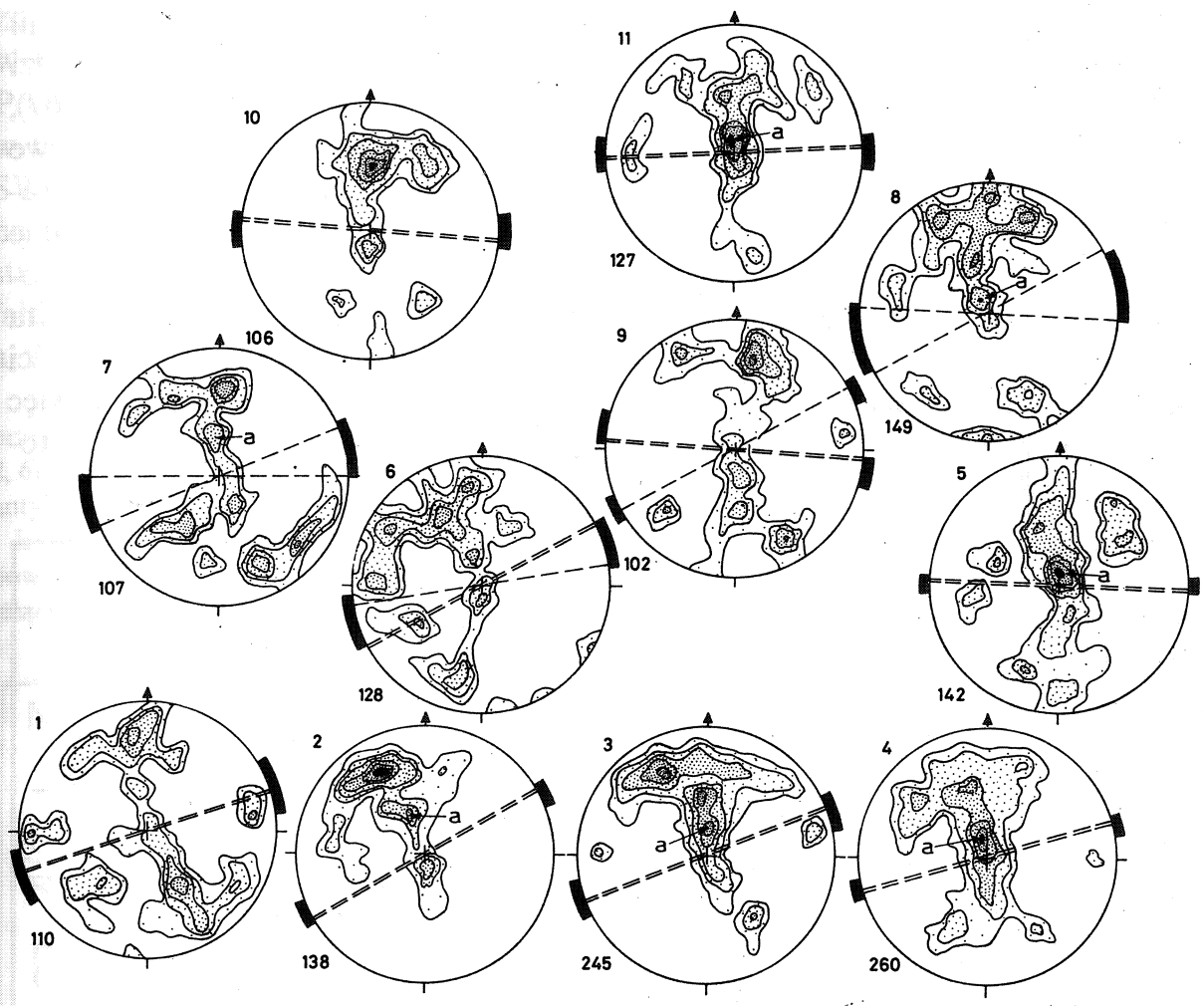


Fig. 9. Diagramy obecnego położenia warstw w jednostce Mszany Dolnej. Linie przerywane — kierunki osi fałdów regionalnych wyznaczone z położenia warstw. Podwójne linie przerywane — dominujące położenia tych osi. Pogrubione fragmenty łuków — zakres zmienności kierunków osi fałdów regionalnych. *a* — koncentracje pomiarów warstw w położeniu odwróconym. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 8

Fig. 9. Stereograms of recent attitude of strata in Mszana Dolna unit. Broken lines — regional fold axial trends determined from attitude of strata. Double broken lines — dominant positions of these trends. Thick fragments of arcs — variability range of regional folds axial directions. *a* — concentrations of bedding poles in overturned position. Other explanations as for Fig. 8

Fałdy regionalne

Obserwacje terenowe i ich kartograficzne ujęcie potwierdzają wniosek o dominującej roli fałdów w budowie omawianej jednostki. Są one różnych rozmiarów, od ciągnących się przez całe okno form regionalnych (Fig. 6, 10*), po średnie i drobne fałdy, genetycznie związane z fałdami regionalnymi lub nasunięciami i uskokami deformującymi te fałdy.

* Figura 10 jest umieszczona na luźnej wkładce.

W południkowym przekroju przez jednostkę Mszany Dolnej autor wyróżnił 13 par regionalnych antyklin i synklin. Ich długość w granicach okna dochodzi do 13 km. Są to fałdy równoległe, mieszczące się w klasie 1B Ramsaya (1967), asymetryczne, nachylone lub obalone na północ. Stąd skrzydła południowe antyklin mają większe wysokości i dłuższe promienie od północnych. Parametry te wahają się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Klasyfikacyjnie (Jaroszewski, 1980b) są to fałdy średniopromienne z przejściem do szerokopromiennych. Poszczególne fałdy charakteryzują się dużą stałością kąta zbieżności niezależnie od ich asymetrii, pochylenia czy obalenia. W większości przekrojów dominują fałdy o kącie zbieżności około 90° (Fig. 10, 11*B*), a więc według kryterium Ramsaya (1974) średnio zaawansowane w rozwoju tektonicznym (Fig. 11*A*).

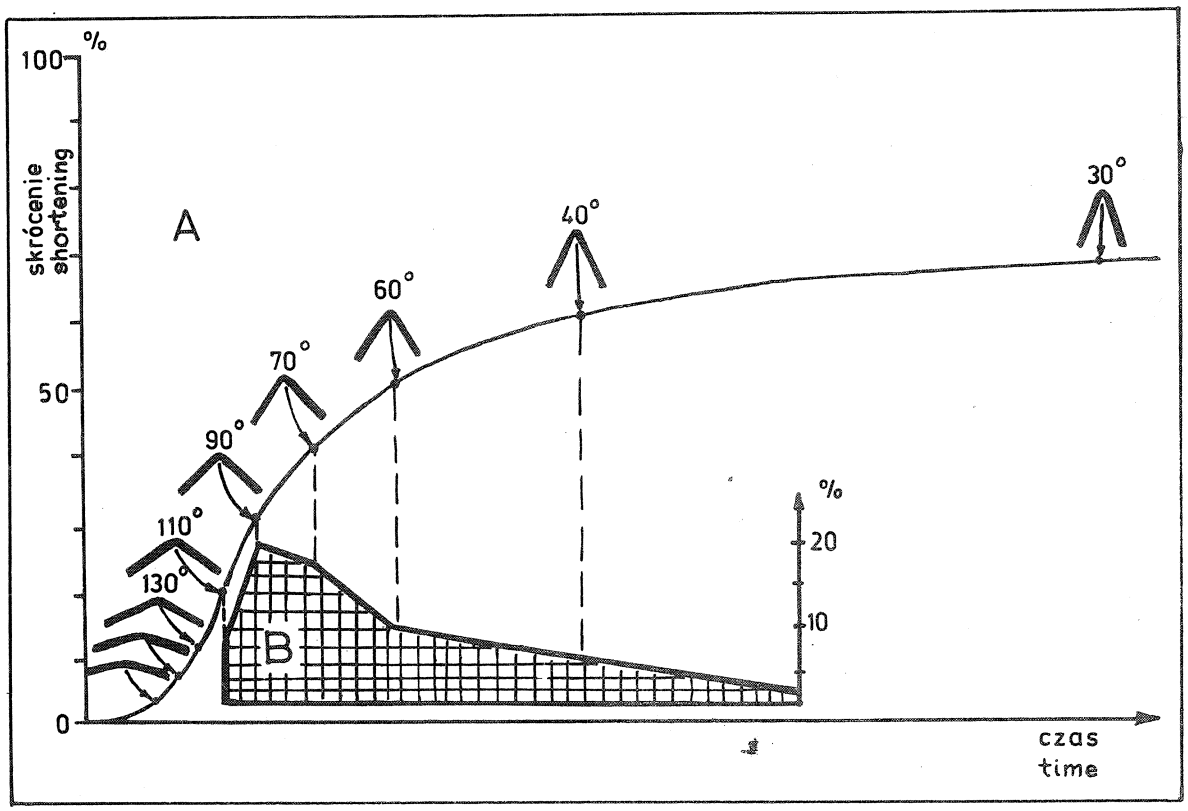


Fig. 11. *A* — zależność między kątem zbieżności a rozwojem fałdu (wg Ramsaya, 1974); *B* — diagram częstotliwości wielkości kąta zbieżności w fałdach regionalnych jednostki Mszany Dolnej (na podstawie danych z przekrojów na Fig. 10)

Fig. 11. *A* — relationship between interlimb angle and development degree of folds (after Ramsay, 1974); *B* — frequency diagram of interlimb angle in regional folds of Mszana Dolna unit (data from sections in Fig. 10)

Fałdy regionalne w obrębie jednostki okiennej występują w grupach o charakterze longitudinalnych elewacji i depresji wyższego rzędu zaznaczających się w obwiedniach tych fałdów (Fig. 12)*. Fałdy w południowej części okna

* Figura 12 na wklejce po s. 64.

znajdują się na skłonie depresji, w części środkowej mają charakter elewacyjny, w części północnej występują w depresji rozdzielonej niewielkimi elewacjami. Podział fałdów na trzy grupy terytorialne ma dodatkowe uzasadnienie w fakcie, że generalnie osie tych fałdów mają w części południowej kierunki SWW–NEE, a w części północnej – W–E (Fig. 6, 9). Zmiana kierunku następuje w części środkowej, gdzie z kolei powierzchnie osiowe fałdów są stromsze niż w pozostałych częściach (Fig. 10). We wszystkich trzech grupach fałdy w sąsiedztwie nasunięć jednostek wyższych są złuskowane (Fig. 10), a wąska strefa tych złuskowań będzie opisana wraz z owymi nasunięciami.

Grupa fałdów południowych ciągnie się pasem o szerokości około 1,2 km wzdłuż południowego brzegu okna, niemal całkowicie w obrębie wychodni ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich (Fig. 2, 6). Objęta jest przedziałami terytorialnymi 1–4 (Fig. 5). W części wschodniej składa się z trzech antyklin i synklin[1] o rozciągłości około 70°. Najbardziej południowa antyklina Mątnego Potoku i środkowa rzeki Koniny (1, 2 na Fig. 6) są w partiach zachodnich obalone, o nachyleniu powierzchni osiowych około 50/S (Fig. 10: 4–10; 13; 14), a we wschodnich przechodzą w fałdy leżące i przewalone, nasunięte co najmniej 200 m na północ na występujące przed nimi synkliny.

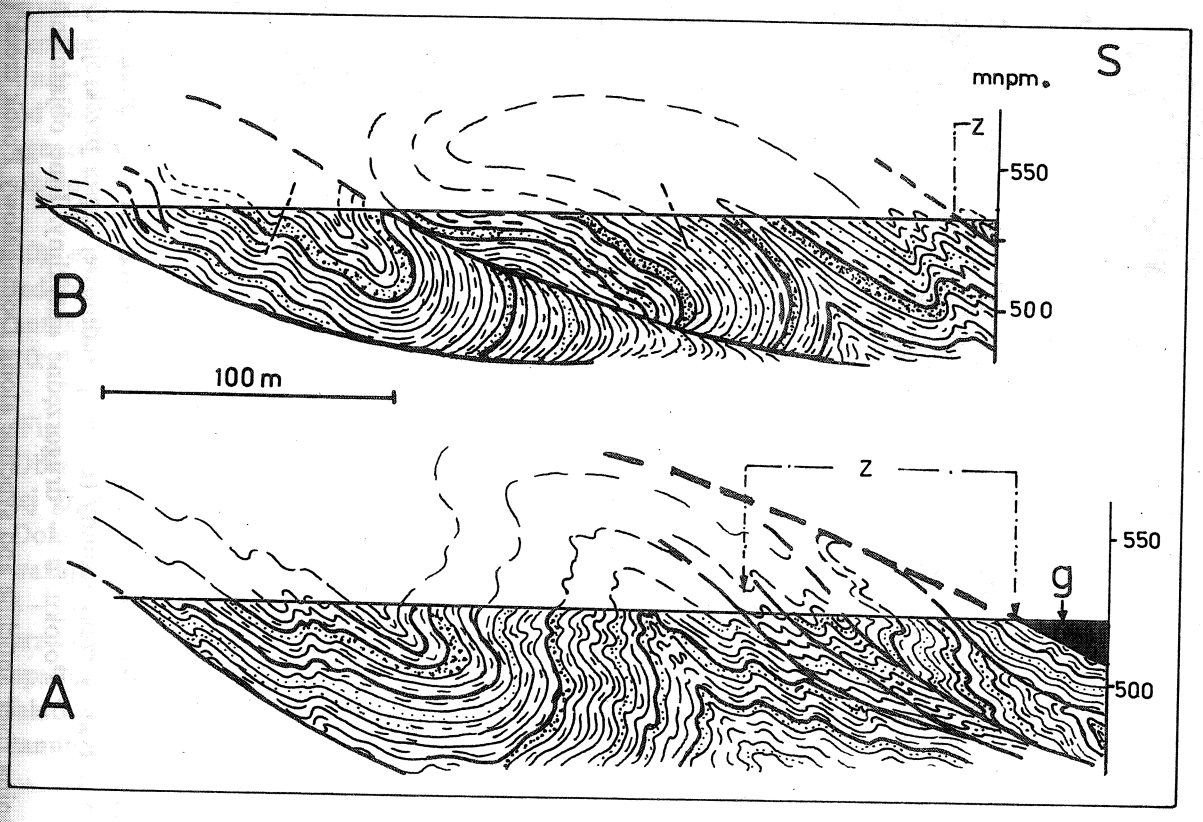


Fig. 13. Przekroje przez antyklinę i synklinę Mątnego Potoku wzdłuż linii rzeki Koniny (*A*) i Potoku Rychłowego (*B*). *z* – strefa złuskowań; *g* – jednostka grybowska

Fig. 13. Cross sections of Mątny Potok anticline and syncline along Konina river (*A*) and Rychłowy Potok creek (*B*). *z* – slicing zone; *g* – Grybów unit

[1]Użyte w pracy nazwy form regionalnych pochodzą od miejsc, w których formy te są najlepiej rozpoznane. W przypadku synklin w jednostce Mszany Dolnej ich nazwy pochodzą od nazw sąsiadujących od południa antyklin.

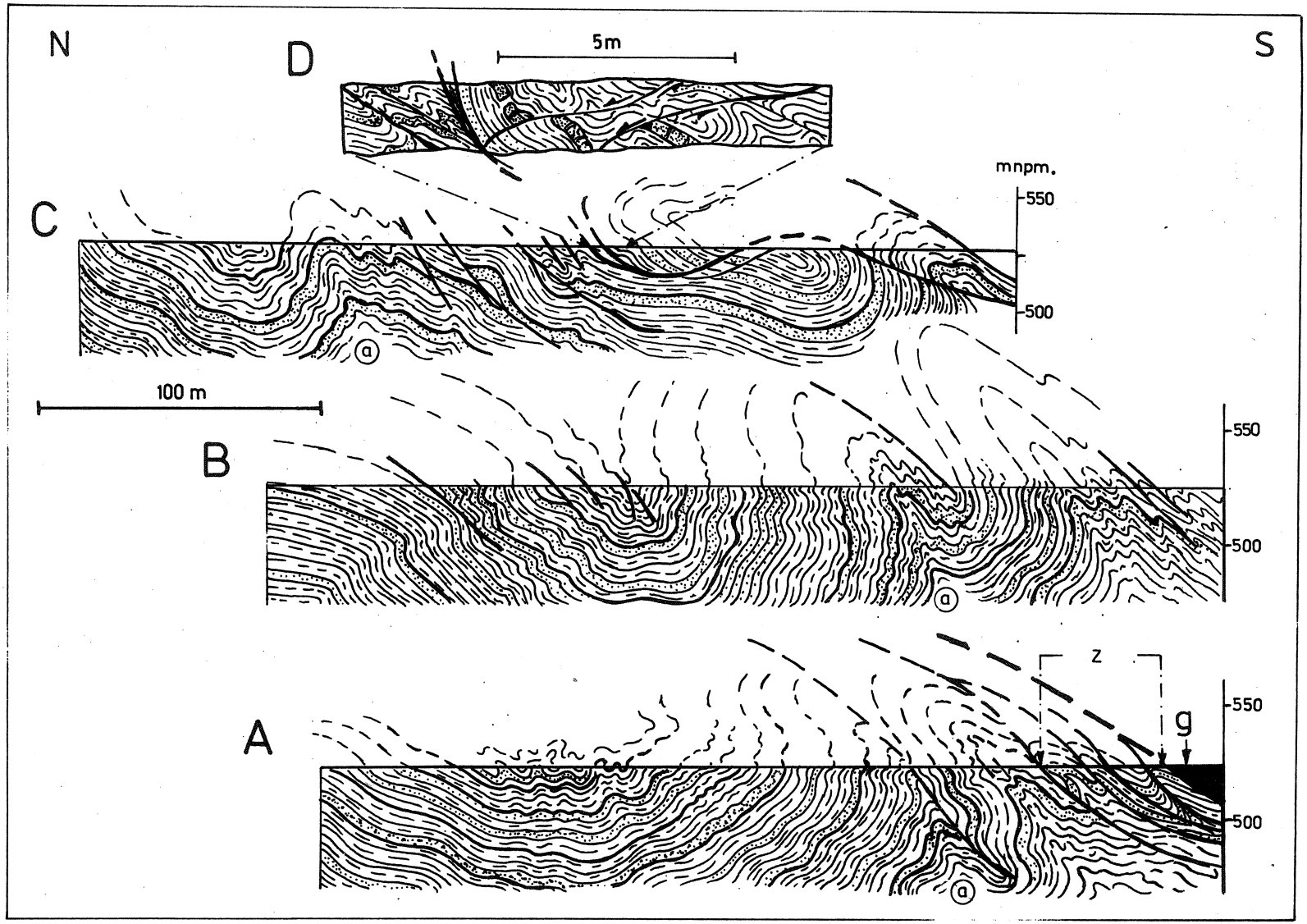


Fig. 14. Przekroje przez antyklinę i synklinę rzeki Koniny wzdłuż linii Potoku Domagałowego (*A*), rzeki Koniny (*B*) i Potoku Rychłowego (*C*) oraz rysunek szczegółowy skrętu czołowego antykliny rzeki Koniny (*D*). W południowej części przekroju *C* pozostawiono bez szrafury fragment synkliny Mątnego Potoku. *a* — drugorzędne antykliny. Inne objaśnienia jak na Fig. 13

Fig. 14. Cross-sections of Konina river anticline and syncline along Domagałowy Potok creek (*A*), Konina river (*B*) and Rychłowy Potok (*C*) as well as detailed drawing of hinge of Konina river aticline (*D*). In southern part of section *C* a fragment of Mątny Potok syncline is left unpatterned. *a* — second-order anticlines. Other explanations as for Fig. 13

Budowa tych synklin jest prosta. Zafałdowania niższego rzędu i uskoki grupują się głównie w partiach jądrowych omawianych fałdów i ich częściach przy nasunięciach jednostek wyższych. Najbardziej północnymi w opisywanej grupie są fałdy Maciejkowego Potoku (3 na Fig. 6) ciągnące się na długości około 7 km. Na dłuższym odcinku towarzyszy im nasunięcie Koniny, które wraz z dużymi uskokami komplikuje ich budowę. Dotyczy to zwłaszcza antykliny Maciejkowego Potoku (Fig. 10: 3—11). Na zachodzie jest ona pochylona, o upadzie powierzchni osiowej około 70/S z częściowo złuskowanym skrzydłem południowym, a na wschód od miejsca, gdzie jej partie przegubowe przecięte są nasunięciem Koniny, zmienia się w fałd leżący. W rejonie rzeki Koniny znajduje się elewacja poprzeczna, gdzie w jądrze omawianej antykliny odsłania się ogniwo piaskowcowe (Fig. 2, 10: 8, 9). Na zachód od elewacji osie fałdów zanurzają się 20/W, a na wschód przechodzą szybko z 40/E w około 5/E.

W części zachodniej do omawianej grupy fałdów należy zespół fałdów Olszówki, znajdujących się między płatem jednostki grybowskiej na północy i południowym brzegiem okna, oraz fałdy Karczmisk (3 na Fig. 6). Ich budowa jest zmienna. Nachylenie powierzchni osiowych zmienia się w granicach 40—70/S, a osie zanurzają się pod kątem około 20/W.

Grupa środkowa obejmuje pięć antyklin i synklin kolejno o nazwach: potoku Bolsęgi, góry Witów, Potoku Fligów, rzeki Mszanki, Kociej Góry (4—8 na Fig. 6, 10), występujących niemal całkowicie w obrębie głównego pasa wychodni ogniwa piaskowcowego (Fig. 2) i mieszczących się w przedziałach terytorialnych 5—7, 9 i części południowej przedziałów 8, 10 (Fig. 5). Charakterystyczne są tutaj strome fałdy pochylone o upadach powierzchni osiowych około 75/S, w części centralnej stojącej, o prostej budowie (Fig. 10: 9—12). Fałdy te przy granicy okna są obalone i nachylenie ich powierzchni osiowych wynosi tam około 40/S. Kierunki osi fałdów zmieniają się od około 70° w części południowo-zachodniej do około 90° w pozostałych częściach (Fig. 6, 9). Ich zgeneralizowane nachylenie, wyliczone z przekrojów (Fig. 10), wynosi na krańcach zachodnich około 18/W, a wschodnich około 22/E.

W części wschodniej antykliny: Potoku Fligów, rzeki Mszanki, Kociej Góry (6, 7, 8 na Fig. 6, 10), są złuskowane i nasunięte na bardziej północne synkliny; przykrywają częściowo płaty jednostki grybowskiej leżące na niektórych synklinach. W części zachodniej południowe skrzydło antykliny Kociej Góry jest sfałdowane i złuskowane wzdłuż nasunięcia Adamczykowej Góry (Fig. 10: 12—14).

Grupa fałdów północnych ciągnie się wzdłuż północnego pasa wychodni ogniwa łupkowego (Fig. 2) w północnej części przedziałów terytorialnych 8 i 10 oraz całym przedziale 11 (Fig. 5). Obszar ten jest zróżnicowanie odsłonięty, stąd i stopień rozpoznania budowy jest różny. W skład tej grupy wchodzą następujące fałdy (pary antyklin i synklin): Capków, Gronoszowy, Mszany Dolnej południowy, Mszany Dolnej północny, rzeki Słomki (9—13 na Fig. 6). Fałdy te są w przeważającej części swej długości obalone, a antykliny przy brzegach okna — złuskowane (Fig. 10: 8—14). Tylko antyklina Słomki jest w rejonie Mszany Dolnej fałdem przewalonym, oderwanym przy skręcie korzeniowym i przemieszczonym na północ (13 na Fig. 10: 11, 12). Dominują fałdy o upadach powierzchni osiowych około 50/S stromiejących w głąb fałdu, tak jak w całym oknie. Osie fałdów, z wyjątkiem osi antykliny Słomki, są równoleżnikowe (Fig. 6), na krańcach zachodnich zanurzające się na zachód, a wschodnich — na wschód.

Struktury tektoniczne niższego rzędu w fałdach regionalnych

Średnie i drobne fałdy o przegubach zaokrąglonych

W fałdach regionalnych występują różnorodne struktury tektoniczne niższego rzędu, genetycznie związane z powstaniem tych fałdów oraz z oddziaływaniem nasuwających się na nie jednostek wyższych. Najczęstsze są fałdy o rozmiarach od kilku milimetrów do kilkunastu metrów. Związane są one niemal wyłącznie z gęsto uławicowanymi pakietami skalnymi. Niemal wszy-

stkie są asymetryczne. Regułą jest ich hierarchizacja i geometryczne uporządkowanie form mniejszych względem większych; formy mniejsze występują w obrębie formy nadrzędnej jako struktury dysharmonijne zbudowane z podatnych zespołów lub pojedynczych ławic ograniczonych poślizgami międzyławicowymi. Ich klinencja niemal zawsze jest zwrócona ku przegubowi antykliny tej formy (Fig. 14A; 16: b; Pl. I: 1; II). Są to typowe (G. Wilson, 1961; Whitten, 1969) fałdki ciągnione. Opisywane formy wraz z analizą położenia warstw i zwrotów poślizgów międzyławicowych były wykorzystywane, zgodnie z regułami w wyżej cytowanych pracach, przy stopniowej rekonstrukcji fałdów od form drobnych po regionalne. Opisywane fałdy niższego rzędu wykazują duże zróżnicowanie geometryczno-strukturalne od form koncentrycznych po symilarne. Ich postać uwarunkowana jest: 1) litologią sfałdowanego zespołu ławic, 2) położeniem tego zespołu w profilu litostratygraficznym, 3) stopniem rozwoju tektonicznego skrócenia fałdu nadrzędnego.

Litologia. Pakiety skalne, z których zbudowane są omawiane fałdy, składają się z rytmicznych powtórzeń ławic podatnych (łupków) i niepodatnych (piaskowców). Ławice o zbliżonej podatności w pojedynczym, sfałdowanym pakiecie skalnym są na ogół podobnej miąższości. Na podstawie prac: Johnsona (1969), Ramsaya (1974), Johnsona & Honea'a (1975), oraz przyjmując w uproszczeniu, że używanym przez nich (i innych dalej cytowanych autorów) określeniom kompetentny—niekompetentny praktycznie odpowia-

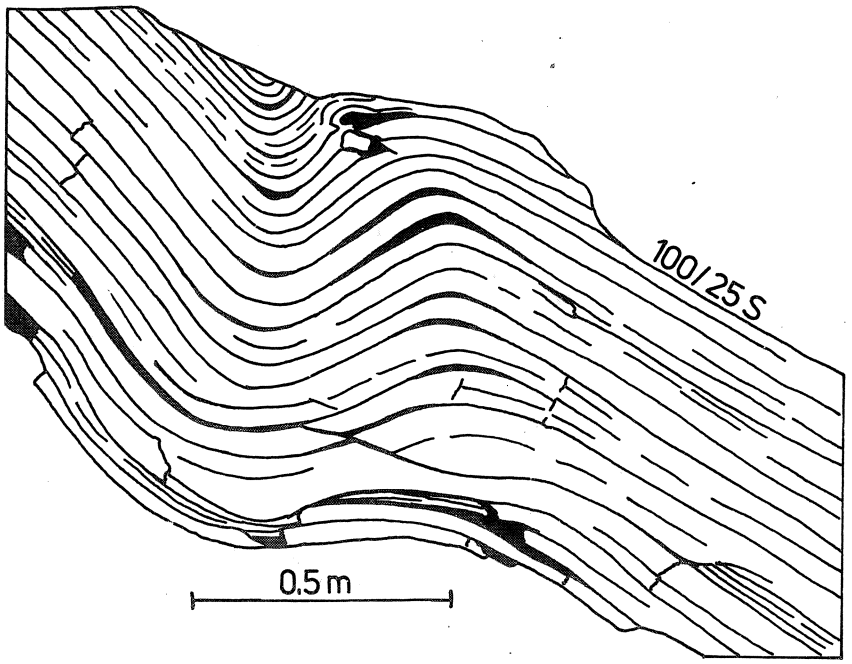


Fig. 15. Drobny fałd koncentryczny, półkolisty. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich jednostki Mszany Dolnej w rzece Koninie około 2,5 km w górę od ujścia Potoku Domagałowego (lewa dolna część odsłonięcia z Pl. II: 1)

Fig. 15. Minor concentric semicircular fold. Shale member of Krosno Beds, Mszana unit, Konina river 2.5 km above outlet of Potok Domagałowy (left part of outcrop from Pl. II: 1)

dają terminy niepodatny – podatny, uznać należy, że w takich zespołach ławic postać fałdów narzucona jest głównie przez miąższość ławic niepodatnych, stosunek ich miąższości do miąższości ławic podatnych m_n/m_p oraz kontrast podatności między nimi. W zespołach o znacznej przewadze piaskowców średnioławicowych fałdy są niemal koncentryczne, półkoliste, o promieniach powyżej metra. Zbliżonej postaci, ale mniejszych rozmiarów, są fałdy zbudowane z zespołów cienkoławicowych o stosunku $m_n/m_p \geqslant 6$ i małym kontraście podatności (Fig. 15). Mały kontrast podatności utrudniał zapewne poślizgi międzyławicowe i cały pakiet fałdował się jak jednolita ławica niepodatna (por. Bankwitz, 1965). Jeżeli jednak w takim pakiecie jako ławice niepodatne występują łupki ilaste, zwiększające kontrast podatności i ułatwiające poślizgi międzyławicowe, to fałdy kształtem zbliżone są do hiperbolicznych (Pl. I: 1; III: 1). Im mniejsza jest wartość stosunku m_n/m_p, tym mniejsze są fałdy i tym bardziej ich postać zbliżona jest do symilarnej (Pl. I: 2; II: 1; III: 2). Sprzyja temu duży kontrast podatności fałdowanych ławic (Cobbold *et al.*, 1971; Chapple & Spang, 1974).

W strefach przegubowych fałdów o postaci symilarnej lub do niej zbliżonej częste są odspojenia przegubowe, które – gdy ławice podatne są dostatecznej miąższości – są całe wypełnione ich materiałem wyciśniętym ze skrzydeł (Pl. III: 1). Gdy natomiast ławice podatne są zbyt cienkie, odspojenia przegubowe są pustkami (Pl. II: 1), często zapadniętymi (Pl. III: 1). Brak jest odspojeń w przegubach z anomalnie grubymi ławicami piaskowców, gdyż ławice takie najczęściej są przecięte z jednej strony uskokiem odwróconym, będącym przedłużeniem powierzchni poślizgu międzyławicowego ze skrzydła przeciwnego (Pl. III: 2). Wyjątkowo ławice takie są w partiach przegubowych pogrubione.

Związki między formą fałdów a litologią warstw, sposób wykształcenia przegubów, poślizgi międzyławicowe wskazują, że fałdy te powstały przez zginanie z poślizgiem (*flexural slip* – Donath & Parker, 1964) pakietów ze sztywnymi w większości ławicami piaskowców.

Położenie w profilu litostratygraficznym. Opisane zależności postaci fałdów od litologii obserwuje się w większości form zbudowanych z warstw znajdujących się w profilu do około pięćsetnego metra nad spągiem ogniwa łupkowego. Stopniowo ku górze profilu fałdy zbudowane z pakietów skalnych znajdujących się powyżej tej granicy mają postać coraz bardziej ujednoliconą (niezależnie od litologii); w najwyższych partiach jest ona zwykle koncentryczna przy formie półkolistej (Fig. 16, 17). W skrzydłach fałdów brak jest śladów poślizgów na powierzchniach ławic. Nie ma też odspojeń przegubowych, a większość anomalnie grubych ławic piaskowców i mułowców wykazuje nabrzmienia w przegubach. Tylko w niektórych ławicach występują spękania związane bezpośrednio z fałdowaniem. Są to spękania radialne, ograniczone do przypowierzchniowej części silnie wygiętych zewnętrznych skrętów przegubów (Fig. 17: *A*). Spękania takie, jak wynika z prac modelowych (Groshong, 1975) i terenowych (Dalziel & Stirewalt, 1975), tworzą się w ławicach podatnych przy

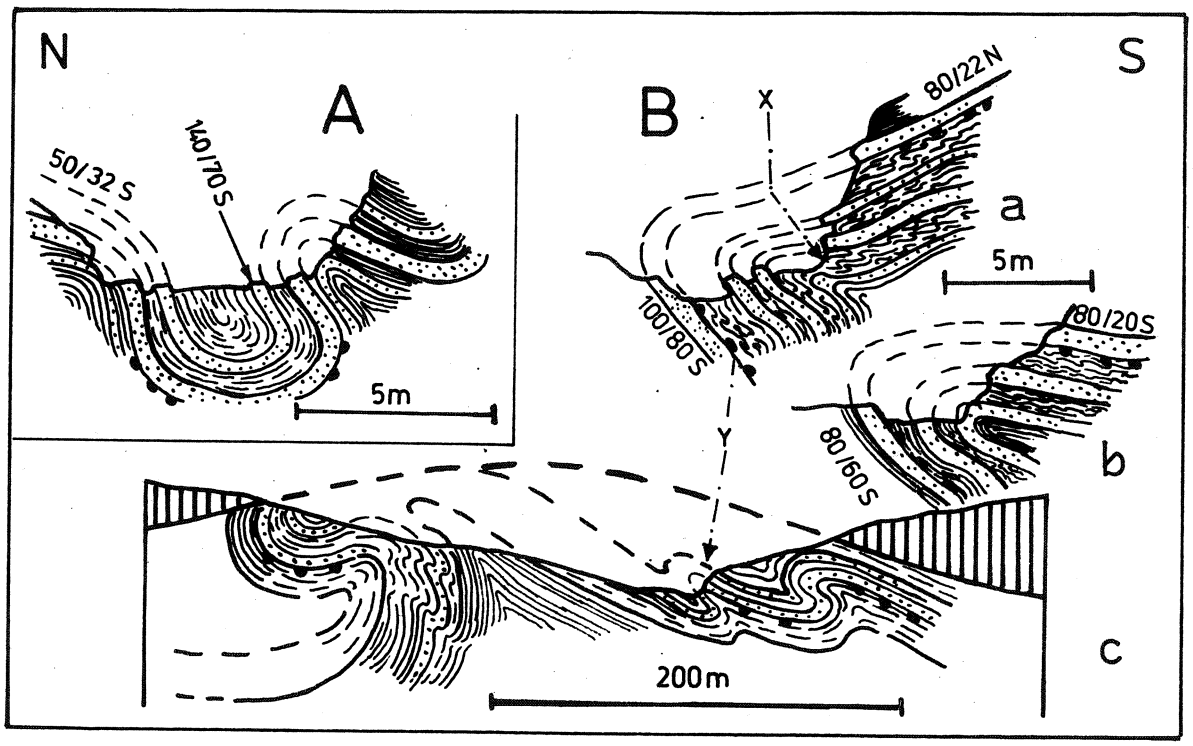


Fig. 16. Średnie fałdy niemal koncentryczne i półkoliste zbudowane z najwyższych partii ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich: *A* — odsłonięcie w dolnym biegu rzeki Olszówki około 1 km od jej ujścia do rzeki Raby; *B* — *a*, *b* — kulisowe przekroje przez średni fałd ciągniony ze skrzydła antykliny niższego rzędu w obrębie antykliny rzeki Mszanki, *c* — odsłonięcia w rzece Łętowe około 2 km od jej ujścia do rzeki Mszanki. Strzałka z literą *Y* wskazuje lokalizację fałdu *a* z tej figury, strzałka zaś z literą *X* — fałdu z Fig. 18*A*

Fig. 16. Medium-scale folds of nearly concentric and simicircular geometry in uppermost part of shale member, Krosno Beds: A — outcrop in the lower course of Olszówka river, approximately 1 km above its outlet to Raba river; *B* — *a*, *b* — an echelon sections through a middle-sized drag fold from a limb of lower-order anticline within Mszanka river anticline, *c* — outcrops in Łętowe river, 2 km above its outlet to Mszanka river. Arrow labelled *Y* shows fold *a* location from this figure, and arrow labelled *X* — that of fold from Fig. 18*A*

dużym ciśnieniu porowym. Wskazuje to, że pakiety warstw w wyższych partiach ogniwa łupkowego w czasie fałdowania zachowywały się podatnie. Fakt, że najpodatniej fałdowały się ławice usytuowane najwyżej w profilu wyklucza możliwość, że podatność ta była wywołana ciśnieniem nadkładu. Istnieją natomiast przesłanki wskazujące, że była ona spowodowana słabą diagenezą fałdujących się ławic piaskowców i mułowców. Świadczy o tym występowanie w ich obrębie fałdków o cechach form synsedymentacyjnych, ale geometrycznie uporządkowanych, jak fałdki ciągnione (Fig. 18) oraz wyraźne ślady w strefach przegubowych antyklin przepływu materiału przez przegub (Fig. 18) ze skrzydła dłuższego do krótszego.

Fałdki w skrętach wewnętrznych sfałdowanych ławic (Fig. 18*B*) mają cechy struktur tworzących się w słabo zdiagenezowanych warstwach i są łudząco podobne do skrętów wewnętrznych powstałych w wyniku plastycznego płynię-

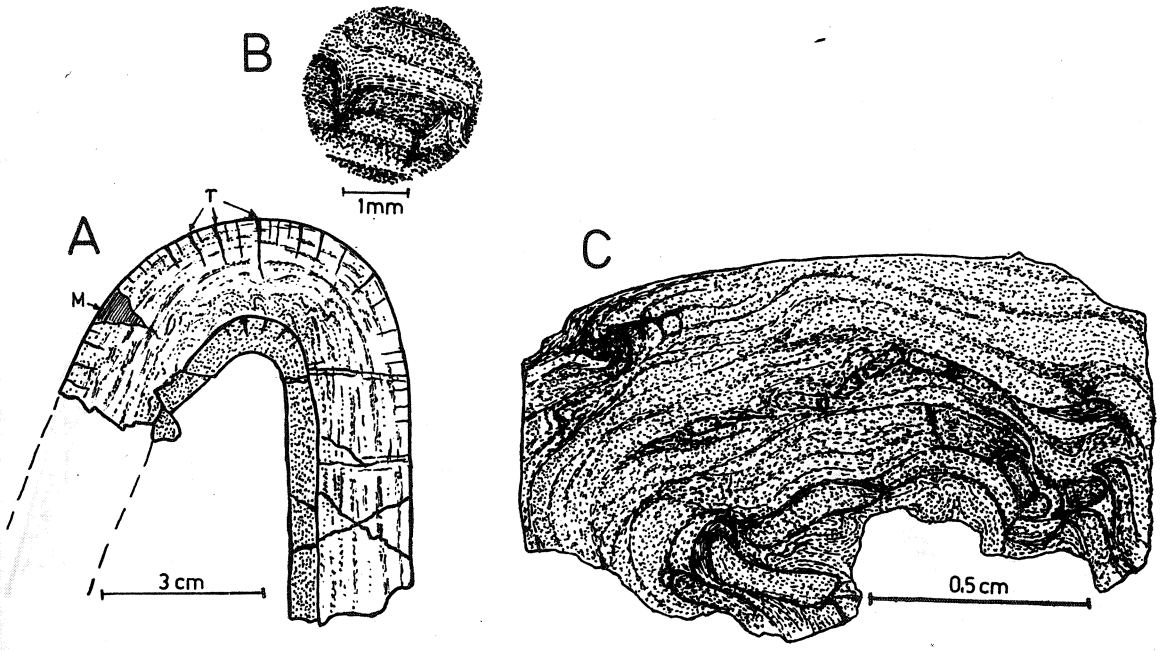


Fig. 17. *A* — Fragment drobnego fałdu ciągnionego ze średniego fałdu z Fig. 16*A*. Widoczne spękania radialne (część z nich zaznaczono literą *r*) oraz spękanie wypełnione zabrudzonym kalcytem (*M*). Rysunek z naszlifu cienkoławicowego piaskowca drobnoziarnistego; *B, C* — rysunki z płytek cienkich spękań radialnych (*B*) i fragmentu skrętu wewnętrznego (*C*) z tego fałdu

Fig. 17. *A* — Fragment of minor drag fold from within medium-scale fold in Fig. 16*A*. Visible are radial joints (some labelled *r*) and a fracture filled with "dirty calcite" (*M*). Drawn from a polished surface of thin-bedded fine-grained sandstone; *B, C* — radial joints (*B*) and fragment of inner part of hinge zone (*C*) in this fold drawn from thin sections

cia fałdków anhydrytowo-dolomitowych z gór Jura (Laubscher, 1975). Nabrzmienia w przegubach przy zmniejszonej miąższości ławic w skrzydłach, prowadzące lokalnie do powstania fałdów klasy *1C*, a nawet klasy *3* Ramsaya (1967; Fig. 19*A*) również świadczą o przepływie materiału ze skrzydeł ku przegubowi (Ramsay, 1974; Donath & Parker, 1964) przy słabej diagenezie ławic (Williams, 1961), dokonanym przez międzyziarnowe płynięcie materiału przy ciśnieniu otaczającym około 2 kb (Friedman *et al.*, 1980). Prawdopodobnie słaba diageneza ławic i duże ciśnienie płynów porowych spowodowało, że spękania tensyjno-radialne wypełnione są materiałem z nadległej ławicy lub laminy (Fig. 17*B*) bądź kalcytem, w którym ten materiał jest równomiernie rozproszony (Fig. 17*A*; 18*A*), częściowo tak jak podają: Laubscher (1961), Powell (1972), Beach & Jack (1982). Ramberg & Johnson (1976) opisali zbliżone formy fałdów jako wynik fałdowania miękkiego materiału przy dużym ciśnieniu płynów porowych, a podobną zmienność stopnia diagenezy w profilu pionowym podają Tricart *et al.* (1985).

Skrócenie fałdu nadrzędnego. Formami nadrzędnymi dla fałdków ciągnionych są bądź takie same formy, ale odpowiednio większe, bądź fałdy regionalne. W pierwszym przypadku postać fałdków jest uzależniona od nachylenia skrzydeł fałdu, w którym występują, względem skrzydła formy

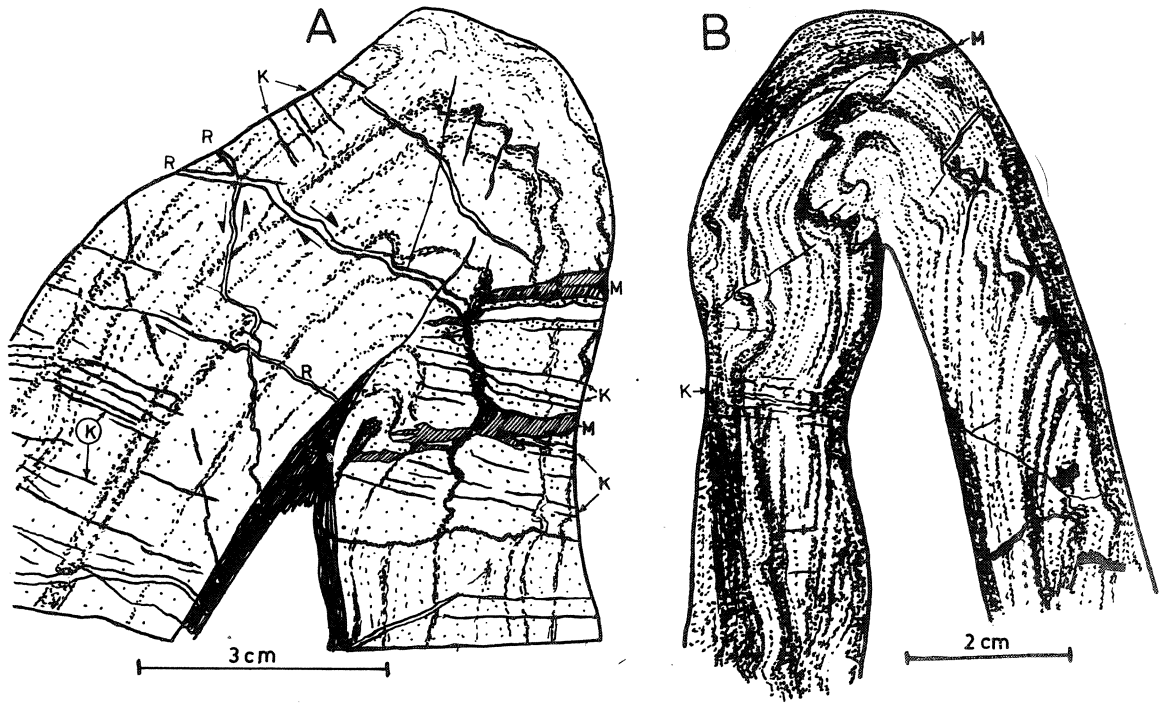
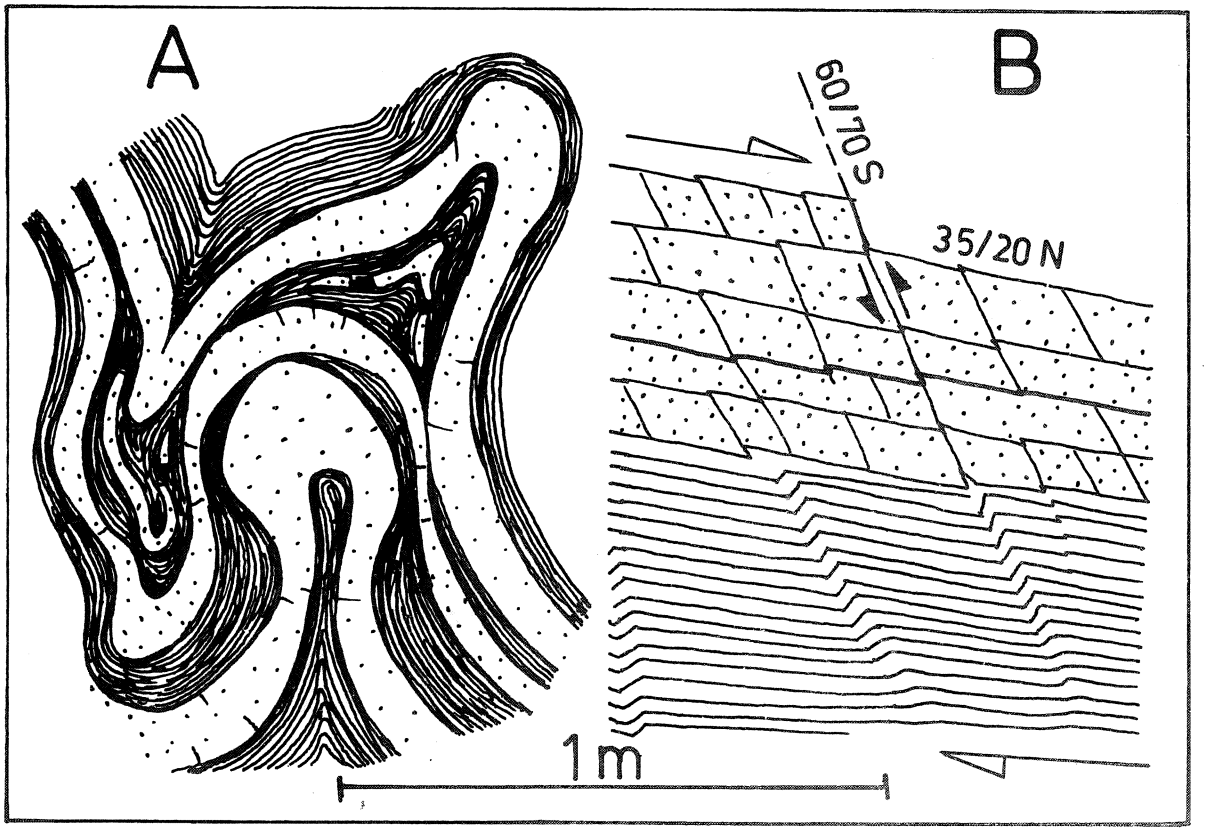


Fig. 18. Fragmenty drobnych fałdów ciągnionych ze średnich fałdów: *A* — z odsłonięcia w rzece Łętowe, lokalizacja na Fig. 16*B*, rysunek z naszlifu cienkoławicowego piaskowca drobnoziarnistego; *B* — z odsłonięcia w rzece Wierzbienicy nieco powyżej jej ujścia do rzeki Mszanki, rysunek z naszlifu mułowca cienkoławicowego z ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich. *K* — kliważ z rozpuszczania; *M* — spękania wypełnione „zabrudzonym kalcytem"; *R* — spękania ścięciowe

Fig. 18. Fragments of minor drag folds within medium-scale folds: *A* — from outcrop in Łętowe river, location given in Fig. 16*B*, drawn from a polished surface of fine-grained sandstone; *B* — from outcrop in Wierzbienica river somewhat above its outlet into Mszanka river, drawn from a polished surface of thin-bedded mudstone in shale member, Krosno Beds. *K* — solution cleavage; *M* — fractures filled with "dirty calcite", *R* — shear fractures



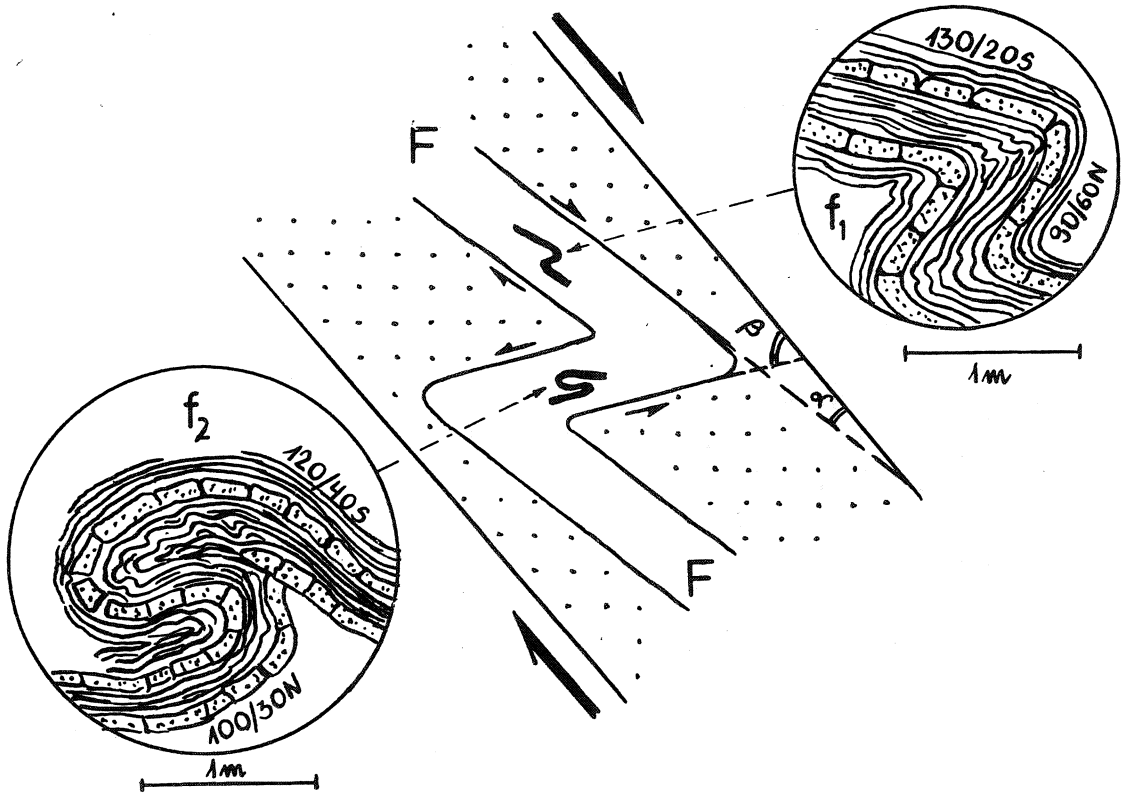


Fig. 20. Schematyczny rysunek wyjaśniający zróżnicowanie postaci fałdów ciągnionych niższego rzędu (f_1, f_2) w skrzydłach fałdu ciągnionego I rzędu (F) w zależności od wielkości kątów nachylenia skrzydeł tego fałdu (α, β) względem skrzydła fałdu regionalnego (zakropkowane). Rysunki fałdów f_1 i f_2 z obalonego skrzydła antykliny Mątnego Potoku na przekroju z Fig. 13*B*

Fig. 20. Schematic diagram explaining shape differentiation among low-order drag folds (f_1, f_2) within limbs of 1st-order drag fold (F) depending on value of angle (α, β) which this fold's limbs make with the limb of regional fold (dotted). Drawings of f_1 and f_2 folds from overturned limb of Mątny Potok anticline in cross section from Fig. 13*B*

Fig. 19. *A* — drobne fałdy o nabrzmiałych przegubach z odsłonięcia górnych partii ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Koninie około 2,6 km w górę od ujścia Potoku Domagałowego; *B* — drobne fałdy załomowe w łupku mułowcowym w przedłużeniu spękań z piaskowca cienkoławicowego. Górne partie ogniwa piaskowcowego warstw krośnieńskich, odsłonięcie w prawym brzegu rzeki Poręby nieco powyżej ujścia rzeki Koniny. Strzałki nie zaczernione wskazują zwrot posuwu fałdowego, zaczernione — zwrot przemieszczeń wzdłuż powierzchni spękań

Fig. 19. *A* — minor folds with "swallen" hinges from upper part of shale member, Krosno Beds. Konina river, 2.6 km above the outlet Domagałowy Potok; *B* — minor kink folds in mudstone shale developed as a continuation of fractures in thin-bedded sandstone. Upper part of sandstone member, Krosno Beds. Outcrop in right bank of Poręba river, above the outlet of river Konina. White arrows show sense of fold-related interbed slip, black ones — of slip along fractures

o rząd wyższej. Fałdki ciągnione w skrzydle o większym nachyleniu są bardziej zaawansowane w rozwoju niż w mniej nachylonym skrzydle przeciwnym (Fig. 20: f_2 i f_1), co wynika z szybszej rotacji skrzydła stromszego (Ghosh, 1966), a co za tym idzie większego posuwu fałdowego w tym skrzydle (De Sitter, 1958; Ramsay, 1974).

Fałdy regionalne są formami nadrzędnymi tylko dla fałdków ciągnionych I-rzędu. Stopień rozwoju tych ostatnich zależy od kąta zbieżności fałdu, w którym występują. W fałdach o kącie zbieżności około 100° są one najczęściej koncentryczne, a przy kącie poniżej 70° zbliżone do symilarnych. Formy przejściowe występują w sytuacjach pośrednich zgodnie z pracami Johnsona & Ellena (1974) oraz Johnsona & Honea'a (1975). Generalnie postać fałdów ciągnionych I-rzędu w fałdzie regionalnym jest, pomijając wtórne deformacje, podobna w obu skrzydłach niezależnie od różnic ich nachylenia, z tym że nieco lepiej rozwinięte są one w północnych skrzydłach antyklin.

Uzależnienie postaci fałdów ciągnionych I-rzędu od kąta zbieżności, a nie od obecnego upadu skrzydeł fałdu regionalnego, wskazuje, że fałdy regionalne powstawały, aż do osiągnięcia obecnego kąta zbieżności, jako symetryczne stojące. Nieco lepszy rozwój fałdów ciągnionych I-rzędu w północnych skrzydłach regionalnych antyklin jest prawdopodobnie spowodowany szybszym, w stosunku do skrzydeł południowych, ich stromieniem. Wskazywałoby to na lekką wergencję północną powstających fałdów regionalnych. Stąd najprawdopodobniejszą przyczyną ich powstania było proste ściskanie w płaszczyźnie poziomej, a ich wczesna, niewielka wergencja północna była spowodowana rodzącą się parą sił w płaszczyźnie pionowej i o zwrocie górnej składowej S→N. Wergencji takiej dodatkowo sprzyjał fakt, że jednostka Mszany Dolnej składa się z podatnej części wyższej i niepodatnej niższej (Fig. 4: *O*), gdyż wergencja powstających w takim układzie fałdów zgodna jest ze zwrotem dominującego nacisku (Willis & Willis, 1934). Wczesne nachylenie około 15/S przeważającej części warstw (Fig. 8) również częściowo wymuszało północną wergencję fałdów regionalnych, bowiem przy prostym ściskaniu warstw o inicjalnym nachyleniu powyżej 10° powstają fałdy o wergencji przeciwnej do tego nachylenia (Wickham & Anthony, 1977; Anthony & Wickham, 1978). Fałdowanie rozpoczęło się jeszcze przed ostateczną diagenezą warstw w górnej części profilu jednostki Mszany Dolnej (por. s.74) i dlatego warstwy z dolnej części tego profilu były fałdowane przez zginanie z poślizgiem, a ku górze mechanizm ten był stopniowo uzupełniany i zastępowany przez fałdowanie z płynięcia (Donath & Parker, 1964).

Wtórne deformacje fałdów. W wielu przypadkach różnej wielkości fałdy niższego rzędu w obrębie skrzydeł fałdów regionalnych pochylonych i obalonych, podobnie jak i niesfałdowane pakiety ławic, były rozciągane lub skracane po swoim powstaniu bądź oba te czynniki działały przemiennie; przy czym każde ze skrzydeł fałdu regionalnego było deformowane w odmienny sposób.

Wtórne deformacje fałdów występujących w skrzydłach południowych (grzbietowych) obalonych antyklin regionalnych ograniczone są niemal wyłą-

cznie do zbudinowania ławic niepodatnych, zwykle piaskowców. Budiny w nich są prostokątne w przekroju poprzecznym (Fig. 21: *B*, *C*). W mniej niepodatnych ławicach mułowców budiny mają w przekroju poprzecznym kształt wrzecionowaty (Fig. 22*A*). Zwykle zbudinowane są oba skrzydła fałdów (Fig. 21*B*), a kierunek dłuższych osi budin jest w nich taki sam. Również w obu

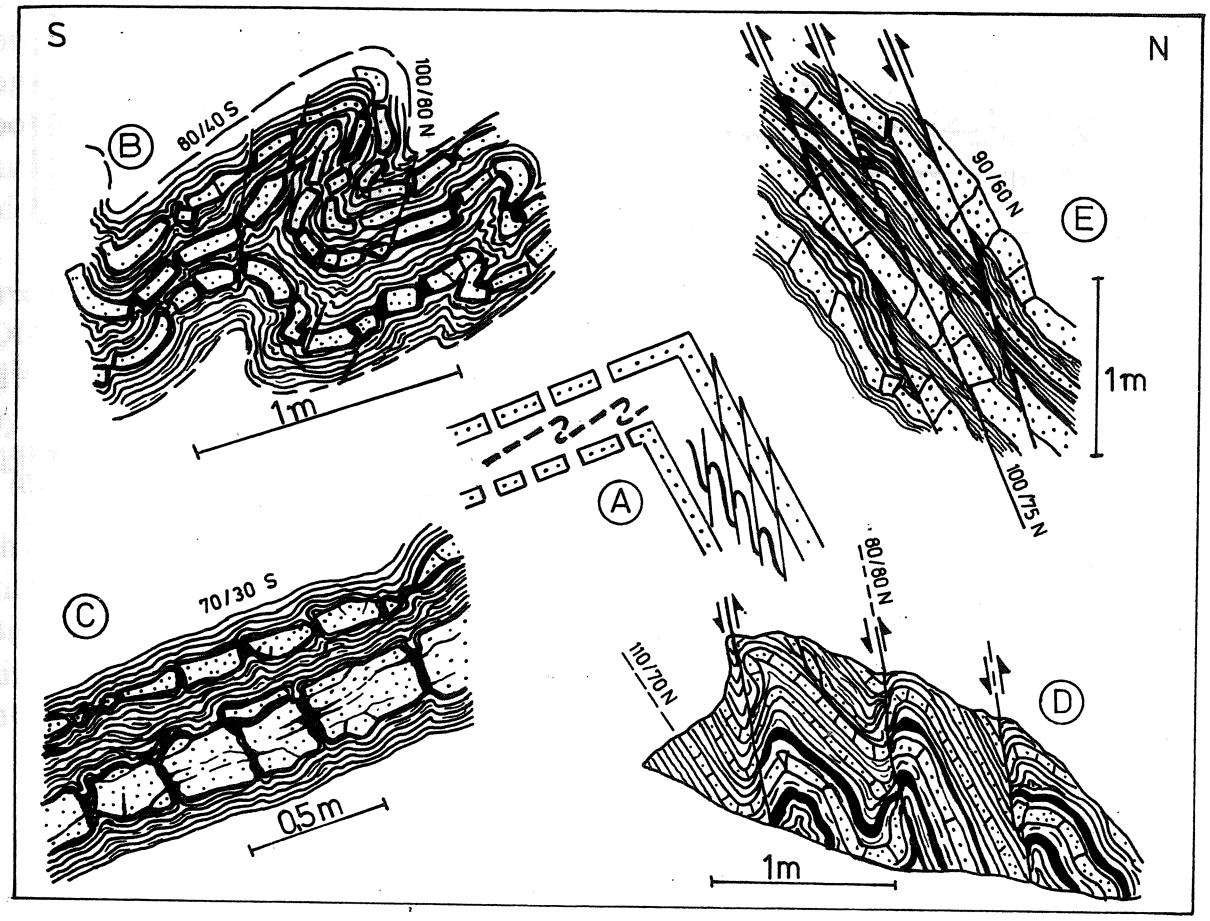


Fig. 21. Wtórne deformacje tektoniczne w obrębie skrzydeł fałdów regionalnych (*B*, *C*, *D*, *E*) i schemat ich rozmieszczenia (A). *B* — drobny fałd w południowym skrzydle antykliny rzeki Koniny. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w Potoku Domagałowym około 2,7 km od jego ujścia do rzeki Koniny. *C* — budinaż w południowym skrzydle antykliny Potoku Fligów. Odsłonięcie spągowych partii ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Mszance przy ujściu Potoku Fligów. *D* — pocięte uskokami drobne fałdy ciągnione w północnym skrzydle antykliny góry Witów. Odsłonięcie ogniwa łupkowego w potoku Pieczonki, nieco powyżej ujścia do rzeki Mszanki; *E* — uskoki przecinające nie sfałdowane partie północnego skrzydła antykliny góry Witów. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w potoku Pieczonki około 1 km od ujścia do rzeki Mszanki

Fig. 21. Secondary tectonic deformations within limbs of regional folds (*B*, *C*, *D*, *E*) and scheme of their distribution (A). *B* — minor fold from south limb of Konina river anticline. Outcrop of shale member of Krosno Beds, Domagałowy Potok creek, 2.7 km above its outlet to Konina river. *C* — boudinage in south limb of Potok Fligów anticline. Bottom part of shale member, Krosno Beds in Mszanka river near the outlet of Potok Fligów creek. *D* — minor drag folds cut with faults in north limb of Witów Mt anticline. Outcrop of shale member in Pieczonki creek upstream of its outlet to Mszanka river; *E* — faults offsetting not-folded portion of north limb of Witów Mt anticline. Shale member of Krosno Beds in Pieczonki creek, 1 km upstream of its outlet into Mszanka river

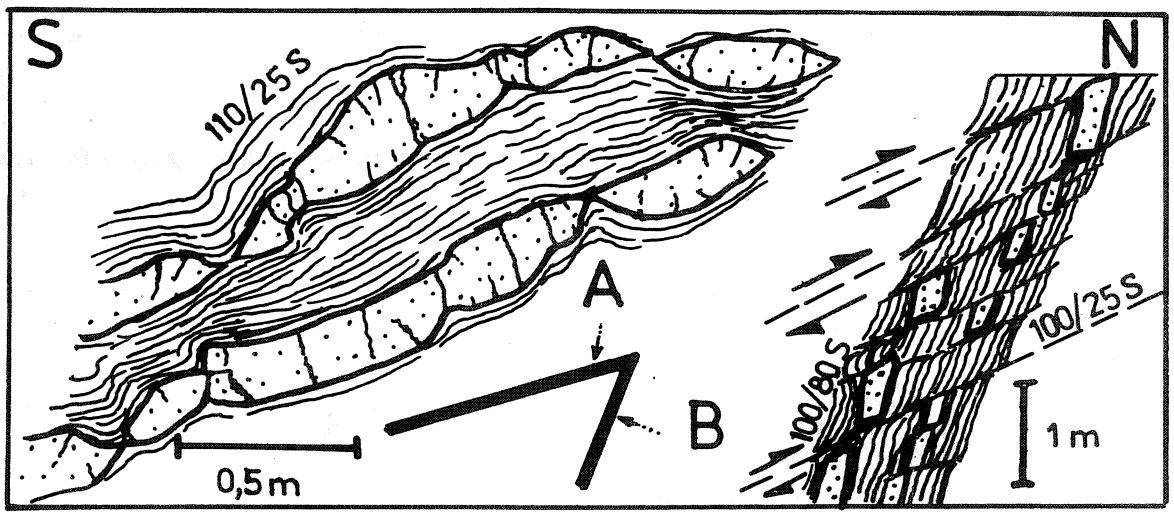


Fig. 22. Rysunki budin z południowego skrzydła antykliny Karczmisk (*A*) z odsłonięcia w rzece Olszówce około 3 km od jej ujścia do rzeki Raby oraz z brzusznego skrzydła antykliny Gronoszowych (*B*) w odsłonięciu w lewym dopływie rzeki Łostówki wpadającym do niej tuż powyżej ujścia do rzeki Mszanki

Fig. 22. Drawings of boudins from southern limb of Karczmiska anticline (*A*), outcrop in Olszówka river, 3 km upstream of its outlet into Raba, and from the lower limb of Gronoszowe anticline (*B*) in outcrop from left-hand tributary of Łostówka river which discharges into the latter just above its outlet to Mszanka

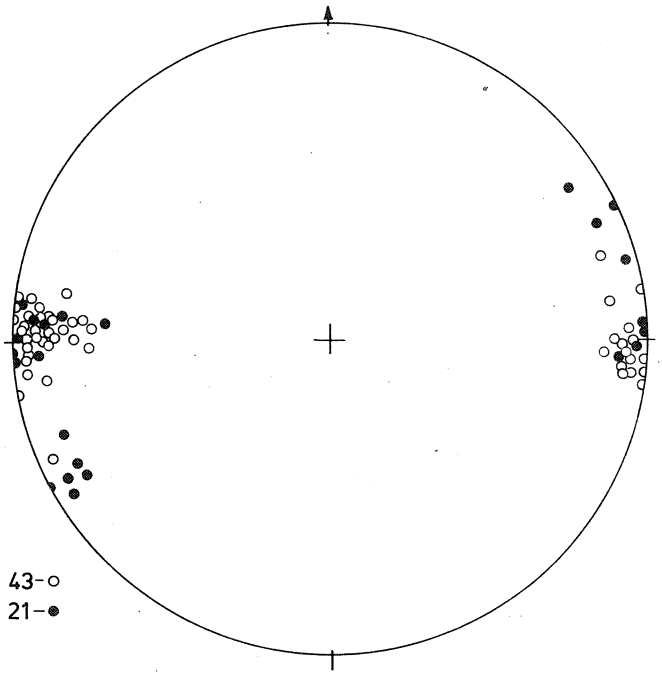


Fig. 23. Diagram położenia dłuższych osi budin w skrzydłach południowych, grzbietowych (kółka nie zaczernione) i północnych, brzusznych (kółka zaczernione) antyklin regionalnych jednostki Mszany Dolnej. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 8

Fig. 23. Stereogram of attitude of boudin longer axes in southern, upper (white circles), and northern, lower (black circles), limbs of regional anticlines in Mszana Dolna unit. Other explanations as in Fig. 8

skrzydłach budiny wykonały niewielki obrót wokół tych osi, patrząc w kierunku zachodnim zgodny z ruchem wskazówek zegara. Kierunki osi budin są tylko w przybliżeniu zgodne z osią fałdu, w którym występują. Świadczy to, że budiny powstały później od fałdów ciągnionych, a więc już w wyraźnie nachylonych skrzydłach fałdów regionalnych. Ogólnie przyjmuje się, że zbudinowaniu ulegają warstwy rozciągane w płaszczyźnie uławicenia przy jednoczesnym, prostopadłym do niej ściskaniu. Wówczas dłuższe osie budin są prostopadłe do kierunku rozciągania (G. Wilson, 1961). Stąd zbudinowanie opisywanych fałdów najprościej jest tłumaczyć rozciąganiem całych skrzydeł południowych (grzbietowych) obalonych antyklin regionalnych. Potwierdzeniem tego jest występowanie w partiach skrzydeł pozbawionych fałdów identycznych budin, jak wyżej opisane (Fig. 21: *C*).

Jednakowa rotacja budin i stałość kierunków ich dłuższych osi w nachylonych na południe skrzydłach fałdów regionalnych w całej jednostce Mszany Dolnej (Fig. 23) skłania do przyjęcia, na podstawie prace Ghosha & Ramberga (1976) i Ramberga & Ghosha (1977), że przyczyną wydłużania tych skrzydeł było działanie regionalnej pary sił w płaszczyźnie pionowej, o zwrocie górnej składowej S→N, przy współudziale nacisku pionowego (Fig. 24).

Wtórne deformacje fałdów niższego rzędu w północnych skrzydłach pochylonych antyklin regionalnych są niemal wyłącznie ograniczone do niewielkich uskoków odwróconych tnących krótsze skrzydła tych fałdów (Fig. 21*D*). Biegi tych uskoków są w przybliżeniu równoleżnikowe, a upady nie mniejsze niż 75/N. Uskoki takie występują również w partiach skrzydeł pozbawionych fałdów (Fig. 21*E*). Ponieważ upady północnych skrzydeł pochylonych antyklin

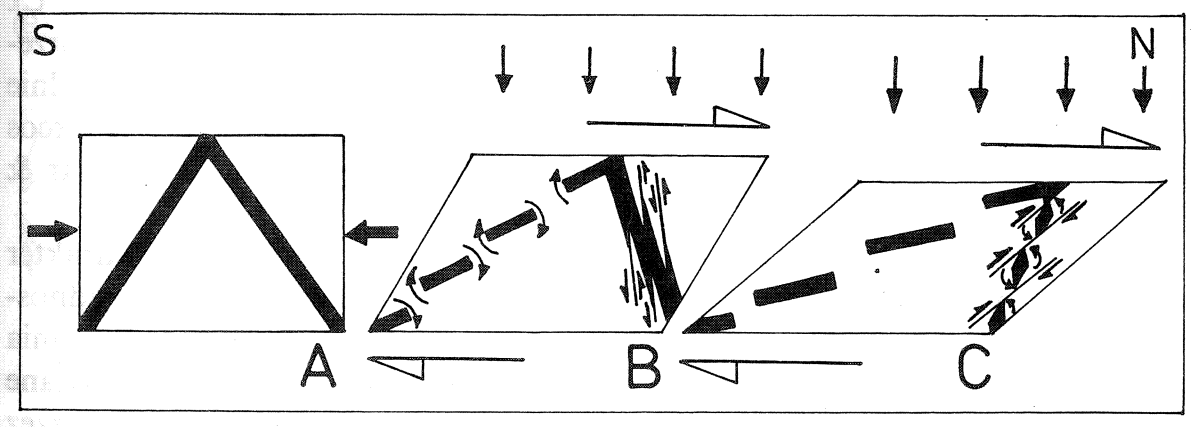


Fig. 24. Schemat wyjaśniający powstanie wtórnych deformacji w skrzydłach fałdów regionalnych jednostki Mszany Dolnej. *A* — nie zdeformowany fałd powstały w wyniku prostego ściskania; *B* — wstępny etap pochylania fałdów w wyniku jednoczesnego działania horyzontalnej pary sił (nie zaczernione strzałki) i pionowego nacisku (pionowe strzałki) nasuwających się jednostek wyższych; *C* — etap obalania fałdów

Fig. 24. Diagram explaining the origin of secondary deformations within limbs of Mszana Dolna unit regional folds. *A* — undeformed fold produced by simple compression; *B* — initial stage of fold inclining due to synchronously operating horizontal couple of forces (white arrows) and vertical load (vertical arrows) of over-thrusting units; *C* — stage of fold overturning

regionalnych są na ogół mniejsze od upadów uskoków, to pocięte nimi fałdy są ponasuwane na siebie (Fig. 21*D*), a skrzydła północne są w efekcie skracane (Fig. 21*A*, *D*, *E*; 24*B*). Strome, powyżej 75/N, upady uskoków oraz to, że są one uskokami odwróconymi uniemożliwia wiązanie ich genezy z oddzielnym działaniem bądź samej horyzontalnej pary sił w płaszczyźnie pionowej, bądź tylko z naciskiem pionowym. Jednoczesne działanie obu tych czynników natomiast, identyczne jak przy wydłużaniu skrzydeł nachylonych na południe, powodowałoby orientację pola naprężeń umożliwiającą powstanie takich ścięć (Jaroszewski, 1972; Gzowskij, 1975; Ramberg, 1975; Fig. 24*B*). Z tego powodu autor uważa, że deformowanie obu skrzydeł fałdów regionalnych było wynikiem działania tych samych sił, a sposób deformowania zależał od kierunku nachylenia skrzydeł względem pary sił.

Jeżeli powyższa interpretacja jest słuszna, to nachylone na południe skrzydła odwrócone fałdów obalonych musiały być rozciągane. O tym, że tak było, świadczy występowanie w tych skrzydłach budinażu. Tutaj budiny w przekroju poprzecznym mają kształt romboidalny, jako że dwie przeciwległe ściany budin są powierzchniami ścięć skośnych względem uławicenia. Ścięcia te przedłużają się jako uskoki w łupki otaczające zbudinowaną ławicę (Fig. 22*B*). Zbudinowanie ławic nastąpiło więc nie przez ich rozrywanie, a przez rozsuwanie ich segmentów wzdłuż uskoków. Oczywiste jest, że nachylone na południe odwrócone skrzydła fałdów były przedtem nachylone na północ. Prawdopodobnie więc uskoki, które spowodowały budinaż w skrzydłach odwróconych, są uskokami ze skracanych, nachylonych na północ skrzydeł tych fałdów zrotowanymi w czasie obalania fałdów regionalnych. W takim przypadku oprócz rotacji powierzchni uskokowych musiał się zmienić, przy rozciąganiu skrzydeł odwróconych, zwrot przemieszczeń skrzydeł uskoków (Fig. 24*B*, *C*). Tego typu następstwo deformacji wybranych elementów cząstkowych przechodzących różne stadia skracania i wydłużania uzyskiwano eksperymentalnie (Dixon, 1975). Obserwowano je również w fałdach zachodniej Asturii (Marcos & Arboleya, 1975) i pod nasunięciami płaszczowin w Himalajach (Kumar & Pande, 1972).

Podsumowując można twierdzić, że opisane deformacje mają charakter regionalny, gdyż występują w obrębie wszystkich fałdów regionalnych jednostki Mszany Dolnej. Fałdy regionalne, które w początkowej fazie fałdowania tworzyły się jako niemal stojące i symetryczne, w dalszej fazie były pochylane i obalane na północ bez większej zmiany kąta zbieżności osiągniętego przez fałd wcześniej. Z prostych zależności geometrycznych wynika, że było to możliwe, gdy przy pochylaniu fałdu skrzydło nachylone na południe było wydłużane, a nachylone na północ — skracane, przy obalaniu zaś oba podlegały wydłużaniu. Taki zaś przebieg ewolucji fałdów skłania do przyjęcia, że pochylanie i obalanie fałdów odbywało się przy współdziałaniu horyzontalnej pary sił w płaszczyźnie pionowej i o zwrocie górnej składowej S → N, z nałożoną kompresją pionową (Fig. 24). Oba te czynniki musiały mieć charakter regionalny, a kompresja pionowa mogła być wywołana tylko przez jednostki

wyższe (Książkiewicz, 1972). Dlatego sądzić należy, że pochylanie, a głównie obalanie fałdów regionalnych odbywało się pod nasuwającymi się jednostkami wyższymi.

Analiza położenia osi i powierzchni osiowych fałdów. Z diagramów (Fig. 25, 26) wynika, że w obrębie fałdów regionalnych występuje kilka grup średnich i drobnych fałdów mniej lub bardziej różniących się położeniem osi i powierzchni osiowych. Dwie z tych grup powtarzają się w całej jednostce Mszany Dolnej. Najwyraźniejszą grupę tworzą fałdy oznaczone jako F_o, których osie są zgodne z kierunkami osi fałdów regionalnych (Fig. 7, 10), czyli w południowej części okna o azymucie około 70°, a w północnej około 90° (Fig. 25*B*, 26). Osie fałdów F_o, tak jak i fałdów regionalnych, w części zachodniej okna zanurzają się na zachód, a w części wschodniej na wschód. W obu częściach dominują osie o nachyleniu około 15°. Powierzchnie osiowe fałdów F_o, o biegach 70—90° (Fig. 25*A*, 26), są w przybliżeniu również zgodne z

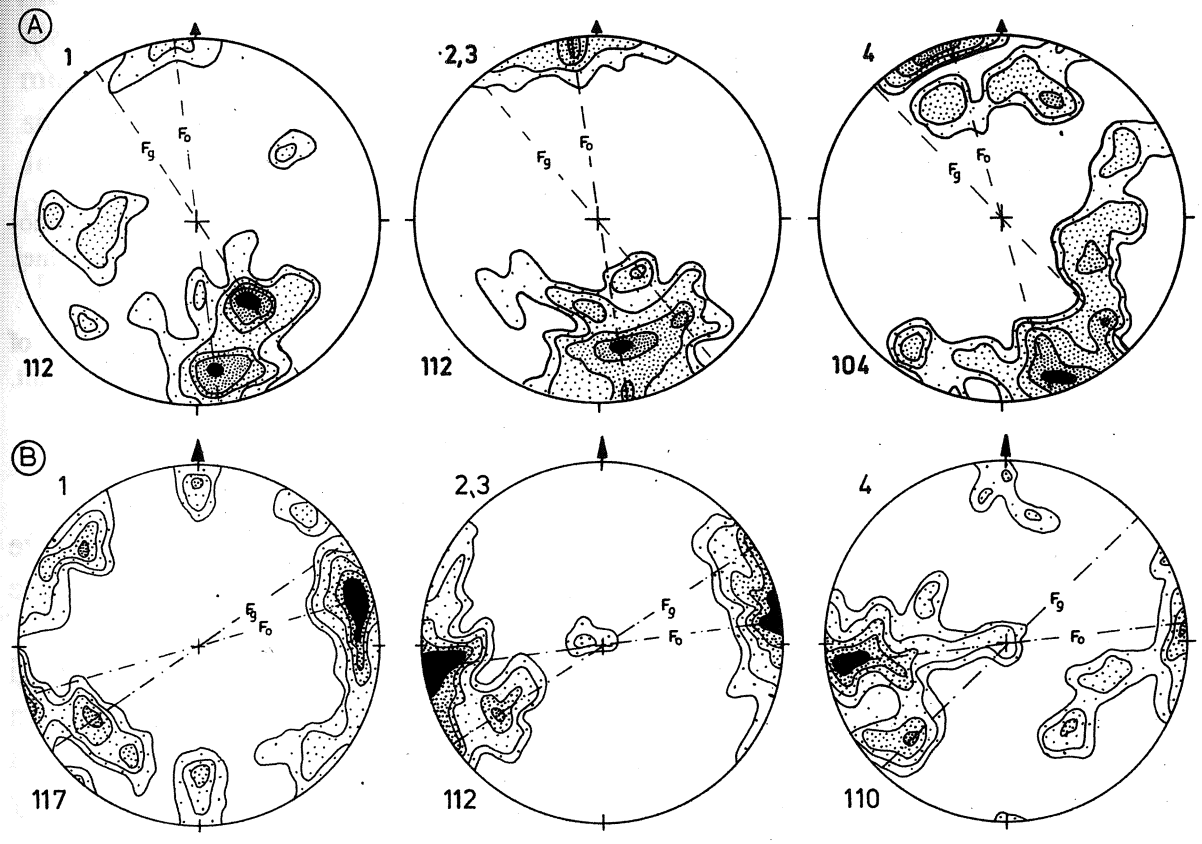


Fig. 25. Diagramy położenia powierzchni osiowych (*A*) i osi (*B*) średnich i drobnych fałdów ciągnionych w południowej części jednostki Mszany Dolnej. Linią przerywaną z kropkami zaznaczono dominujące kierunki osi, a przerywaną kierunki prostopadłe do biegów powierzchni osiowych. Fałdy o kierunkach charakterystycznych: F_o — dla jednostki Mszany Dolnej, F_g — dla jednostki grybowskiej. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 8

Fig. 25. Stereograms of attitude of axial surfaces (*A*) and of axes (*B*) of medium- and small-scale drag folds in the southern part of Mszana Dolna unit. Dotted-broken line shows dominant axial directions, while broken line — directions perpendicular to strikes of axial surfaces. Folds of trends typical of: F_o — Mszana Dolna unit, F_g —Grybów unit. Other explanations as for Fig. 8

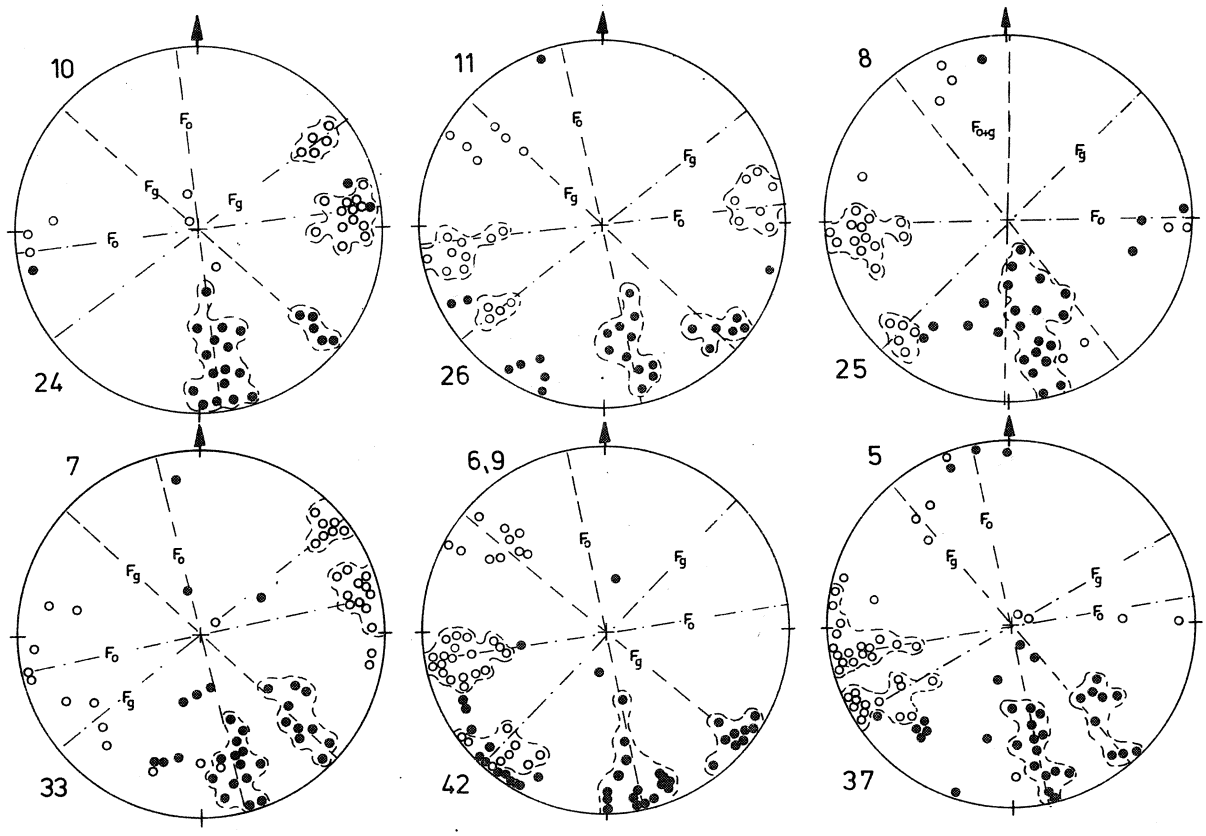


Fig. 26. Diagramy położenia powierzchni osiowych (kółka zaczernione) i osi (kółka nie zaczernione) średnich i drobnych fałdów ciągnionych części centralnej i północnej jednostki Mszany Dolnej. Objaśnienia jak na Fig. 25

Fig. 26. Stereograms of attitude of axial surfaces (black circles) and of axes (white circles) of medium- and small-scale drag folds from central and northern parts of Mszana Dolna unit. Explanations as for Fig. 25

biegami powierzchni osiowych fałdów regionalnych. W sumie wskazuje to, że fałdy F_o powstały jednocześnie z fałdami regionalnymi jako podporządkowane im fałdy ciągnione.

Odrębną grupę stanowią fałdy oznaczone jako F_g, których osie i biegi powierzchni osiowych grupują się w przedziale azymutów 40—65°, przy czym ich osie w większości zanurzają się na wschód (Fig. 25, 26). Fałdy te są wyraźnie skośne względem rozciągłości fałdów regionalnych jednostki Mszany Dolnej. Sytuację taką opisują Fyson (1964) i Powell (1979) w dużych fałdach, których rozwój po głównym etapie ich tworzenia był kontynuowany przy zmienionym kierunku regionalnego nacisku (por. Lindstrom, 1961). W przypadku fałdów regionalnych jednostki Mszany Dolnej sytuacja taka mogła zaistnieć przy nasuwaniu się jednostki grybowskiej, bowiem kierunki fałdów F_g są zbieżne z kierunkami strukturalnymi tej jednostki (Fig. 31, 49, 53, 55). Nasuwanie jej musiało mieć działanie na tyle słabe, że nie spowodowało zmiany kierunków wyraźnie ukształtowanych fałdów regionalnych, a doprowadziło tylko do powstania w ich obrębie skośnych fałdów ciągnionych F_g.

Średnie i drobne fałdy załomowe

Spośród fałdów występujących jako podrzędne w obrębie fałdów regionalnych autor wyodrębnił grupę o przegubach „złamanych" wzdłuż powierzchni osiowych i o płaskich, nierównej długości skrzydłach. Nadaje im to zygzakowatą postać fałdków załomowych (*kink folds*). Rozmiary ich wahają się od kilku centymetrów do kilku metrów (Fig. 19*B*, 27). Występują seryjnie, wyłącznie w partiach skrzydeł fałdów regionalnych zbudowanych z cienkoławicowych piaskowców i mułowców. Fałdy załomowe są młodsze od fałdów ciągnionych, gdyż nie były wtórnie deformowane. Klinencja fałdów załomowych jest w stosunku do fałdu nadrzędnego przeciwna niż fałdów ciągnionych.

Taką klinencję i zygzakowatą postać fałdów uzyskuje się w modelach fizycznych z gęstymi płaszczyznami anizotropii, wzdłuż których wywołuje się poślizgi przy dużym ciśnieniu otaczającym (3—5 kb — Ghosh, 1968: 3,5—7,3 kb — Paterson & Weiss, 1968). Fałdy takie rozwijają się szczególnie intensywnie, gdy oś naprężenia głównego σ_1 jest równoległa lub prawie równoległa do płaszczyzn anizotropii (Cobbold *et al.*, 1971; Anderson, 1974). Badania modelowe dobrze zgadzają się z cechami rzeczywistych fałdów załomowych w sfałdowanych (Honea & Johnson, 1976; Ramberg & Johnson, 1976; Reches & Johnson, 1976) i sfleksurowanych (Collomb & Donzeau, 1974) skałach osadowych.

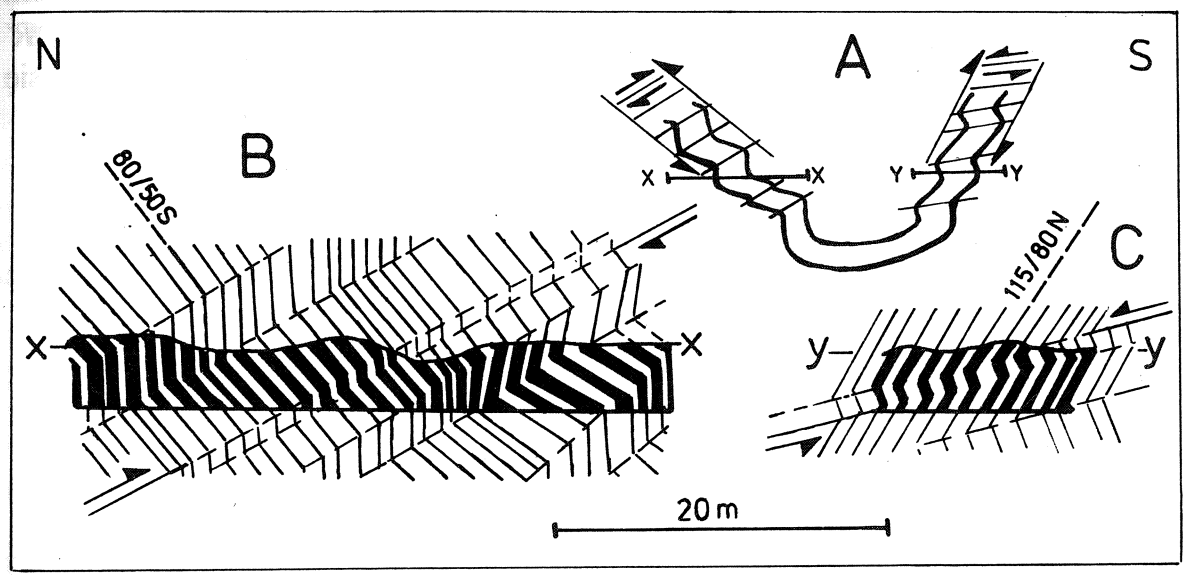


Fig. 27. Schemat rozmieszczenia fałdów załomowych w synklinie rzeki Koniny (*A*) z zaznaczonymi zwrotami posuwu fałdowego (dłuższe strzałki) i przemieszczenia wzdłuż powierzchni osiowych fałdów załomowych (również na przekrojach $x-x$ i $y-y$); *B*, *C* — schematyczne przekroje przez fragmenty skrzydeł północnego (*B*) i południowego (*C*) na przekroju wzdłuż rzeki Koniny (porównaj Fig. 14*B*)

Fig. 27. Scheme of distribution of kink folds in Konina river syncline (*A*) with shown senses of fold-related interbed slip (longer arrows) and of displacement along axial surfaces of kink folds (also in cross-sections $x-x$ and $y-y$); *B*, *C*, — schematic sections through fragments of northern (*B*) and southern (*C*) limbs, respectively, in section along Konina river (compare with Fig. 14*B*)

Wymienione warunki, dogodne do powstania fałdów załomowych, mogły zaistnieć w jednostce Mszany Dolnej dopiero, gdy pod ciężarem nasuwających się jednostek wyższych powstało w niej dostatecznie duże ciśnienie. Tym zapewne tłumaczy się liczniejsze występowanie fałdów załomowych w stromych skrzydłach fałdów regionalnych, gdzie powierzchnie uławicenia (anizotropii) były bardziej zbliżone do prawdopodobnie niemal pionowego nacisku jednostek wyższych.

Przyjmuje się, że pasma wygięć fałdów załomowych związane są ze strefami ścięć, pokrywającymi się z powierzchniami osiowymi tych fałdów (Tchalenko, 1968; Anderson, 1974; Johnson & Ellen, 1974). Bezpośrednio jest to widoczne w fałdach załomowych małych rozmiarów występujących w łupkach mułowcowych w przedłużeniu ścięć z sąsiednich piaskowców (Fig. 19*B*). Ścięcia te, jak i pasma fałdów załomowych zorientowane są względem poślizgów międzyławicowych tak, jak wysokokątowe ścięcia riedlowskie *R'* (por. Riedel, 1929; Bartlett *et al.*, 1981, fig. 3). Analogie ze ścięciami *R'* wykazują również pasma wygięć fałdów załomowych większych rozmiarów (Fig. 27). Można więc uznać, że opisywane pasma wygięć fałdów załomowych różnych rozmiarów są potencjalnymi strefami ścięć *R'*.

Powierzchnie osiowe fałdów załomowych są w większości nachylone na północ (Fig. 28). Powierzchnie osiowe są połogie w fałdach ze stromych skrzydeł fałdów regionalnych, a strome w fałdach ze skrzydeł połogich (Fig. 27). Może to potwierdzać genetyczny związek fałdów załomowych z poślizgami międzyławicowymi o zwrocie zgodnym z posuwem fałdowym i ścięciami *R'* (Fig. 27*A*). Biegi powierzchni osiowych omawianych fałdów koncentrują się

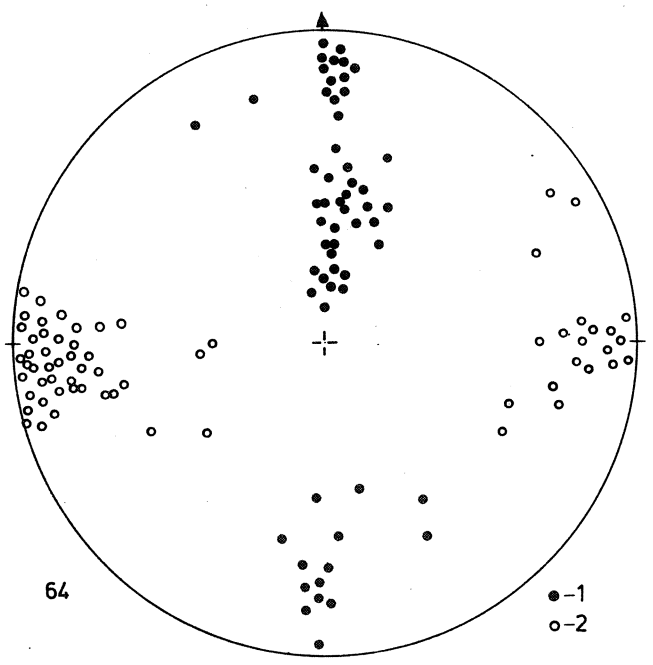


Fig. 28. Diagram położenia powierzchni osiowych (*1*) i osi (*2*) fałdów załomowych w fałdach jednostki Mszany Dolnej. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 8 i 9

Fig. 28. Stereogram of attitude of axial surfaces (*1*) and of axes (*2*) of kink folds in Mszana Dolna unit. Other explanations as for Figs. 8 and 9

w wąskim zakresie azymutów 90–110° (Fig. 28). Ta stałość i niezależność biegów powierzchni osiowych fałdów załomowych od regionalnej zmienności innych struktur fałdowych w obrębie całego okna jest wskazówką, że fałdy załomowe są późniejsze od fałdów regionalnych i zostały na nie „nałożone". Biegi powierzchni osiowych są zbieżne z tymi kierunkami struktur w jednostce magurskiej, które powstały w czasie jej nasuwania się (Fig. 58–64). Ta zbieżność kierunków, przy wspomnianym już powstaniu fałdów załomowych po powstaniu fałdów jednostki Mszany Dolnej i pod nasuwającymi się jednostkami wyższymi, sugeruje, że tworzyły się one pod nasuwającą się jednostką magurską.

Kliważ

Gęste równoległe spękania, występujące seryjnie w odstępach do kilku centymetrów i skośne do uławicenia, są drugą, powszechnie spotykaną drobną strukturą w fałdach regionalnych. Odpowiadają one w pełni wielu definicjom kliważu (G. Wilson, 1961; Powell, 1979; Jaroszewski, 1980a). W odsłonięciach

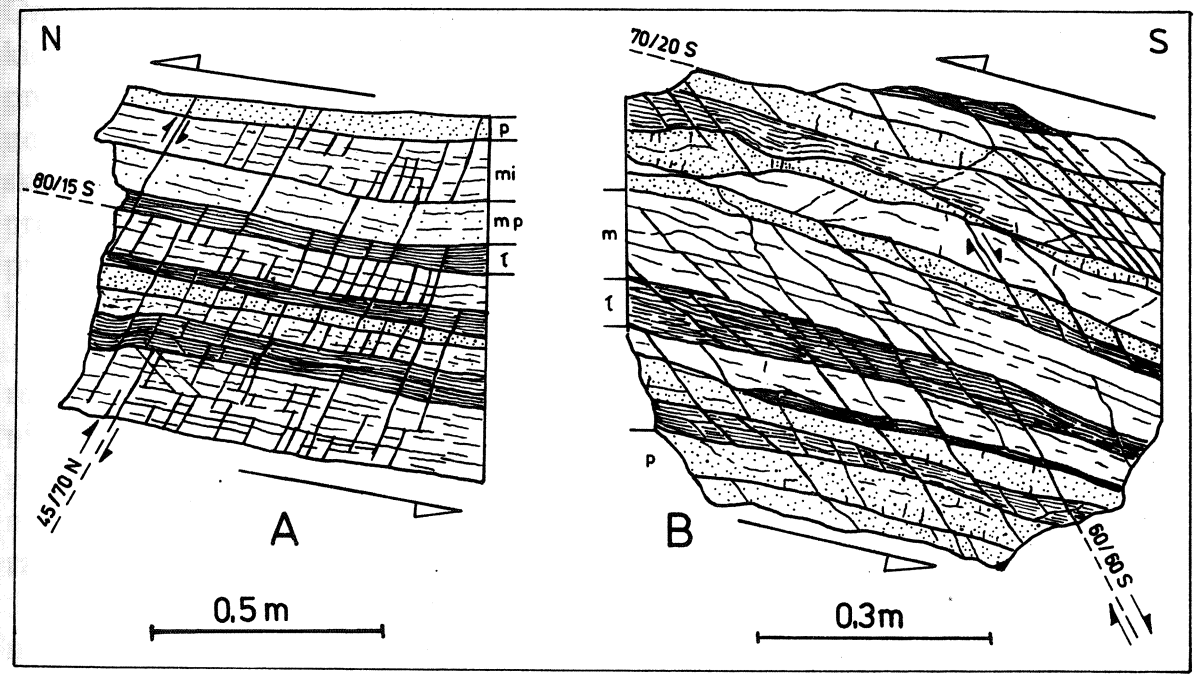


Fig. 29. Kliważ przecinający zespoły ławic: *A* — konsekwentny, odsłonięcie w rzece Olszówce w rejonie przysiółka Karczmiska we wsi Olszówka; *B* — obsekwentny, odsłonięcie w rzece Koninie około 1 km powyżej ujścia Potoku Domagałowego. Strzałki dłuższe wskazują zwrot posuwu fałdowego, a krótsze przykładowo zwrot przemieszczenia wzdłuż powierzchni kliważu. Pakiety skliważowanych ławic składają się z piaskowców (*p*), łupków ilastych (*l*), mułowców (*m*), mułowców ilastych (*mi*) i piaszczystych (*mp*)

Fig. 29. Cleavage crosscutting sequences of layers: *A* — consequent cleavage, outcrop in Olszówka river near hamlet Karczmiska, Olszówka village; *B* — obsequent cleavage, outcrop in Konina river 1 km upstream of the outlet of Domagałowy Potok. Longer arrows show sense of fold-related interlayer slip, and shorter ones — sense of displacement along cleavage surfaces (for chosen examples). Packages of cleaved layers are composed of sandstones (*p*), claystone shales (*l*), mudstones (*m*), clayey (*mi*) and sandy (*mp*) mudstones

kliważ jest najczęściej ograniczony do pojedynczych ławic, zwykle podatniejszych od otoczenia (Pl. IV), rzadziej przecina całe ich zespoły bez względu na zróżnicowanie litologiczne (Fig. 29). We wszystkich przypadkach autor stwierdził, że kliważ występuje tylko w tych ławicach lub ich zespołach, które są ograniczone powierzchniami poślizgów międzyławicowych, o zwrocie w znakomitej większości zgodnym ze zwrotem posuwu fałdowego. Dlatego autor sądzi, że geneza tu opisywanego kliważu wiąże się głównie z posuwem fałdowym.

Cechą różnicującą opisywany kliważ na dwie grupy jest „konsekwentne" (Fig. 19: *B*; 29: *A*; Pl. IV: 1) lub „obsekwentne" (Fig. 19: *B*; Pl. IV: 2) jego nachylenie względem zwrotu posuwu fałdowego i związanej z nim pary sił. Kryterium to ma uzasadnienie genetyczne, co udowodnił Jaroszewski (1972).

Kliważ S_k — *„konsekwentny"* ograniczony jest najczęściej do pojedynczych ławic o miąższości do około dwóch decymetrów. W ławicach o większej miąższości występuje w laminowanych mułowcach w ich bardziej podatnych, przystropowych partiach (Pl. IV: 1), w miejscach, gdzie wzdłuż powierzchni laminacji występowały poślizgi. Kliważ S_k przecinający całe zespoły ławic jest rzadki i nieregularny (Fig. 19*A*). Cechą charakterystyczną kliważu S_k jest duża

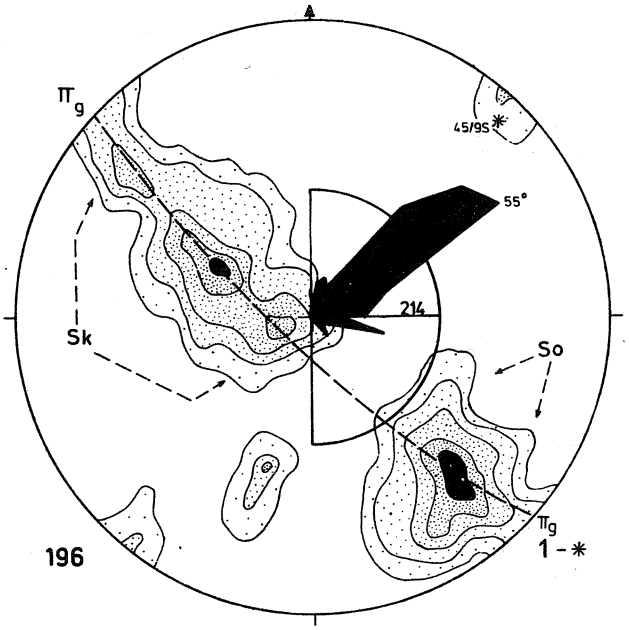


Fig. 30. Diagram położenia kliważu w fałdach jednostki Mszany Dolnej. Główny obszar grupowania się S_k — kliważu konsekwentnego i S_o — kliważu obsekwentnego. Linią przerywaną zaznaczono łuk Π_g, *1* — biegun płaszczyzny Π_g. W środku rozeta częstotliwości azymutów kliważu ołówkowego w tej jednostce, na promieniu półkola — liczba pomiarów, promień równa się 15% pomiarów, przy maksimum rozety podano jego azymut. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 8

Fig. 30. Stereogram of attitude of cleavage in folds of Mszana Dolna unit. Main concentration field S_k — of consequent cleavage and S_o — of obsequent cleavage. Broken line traces Π_g arc, *1* — pole to Π_g plane. In the centre — frequency rose diagram of pencil cleavage trends; numeral on semicircle's radius — number of measurements, radius equals to 15 percent of measurements, at the maximum of the diagram is given its azimuth. Other explanations as for Fig. 8

stałość kąta γ między nim a powierzchniami ławic. Niezależnie od kąta i kierunku upadu ławic waha się on w granicach 50—70°, co przy dużej zmienności upadów warstw jest przyczyną dużej zmienności upadów jego powierzchni (Fig. 30). Fakt, że nachylenie południowych skrzydeł fałdów regionalych jest na ogół mniejsze niż 60/S, a północnych większe niż 60/N (Fig. 9, 10) powoduje, że upady kliważu S_k są w większości północne (Fig. 30). Wzdłuż jego powierzchni powszechnie obserwuje się zlustrowania i przemieszczenia o zwrocie zawsze przeciwnym niż zwrot posuwu fałdowego (Fig. 19*B*, 29*A*, Pl. IV: 1). Taki zwrot przemieszczeń i strome nachylenie kliważu względem powierzchni przemieszczeń wskazują, że omawiany kliważ jest wysokokątowym zespołem ścięć riedlowskich R' (nomenklatura spękań wg Bartletta *et al.*, 1981), powstałym w wyniku działania pary sił posuwu fałdowego. Teoretycznie kąt γ w tym przypadku wynosi 75° (Bartlett *et al.*, 1981), ale w wielu badaniach terenowych stwierdzono wartości około 70° (Vialon, 1979), bądź 55—70° (Gamond & Giraud, 1982), czyli takie jak w opisywanym przypadku. Spękania o ustawieniu R' „konsekwentnym" powstają w strefie ograniczonej powierzchniami przemieszczeń tylko wówczas, gdy główną rolę przy tworzeniu spękań odgrywa para sił (Jaroszewski, 1972; Onasch, 1983), z tym że dylatancja strefy musi być skutecznie hamowana w kierunku prostopadłym do powierzchni przemieszczeń (Vialon, 1979). Z prostych zależności geometrycznych wynika, że w fałdach regionalnych jednostki Mszany Dolnej mogło to nastąpić dopiero wtedy, gdy upady ich skrzydeł zaczęły przekraczać 45°, czyli w końcowej fazie ich formowania przez proste ściskanie. Dopiero wówczas bowiem proste ściskanie działające w przybliżeniu poziomo mogło zacząć wyraźnie hamować dylatancję warstw w kierunku prostopadłym do ich uławicenia.

Kliważ S_o — *„obsekwentny"* jest częstszy od poprzedniego. Większa jest regularność odstępów między jego spękaniami oraz wyraźniejsze są wzdłuż nich ślady przemieszczeń (Pl. V: 1) o zwrocie zawsze przeciwstawnym niż zwrot posuwu fałdowego (Fig. 29*B*, Pl. IV: 2). Przemieszczenia te, przy „obsekwentnym" ustawieniu kliważu S_o, mają charakter uskoków normalnych. Powierzchnie S_o charakteryzują się dużą stałością upadów. Dominują upady 55—70/S (Fig. 30), niezależnie od wielkości i kierunku nachylenia skliważowanych ławic. Cechy te przemawiają za klasyczną interpretacją tych spękań (Jaroszewski, 1972; Gzowskij, 1975) jako powstałych w wyniku jednoczesnego działania pary sił i trójosiowego ściskania pionowej osi największego nacisku. Przeciwnie niż przy tworzeniu się kliważu S_k, gdzie dominowała para sił, tutaj dominującą rolę odgrywała pionowa kompresja, która spowodowała powstanie spękań R' w ujednoliconym, „obsekwentnym" położeniu R'_1 (Fig. 30).

W południowych skrzydłach antyklin regionalnych, w podatnych ławicach łupków i laminowanych mułowców z gęstymi, równoległymi do uławicenia płaszczyznami anizotropii obserwuje się łukowate wygięcia spękań S_o (Pl. IV: 2). Najprawdopodobniej powstały one wskutek niewielkich przemieszczeń wzdłuż wspomnianych powierzchni anizotropii wywołanych „ciągnieniem"

ławic niższych przez wyższe. Według Vialona (1979) takie wygięcie spękań „obsekwentnych" następuje, gdy kliważowana ławica jest na tyle silnie ściskana w płaszczyźnie prostopadłej do uławicenia, że zaczyna ulegać zwężaniu w tej płaszczyźnie. W fałdach regionalnych sytuacja taka powstała w czasie ich pochylania, częściowo już pod nasuwającymi się jednostkami wyższymi. Wynikałoby z tego, że kliważ S_o powstał po kliważu S_k.

Jak wskazano, spękania S_k i S_o utworzone są ze ścięć wysokokątowych R'. Nie stwierdzono natomiast występowania komplementarnych ścięć niskokątowych R. W przypadku spękań S_k jest to oczywiste, gdyż są one nachylone pod kątem 60° względem powierzchni ławic, a kąt ścinania w różnych typach skał także wynosi 60° (Handin & Hager, 1957; Handin *et al.*, 1963). Stąd potencjalne ścięcia R musiałyby być równoległe lub prawie równoległe do uławicenia i laminacji oraz miałyby ten sam zwrot co posuw fałdowy. Zapewne więc na tych powierzchniach następowało rozładowanie naprężeń odpowiedzialnych za tworzenie się spękań niskokątowych. Co do ich braku w przypadku kliważu S_o autor przychyla się do zdania Jaroszewskiego (1972), że składowa zewnętrznej kompresji prostopadła do ławic, przeciwdziałając rotacji materiału ławic, utrudnia tworzenie się tych spękań.

Kliważ ołówkowy jest wynikiem przecięcia się gęstych powierzchni ławic lub lamin ze spękaniami S_k lub S_o. Gdy spękania te są gęste i regularne, na pociętych nimi powierzchniach ławic tworzy się intensywna lineacja krawędziowa (Pl. VI: 1), a skała rozpada się na długie drzazgi o romboidalnym przekroju poprzecznym. Jedną parę równoległych ścian drzazgi stanowią powierzchnie kliważu, drugą powierzchnie ławicy lub laminy. Kliważ ołówkowy występuje głównie w połogich skrzydłach fałdów w pobliżu różnej wielkości nasunięć i nosi ślady rotacji zgodnej ze zwrotem nasunięć. W stromych skrzydłach fałdów jest on rzadkością. Wydaje się zatem, że to głównie nasunięcia doprowadziły do powstania kliważu ołówkowego w jednostce Mszany Dolnej uwydatniając spękania kliważowe przy rozciąganiu połogich skrzydeł fałdów.

Analiza położeń kliważu, wnioski regionalne. Na diagramie (Fig. 30) zasadnicza część pomiarów S_k zawiera się w szerokim zakresie położeń 150—50/78—5N pola o koncentracji powyżej 8% z trzema submaksimami, z których główne ma dominantę 30/30N. Pomiary kliważu S_o mają znacznie mniejszy rozrzut 40—64/76—42S dla pola powyżej 8%, przy dominancie 50/60S. Powierzchnie kliważu są skośne względem powierzchni osiowych i osi większości fałdów jednostki Mszany Dolnej (Fig. 6, 9, 25, 26, 30). Według Borradaile'a (1978) kliważ skośnie tnący fałdy może się rozwijać niemal synchronicznie z fałdowaniem, jedynie z lekkim opóźnieniem, tak jak to zaobserwowano w Alpach (Pavlides, 1962) i na Tasmanii (Powell, 1974). Może to być spowodowane lokalnym zróżnicowaniem pola naprężeń w opóźnionych stadiach tworzenia się fałdów (Borradaile, 1978) lub nałożeniem się czynników zewnętrznych, powodujących regionalną reorientację tego pola (Pavlides, 1962). Regularność fałdów regionalnych w jednostce Mszany Dolnej przy

regionalnej, a nie lokalnej, zmienności ich budowy skłania do przyjęcia drugiej przyczyny skośnego względem nich położenia kliważu, tym bardziej że rozrzut biegów kliważu wydaje się wtórny, gdyż na diagramie jego pomiary układają się w łuk Π_g o osi 5/9S (Fig. 30). Rotacja tej osi do poziomu powoduje ujednolicenie biegów kliważu, w większości mieszczących się wówczas w przedziale 35—55° z dominantami w obrębie maksimów i submaksimów około 44° (Fig. 31), a kąt, jaki tworzy zrotowany kliważ z fałdami jednostki Mszany

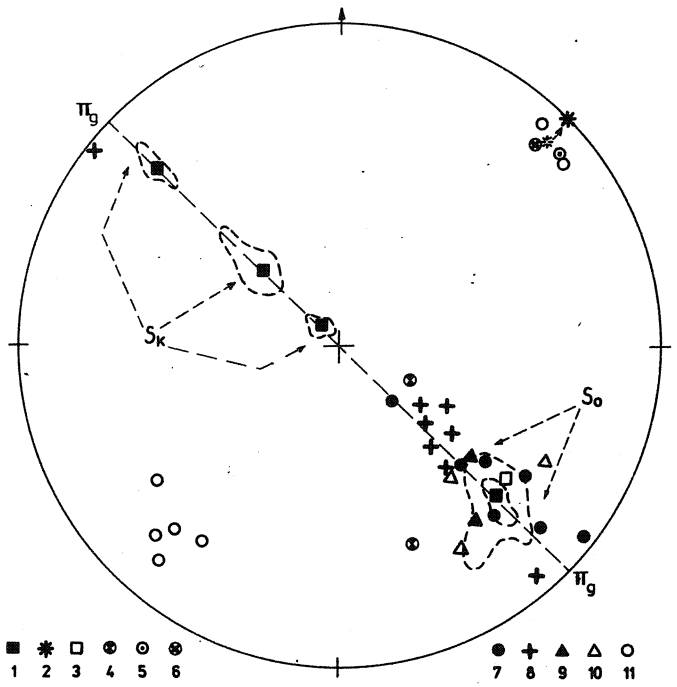


Fig. 31. Diagram dominujących położeń parametrów różnych form tektonicznych jednostki Mszany Dolnej i grybowskiej po rotacji płaszczyzny Π_g kliważu jednostki Mszany Dolnej (z Fig. 30) do położenia pionowego. *1* — kliważ fałdów jednostki Mszany Dolnej; *2* — biegun płaszczyzny Π_g po rotacji; *3* — kliważ w jednostce grybowskiej; *4* — powierzchnie osiowe średnich i drobnych fałdów z jednostki grybowskiej; *5* — osie większych fałdów jednostki grybowskiej; *6* — osie średnich i drobnych fałdów jednostki grybowskiej; *7* — powierzchnie osiowe fałdów F_g w jednostce Mszany Dolnej; *8* — położenie warstw w jednostce grybowskiej; *9* — powierzchnie uskokowe średnich i drobnych uskoków w jednostce Mszany Dolnej; *10* — powierzchnie uskokowe średnich i drobnych uskoków w jednostce grybowskiej; *11* — osie fałdów F_g w jednostce Mszany Dolnej. Izolinie naniesiono tylko dla poszczególnych maksimów kliważu z jednostki Mszany Dolnej. Inne objaśnienia jak na Fig. 8 i 29

Fig. 31. Diagram of dominant attitudes of parametres of various tectonic forms in Mszana Dolna and Grybów units after rotation of plane Π_g of cleavage in Mszana Dolna unit (from Fig. 30) up to the vertical position. *1* — cleavage in folds of Mszana Dolna unit; *2* — pole to Π_g plane after rotation; *3* — cleavage in Grybów unit; *4* — axial surfaces of medium- and small-scale folds in Grybów unit; *5* — axes of larger folds in Grybów unit; *6* — axes of medium- and small-scale folds in Grybów unit; *7* — axial surfaces of F_g folds in Mszana Dolna unit; *8* — attitude of strata in Grybów unit; *9* — slip surfaces of medium- and small-scale faults in Mszana Dolna unit; *10* — slip surfaces of medium- and small-scale faults in Grybów unit; *11* — F_g fold axes in Mszana Dolna unit. Plotted are contour lines only for individual cleavage maxima in Mszana Dolna unit. Other explanations as for Figs. 8 and 29

Dolnej, wynosi wówczas 30–40°. Niemal identyczne są natomiast położenia osi łuku Π_g i osi struktur fałdowych jednostki grybowskiej (Fig. 30, 53*A*). Autor założył, opierając się na przyjętych zasadach interpretacyjnych (Whitten, 1969), że pierwotne położenie tych osi było poziome, a wychylenie nastąpiło równocześnie. Na tej podstawie rotacją objęto jednocześnie część struktur z jednostki Mszany Dolnej i grybowskiej. Po rotacji biegi kliważu z jednostki Mszany Dolnej stały się zbieżne z kierunkami większości struktur tektonicznych jednostki grybowskiej (Fig. 31). Świadczyłoby to, że w tworzeniu się kliważu w jednostce Mszany Dolnej duży lub decydujący udział miały te same procesy tektoniczne, które doprowadziły do powstania większości struktur tektonicznych w jednostce grybowskiej. Jak wcześniej autor stwierdził, kliważ S_k tworzył się przy dominującym działaniu pary sił, a S_o przy dominującej nałożonej kompresji pionowej. Stąd powstanie starszych spękań S_k wiązać należy jedynie ze zbliżaniem się jednostki grybowskiej i tylko z wywołanymi przez nią naciskami bocznymi, skośnymi względem tych, które formowały fałdy regionalne jednostki Mszany Dolnej we wcześniejszym etapie. Młodsze spękania S_o tworzyły się już pod nadkładem nasuwającej się jednostki grybowskiej w bardziej jednorodnym polu naprężeń, o czym świadczy duża koncentracja ich położeń (Fig. 30). W sumie tłumaczy to skośną orientację obu kliważy względem fałdów jednostki Mszany Dolnej.

Nasuwa się pytanie, dlaczego kliważ tworzył się z takim opóźnieniem, dopiero na etapie zbliżania się jednostki grybowskiej. Opóźnienie takie może być wywołane tłumieniem kliważowania przez występowanie, obok zginania, międzyziarnowego płynięcia materiału w obrębie fałdowanych ławic (Williams, 1961; Borradaile, 1978). Płynięcie to może być wynikiem słabej diagenezy ławic (Williams, 1961), dużego nasycenia wodą pod dużym ciśnieniem otaczającym (Friedman *et al.*, 1980), zwłaszcza gdy jest ono równoważone w dużym stopniu przez ciśnienie płynów porowych (Borradaile, 1978). Postępujące wraz z fałdowaniem odwadnianie (Moench, 1970; Powell, 1974), a następnie kataklastyczne płynięcie i rekrystalizacja uruchamiają procesy kliważowania (Williams, 1961; Groshong, 1976; Borradaile, 1978). Objawy płynięcia materiału w obrębie nie w pełni zdiagenezowanych ławic oraz ślady dużego ciśnienia porowego autor opisał z górnych partii profilu ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich. Ślady działania dużego ciśnienia otaczającego przy dużym nasyceniu wodą występują natomiast w całym dostępnym do badań fragmencie profilu tych warstw. Są to głównie spękania z rozpuszczania w postaci cienkich, miotlastych żyłek w przybliżeniu prostopadłych do uławicenia (Fig. 17*A*, 18), wypełnionych drobnymi kryształkami kalcytu lub kwarcu i kalcytu, rzadziej samego kwarcu. Nie są ograniczone wyraźnymi ściankami, a na zewnątrz nich ziarna kwarcu są w skale silnie upakowane, z kontaktami o charakterze szwu stylolitowego (Pl. X: 1). Ślady przecięcia tych żyłek z powierzchnią ławicy mają charakterystyczny dla kliważu z rozpuszczania (Beach, 1977) wygląd zmarszczek, a w ich sąsiedztwie występują łagodne zaklęśnięcia wskazujące na ubytek materii ławicy w tym miejscu (Pl. V: 2, 3). Przypuszczalnie więc czynniki te, tak

jak w sytuacjach opisanych przez wyżej cytowanych autorów, tłumiły powstanie kliważu w fałdach jednostki Mszany Dolnej aż do momentu zbliżenia się jednostki grybowskiej.

Gzymsy tektoniczne

W kilkunastu odsłonięciach autor stwierdził seryjne występowanie wąskich listew na powierzchniach ciosu, stanowiących schodkowate załamania tych powierzchni wzdłuż powierzchni ławic. Odpowiadają one opisowi gzymsów tektonicznych (Jaroszewski, 1968b). Autor obserwował je w warstwach pologo nachylonych na południe. Przebieg gzymsów jest zgodny z kierunkiem krawędzi przecięcia się powierzchni ciosu z powierzchnią ławicy. W przekro-

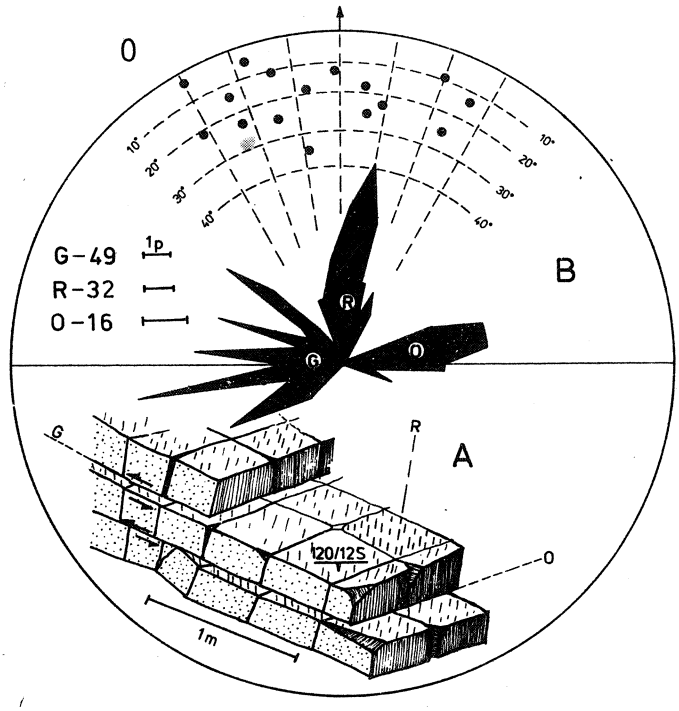


Fig. 32. *A* — Schematyczny rysunek fragmentu odsłonięcia z gzymsami tektonicznymi w potoku Dawce około 500 m powyżej jego ujścia do rzeki Mszanki. Linią przerywaną zaznaczono kierunki gzymsów tektonicznych (*G*) i rys ślizgowych (*R*), strzałki wskazują zwrot posuwu fałdowego; *B* — zbiorczy diagram rozetowy kierunków gzymsów tektonicznych (*G*) i rys ślizgowych (*R*) oraz kierunków osi fałdów regionalnych (*O*), w których gzymsy występują. Z lewej strony rozety podano liczby pomiarów poszczególnych parametrów oraz odcinek reprezentujący jeden pomiar. W górnej części narysowano fragment siatki z naniesionymi położeniami warstw (kropki) w odsłonięciach, w których dokonano pomiarów

Fig. 32. *A* — Schematic drawing of outcrop fragment with tectonic ledges. Dawce creek, 500 m upstream of its outlet into Mszanka river. Broken lines show directions of tectonic ledges (*G*) and slickenside striae (*R*), arrows indicate sense of fold-related interlayer slip; *B* — synoptic rose diagram of directions of tectonic ledges (*G*) and of slickenside striae (*R*) as well as of axial trends of regional folds (*O*) in which the ledges occur. On the left-hand side of rose diagram is given amount of measurements of individual parametres and a bar representing single measurement. In the upper part a fragment of net is drawn which contains plotted bedding attitudes (dots) from outcrops in which the measurements were taken

jach prostopadłych do listew gzymsów widać, że powstały one wskutek poślizgów międzyławicowych, z ujawnionymi już spękaniami ciosowymi (Fig. 32*A*). Występujące na gzymsach tektoglify oraz względne przemieszczenia poszczególnych zespołów ciosowych wskazują, że kierunek tych poślizgów był niezależny od położenia warstw i wahał się w granicach 170–25°, najczęściej wynosząc 10° (Fig. 32*B*). Zwrot przemieszczenia ławicy wyższej był zawsze S→N. W przybliżeniu jednakowy kierunek poślizgów „gzymsotwórczych" oraz stały ich zwrot i rozmiar przemieszczenia dla poszczególnych powierzchni ławic wskazują, tak jak w synklinie Salzgitter (Kölbel, 1940), że istniał czynnik nadrzędny, któremu te poślizgi były podporządkowane. Czynnikiem tym mógł być posuw fałdowy lub nasuwanie się jednostek wyższych. Zgodność kierunków tych poślizgów z dominującymi kierunkami większości struktur tektonicznych, a zwłaszcza rys ślizgowych (Fig. 66), w jednostce magurskiej sugeruje, że opisywane gzymsy powstały w wyniku nasuwania się tej jednostki.

Uskoki podłużne i nasunięcia niższego rzędu

Dyslokacje te to duże (powyżej granicy form średnich) uskoki i nasunięcia o kierunkach w przybliżeniu równoległych do rozciągłości fałdów regionalnych jednostki Mszany Dolnej. Są to w większości uskoki odwrócone i nasunięcia o upadach południowych, przecinające jednostki występujące w oknie i nie kontynuujące się w obrębie jednostki magurskiej. Zwykle bliżej centralnej części okna występują uskoki odwrócone, ku brzegom okna przekształcają się one w nasunięcia (Fig. 6, 10). Towarzyszą im różnego rodzaju średnie i drobne uskoki, dla których autor wykonał diagramy – oddzielnie dla tych, co do których jednoznacznie określił zrzutowy charakter, i oddzielnie dla tych, w których pomierzył tylko położenie powierzchni uskokowych.

Uskoki odwrócone

Duże uskoki odwrócone występują niemal wyłącznie w północnych skrzydłach regionalnych antyklin. Ich powierzchnie uskokowe o biegach w przybliżeniu równoleżnikowych i upadach południkowych są prawie równoległe do powierzchni osiowych fałdów nimi pociętych. Skrzydło brzuszne obalonej antykliny jest zwykle przecięte wiązką kilku uskoków odwróconych (Fig. 33*A*). Szczeliny uskokowe, o szerokości do około jednego metra, są wypełnione drobno pokruszonymi piaskowcami i łupkami wymieszanymi w jednolitą, podatną masę. Występują w niej liczne powierzchnie poślizgu równoległe do ścian szczeliny, skupiające się w jej środkowej części i wskazujące zwrot poślizgu zgodny ze zwrotem przemieszczenia uskokowego. Powierzchnie te należy identyfikować bądź z równoległymi do powierzchni przemieszczeń ścięciami *Y* Bartletta *et al.* (1981), bądź ze ścięciami *P* i *R* (m.in. Morgenstern & Tchalenko, 1967; Bartlett *et al.*, 1981; Gamond & Giraud, 1982), które początkowo tworzą się pod kątem około 15° do głównej płaszczyzny ruchu, ale

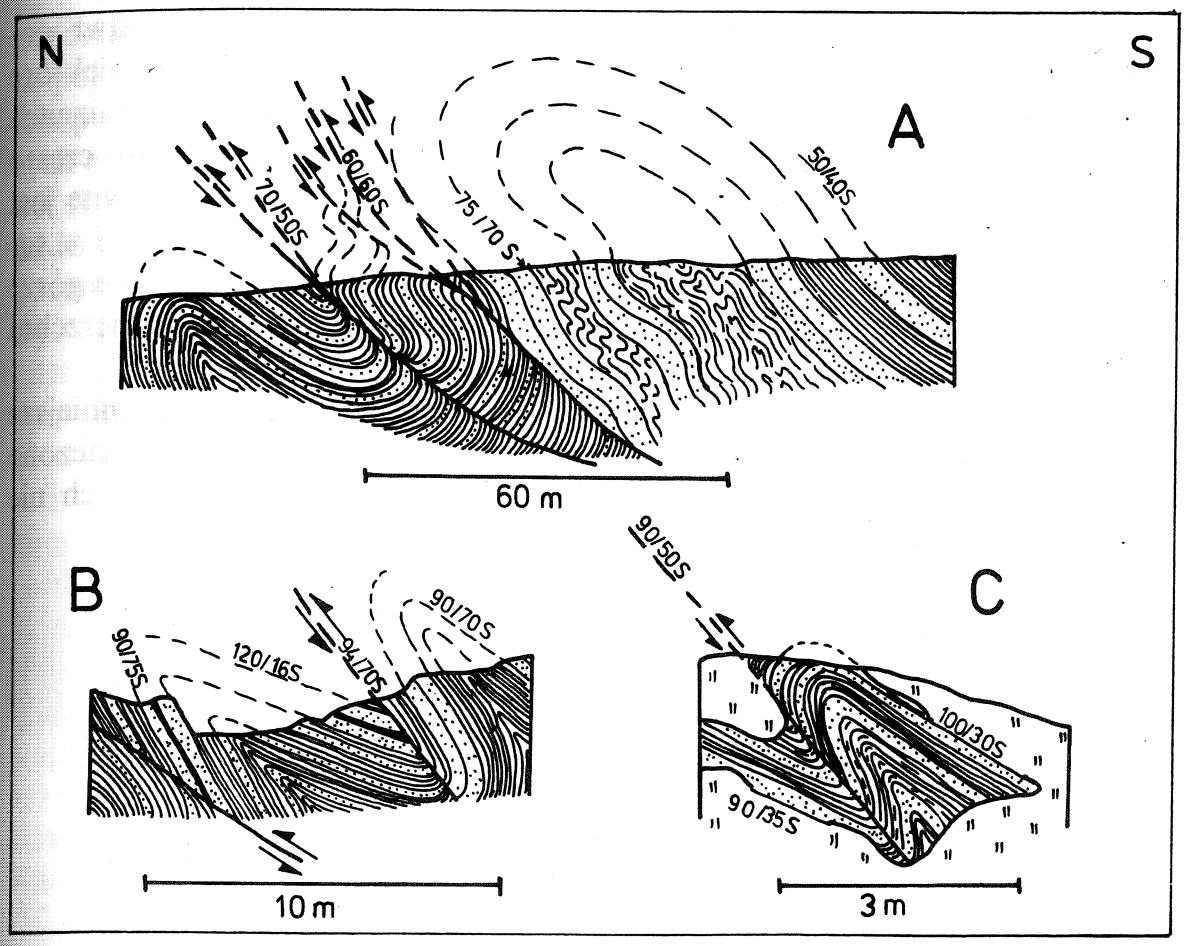


Fig. 33. Różnej wielkości fałdy pocięte uskokami odwróconymi: *A* — rekonstrukcja antykliny rzeki Mszanki na podstawie odsłonięć stropowych partii ogniwa piaskowcowego warstw krośnieńskich w rzece Mszance (nieco powyżej ujścia rzeki Łostówki); *B* — średnie fałdy w odsłonięciu ogniwa łupkowego w rzece Koninie około 2 km od jej ujścia do rzeki Poręby; *C* — średni fałd z płogiego skrzydła południowego antykliny Maciejkowego Potoku. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w Maciejkowym Potoku około 800 m od jego ujścia do rzeki Koniny

Fig. 33. Folds of different sizes cut with reverse faults: *A* — restoration of Mszanka river anticline on the basis of data from the outcrops of the upper part of the sandstone member, Krosno Beds, in Mszanka river, somewhat upstream of the outlet of Łostówka creek; *B* — medium-scale folds in outcrop of shale member in Konina river, 2 km upstream of its outlet into Poręba river; *C* — medium-scale fold from shallow-dipping southern limb of Maciejkowy Potok anticline. Outcrop of shale member, Krosno Beds, in Maciejkowy Potok creek, 800 m upstream of its outlet into Konina river

w miarę postępu przemieszczania zbliżają się do równoległości do niej (Robert & Vialon, 1976). Zwiększając się ilościowo w środkowej części strefy łączą się stopniowo w dłuższe pojedyncze powierzchnie poślizgu (Tchalenko, 1970; Jaroszewski, 1980b).

Jeżeli chodzi o parametry przemieszczenia dużych uskoków, warunki terenowe umożliwiają określenie jedynie minimalnych wartości. I tak na przykład zrzuty tych uskoków są na ogół nie mniejsze niż kilkanaście metrów, a sumaryczny zrzut całej wiązki uskoków w pojedynczej antyklinie może

przekraczać kilkadziesiąt metrów. Powierzchnie dużych uskoków odwróconych stają się bardziej pologie w głąb (Fig. 10, 33*A*), co powoduje, że niektóre z nich w tym kierunku przechodzą w nasunięcia lub zanikają w poślizgach międzyławicowych. Ku górze powierzchnie te stromieją (Fig. 10) często rozszczepiając się na szereg mniejszych uskoków (Fig. 33*A*), co zapewne jest wynikiem rozpraszania się w tym kierunku ruchu uskokowego. Jedynie w sąsiedztwie nasunięcia jednostki magurskiej nachylenie uskoków maleje ku górze (Fig. 10), co jest prawdopodobnie efektem wtórnego wyginania powierzchni uskokowych przez nasuwającą się jednostkę magurską.

Podobieństwo z dużymi uskokami odwróconymi wykazują liczne mniejsze uskoki odwrócone o upadach powierzchni uskokowych około 45/S, oznaczone na diagramach jako Θ (Fig. 34, 35). Szerokość ich szczelin uskokowych nie

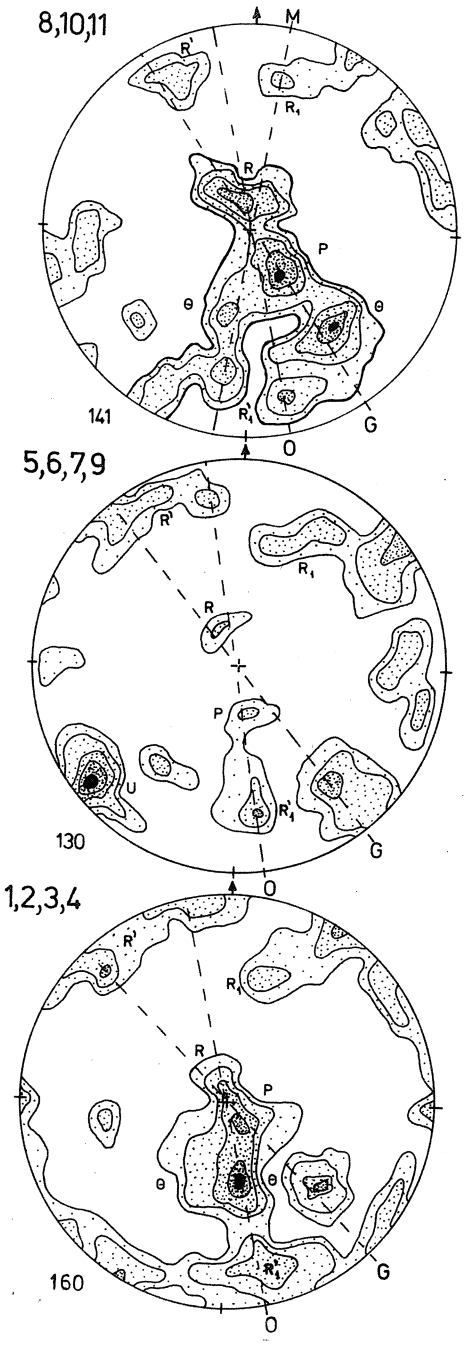


Fig. 34. Diagramy średnich uskoków w północnej (przedziały terytorialne *8*, *10*, *11*), środkowej (*5*, *6*, *7*, *9*) i południowej (*1*, *2*, *3*, *4*) części jednostki Mszany Dolnej. Liniami przerywanymi z symbolami literowymi zaznaczono dominujące kierunki prostopadłe do biegów powierzchni uskokowych o kierunkach charakterystycznych dla jednostki Mszany Dolnej (*O*), grybowskiej (*G*), magurskiej (*M*). Symbole literowe θ, *P*, *R*, *R'*, R_1, R'_1 objaśniono w tekście i w Tab. 1. Reszta objaśnień jak na Fig. 8

Fig. 34. Diagrams of medium-scale faults in northern (domains *8*, *10*, *11*), central (domains 5, 6, 7, 9) and southern (domains *1*, *2*, *3*, *4*) parts of Mszana Dolna unit. Broken lines with letter symbols show dominant directions perpendicular to strikes of slip surfaces characterized by directions typical of Mszana Dolna (*O*), Grybów (*G*) and Magura (*M*) units. Letter symbols θ, *P*, *R*, *R'*, R_1, R'_1 are explained in the text and in Table 1. Other explanations as for Fig. 8

przekracza kilku decymetrów, a zrzuty dochodzą do jednego metra. Zwykle są to pojedyncze uskoki przecinające skrzydła brzuszne antyklin niższego rzędu, a ich powierzchnie uskokowe są niemal równoległe do powierzchni osiowych tych antyklin (Fig. 33*B*, *C*). Dominują wśród nich uskoki o biegach około 50° i 80° (Fig. 34, 35) też zgodnych z kierunkami osi i biegami powierzchni osiowych fałdów F_g i F_o (Fig. 25, 26). Ponadto nieliczne uskoki odwrócone o podobnych parametrach występują przed czołami leżących fałdów regionalnych (Fig. 14*C*, *D*).

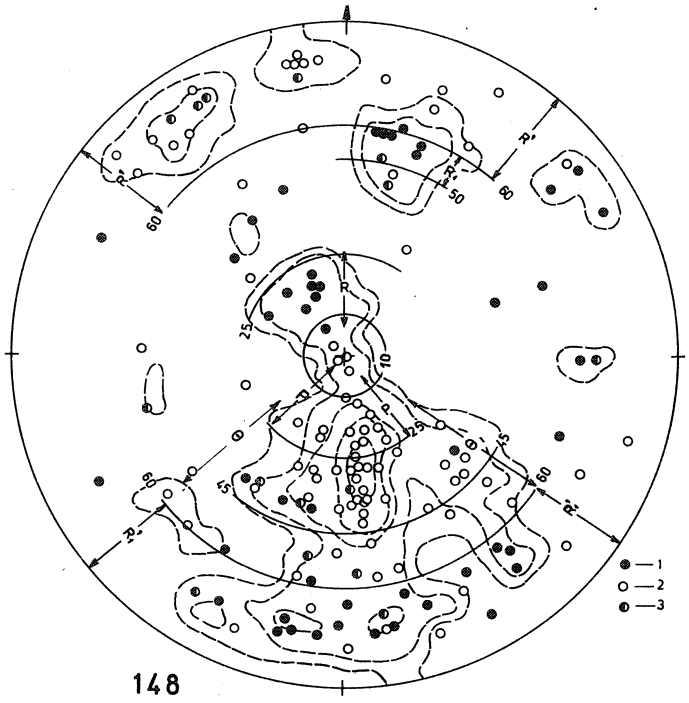


Fig. 35. Diagram średnich i drobnych uskoków normalnych (*1*), odwróconych (*2*) i zmiennie odmładzanych (*3*) w jednostce Mszany Dolnej. Linie przerywane są izoliniami procentów; łuki są fragmentami okręgów z siatki biegunowej z zaznaczonymi przy nich wartościami upadów, które wyznaczają; strzałkami zaznaczono zakres zmienności kątowej. Reszta objaśnień jak na Fig. 8, 34

Fig. 35. Diagram of medium- and small-scale normal (*1*), reverse (*2*) and reactivated (*3*) faults in Mszana Dolna unit. Contour lines are broken; arcs are fragments of circles from polar net with given dip angle values; arrows indicate range of angle variability. Other explanations as for Figs. 8 and 34

Geneza uskoków odwróconych. Przy rozpatrywaniu genezy opisanych dużych uskoków odwróconych należy zwrócić uwagę na ich ścisły związek z obalonymi, a także pochylonymi fałdami, a w nich z brzusznymi skrzydłami antyklin. Jest to sytuacja charakterystyczna dla stref nasunięć i asymetrycznych fałdowań (patrz np. Fleck, 1970; Roeder *et al.*, 1978; Fischer & Coward, 1982) i jako taka podawana w podręcznikach (m.in. Mattauer, 1973). Uskoki takie rozwijają się w zaawansowanym stadium fałdowania (Crosby & Link, 1972) w trakcie obalania fałdów (Fleck, 1970; Fischer & Coward, 1982) w warunkach jednokierunkowego transportu tektonicznego (por. Jaroszewski, 1980b). Na-

cisk poziomy musi być przy tym wyraźnie większy od obciążenia pionowego, tak aby mogło następować rozszerzanie się ku górze uskokowanego ośrodka (por. Jaroszewski, 1980b). Za tym, że właśnie w takich warunkach powstały opisane uskoki, przemawia ich rozszczepianie się ku górze.

W obrębie jednostki Mszany Dolnej warunki takie mogły panować dopiero po nasunięciu się jednostki grybowskiej, a przed nasunięciem się jednostki magurskiej. Wcześniej bowiem, jak to wynika z analizy fałdków ciągnionych, nacisk poziomy powodował jedynie niewielkie nachylenie fałdów regionalnych (Fig. 36*A*, *B*). Później zaś, jak wskazują deformacje skrzydeł fałdów regionalnych, ciężar jednostki magurskiej w znacznym stopniu uniemożliwił rozszerzaniu się jej deformowanego podłoża ku górze. Na taki również czas powstania omawianych uskoków wskazuje fakt, że przecinając jednostkę grybowską nie kontynuują się one w magurskiej (Fig. 6, 10). W tej sytuacji jednostronny, poziomy nacisk tektoniczny mógł być wywołany tylko przez stopniowo zbliżającą się od południa jednostkę magurską, co powodowało następujące pochylanie i obalanie fałdów jednostki okiennej. Proces ten postępował szybciej w wyższych partiach fałdów (Fig. 36*A*, *B*), gdzie też wcześniej następowało przekroczenie zdolności skał do odkształcania ciągłego i powstania dużych uskoków odwróconych (Fig. 36*C*). W następstwie tego procesu dalszy transport tektoniczny wywołany naporem zbliżającej się jednostki magurskiej odbywał się prawdopodobnie głównie wzdłuż powierzchni tych uskoków (Fig. 36*D*), aż do przekształcenia ich w nasunięcia niższego rzędu (Fig. 36*E*). Uskoki odwrócone przed czołami fałdów leżących (Fig. 14*C*, *D*) powstały prawdopodobnie w wyniku lokalnego, poziomego nacisku przy przemieszczaniu czół tych fałdów.

Przy takiej genezie uskoków odwróconych ich upady w zasadzie nie powinny przekraczać 45° (Jaroszewski, 1980b). W rzeczywistości w całych Karpatach Zewnętrznych powszechnie spotykane są położenia stromsze

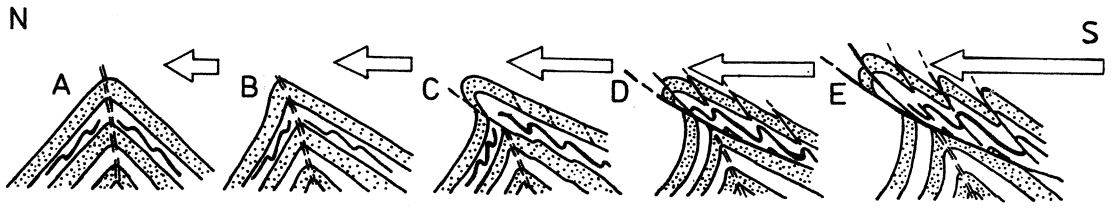


Fig. 36. Schemat rozwoju fałdów regionalnych w jednostce Mszany Dolnej: *A*, *B* — początkowe etapy pochylania fałdów; *C* — powstawanie dużych uskoków odwróconych; *D*, *E* — rozwój nasunięć niższego rzędu i tworzenie się strefy złuskowań (szczegółowy opis — patrz tekst). Podwójną przerywaną linią zaznaczono powierzchnie osiowe fałdów regionalnych. Zwiększająca się długość strzałki wskazuje narastający poziomy nacisk tektoniczny zbliżającej się jednostki magurskiej

Fig. 36. Scheme of regional folds development in Mszana Dolna unit: *A*, *B* — initial stages of fold inclination; *C* — formation of major reverse faults; *D*, *E* — development of low-order thrusts and of slicing zones (detailed description in the text). Double broken line runs along axial surfaces of regional folds. Length of arrows proportional to magnitude of tectonic compression exerted by approaching Magura unit

(Książkiewicz, 1972). Na badanym terenie mogły być one wymuszone stromym położeniem tych skrzydeł, z którymi uskoki są związane. Innym czynnikiem ustromienia uskoków odwróconych mogło być skręcenie regionalnego pola naprężeń wskutek wypiętrzenia jednoczesnego z działaniem poziomego nacisku (patrz dalszy tekst). Niewykluczone, że działały tu oba czynniki łącznie.

Nasunięcia niższego rzędu

W obrębie jednostki Mszany Dolnej autor stwierdził występowanie kilkunastu powierzchni nasunięć, których długość linii intersekcyjnej dochodzi do kilku kilometrów, a nachylenie jest na ogół mniejsze niż 30/S. Nasunięcia te miejscami przecinają jednostkę grybowską, nigdy jednak nie kontynuują się w jednostce magurskiej (Fig. 6, 10). Transport tektoniczny miał generalny kierunek S → N.

Najbardziej północne nasunięcie Słomki jest wyraźnie związane z antykliną o tej samej nazwie (nr *13* na Fig. 6, 10), która wzdłuż tego nasunięcia została obalona, a miejscami przewalona. Jej skręt czołowy w rejonie Mszany Dolnej został oderwany i przemieszczony około 600 m na północ (Fig. 6, 10: *8—12*). Zespół kilku nasunięć występuje w przedłużeniu antyklin Mszany Dolnej: północnej i południowej (nr *12* i *11* na Fig. 6, 10), w rejonie wzgórza Grunwald. Wzdłuż tych nasunięć nastąpiło złuskowanie i nasunięcie antyklin na występujące na północ od nich synkliny (Fig. 6, 10: *10*, *11*). Ponieważ antykliny te zbudowane są z warstw o większym udziale ławic piaskowców niż synkliny (Fig. 2), przeto nasunięcia zaznaczają się w terenie progami morfologicznymi. U podnóża tych progów częste są strefy wysięków wody, a w zwietrzelinie sypią się brekcje i występują smugi mylonitów. Takie same przesłanki, wraz z nagromadzeniem drobnych i średnich uskoków, umożliwiły wyznaczenie przebiegu nasunięć w rejonie wzgórz Bucznik i Janie we wschodniej części okna (Fig. 6, 10: *6—9*) oraz w rejonie przysiółka Kroczaki i Adamczykowej Góry w jego zachodniej części (Fig. 6, 10: *13*, *14*). Wielkość przemieszczenia wzdłuż tych nasunięć, oceniona na podstawie przesłanek kartograficznych, nie przekracza 300 m. Nasunięcie związane ze złuskowaną na wschód od rzeki Mszanki antykliną Potoku Fligów (nr *6*, Fig. 6, 10) odsłania się na długości około 0,6 km w rejonie ujścia potoku Łętowego do rzeki Mszanki. Dalej na wschód linia intersekcyjna nasunięcia, wskutek zerodowania warstw nasuniętych, cofnięta jest na południe i kontynuuje się na zboczach wzgórz między potokami Łętowe i Pieczonki. Podłożem nasunięcia są tu łupki warstw krośnieńskich synkliny Potoku Fligów oraz częściowo leżące na niej warstwy jednostki grybowskiej (Fig. 2, 6, 10: *5—7*).

Znajdujące się w SE części okna nasunięcie Koniny ciągnie się na długości prawie sześciu kilometrów, od Maciejkowego Potoku na zachodzie aż po rzekę Mszankę na wschodzie (Fig. 6). Na przeważającym odcinku jego przebieg jest niezależny od struktur fałdowych. Tylko na krańcach wschodnich wyraźny jest jego związek z obaloną antykliną Maciejkowego Potoku (nr *3*, Fig. 6, 10). Na przedłużeniu uskoków Czarnego Gronia i potoku Pieczonki nasunięcie Koniny jest pocięte uskokami normalnymi o zrzuconych, co najmniej kilkadziesiąt metrów, skrzydłach południowych (Fig. 6, 10: *3—10*). Sumaryczna wielkość nasunięcia wynosi w różnych jego częściach od kilkudziesięciu do około trzystu metrów.

Omawiane nasunięcia są skomplikowanymi strefami tektonicznymi złożonymi z powierzchni drugorzędnych przemieszczeń, w przybliżeniu równoległych do generalnego kierunku nasunięcia. Zwykle jest to kilka nasunięć składowych o powierzchniach często niemal równoległych do warstw (Pl. VII: 1). Wygląd poszczególnych nasunięć składowych jest zależny od litologii warstw zaangażowanych w nasunięcie i od wielkości przemieszczenia.

W cienkoławicowych, podatnych zespołach ruch nasuwczy był skoncentrowany w obrębie pakietów skalnych o miąższości do jednego metra. W wyniku nasuwania ławice w obrębie takich pakietów zostały pocięte licznymi drobnymi uskokami i wzdłuż nich zrotowane (Pl. VIII: 1). W efekcie doprowadziło to do powstania wyraźnej strefy przemieszczenia (Pl. VII: 1; VIII: 1) typowej dla nasunięć niższego rzędu. Przykładem może tu być nasunięcie Garuk Kaur w górach Makran w Pakistanie opisane przez Platta & Leggeta (1986, fig. 3, 8). Podobnie jak i tam, układ i zwrot ruchu wzdłuż drobnych uskoków w strefie przemieszczenia pozwala zidentyfikować je jako ścięcia niskokątowe *R* i *P* (Bartlett *et al.*, 1981; Harris & Cobbold, 1985) powstające przy udziale pary sił wówczas gdy, przynajmniej w początkowym etapie, strefa objęta przemieszczaniem ma możliwość rozszerzania się (Vialon, 1979; Gamond & Giraud, 1982) w opisywanym przypadku ku górze. Postępujący rozwój nasunięcia prowadził do powstania kolejnych spękań i dalszej dezintegracji ławic w strefie przemieszczania aż do utworzenia się tam mylonitu, w którym lokalnie występują drobne fałdy (Fig. 37*A*). Pod tak wykształconymi nasunięciami występują liczne, niewielkie uskoki o biegach w przybliżeniu równoległych do biegów powierzchni nasunięć, którym towarzyszą. Najczęściej są to seryjnie występujące uskoki normalne o stromych upadach na południe (65—80°). Lokalnie współwystępują z nimi również normalne, ale mniej strome (40—70°) uskoki o upadach północnych (Fig. 37*A*, Pl. IV: 2). Kąt ostry między powierzchniami współwystępujących uskoków waha się w granicach 45—65°, a zwrot względnych przemieszczeń wzdłuż tych powierzchni jest przeciwny. Powierzchnie te bądź się przecinają ulegając wzajemnemu rozrywaniu i przemieszczaniu, bądź tylko przytykają do siebie. Cechy takie (Nickelsen, 1979; Jaroszewski, 1980b) wskazują, że są to ścięcia sprzężone, komplementarne, genetycznie związane z nasunięciami, którym towarzyszą. Prawdopodobnie przyczyną ich powstania była para sił w płaszczyźnie pionowej wynikająca z ruchu nasuwczego, z tym że ich nachylenia wskazują, zgodnie z teoretycznymi wnioskami Jaroszewskiego (1972) i Gzowskiego (1975), na dodatkowe działanie znacznego nacisku pionowego, który spowodował obsekwentną pozycję uskoków R'_1 względem zwrotu nasunięcia i stromsze ustawienie uskoków R_1 (Fig. 37*A*, Pl. VI: 2, VII: 1).

Odmiennie są wykształcone strefy przemieszczeń nasunięć niższego rzędu w obrębie warstw o zróżnicowanej miąższości i podatności ławic. Przemieszczenie nastąpiło tam wzdłuż szeregu odkłuć, oddzielających pakiety ławic o różnej podatności. Odkłucia te często zanikają w poślizgach międzyławicowych lub łączą się między sobą poprzez uskoki odwrócone o upadach na południe. W efekcie pod nasunięciem występuje zespół ponasuwanych na siebie pakietów skalnych (Pl. XII: 2), mających formę typowego dupleksu (Boyer & Elliot, 1982), podobnych do opisywanych jako dolne (Cooper *et al.*, 1983) lub podnasunięciowe (Mitra, 1986) dupleksy niższego rzędu. W opisywanej tutaj strefie przemieszczeń brak jest seryjnych uskoków. Prawdopodobnie w ich miejsce powstały różne drobne spękania (Pl. VIII: 2) o biegach równoległych do biegów powierzchni odkłuć. Spękania te są powieleniem w zminiaturyzo-

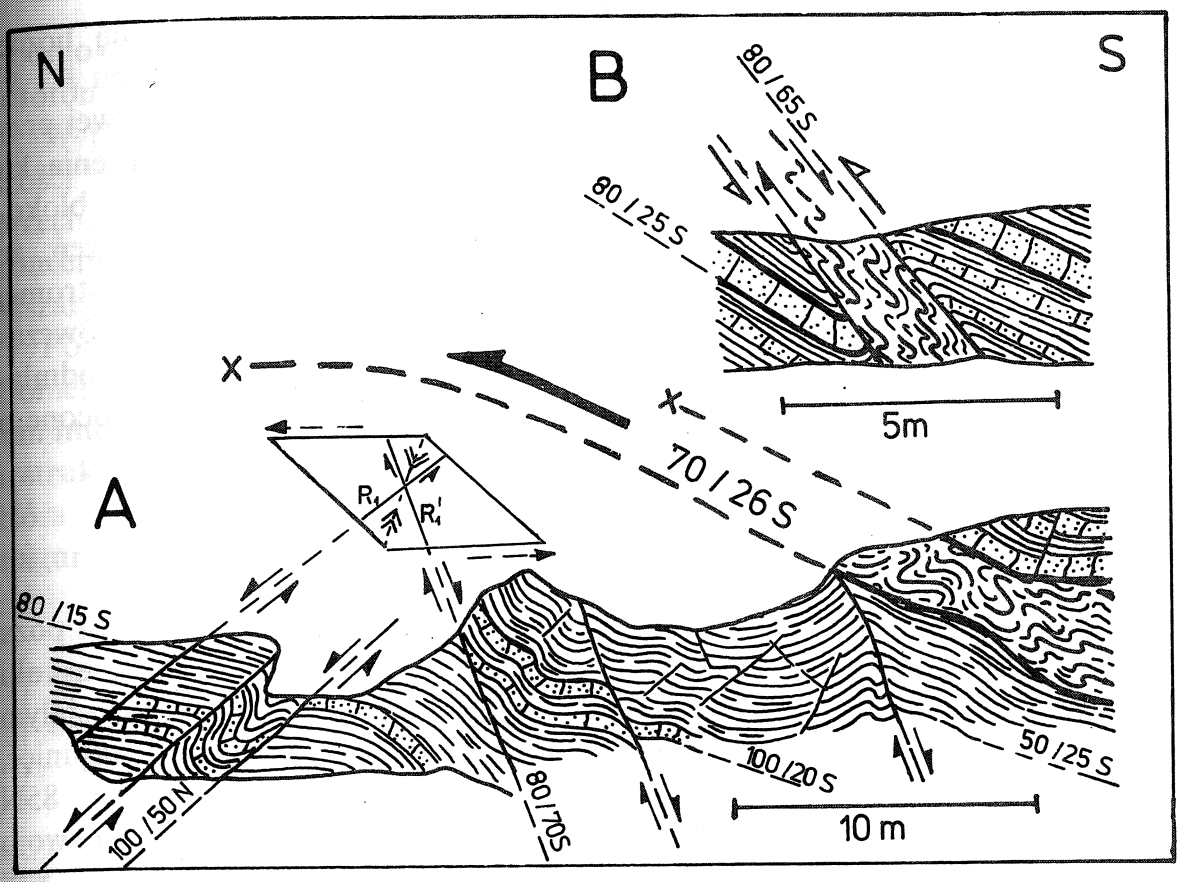


Fig. 37. *A* — fragment jednego z drugorzędnych nasunięć (*X*) w strefie nasunięcia Koniny. Odsłonięcie w ogniwie łupkowym warstw krośnieńskich w skarpie rzeki Mszanki nieco poniżej ujścia Potoku Mątnego. Rysunek odsłonięcia z roku 1976. Duża strzałka wskazuje zwrot ruchu nasuwczego, mniejsze — zwrot przemieszczenia uskokowego uskoków pod nasunięciem; obok schemat wyjaśniający powstanie i położenie uskoków podnasunięciowych jako ścięć R_1 i R'_1 (bliższe objaśnienia w tekście); *B* — uskok odwrócony (zwrot przemieszczenia wskazują strzałki nie zaczernione) z drobnymi fałdami ciągnionymi w szczelinie uskokowej wskazującymi na odmładzanie uskoku jako normalnego (strzałki zaczernione). Odsłonięcie spągowych partii ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Koninie około 1 km w górę od ujścia Potoku Domagałowego

Fig. 37. *A* — fragment of second-order thrust (*X*) in thrust zone of Konina. Outcrop in shale member of Krosno Beds, scarp of Mszanka river, downstream of the outlet of Mątny Potok creek. Drawing made in 1976. Large arrow indicates sense of thrusting, small ones — sense of fault displacements below the thrust; beside given a scheme explaining origin and position of faults below the thrust as shears R_1 and R'_1 (detailed explanations in the text); *B* — reverse fault (sense of movement shown by white arrows) with small drag folds in fault fissure. These folds attest to reactivation of this fault as normal one (black arrows). Outcrop in lower part of shale member, Krosno Beds, Konina river 1 km upstream of the outlet of Domagałowy Potok creek

wanej postaci wszystkich typów uskoków opisanych z nasunięć w zespołach cienkoławicowych. Dodatkowo występują tu jedynie ścięcia *R'* świadczące, że rozszerzanie się strefy, w której się tworzyły, było szybko hamowane (Vialon, 1979) lub niemożliwe (Gamond & Giraud, 1982).

Z podanego opisu budowy nasunięć niższego rzędu wynika wniosek o kilkuetapowym ich rozwoju. W pierwszym etapie, prawdopodobnie pod

wpływem zbliżających się od południa mas skalnych, tworzyły się liczne nasunięcia cząstkowe i odkłucia ze ścięciami i uskokami najpierw typu P i R, a później typu R'. Był to efekt działania pary sił w płaszczyźnie pionowej przy stopniowo hamowanej możliwości rozszerzania się stref przemieszczenia ku górze. W następnych etapach narastający ciężar nasuwających się mas blokował to rozszerzanie oraz powodował taką reorientację pola naprężeń, że powstające wówczas ścięcia i uskoki niskokątowe tworzyły się w stromej pozycji R_1, a wysokokątowe w obsekwentnej R'_1. Prawdopodobnie wówczas niektóre wcześniejsze uskoki odwrócone o upadach na południe były odmładzane jako normalne (Fig. 37*B*), odpowiadające uskokom R'_1, a odwrócone o upadach na północ jako normalne R_1.

Analiza położenia średnich i drobnych uskoków zrzutowych

Wszystkie typy uskoków opisane ze stref nasunięć występują również poza bezpośrednim sąsiedztwem tych stref. Uskokom typu P odpowiadają uskoki odwrócone o dominującym położeniu 50—80/10—25S (Fig. 34, 35). Pozostałym uskokom typu R i R', utworzonym w początkowym etapie rozwoju nasunięć, odpowiadają kolejno uskoki 50—80/5—25N normalne i 50—75/60—85N odwrócone. Podobnie uskokom typu R_1 i R'_1 z dalszych etapów rozwoju nasunięć odpowiadają uskoki normalne 95—110/50—65N i 70—105/60—80S (Fig. 34, 35).

Występowanie takich samych zespołów uskoków w strefach nasunięć i poza nimi świadczy o ich jednorodności w całej jednostce Mszany Dolnej. Regularność kierunków sieci uskokowej wskazuje, że czynniki, które ją uformowały, miały charakter regionalny. Fakt, że uskoki P, R, R' różnią się kierunkami od uskoków R_1, R'_1, pozwala odnieść wniosek o nierównoczesnym ich powstaniu do całej jednostki Mszany Dolnej. Kierunki uskoków P, R, R' (50—80°) są typowe dla tych struktur jednostki Mszany Dolnej, które powstały bez nadkładu jednostki magurskiej. Dominujący kierunek uskoków R_1 i R'_1 (100°) jest zbliżony do kierunków fałdów załomowych i budin, które w jednostce Mszany Dolnej powstały już pod jednostką magurską.

Strefa nasunięć jednostek wyższych

Na przeważającym odcinku jednostka Mszany Dolnej kontaktuje z jednostkami wyższymi wzdłuż powierzchni ich nasunięć. Jedynie wzdłuż zachodniej granicy kontakt ten jest na długości około sześciu kilometrów strefą uskokową (Fig. 6). Linia kontaktu jest łatwa do wyznaczenia na tych odcinkach, gdzie łupki krośnieńskie jednostki Mszany Dolnej stykają się z warstwami piaskowcowymi jednostek wyższych, gdyż w tych miejscach występuje próg morfologiczny. Na styku łupków krośnieńskich z warstwami łupkowymi jednostek wyższych nie ma takiego progu. W tych miejscach wyznaczenie linii kontaktu ułatwiają występujące wzdłuż niej wysięki i

podmokłości, wyraźnie zaznaczające się na zdjęciach lotniczych ciemnym fototonem.

W przekroju poprzecznym strefa nasunięć ma do kilkuset metrów miąższości i składa się ze złuskowanych warstw okiennych. Złuskowania te przechodzą ku górze w intensywne zaburzenia tektoniczne tworzące strefy koncentracji poślizgu nasunięciowego jednostki grybowskiej po jednostce Mszany Dolnej i jednostki magurskiej po jednostkach niższych (Fig. 38).

Ponieważ linia nasunięcia jednostki magurskiej na jednostkę Mszany Dolnej stanowi tylko około 10-kilometrowy fragment około 55-kilometrowej linii intersekcyjnej nasunięcia jednostki magurskiej na jednostki niższe (Fig. 6), a struktura strefy poślizgu tej jednostki jest identyczna, niezależnie od tego, która z jednostek niższych występuje w podłożu, to strefa poślizgu jednostki magurskiej będzie opisana w całości w dalszej części pracy.

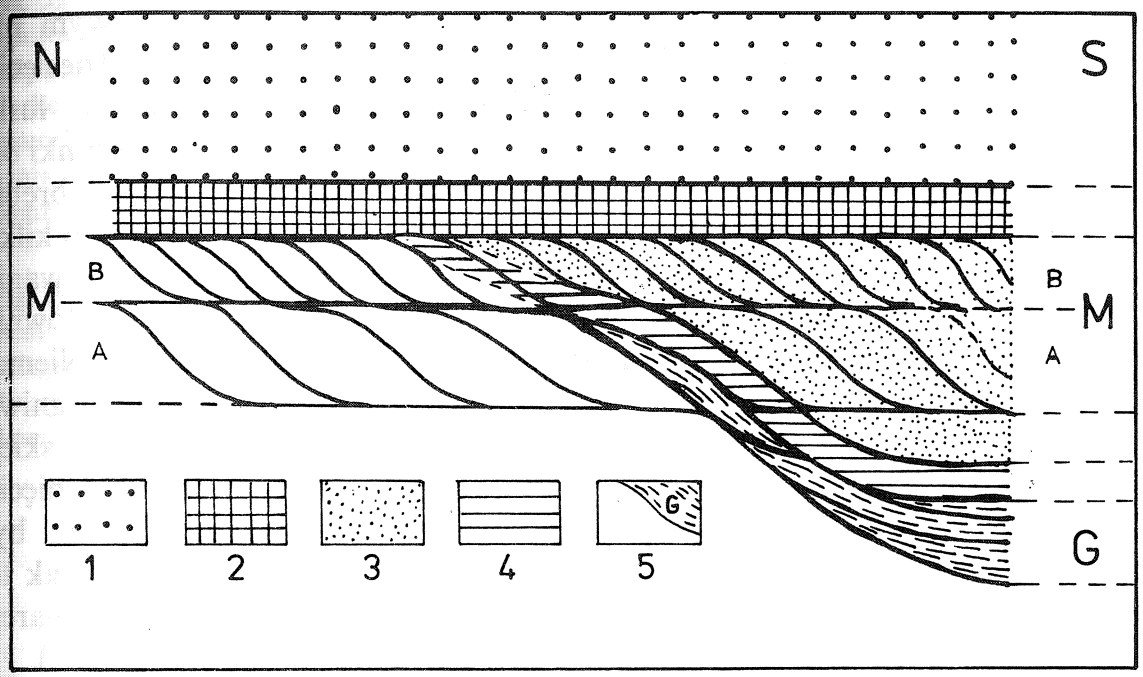


Fig. 38. Schemat podziału tektonicznego strefy nasunięcia jednostek wyższych na jednostkę Mszany Dolnej. *1* — jednostka magurska; *2* — strefa koncentracji poślizgu jednostki magurskiej po jednostkach niższych (Fig. 50B); *3* — jednostka grybowska; *4* — strefa koncentracji poślizgu jednostki grybowskiej po jednostce Mszany Dolnej (Fig. 44; Pl. IX: 2); *5* — jednostka Mszany Dolnej, *G* — strefa złuskowań typu G (Fig. 39A), *M* — strefa złuskowań typu M (dupleks podnasunięciowy): *A*, *B* — dupleksy niższego rzędu, *A* — łuski dalsze od nasunięcia jednostki magurskiej (Fig. 40), *B* — łuski bliższe nasunięcia (Fig. 42; Pl. XI: 1)

Fig. 38. Scheme of tectonic division of thrust zone along which of higher units were emplaced over the Mszana Dolna one. *1* — Magura unit; *2* — zone of slip concentration associated with Magura unit thrust (Fig. 50B); *3* — Grybów unit; *4* — zone of slip concentration associated with Grybów unit thrust (Fig. 44; Pl. IX: 2); *5* — Mszana Dolna unit, *G* — G-type slicing zone (Fig. 39A), *M* — M-type slicing zone (duplex below Magura unit thrust): *A*, *B* — lower-order duplexes, *A* — slices (horses) distant from Magura unit thrust (Fig. 40), *B* — slices (horses) adjacent to Magura unit thrust (Fig. 42; Pl. XI: 1)

Strefa złuskowań

Budowa wewnętrzna strefy złuskowań uzależniona jest głównie od tego, czy występuje ona wprost pod jednostką magurską, czy też jest od niej oddzielona płatem jednostki grybowskiej i od tego, jaka jest miąższość tego płata. Autor wydzielił dwa typy budowy strefy złuskowań: typ G z łuskami w przybliżeniu równoległymi do powierzchni nasunięć jednostek wyższych i typ M z przewagą łusek nachylonych względem tych powierzchni (Fig. 38).

Typ G budowy strefy złuskowań występuje wyłącznie przy kontakcie z grubymi (kilkaset metrów miąższości przed erozją) płatami jednostki grybowskiej. Składa się z łusek odkłutych głównie wzdłuż powierzchni uławicenia i zwykle w przybliżeniu równoległych do powierzchni nasunięcia jednostki grybowskiej. Typ G, i tylko on, bywa rozwinięty w ogniwie piaskowcowym, np. przy północnym obrzeżeniu płata Olszówki – Podobina (Fig. 6, 10). Występują tam pojedyncze łuski o miąższości do kilkudziesięciu metrów oraz o szerokości i długości do kilkuset metrów. Miąższość łusek w ogniwie łupkowym nie przekracza kilkunastu metrów, przy długości i szerokości do kilkudziesięciu metrów. W miarę zbliżania się do nasunięcia jednostki grybowskiej łuski maleją i często są intensywnie wewnętrznie sfałdowane (Pl. IX: 1), a kierunki osi fałdów są niemal wyłącznie NE – SW. Odkłucia łusek nastąpiły w obrębie przeławiceń łupkowych, które są przeniknięte przez gęste (występujące co kilka milimetrów) powierzchnie zlustrowań zgodne z uławiceniem. Skliważowanie warstw oraz zlustrowania powierzchni ławic piaskowców występują głównie w łuskach bardziej odległych od nasunięcia jednostki grybowskiej. Niemal zupełnie brak ich jest w łuskach zbudowanych z najwyższych partii ogniwa łupkowego i znajdujących się w pobliżu nasunięcia jednostki grybowskiej. W tych łuskach występują fałdki (Fig. 39*A*) mające charakter fałdów z płynięcia powstałych w materiale nie w pełni zdiagenezowanym. Materiał ten był nasycony wodą, być może pod grubym nadkładem, gdyż – podobnie jak to opisuje z Appalachów Nickelsen (1979) – kontakty między ziarnami kwarcu w ławicach piaskowców mają charakter szwów stylolitowych (Pl. X: 1).

Typ M budowy strefy złuskowań rozwinięty jest tam, gdzie jednostka Mszany Dolnej kontaktuje wprost z magurską lub jest od niej oddzielona cienkim płatem jednostki grybowskiej (Fig. 38). W takich przypadkach miąższość strefy złuskowań dochodzi do dwustu metrów. W części najdalszej od kontaktu zaczyna się ona łuskami o miąższości do kilkudziesięciu metrów, ponasuwanymi na siebie wzdłuż równoleżnikowych uskoków odwróconych o upadach na południe. W potokach Rychłowym i Mątnym uskoki takie rozdzielają szereg łusek na dwa zespoły będące prawdopodobnie pozostałościami po obalonych i złuskowanych fałdach regionalnych (Fig. 40).

Miąższość łusek w środkowej części strefy nie przekracza kilkunastu metrów. Wcześniej istniejące sfałdowania zostały ściśnięte, złamane wzdłuż powierzchni osiowych (Fig. 41) i pocięte uskokami. Ławice piaskowców są połamane, pokruszone i porozrywane (Fig. 41: *d*) wzdłuż nowo powstałych

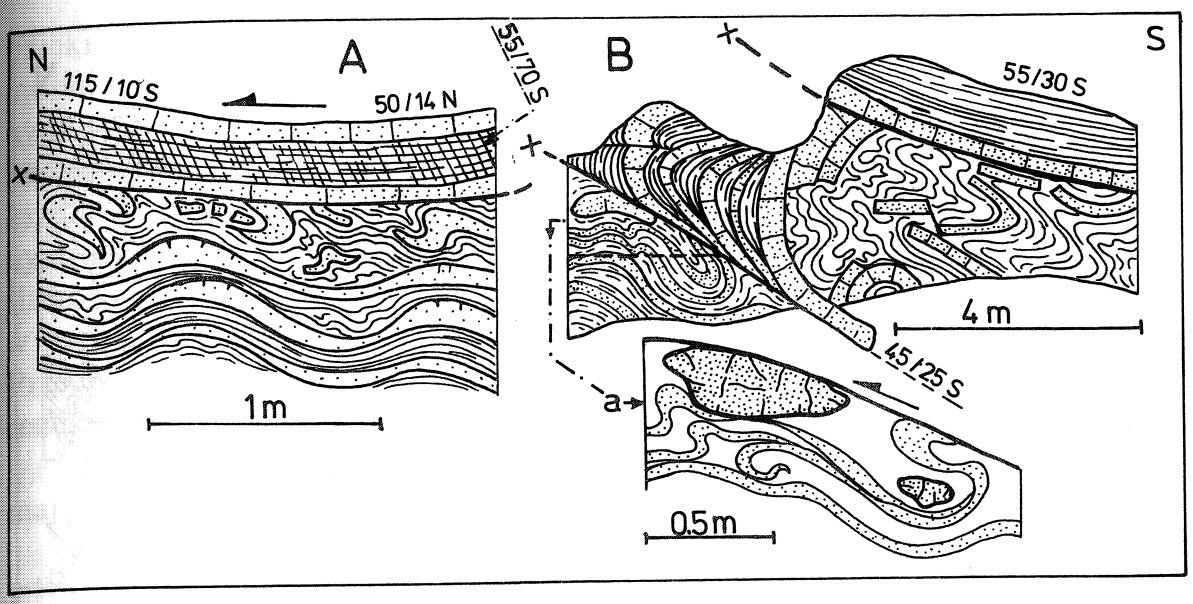


Fig. 39. *A* — połogie łuski ze strefy złuskowań typu G. Odsłonięcie w obrębie najwyższych partii ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich jednostki Mszany Dolnej w rzece Olszówce nieco na północ od kościoła we wsi Olszówka. Rysunek z roku 1978; *B* — fragment złuskowań ze strefy złuskowań typu M w bliskim sąsiedztwie nasunięcia jednostki magurskiej oraz szczegółowy rysunek (*a*) zafałdowań pod nasunięciem jednej z łusek. Odsłonięcie w obrębie górnych partii ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich jednostki Mszany Dolnej w rzece Porębie około 100 m poniżej ujścia rzeki Koninki. Rysunek z roku 1980. Strzałki wskazują zwrot przemieszczenia górnych łusek względem dolnych wzdłuż rozdzielających je dyslokacji (*x*)

Fig. 39. A — shallow-dipping slices from G-type slicing zone. Outcrop in uppermost part of shale member, Krosno Beds, Mszana Dolna unit, river Olszówka, north of the church in Olszówka village. Drawing made in 1978; *B* — details of M-type slicing zone in close vicinity of Magura unit thrust. Upper part of shale member, Krosno Beds, Mszana Dolna unit, Poręba river 100 m downstream of the outlet of river Koninka. Drawing made in 1980. Arrows show sense of displacement of upper with respect to lower slices along faults (*x*)

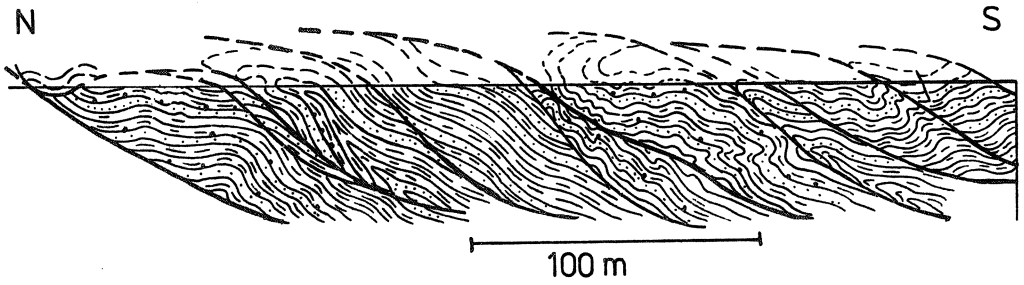


Fig. 40. Złuskowane fałdy w strefie złuskowań typu M w części dalszej od nasunięcia jednostki magurskiej. Warstwy w położeniu odwróconym zaznaczone są heroglifami na wybranych ławicach piaskowców. Przekrój wzdłuż Potoku Rychłowego, początek przekroju około 500 m od jego ujścia do rzeki Mszanki

Fig. 40. Thrust-faulted folds in M-type slicing zone at a distance from Magura unit thrust. Overturned bedding shown by position of sole markings. Section along Potok Rychłowy creek covering distance from 500 to 800 m upstream of the outlet of the creek into Mszanka river

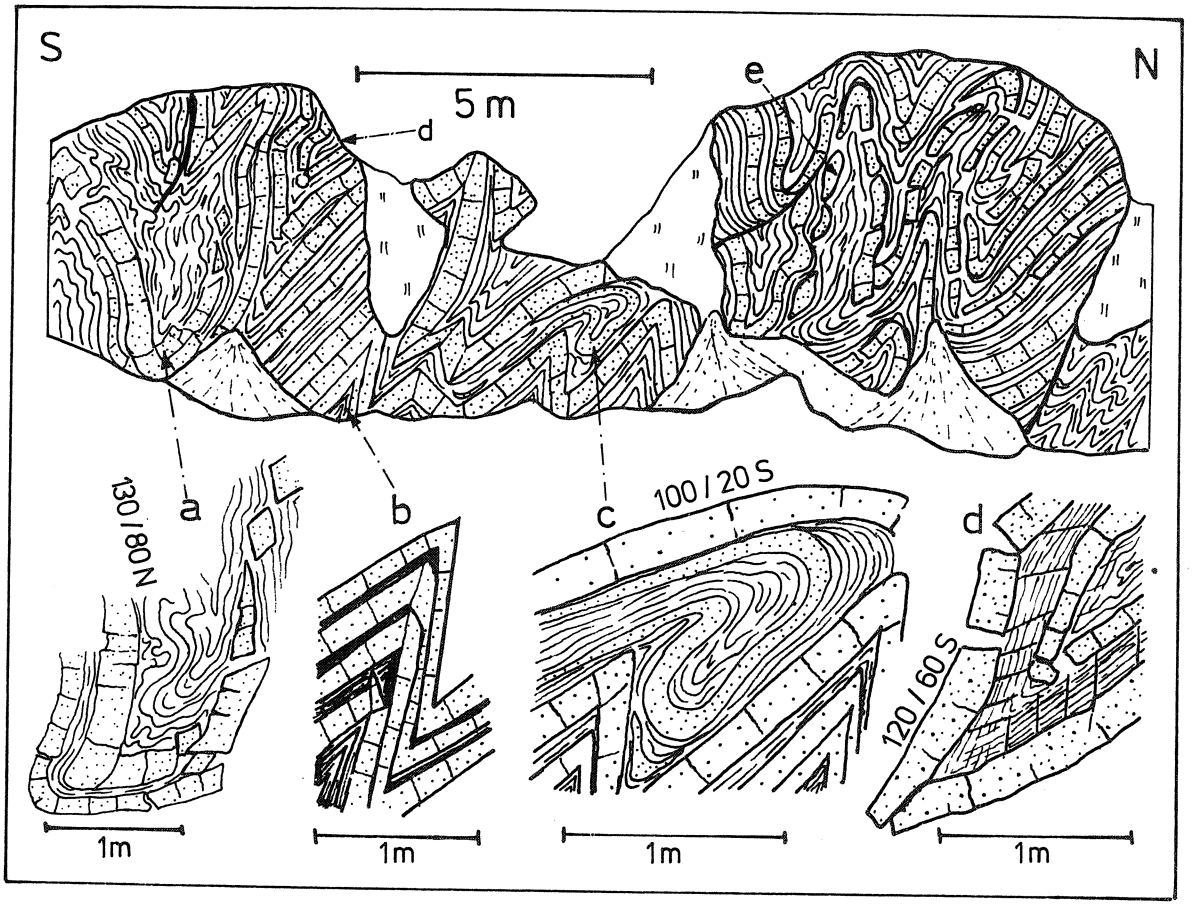


Fig. 41. Fragment środkowej części strefy złuskowań typu M oraz szczegółowe rysunki (*a*, *b*, *c*, *d*) zaburzeń tektonicznych opisanych w tekście. Odsłonięcie w obrębie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Koninie w środkowej części wsi Konina

Fig. 41. Fragment of central part of M-type slicing zone and details (*a*, *b*, *c*, *d*) of tectonic deformations described in the text. Shale member of Krosno Beds, Konina river in the middle part of Konina village

spękań aż do utworzenia budin o kształcie romboidalnym (Fig. 41: *a*). Obok deformacji typu kruchego występują podatne sfałdowania całych zespołów ławic, w których wcześniejsze drobne fałdy są wtórnie przefałdowane (Fig. 41: *c*), a rozciągane fragmenty ławic mają zmniejszoną miąższość (Fig. 41: *b*, *c*), co miejscami doprowadziło do ich rozerwania i powstania budin o kształcie wrzecionowatym (Fig. 41: *e*). Taki kształt budin oraz załomowa forma części drobnych fałdów (Fig. 41: *b*, *c*) wskazują na wysokie wartości działającego ciśnienia. Również brak śladów przepływu materiału ze skrzydeł do przegubów w obrębie ponownie sfałdowanych ławic piaskowców skłania do wnioskowania, że ich podatność była spowodowana dużym ciśnieniem, a nie słabą diagenezą. Stąd najprościej przyjąć, że deformacje typu kruchego powstały wcześniej pod jeszcze niewielkim nadkładem nasuwających się mas, a dopiero później narastający ciężar nadkładu spowodował taki wzrost ciśnienia, że nastąpiło upodatnienie podłoża.

Miąższość łusek w górnej, przykontaktowej części omawianej strefy nie

przekracza kilku metrów (Pl. XI: 1). Najczęściej są to pakiety ławic ułożone monoklinalnie, sąsiadujące z łuskami w różnym stopniu wewnętrznie sfałdowanymi (Fig. 39*B*, 42*A*: *a*, *B*). Rozdzielające je uskoki zapadają na południe, a ich nachylenie zmienia się w taki sposób, że złuskowane pakiety przypominają kształtem migdały (Fig. 42*A*: *a*; Pl. XI: 1). W łuskach z warstwami monoklinalnymi licznie występują lustra i tektoglify na powierzchniach uławicenia. Rysy ślizgowe są w przybliżeniu prostopadłe do biegów luster, a tektoglify w większości wskazują na względne przemieszczenia nadległych ławic S→N. Przeciwne zwroty autor zaobserwował tylko na powierzchniach uskoków rozdzielających łuski.

Łuski wewnętrznie sfałdowane są rzadsze. Na ogół zafałdowania w nich mają charakter fałdów ze zginania, koncentrycznych i symilarnych (Fig. 42*B*: *b*,

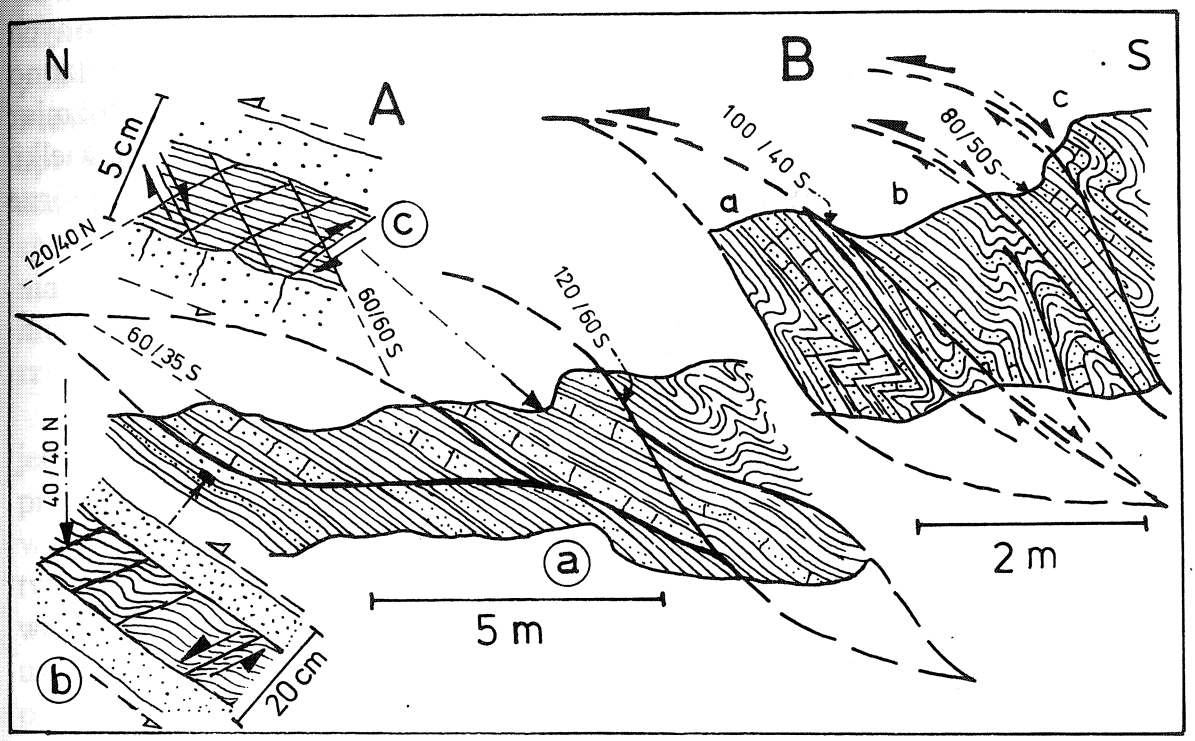


Fig. 42. *A* — złuskowania ze strefy złuskowań typu M w bliskim sąsiedztwie nasunięcia jednostki magurskiej (*a*) oraz schematyczne rysunki fragmentów skliważowanych ławic (*b*, *c*) w obrębie łusek. Strzałki przerywane w *b* i *c* wskazują zwrot poślizgów międzyławicowych, a strzałki ciągłe zwrot przemieszczeń wzdłuż powierzchni kliważu. Lokalizacja jak na Fig. 39B (porównaj Pl. XI: 1); *B* — sfałdowane wewnętrznie łuski (*a*, *b*, *c*) kilkanaście metrów na południe od poprzedniego odsłonięcia (*A*). Grubsze strzałki wskazują generalny kierunek przemieszczenia uskokowego, cienkie przerywane zwrot przemieszczenia w czasie odmładzania uskoków (odczytany z tektoglifów na powierzchniach uskokowych)

Fig. 42. *A* — slices from M-type slicing zone located close to Magura thrust unit (*a*) and schematic drawings of fragments of layers with cleavage (*b*, *c*) within the slices. Broken arrows in *b* and *c* show sense of interlayer slip and continuous arrows indicate that of displacement along cleavage planes. Location as that of Fig. 39B (compare with Pl. XI: 1). *B* — internally folded slices (*a*, *b*, *c*) several metres south of outcrop illustrated in (*A*). Thick arrows show general direction of fault slip, thin broken arrows give sense of displacement during fault reactivation (as determined from tectoglyphs on fault surfaces)

c), ale gdy w łusce występuje zespół piaskowców cienkoławicowych, to fałdy mają formę załomową (Fig. 42*B*: *a*). W kilku łuskach autor stwierdził, że ławice piaskowca uległy podatnemu sfałdowaniu o cechach płynięcia. Sfałdowania takie występują tylko w najwyższych warstwach ogniwa łupkowego i mają identyczne cechy, jak fałdy opisane z tych samych poziomów litostratygraficznych na s. 71-73 i w strefie złuskowań typu G (Fig. 39*A*). Przez analogię można więc sądzić, że i te podatne odkształcenia były spowodowane niepełną diagenezą części warstw. Części, gdyż w kilku przypadkach autor stwierdził, że sfałdowania takie nastąpiły przez wciskanie spękanych, a więc już zdiagenezowanych, fragmentów piaskowców (Fig. 39*B*). Podobne deformacje w różnym stopniu zdiagenezowanych warstw opisują Tricart *et al.* (1985) z Alp Zachodnich. Podobnie jak i tam, również na badanym terenie są to prawdopodobnie ślady starszych deformacji sprzed powstania złuskowań typu M.

Uskoki rozdzielające łuski są uskokami odwróconymi o zrzuconych skrzydłach północnych, ale w wielu z nich, głównie stromych, stwierdzono ślady świadczące, że były odmładzane jako normalne (Fig. 42*B*). Rozmiar przemieszczeń uskokowych wywołanych tym odmłodzeniem był niewielki. Inne uskoki to niemal wyłącznie uskoki połogie, w których skrzydło górne

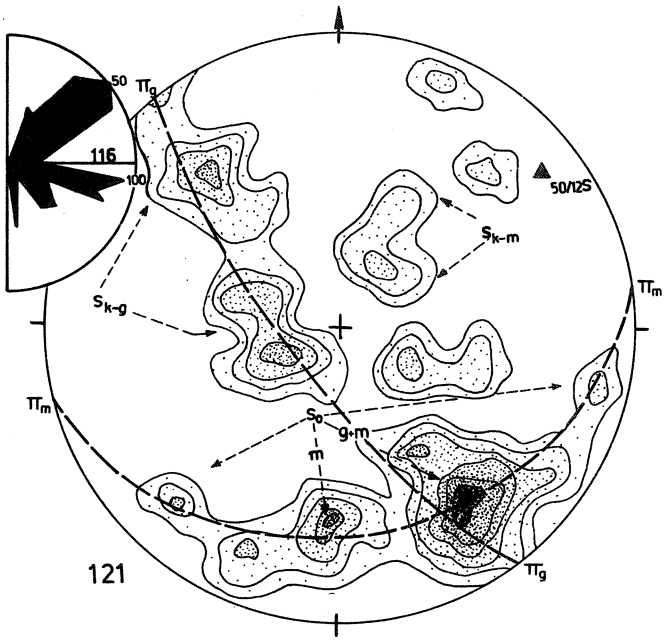


Fig. 43. Diagram położeń kliważu w jednostce Mszany Dolnej w strefie złuskowań. Główne obszary grupowania się kliważu S_k — konsekwentnego i S_o — obsekwentnego, o kierunku charakterystycznym dla jednostki grybowskiej — *g* oraz magurskiej — *m*. Trójkątem oznaczono biegun płaszczyzny Π_g. W lewym górnym rogu rozeta częstotliwości azymutów kliważu ołówkowego w strefie złuskowań. Inne objaśnienia patrz tekst oraz Fig. 8, 30

Fig. 43. Stereogram of attitude of cleavage in slicing zone, Mszana Dolna unit. Main concentration fields S_k — of consequent cleavage, S_o — of obsequent cleavage, characterized by strike typical of Grybów unit — *g*, and of Magura unit — *m*. Pole to Π_g plane indicated with triangle. In upper left: frequency rose diagram of pencil cleavage trends within slicing zone. Other explanations in the text and Figs. 8 and 30

przemieszczone jest zawsze S→N. Stąd te z nich, które zapadają na północ, są normalne, a o upadach na południe — odwrócone. Opisane uskoki wykazują dużą zbieżność z uskokami towarzyszącymi dużym uskokom odwróconym i nasunięciom niższego rzędu. I tak strome uskoki odwrócone rozdzielające łuski odpowiadają uskokom Θ odmładzanym jako uskoki normalne R'_1, połogie odwrócone — uskokom P, a połogie normalne — R.

Kliważ. W strefie złuskowań występują zróżnicowane spękania kliważowe (Fig. 39*A*, 41: *d*; 42*A*: *b*, *c*). Przy dużej zmienności położeń wyraźnie dominują spękania 45—65/55—80S (Fig. 43). W stosunku do stwierdzonego zwrotu transportu tektonicznego S→N ich nachylenie jest zarówno konsekwentne, jak i obsekwentne. Charakterystyczne jest częste występowanie w pojedynczych ławicach dwóch zespołów kliważu o cechach wykluczających ich równoczesne powstanie (Fig. 42*A*: *c*). Potwierdza to analiza położeń kliważu. Pomiary kliważu (Fig. 43) układają się w dwa łuki Π, z których łuk Π_g niemal całkowicie pokrywa się z łukiem Π_g kliważu w fałdach poza strefą złuskowań (Fig. 30). Prawdopodobnie więc ten kliważ w strefie złuskowań, którego pomiary są aproksymowane łukiem Π_g, jest, przynajmniej częściowo, zachowanym kliważem sprzed powstania strefy złuskowań. Wydaje się, że to dotyczy zwłaszcza spękań S_{k-g} (Fig. 43), gdyż to one noszą najczęściej ślady wtórnego przetworzenia w *strain-slip cleavage* (G. Wilson, 1961; Fig. 42*A*: *b*). Przetworzenie to musiało nastąpić pod nasuwającymi się jednostkami wyższymi, bo przetworzone spękania mają charakter ścięć powstających pod dużym obciążeniem.

Kliważ, którego pomiary są aproksymowane łukiem Π_m (Fig. 43), w jednostce Mszany Dolnej występuje tylko w strefie złuskowań typu M, a więc prawdopodobnie powstał równocześnie z nią. Fakt, że kliważ ten ma charakter wysokokątowych ścięć utworzonych w pozycji obsekwentnej R'_1, pozwala twierdzić, że powstał on pod dużym nadkładem. Pod niewielkim nadkładem, a więc nieco wcześniej mógł powstać kliważ S_{k-m} (Fig. 43) o charakterze uskoków normalnych R. Biegi kliważu S_{o-m} są w poszczególnych łuskach w przybliżeniu prostopadłe do rys ślizgowych na zlustrowanych powierzchniach rozdzielających łuski. Kliważ ten powstał więc prawdopodobnie w wyniku przemieszczania się pod nasuwającymi jednostkami wyższymi poszczególnych złuskowanych pakietów skalnych.

Geneza strefy złuskowań. Z podanych wyżej opisów wynika, że strefa złuskowań jest efektem oddziaływania na podłoże nasuwających się jednostek wyższych. Część strefy o budowie typu G, jako związana z nasunięciem jednostki grybowskiej, powstała wcześniej i została częściowo przemodelowana w czasie nasuwania się jednostki magurskiej, kiedy tworzyła się strefa złuskowań typu M.

Styl złuskowań zachowanych pod jednostką grybowską wskazuje, że w czasie jej nasuwania powstały w jej podłożu głównie odkłucia międzyławicowe. Ich powstanie ułatwione było niepełną diagenezą części warstw z najwyższych partii profilu jednostki Mszany Dolnej oraz prawdopodobnie nasyceniem warstw podłoża wodą o dużym ciśnieniu porowym. Ten ostatni

wniosek potwierdza analiza porównywalnych struktur opisanych w wielu pracach (np. Hsü, 1969; Laubscher, 1975; Gretener, 1981; Mandl & Shippman, 1981).

Z analizy przekrojów (Fig. 10) i rozwoju fałdów regionalnych w jednostce Mszany Dolnej wynika, że strefa złuskowań typu M tworzyła się pod nasuwającą się jednostką magurską wyłącznie w obrębie górnych partii fałdów regionalnych odciętych wzdłuż nasunięć niższego rzędu (Fig. 36). Przypomina to rozwój deformacji uzyskanych w modelach przez Dixona & Summersa (1985). W oknie Mszany Dolnej początkowo był to efekt poziomego nacisku o zwrocie S → N, stopniowo przechodzącego w parę sił w płaszczyźnie pionowej i o zwrocie górnej składowej S → N. Wówczas powstawały lub były odmładzane wcześniej istniejące uskoki typu Θ, a potem tworzyły się uskoki P i R. Zapoczątkowało to imbrykację powstających łusek. Zapewne z tego etapu pochodzą kruche deformacje w obrębie łusek. Rozwój uskoków R'_1 pochodzących częściowo z odmładzanych uskoków Θ, odmładzanie części spękań kliważowych oraz rozwój fałdów załomowych wskazują na narastanie ciężaru nasuwającej się jednostki magurskiej. Powodowało to rotację już istniejących łusek i nadanie im migdałowego kształtu charakterystycznego dla powstających w takich warunkach stref złuskowań (Robert & Vialon, 1976; Boyer & Elliot, 1982). Ponadto wzrost ciężaru nasuwających się mas doprowadził do takiego upodatnienia podłoża, że całe jego pakiety zostały przefałdowane wraz z istniejącymi już tam fałdami.

Ponieważ strefa złuskowań typu M składa się z imbrykacyjnie ponasuwanych na siebie łusek o migdałowym kształcie i ograniczonych od góry i dołu nasunięciami (Fig. 38), przeto jako całość można ją uznać za obsekwentny dupleks (*hinterland dipping duplex* — Boyer & Elliot, 1982) podnasunięciowy pierwszego rzędu. Omawiana strefa, jako rozwinięta ze struktur fałdowych, genetycznie nie w pełni odpowiada typowym dupleksom, które powstają głównie z nasunięć śródwarstwowych i uskoków (Boyer & Elliot, 1982; Cooper *et al.*, 1983; Mitra, 1986; Mitra & Boyer, 1986), co może doprowadzić do utworzenia form fałdopodobnych (Boyer & Elliot, 1982; Mitra, 1986). W pełni typowe natomiast są dupleksy niższego rzędu w omawianej strefie (Fig. 38, 42, Pl. XI: 1).

Zachowanie się złuskowań typu G (bez wyraźnych śladów przetwarzania ich w złuskowania typu M) pod grubymi płatami jednostki grybowskiej wskazuje, że płaty te chroniły wyżej wymienione łuski przed deformującym działaniem nasuwającej się jednostki magurskiej.

Strefa koncentracji poślizgu jednostki grybowskiej

Strefa koncentracji poślizgu jednostki grybowskiej po jednostce Mszany Dolnej ma kilka metrów miąższości. Występują w niej zaburzenia tektoniczne zróżnicowane w zależności od kontrastu podatności kontaktujących ze sobą warstw obu jednostek.

Gdy kontaktują ze sobą bardzo podatne, nie w pełni zdiagenezowane najwyższe partie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich jednostki Mszany Dolnej z mniej podatnymi warstwami grybowskimi jednostki grybowskiej, wówczas te ostatnie są powciskane w podłoże i wspólnie z nim przefałdowane (Fig. 44*A*). Sfałdowania w podłożu mają kształt typowy dla fałdów z płynięcia, a w kilku odsłonięciach autor zaobserwował intruzje plastyczne w postaci mikrodajek materiału ławicy piaskowca w spękania nadległej ławicy łupkowej (Fig. 44*A*: *a*). Dajki takie (Dżułyński & Radomski, 1956; Powell, 1972) dodatkowo potwierdzają niepełną lityfikację, a także nawodnienie części warstw podłoża nasunięcia. Istnieje prawdopodobieństwo, że wyżej opisane deformacje nie w pełni zdiagenezowanego osadu powstały pod wpływem nasuwającej się jednostki grybowskiej, gdyż wyznaczony na ich podstawie kierunek i zwrot transportu tektonicznego jest zgodny z wyznaczonym na podstawie innych przesłanek kierunkiem i zwrotem nasunięcia tej jednostki.

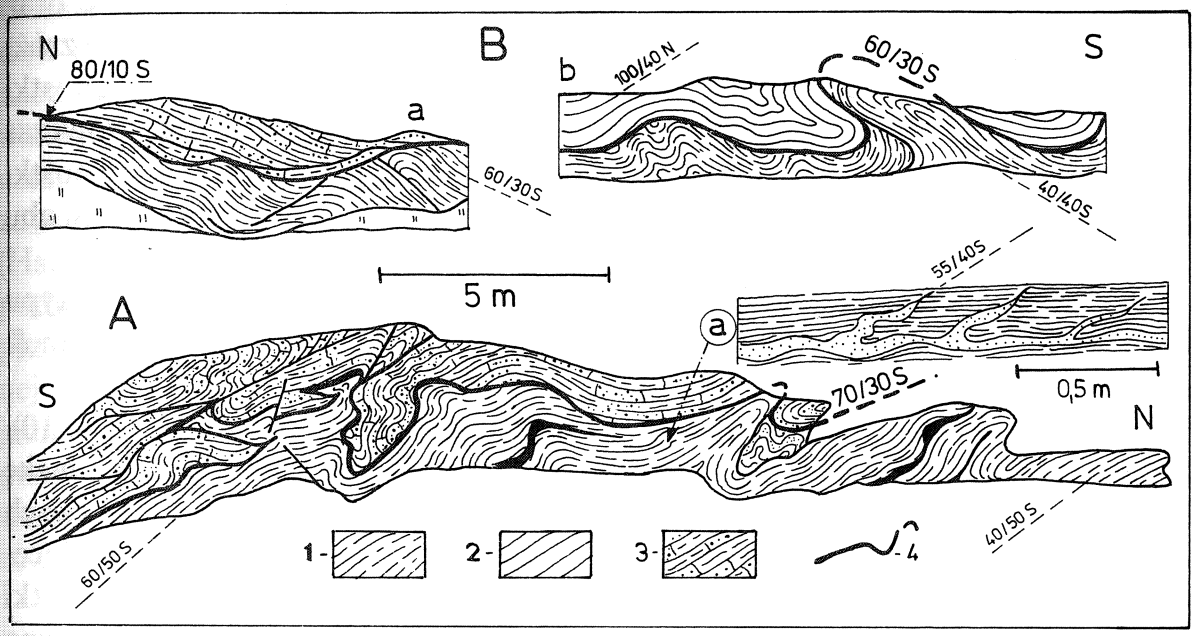


Fig. 44. Fragmenty odsłonięć nasunięcia jednostki grybowskiej na jednostkę Mszany Dolnej. *A* — odsłonięcie (częściowo sztuczne) w rzece Koninie w środkowej części wsi Konina. *a* — dajki piaszczyste w spękaniach ławicy łupku z tego odsłonięcia. Rysunek z roku 1983; *B* — odsłonięcia w Potoku Rychłowym (*a*) i Potoku Domagałowym (*b*). Rysunek z roku 1978. *1* — górne partie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich jednostki Mszany Dolnej; *2*, *3* — warstwy grybowskie z jednostki grybowskiej, 2 — część górna (typu krośnieńskiego), *3* — część dolna (typu menilitowego); *4* — nasunięcie jednostki grybowskiej na jednostkę Mszany Dolnej oraz niewielkie odkłucia synsedymentacyjne w obrębie łupków jednostki Mszany Dolnej

Fig. 44. Fragments of outcrops of Grybów unit thrust. *A* — outcrop (partly artificial) in Konina river in the middle part of Konina village. *a* — sandstone dikes in fractures penetrating shale layer. Drawing made in 1983. *B* — outcrops in Rychłowy Potok (*a*) and Domagałowy Potok (*b*) creeks. Drawings made in 1978. *1* — upper parts of shale member, Krosno Beds, Mszana Dolna unit; *2*, *3* — Grybów Beds, Grybów unit, *2* — upper part (of Krosno type), *3* — lower part (of Menilite type); *4* — thrust of Grybów unit over Mszana Dolna unit and minor synsedimentary detachements in shales of Mszana Dolna unit

Niewielkie tylko przefałdowania warstw obu jednostek obserwuje się, gdy kontaktują ze sobą warstwy podatne o podobnej litologii (Fig. 44*B: a, b*). Intensywne sfałdowania i połogie złuskowania występują natomiast, gdy na podatne, niższe partie ogniwa łupkowego jednostki Mszany Dolnej nasunięte są niepodatne warstwy ropianieckie jednostki grybowskiej (Pl. IX: 2). Ilasto-mułowcowa masa, w której tkwią bezładnie rozmieszczone różnej wielkości ostrokrawędziste okruchy piaskowców (częściowo dające się zidentyfikować jako pochodzące z warstw ropianieckich), występuje na kontakcie mało podatnych warstw ropianieckich jednostki grybowskiej z bardzo podatnymi, najwyższymi partiami ogniwa łupkowego jednostki Mszany Dolnej.

Gdy kontaktują ze sobą niepodatne ogniwa obu jednostek, wówczas strefę poślizgu charakteryzują porowate brekcje złożone z okruchów piaskowców pozlepianych miejscami skrzemionkowaną, ilasto-mułowcową masą, rzadziej kalcytem. W płytkach cienkich z tych brekcji widać, że kontakty między ziarnami kwarcu w obrębie okruchów (na ogół powciskanych w siebie) mają charakter niewyraźnych szwów stylolitowych. Wyraźne szwy stylolitowe oraz wciski obserwuje się w okruchach brekcji piaskowców gruboziarnistych o zróżnicowanej litologii ziaren (Pl. X: 3, 4). Gdy na niepodatne warstwy jednostki Mszany Dolnej nasunięte są podatne warstwy jednostki grybowskiej, wówczas na kontakcie występuje jednorodna masa wymieszanych łupków jednostki grybowskiej z tkwiącymi w niej bardzo drobnymi okruchami piaskowców obu jednostek.

Niezależnie od typu kontaktu, w całej opisywanej strefie brak jest tego typu metamorfizmu, który był opisany z nasunięcia jednostki magurskiej (Burtan & Łydka, 1978).

Warunki nasunięcia. Jak wynika z analizy map i przekrojów (Fig. 2, 6, 10), jednostka grybowska została nasunięta na częściowo już sfałdowaną jednostkę Mszany Dolnej. Płaty jednostki grybowskiej leżą na różnych ogniwach jednostki Mszany Dolnej tak, że w części centralnej okna miąższość brakującego pod jednostką grybowską fragmentu profilu warstw krośnieńskich jednostki Mszany Dolnej wynosi około 800 m. Jest to wartość mniej więcej równa sumarycznej miąższości profilu całej serii grybowskiej (Fig. 4*G*). Jest mało prawdopodobne, aby jednostka grybowska nasuwając się zniszczyła fragment podłoża tej samej miąższości, co ona sama. Bardziej prawdopodobne jest, że jednostka ta nasuwała się na podłoże już zerodowane. Płaty jednostki grybowskiej leżą w obniżeniach górnej powierzchni piętra tektonicznego jednostki Mszany Dolnej będących obecnie asymetrycznymi synformami (Fig. 10), których osie są zgodne z osiami synklin występujących pod nimi (Fig. 6). Pod tymi płatami zachowane są fragmenty powierzchni nasunięcia jednostki grybowskiej. Autor podjął próbę odtworzenia kształtu tych fragmentów. Drogą konstrukcji geometrycznych kolejno usunął deformacje powierzchni nasunięcia spowodowane uskokami i nasunięciami niższego rzędu, a następnie te, które powstały przy pochylaniu i obalaniu fałdów regionalnych. Zrekonstruowana w ten sposób powierzchnia uzyskała kształt symetrycznych lub niemal symetrycz-

nych synform o nachyleniu skrzydeł północnych do 10/S i południowych do 15/N.

Konsekwencją powyższych rozważań i operacji jest wniosek, że jednostka grybowska nasuwała się na nierówną powierzchnię erozyjną, złożoną z szeregu płaskich niecek i garbów o rozciągłości zgodnej z rozciągłością istniejących w podłożu regionalnych struktur fałdowych. Fakt, że zagłębieniom tej powierzchni odpowiadały w podłożu synkliny, a garbom prawdopodobnie antykliny świadczyłby, że fałdowanie jednostki Mszany Dolnej, przed nasunięciem jednostki grybowskiej, odbywało się równocześnie z erodowaniem jednostki Mszany Dolnej, a erozja nie nadążała z likwidowaniem powstających wskutek fałdowania morfologicznych nierówności omawianej powierzchni. Sytuacja podobna występowała prawdopodobnie w Alpach w rejonie Mont d'Or (Botteron, 1961), a współcześnie notowana jest np. na dnie Morza Czarnego między Krymem a Kaukazem (Uszakow *et al.*, 1977).

Niepełna lityfikacja części warstw oraz nasycenie ich wodą przy jednocześnie dużym ciśnieniu otaczającym (objawiającym się powszechnością śladów rozpuszczania pod ciśnieniem) w strefie nasunięcia, a w późniejszej fazie nasuwania prawdopodobnie wzrost ciśnienia porowego, w znacznym stopniu ułatwiały (por. Chapple, 1978) nasuwanie się jednostki grybowskiej. Jednocześnie pozwala to przypuszczać, że jednostka grybowska nasuwała się na zawodnione warstwy i być może subakwalnie. Tak jak w wielu nasunięciach (Hsü, 1969; Powell, 1972; Ramsay, 1981; Knipe, 1985), również i tutaj podatność warstw w strefie nasunięcia powodowała, wskutek wzajemnego przefałdowywania i wciskania warstw obu jednostek, kształtowanie się nierównej powierzchni ich kontaktu. Postępujące zazębianie się kontaktujących jednostek musiało w znacznym stopniu ograniczać lub wręcz hamować ich przemieszczanie się w strefie koncentracji poślizgu. W tej sytuacji strefa transportu jednostki grybowskiej uległa przemieszczeniu niżej, powodując rozwój strefy złuskowań typu G.

Kierunki nasunięć jednostek wyższych na jednostkę Mszany Dolnej

Z analizy kierunków struktur tektonicznych różnej wielkości w jednostce Mszany Dolnej wynika, że zaznaczają się w niej trzy główne, regionalne kierunki transportu tektonicznego oznaczone symbolami O, G, M: NNW–SSE do N–S (O), NW–SE (G), N–S do NNE–SSW (M).

Pośrednie oddziaływanie pierwszego z nich (O) zaznaczyło się kierunkami fałdów regionalnych (Fig. 6) i części fałdów niższego rzędu (Fig. 25, 26), a także kierunkami biegów części uskoków niższego rzędu (Fig. 34, 35). Ten kierunek transportu tektonicznego związany jest z początkowym etapem formowania się struktury tektonicznej jednostki Mszany Dolnej. Drugi kierunek (G) najwyraźniej zaznaczył się orientacją kliważu (Fig. 30), a ponadto rozciągłością części fałdów niższego rzędu (Fig. 25, 26) i uskoków (Fig. 34, 35). Odnosi się on zapewne do etapu nasuwania się jednostki grybowskiej. Trzeci kierunek (M)

wyznaczono opierając się na kierunkach osi budin (Fig. 23), osi i biegów powierzchni osiowych fałdów załomowych (Fig. 28) oraz części uskoków niższego rzędu (Fig. 34, 35). Wydaje się, że jest on związany z nasunięciem jednostki magurskiej.

Szczególnie wyraźne zróżnicowanie kierunków regionalnego transportu tektonicznego zaznacza się w strefie nasunięcia jednostek wyższych na jednostkę Mszany Dolnej. W strefie tej przy badaniu kierunków nasunięć autor posłużył się głównie analizą struktur ślizgowych opierając się na pracach Dżułyńskiego & Kotlarczyka (1965), Jaroszewskiego (1965, 1968a, 1972), Birkenmajera (1983), a zwłaszcza Petita *et al.* (1983). Często, zwłaszcza w lustrach wielowarstwowych, autor określał zwrot przemieszczenia analizując drobne spękania na szlifach i w płytkach cienkich wykonanych w płaszczyźnie rys ślizgowych w przekroju prostopadłym do powierzchni lustra (Pl. VII: 2; XII: 3; XVI: 1). Znakomita większość luster ma bardzo połogie nachylenie (Fig. 45), co umożliwia określenie kierunku transportu tektonicznego bezpośrednio z orientacji tektoglifów. Duża regularność układu struktur ślizgowych na diagramach (Fig. 46–48) wskazuje, że powstały one w wyniku transportu tektonicznego.

Już analiza położenia luster sugeruje istnienie w strefie nasunięć dwóch kierunków transportu tektonicznego: NW–SE i NNE–SSW (Fig. 45). Pierwszy to kierunek nasunięcia jednostki grybowskiej, drugi – jednostki magur-

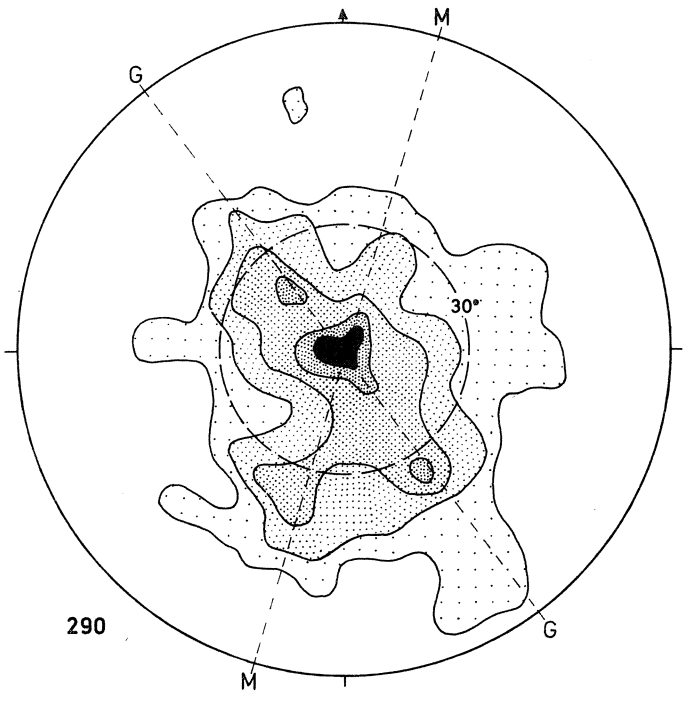


Fig. 45. Diagram położenia luster tektonicznych w strefie nasunięcia jednostek wyższych na jednostkę Mszany Dolnej. Koło mniejsze wyznacza nachylenie 30° (również na dalszych diagramach). Inne objaśnienia jak na Fig. 8

Fig. 45. Stereogram of attitude of slickensided surfaces in thrust zone of the higher units over the Mszana Dolna unit. Small circle corresponds to planes dipping at 30° (also in subsequent stereograms). Other explanations as for Fig. 8

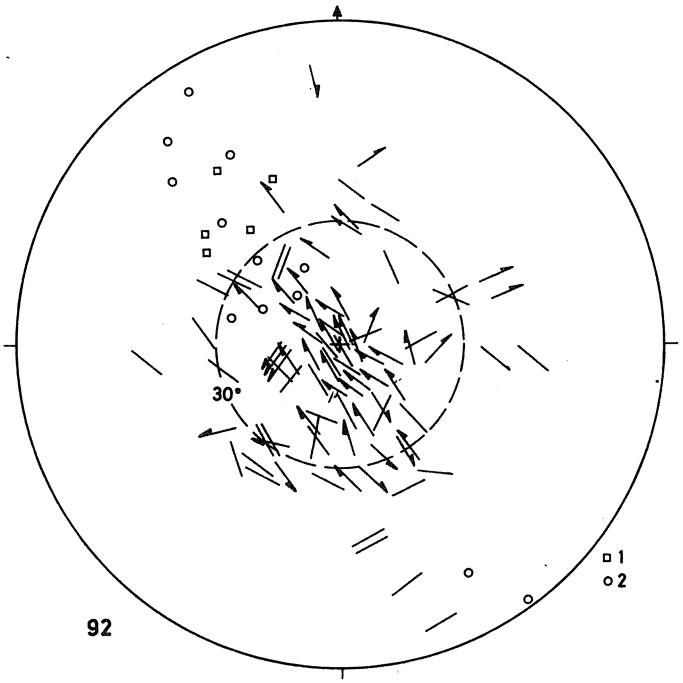


Fig. 46. Diagram orientacji struktur ślizgowych w strefie nasunięcia jednostki grybowskiej na jednostkę Mszany Dolnej. Kierunek kreski wyznacza azymut rysy, a jej środek — biegun lustra, na którym rysa została pomierzona. Strzałka wskazuje zwrot ruchu górnej części lustra. *1* — powierzchnie osiowe drobnych fałdów synsedymentacyjnych; *2* — powierzchnie spękań z dajkami piaszczystymi. Inne objaśnienia jak na Fig. 8

Fig. 46. Stereogram of orientation of slickenside structures in thrust zone of Grybów unit over Mszana Dolna unit. Strokes are parallel to trends of striae, their middle points corresponding to poles of slip planes. Arrow indicates sense of displacement of the hanging wall. *1* — axial surfaces of minor synsedimentary folds; *2* — fractures infilled with sandstone dikes. Other explanations as for Fig. 8

skiej. Wyraźnie wynika to z analizy rys ślizgowych, które w strefie złuskowań G i w strefie poślizgu jednostki grybowskiej mają kierunki 120—155° z dominantą 145° (Fig. 46, 48), a w strefie złuskowań M i strefie poślizgu jednostki magurskiej — 150—15° z dominantami 165° i 5° (Fig. 47, 48). Wydaje się, że rysy o azymucie około 165° powstały wcześniej, gdyż bywają pozacierane przez rysy o azymucie około 5°. Poza strefą nasunięć rysy o azymucie 165° występują na powierzchniach ławic w powiązaniu z posuwem fałdowym w partiach fałdów regionalnych bliższych nasunięciu jednostki magurskiej. Najprawdopodobniej są one śladami transportu tektonicznego w jednostce Mszany Dolnej z końcowego etapu formowania się fałdów regionalnych, będącego jednocześnie początkowym etapem nasuwania się jednostki magurskiej. Rysy o kierunkach „magurskich" na lustrach w strefie nasunięcia grybowskiego występują rzadko (Fig. 46, 48). Może to świadczyć, że lustra te tylko sporadycznie były odmładzane przez nasuwającą się jednostkę magurską. Być może wcześniejsze zaciśnięcie zlustrowanych powierzchni utrudniło ich odmłodzenie. Ślady takiego zaciskania widoczne są w wielowarstwowych lustrach kalcytowych w postaci stylolitów (Pl. VII: 2).

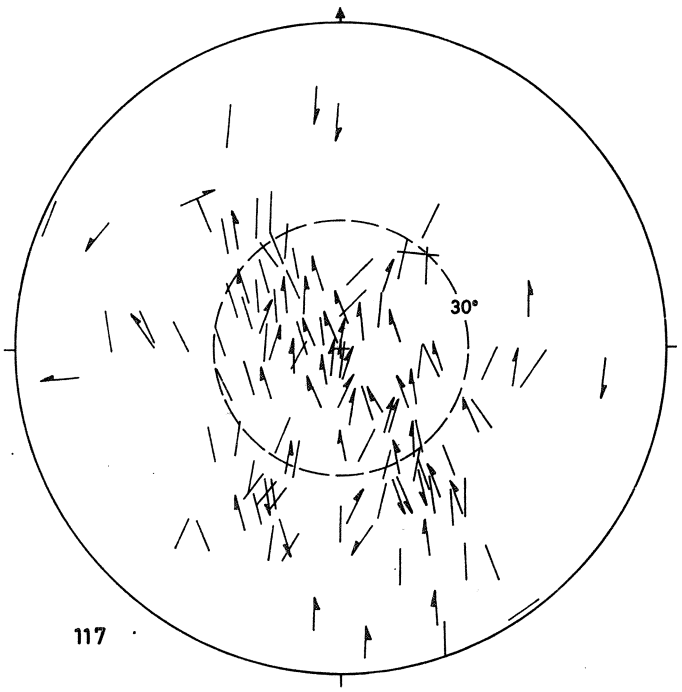


Fig. 47. Diagram orientacji struktur ślizgowych w strefie nasunięcia jednostki magurskiej na jednostki niższe. Objaśnienia jak na Fig. 46

Fig. 47. Stereogram of orientation of slickenside structures in Magura unit thrust zone. Explanations as for Fig. 46

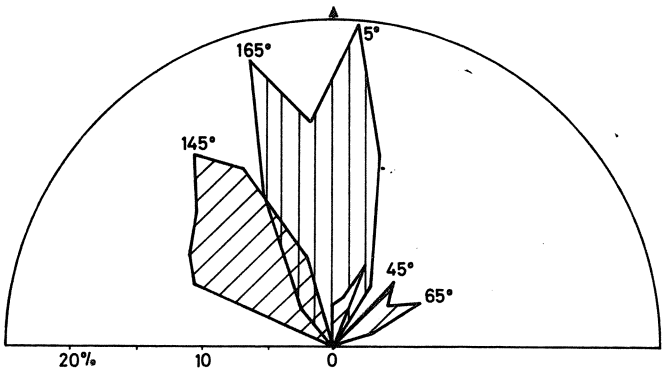


Fig. 48. Diagram rozetowy częstotliwości kierunków rys ślizgowych w strefie nasunięcia jednostki grybowskiej (skośne kreski) i jednostki magurskiej (pionowe kreski). Liczba pomiarów odpowiednio jak na Fig. 46, 47

Fig. 48. Frequency rose diagram of slickenside striae directions from thrust zone of Grybów unit (oblique hachure) and of Magura unit (vertical hachure). Number of measurements as in Figs. 46 and 47, respectively

JEDNOSTKA GRYBOWSKA

Na badanym terenie autor skartował kilkanaście różnej wielkości, częściowo już znanych (Świderski, 1953a; Olewicz, 1965; Zieliński, 1966; Burtan, 1974; Burtan *et al.*, 1976), płatów tektonicznych, leżących poza osiami antyklin jednostki Mszany Dolnej (Fig. 6, 10) i zawierających czarne łupki w większości odpowiadające wiekowo łupkom menilitowym (Kozikowski, 1956, 1972; Olewicz, 1965; Fig. 2, 4: G). Te cechy płatów potwierdzają wniosek Kozikowskiego (1972), że płaty należą do odrębnej jednostki tektonicznej występującej między jednostkami Mszany Dolnej i magurską. Autor konsekwentnie (patrz s. 58) przyjął dla niej nazwę jednostki grybowskiej.

Położenie warstw

Na wszystkich diagramach położenia warstw jednostki grybowskiej zwraca uwagę fakt, że przy dużej zmienności występują wyraźne dominanty o stałym położeniu 45—55/40—20S (Fig. 49). W terenie odpowiadają one położeniom warstw w północnych skrzydłach płatów synklinalnych. Przy brzegach tych płatów biegi warstw są zbliżone do równoleżnikowych. Warstwy o stromym położeniu (Fig. 49) występują głównie w południowej części płatów, przy czym warstwy o upadach na południe są tam często odwrócone. Fakt, że biegi warstw przy brzegach płatów są zbliżone do biegów warstw w jednostce Mszany Dolnej, a określone na ich podstawie kierunki osi synklinalnych płatów (Fig. 49) są w znacznym stopniu zgodne z osiami fałdów regionalnych jednostki okiennej (Fig. 9), skłania do wniosku, że omawiane płaty są niejako „włożone" w synkliny jednostki Mszany Dolnej i być może razem z nimi w niewielkim stopniu dofałdowane. Duża zgodność położeń warstw we wszystkich płatach wskazuje na jednorodność ich budowy wewnętrznej, a monoklinalne zaleganie większości warstw (Fig. 49) świadczyłoby, że budowa ta ma charakter łuskowy.

Płaty tektoniczne

Płaty tektoniczne jednostki grybowskiej ułożone są w trzy mało wyraźne pasy: północny, środkowy i południowy, występujące w depresjach obwiedni fałdów regionalnych jednostki Mszany Dolnej (Fig. 12). Większość płatów grybowskich ma w ogólnym zarysie formę synklinalną, o północnym skrzydle bardziej pologim i dłuższym od południowego (Fig. 10). Niewątpliwie forma taka jest związana z położeniem płatów na obszarze synklin jednostki Mszany Dolnej i przypuszczalnie wiąże się z sugerowanym już, częściowo wspólnym fałdowaniem obu jednostek. Przy ogólnie synklinalnej formie omawiane płaty są w całości złuskowane w sposób charakterystyczny dla strefy złuskowań typu M (Fig. 38), czyli że można je zaliczyć do szeroko rozumianej strefy nasunięcia jednostki magurskiej.

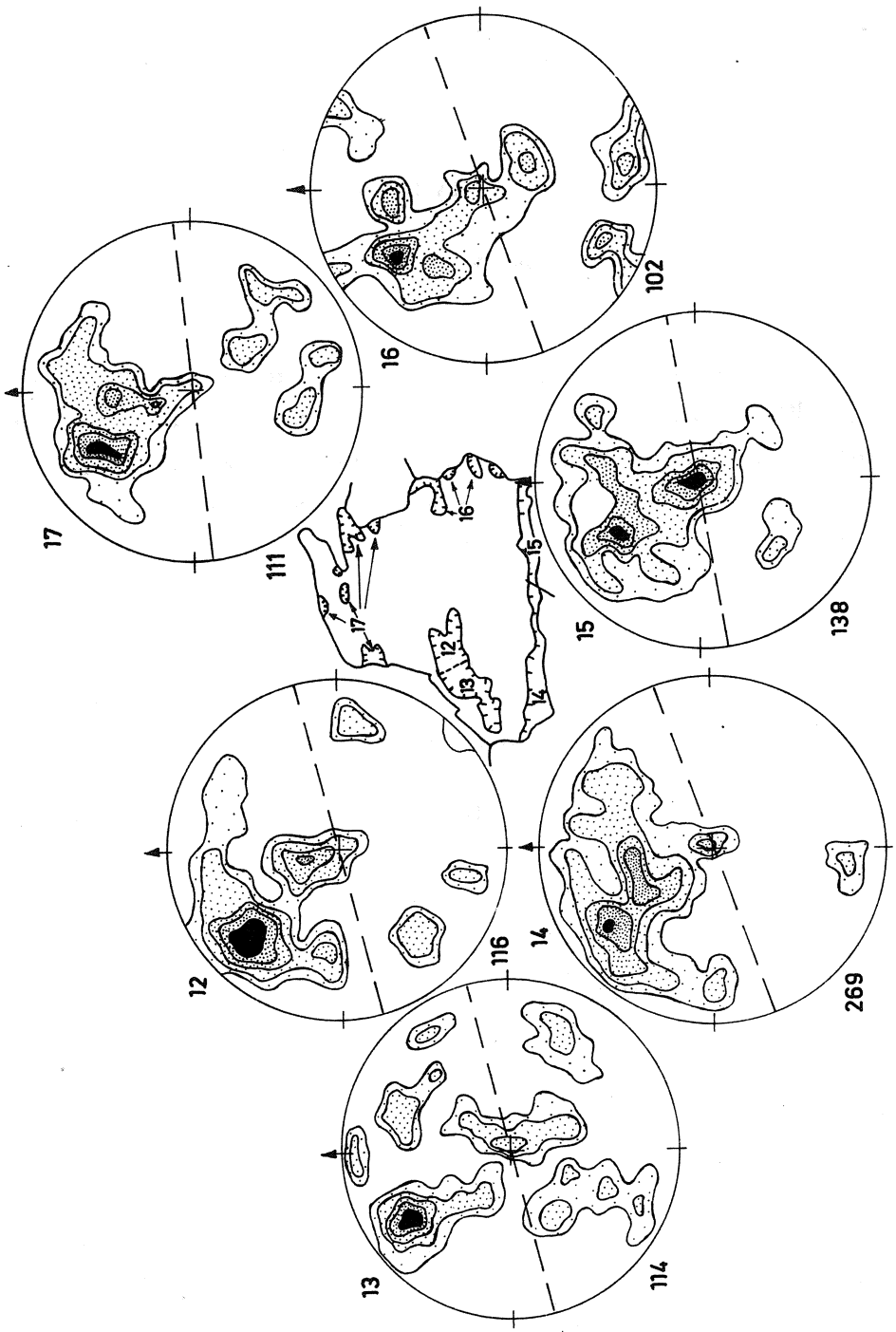


Fig. 49. Diagram położenia warstw w płatach jednostki grybowskiej oraz szkic ich lokalizacji. Objaśnienia jak na Fig. 8

Fig. 49. Stereogram of attitude of strata in klippen of Grybów unit and sketch showing their location. Explanations as for Fig. 8

Płaty północne. W północnej części okna występuje sześć płatów różnej wielkości (Fig. 2, 6), na ogół słabo odsłoniętych. Mają one formę synklin o prawie równoleżnikowych osiach. Największe z nich mają do 1 km szerokości i 1,5 km długości. Składają się z kilku łusek rozdzielonych nasunięciami, przecinającymi również jednostkę Mszany Dolnej (Fig. 6, 10). Wielkość nasunięć dochodzi do 300 m. Najbardziej północny płat jest fałszywą synkliną. Leży przed skrętem czołowym antykliny Słomki (nr *13* z Fig. 6, 10: 11, 12), która jest na niego częściowo nasunięta. W tej sytuacji jest on prawdopodobnie fragmentem antyklinalnego zafałdowania jednostki grybowskiej, obalonego i przemieszczonego wraz z antykliną Słomki na północ. Obecna miąższość płatów północnych nie przekracza 100 m (Fig. 10).

Płaty środkowe. W pasie środkowym występuje osiem płatów. Największy z nich ciągnie się na długości 5,5 km od potoku Pasieka na zachodzie, niemal aż po rzekę Porębę, obok wsi Podobin, na wschodzie (Fig. 6). Jego szerokość dochodzi do 1,5 km, a obecna miąższość do 300 m (Fig. 10: 13—16). W części wschodniej rozdzielony jest on na dwa ramiona przez antyklinę rzeki Mszanki (nr 7 z Fig. 6, 10). Omawiany płat składa się z czterech łusek ponasuwanych na siebie w kierunku S→N. Dwie brzeżne mają formę synklin, a rozdzielające je dwie środkowe są obalonymi antyklinami o rozciętych nasunięciami skrzydłach brzusznych. Fałdy w obrębie tych łusek są obalone na północ. Upady ich powierzchni osiowych wynoszą 30—50/S, a kierunki osi są 60—80°. Są to fałdy asymetryczne o promieniu dłuższych skrzydeł do 200 m, a krótszych do 80 m. Wysokość krótszych skrzydeł dochodzi do 100 m. Rozmiar nasunięć rozdzielających łuski nie przekracza 400 m. Wydaje się, że przed złuskowaniem opisywany płat składał się z dwóch synklin rozdzielonych antykliną. Dodatkowo przemawia za tym występowanie najstarszych warstw lgockich tylko w środkowej części płata, odpowiadającej ewentualnej pierwotnej antyklinie (Fig. 2).

W południowo-zachodniej części okna występują jeszcze cztery małe płaty jednostki grybowskiej o synklinalnej formie i miąższości nie przekraczającej 30 m (Fig. 6, 10). Trzy płaty występują we wschodniej części okna. Największy z nich, o długości około 1,5 km, odsłania się w rejonie potoku Łętowego (Fig. 2, 6). Jest on prawdopodobnie przedłużeniem dużego płata z części zachodniej, gdyż podobnie jak tamten jest od południa ograniczony antykliną Potoku Fligów (nr *6* z Fig. 6, 10). Jego miąższość nie przekracza 200 m. Składa się on z łuski południowej — synklinalnej, i północnej — antyklinalnej. Jego przebieg pokrywa się z synkliną Potoku Fligów. Pozostałe płaty w tej części okna, w rejonie potoku Pieczonki i rzeki Wierzbienicy, występują również wyraźnie w obrębie synklin fałdów regionalnych. Są one silnie sfałdowane i złuskowane, a ich miąższość nie przekracza 100 m (Fig. 6, 10).

Płaty południowe. W południowo-wschodniej części okna występują dwa małe płaty oraz pas wychodni łusek jednostki grybowskiej ciągnący się niemal wzdłuż całego południowego brzegu okna (Fig. 2, 6). Pas ten ma około 11 km długości i rzadko jest szerszy niż 0,5 km. Obecna miąższość tworzącej go strefy złuskowań nie przekracza 300 m. Strefa ta składa się z kilkunastu większych łusek o długości 1,5—3,5 km i szerokości 100—500 m (Fig. 10). Łuski te są poprzerywane uskokami i wyklinowują się obocznie, przykryte jedna przez drugą lub przez jednostkę magurską (Fig. 6). Łuski bardziej odległe od brzegu okna mają w ogólnym zarysie formę antyklinalną i są zwykle zbudowane ze starszych ogniw serii grybowskiej. Łuski w pobliżu brzegu okna mają formę synklinalną i zbudowane są z młodszych ogniw tej serii (Fig. 2, 10, 50*A*). Opisywane łuski są w różnym stopniu wewnętrznie sfałdowane, zuskokowane i wtórnie złuskowane. Łuski bliższe nasunięciu magurskiemu są intensywniej złuskowane. Na przykład odsłaniająca się w rzece Porębie synklinalna łuska przykontaktowa o szerokości 200 m (Fig. 10: 14) składa się z mniejszych łusek o szerokości 20—40 m (Fig. 51), podzielonych uskokami na jeszcze mniejsze łuski (Pl. XI: 2). Podobną budowę ma, występująca w takiej samej sytuacji tektonicznej, łuska w rzece Mszance (Fig. 50*B*). W większości łusek przyległych do nasunięcia magurskiego powciskane są tektonicznie pojedyncze bloki piaskowca o miąższości dwu-trzech metrów (Fig. 50*B*, 51) według A. Ślączki (inf. ustna) typu cergowskiego. Zgeneralizowane kierunki osi fałdów większych niż średnie wynoszą 50—75°, a biegi powierzchni nasunięć międzyłuskowych zmieniają się w granicach 80—100°. Niezgodność ta świadczyłaby, że omawiany fragment jednostki grybowskiej był prawdopodobnie sfałdowany przed złuskowaniem i że oba te procesy były w znacznym stopniu niezależne od siebie. Rozmiar przemieszczeń międzyłuskowych dochodzi do 800 m.

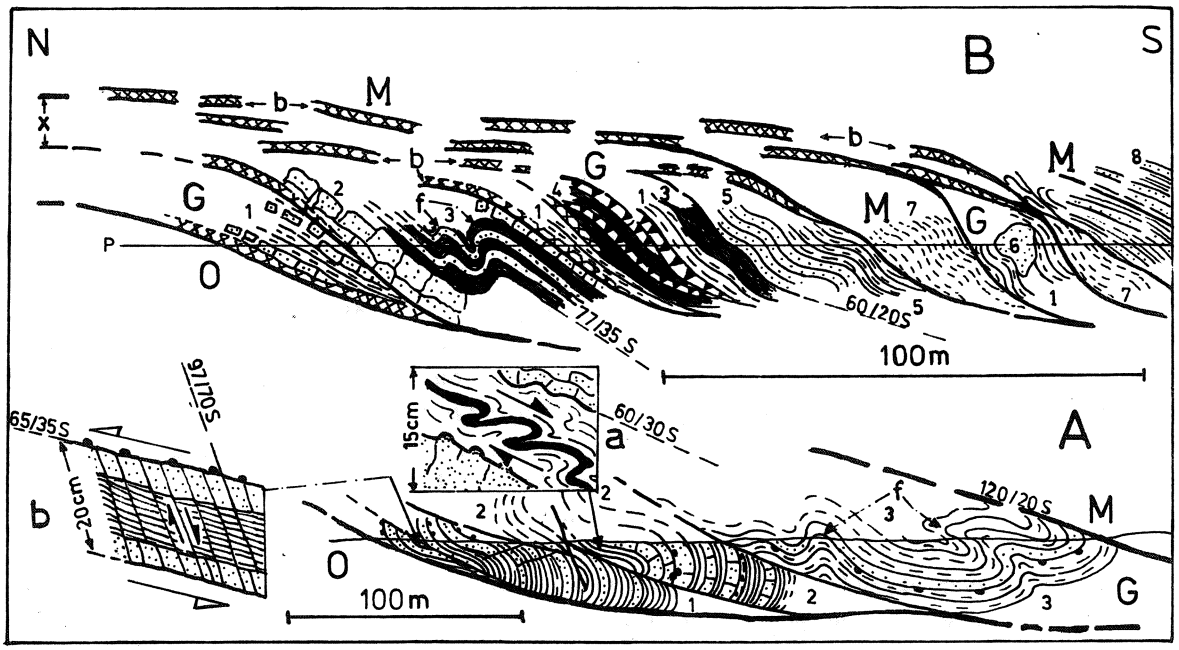


Fig. 50. Przekroje przez złuskowane płaty jednostki grybowskiej. *A* — złuskowania w Potoku Rychłowym. *1* — warstwy ropianieckie; *2* — dolna część warstw grybowskich; *3* — górna część warstw grybowskich; *f* — fałdy związane z procesami łuskowania. Schematyczne rysunki: *a* — drobnych fałdów związanych z procesami fałdowania (strzałki wskazują zwrot posuwu fałdowego); *b* — kliważu towarzyszącego poślizgom międzyławicowym (ich zwrot wskazują strzałki nie zaczernione) o zwrocie przeciwnym od posuwu fałdowego. *B* — złuskowania w rzece Mszance powyżej ujścia Potoku Rychłowego. *1—6* — jednostka grybowska (*G*): *1*, *2* — warstwy ropianieckie: *1* — piaskowce i łupki margliste, *2* — piaskowce gruboławicowe; *3—4* — środkowa część warstw grybowskich: *3* — łupki czarne, margliste, *4* —piaskowce i margle zielonoszare, skrzemionkowane z wkładkami radiolarytów, *5* — piaskowce i łupki szare (górna część warstw grybowskich?), *6* — blok piaskowca gruboławicowego (cergowskiego?); *7—8* — jednostka magurska (*M*); *7* — łupki pstre; *8* — warstwy z Kaniny; *x* — strefa koncentracji poślizgu jednostki magurskiej ze strefami brekcji i mylonitów (*b*); *f* — średnie i drobne fałdy; *p* — poziom rzeki Mszanki. *O* — jednostka Mszany Dolnej. Rysunki z roku 1976

Fig. 50. Cross-sections through thrust-sliced slabs of Grybów unit: *A* — slices in Rychłowy Potok creek. *1* — Ropianka Beds; *2* — lower part of Grybów Beds; *3* — upper part of Grybów Beds; *f* — folds associated with processes of thrust-slicing. Schematic drawings: *a* — minor folds related to folding processes (arrows show sense of fold-related interlayer slip); *b* — cleavage accompanying interlayer slip (sense of the latter given by white arrows) of sense opposite to that of expected fold-related interlayer slip. *B* — thrust-slicing in Mszanka river above the outlet of Rychłowy Potok creek. *1—6* — Grybów unit (*G*): *1*, *2* — Ropianka Beds: *1* —sandstones and marly shales; *2* — thick-bedded sandstones, *3*, *4* — middle part of Grybów Beds: *3* — black marly shales, *4* — sandstones and grey-greenish marls, silicified with intercalations of radiolarites, *5* — grey sandstones and shales (upper part of Grybów Beds?), *6* — block of thick-bedded sandstone (Cergowa sandstone?); *7—8* — Magura unit (*M*); *7* — variegated shales; *8* — Kanina Beds; *x* — zone of slip concentration of Magura unit thrust with bands of breccias and mylonites (*b*); *f* — medium- and small-scale folds; *p* — water level in river Mszanka; *O* — Mszana Dolna unit. Drawings made in 1976

Struktury tektoniczne niższego rzędu w płatach jednostki grybowskiej

W obrębie płatów jednostki grybowskiej występują takie same struktury niższego rzędu, jak w jednostce Mszany Dolnej. Jest ich jednak znacznie mniej. Zmusiło to autora do wykonania diagramów poszczególnych struktur łącznie dla wszystkich płatów. Mimo że większość obserwacji wykonał autor w płatach środkowych i południowych, to diagramy są reprezentatywne dla całości, bo zasadnicze rysy budowy tektonicznej wszystkich płatów są podobne.

Średnie i drobne fałdy

Fałdy o cechach fałdów ciągnionych są najczęściej spotykaną strukturą niższego rzędu w opisywanych płatach. Z analizy położenia i klinencji fałdów względem struktur nadrzędnych wynika, że część z nich powstała na skutek posuwu fałdowego w większych, jeszcze nie złuskowanych fałdach ze zginania (Fig. 50*A*: *a*; 51). Te fałdy są na ogół silnie wtórnie zdeformowane. Inną grupę stanowią fałdy ciągnione związane z procesami łuskowania. Występują one w podatnych pakietach ławic przy nasunięciach poszczególnych łusek oraz w sąsiedztwie nasunięcia magurskiego (Fig. 50: *f*) lub przedzielają niezaburzone, niepodatne pakiety ławic w obrębie łusek. Występują jako nieliczne formy większe (Fig. 50, 51) bądź jako nagromadzenia form niewielkich (Fig. 52: *a*). Miejscami całe pakiety ławic są sfałdowane jako całość (Fig. 52: *b*) prawdo-

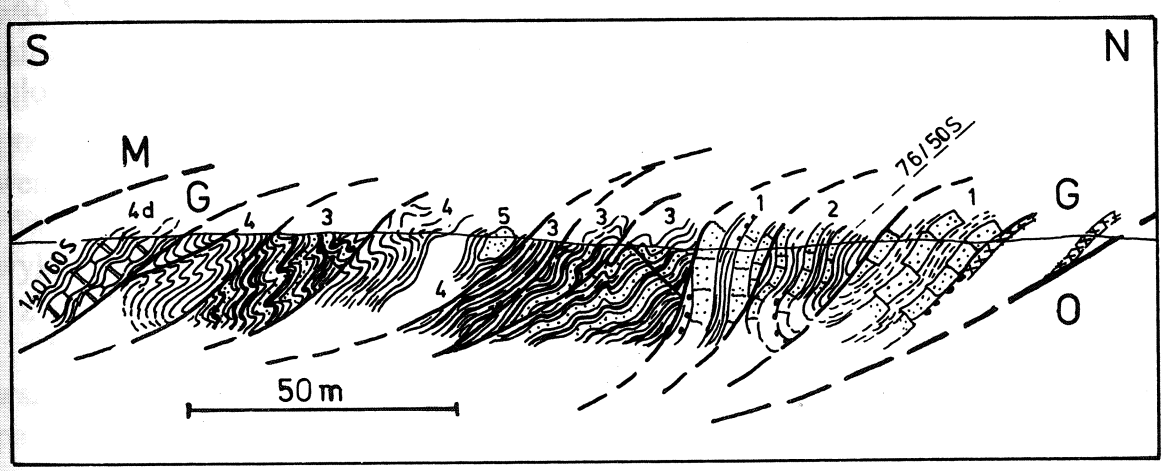


Fig. 51. Przekrój przez złuskowany płat jednostki grybowskiej. Odsłonięcie w rzece Porębie około 200 m powyżej ujścia rzeki Koninki. *1*, *2* — warstwy ropianieckie: *1* — gruboławicowe z wkładkami z łupków pstrych, *2* — średnioławicowe; *3* — warstwy grybowskie z łupkami menilitowymi; *4* — warstwy grybowskie z łupkami i piaskowcami typu krośnieńskiego i dolomitami żelazistymi (*d*); *5* — blok piaskowca gruboławicowego (cergowskiego?)

Fig. 51. Cross-section through thrust-sliced slab of Grybów unit. Outcrop in Poręba river, 200 m upstream of the outlet of Koninka. *1*, *2* — Ropianka Beds: *1* — thick bedded strata with interacalations of variegated shales, *2* — medium-bedded strata; *3* — Grybów Beds with menilite shales; *4* — Grybów Beds with Krosno-type shales and sandstones and iron-bearing dolomites (*d*); *5* — block of thick-bedded sandstone (Cergowa sandstone?)

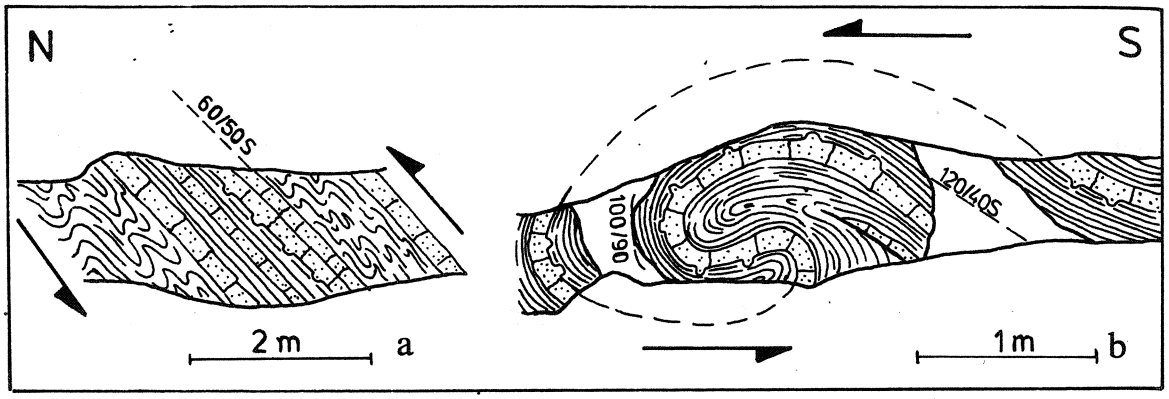


Fig. 52. Rysunki drobnych i średnich fałdów w płatach jednostki grybowskiej odsłoniętych w Potoku Mątnym około 1,5 km od jego ujścia do rzeki Mszanki. Strzałki wskazują zwrot przemieszczenia wyznaczony na podstawie tych fałdów

Fig. 52. Sketches of small- and medium-scale folds from Grybów unit klippen exposed in Mątny Potok, 1.5 km upstream of its outlet into Mszanka river. Arrows show sense of displacement as deduced from the vergence of these folds

podobnie w warunkach wtórnego upodatnienia warstw przez narastające ciśnienie nadkładu (por. Fig. 41 *c*).

Na diagramach (Fig. 53) pomiary osi i powierzchni osiowych fałdów koncentrują się w dwóch grupach ponad dwunastoprocentowych F'_g i F'_m. Grupę F'_g tworzą pomiary osi fałdów o położeniu 45—60/15—35W z dominantą 55/15 W i pomiary powierzchni osiowych 40—65/15—35S z dominantą 60/20S. Do grupy F'_m należą pomiary fałdów o osiach 87—105/6—25E z dominantą 95/15Ei powierzchniach osiowych 80—10 55—72S z dominantą 95/60S. Małą ośmioprocentową koncentrację tworzą pomiary osi fałdów około 125/0—10W i E.

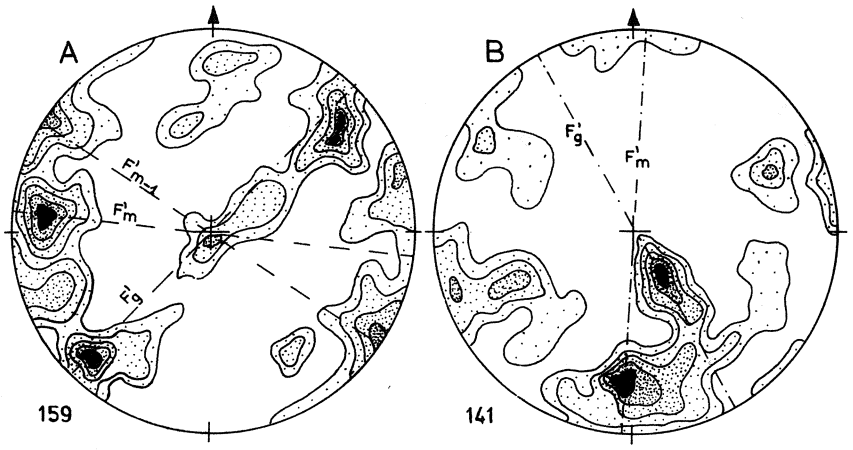


Fig. 53. Diagramy położenia osi (*A*) i powierzchni osiowych (*B*) średnich i drobnych fałdów w jednostce grybowskiej. F'_g — fałdy o kierunkach „grybowskich"; F'_m, F'_{m-1} — fałdy o kierunkach „magurskich". Inne objaśnienia jak na Fig. 25

Fig. 53. Stereograms of axes (*A*) and axial planes (*B*) orientation of medium- and small-scale folds from Grybów unit. F'_g — folds of "Grybów trends"; F'_m, F'_{m-1} — folds of "Magura trends". Other explanations as in Fig. 25

Fałdy F'_g są niemal wyłącznie fałdami ciągnionymi, utworzonymi w nadrzędnych formach fałdowych jeszcze przed ich złuskowaniem, natomiast fałdy F'_m powstały w większości w wyniku późniejszych procesów łuskowania. Na podstawie dużej zbieżności kierunków osi i powierzchni osiowych fałdów F'_g z jednostki grybowskiej z fałdami F_g z jednostki Mszany Dolnej (Fig. 25, 26, 53) można wnioskować o prawdopodobnie jednoczesnym ich powstaniu, a co za tym idzie, o równoczesnym fałdowaniu się tych jednostek w trakcie nasuwania się jednostki grybowskiej. Opierając się na takich samych przesłankach uznać należy, że również fałdy F'_m z jednostki grybowskiej i fałdy F''_m z jednostki magurskiej są w przybliżeniu równoczasowe. Ponieważ w obu jednostkach fałdy te powstały w powiązaniu z nasunięciami i złuskowaniami, prawdopodobne jest, że złuskowanie jednostki grybowskiej spowodowała nasuwająca się jednostka magurska. Duża zmienność położeń osi i powierzchni osiowych fałdów F'_g (Fig. 53) spowodowana jest tymi późniejszymi procesami łuskowania i uskokowania.

Kliważ

Kliważ w jednostce grybowskiej przecina w większości przypadków całe zespoły ławic. Jego powierzchnie są zlustrowane z wyraźnymi przemieszczeniami wzdłuż nich. Opisywany kliważ składa się z wyraźnej grupy spękań S'_{o-g} o położeniu 35 – 50/50 – 70S z dominantą 45/60S i drugiej S'_{o-m} – 95 – 105/68 – 88S z dominantą 100/78S (Fig. 54). Spękania kliważowe występują wyłącznie w tych ławicach lub ich zespołach, które są ograniczone poślizgami międzyławicowymi. Tutaj jednak, inaczej niż w jednostce Mszany Dolnej, kliważ występuje tylko przy poślizgach o zwrocie ruchu górnej części S → N, co przy południowych upadach kliważu powoduje, że jest on ustawiony obsekwentnie względem tego zwrotu. Ponieważ identyczna sytuacja występuje również w skrzydłach brzusznych obalonych antyklin (Fig. 50A: b), to należy wykluczyć genetyczny związek tego kliważu z posuwem fałdowym, a więc i z fałdami.

Przy mniej więcej równomiernym rozproszeniu wystąpień kliważu S'_{o-g} we wszystkich płatach osiąga on znaczną przewagę nad kliważem S'_{o-m} w niższych partiach grubych płatów jednostki grybowskiej. W pozostałych miejscach, a zwłaszcza w sąsiedztwie nasunięcia magurskiego, liczniejszy jest kliważ S'_{o-m}. Można więc sądzić, że kliważ S'_{o-g} jest związany z nasuwaniem się jednostki grybowskiej, a kliważ S'_{o-m} z nasuwaniem się jednostki magurskiej. Potwierdzeniem tego może być zbieżność biegów kliważu S'_{o-g} z kierunkami charakterystycznymi dla struktur jednostki grybowskiej (Fig. 31) oraz dominujących jego położeń – 45/60S (Fig. 54), z dominantami kliważu S_{o-g} w strefie złuskowań jednostki Mszany Dolnej – 50/60S (Fig. 43) i kliważu S_o z fałdów regionalnych tej jednostki – 50/60S (Fig. 30, 31), których genezę autor wiąże z nasunięciem jednostki grybowskiej. To samo dotyczy zbieżności biegów kliważu S'_{o-m} z kierunkami strukturalnymi dominującymi w jednostce magur-

skiej (Fig. 58–64), a także z kliważem S_{o-m} w strefie złuskowań jednostki Mszany Dolnej (Fig. 43). Zaznaczające się na diagramie (Fig. 54) zgrupowanie kliważu S'_u tworzą pomiary spękań towarzyszących wyłącznie dużym strefom uskokowym.

Pocięcie utworów jednostki grybowskiej licznymi spękaniami kliważowymi powoduje powszechność rozpadu ławic na wydłużone drzazgi o charakterze kliważu ołówkowego. Kliważ ten w obrębie łusek ma najczęściej kierunek około 50°, a w pobliżu nasunięć rozdzielających łuski około 95°.

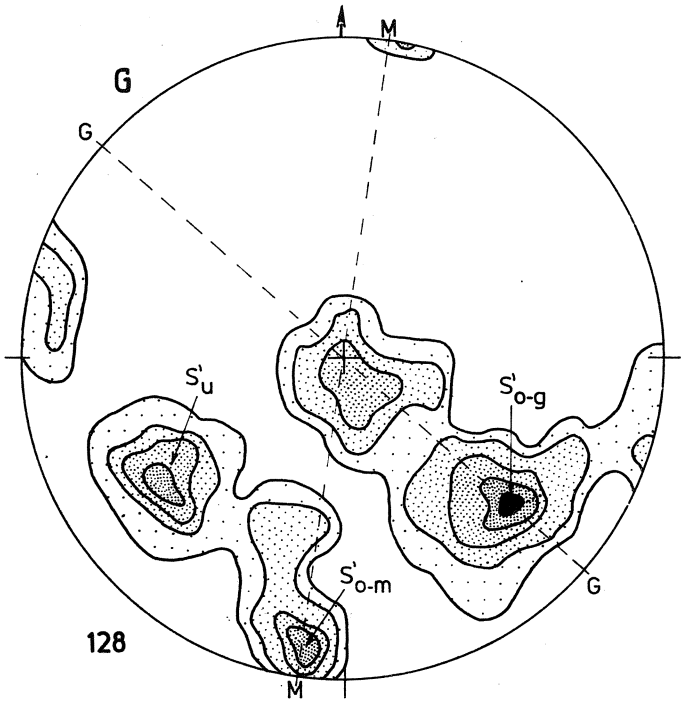


Fig. 54. Diagram położeń kliważu w jednostce grybowskiej. S'_{o-g} – kliważ obsekwentny o kierunku „grybowskim"; S'_{o-m} – kliważ obsekwentny o kierunku „magurskim"; S'_u – kliważ w strefach uskokowych. Linie przerywane wyznaczają dominujące kierunki prostopadłe do biegów powierzchni kliważu o kierunku „grybowskim" (*G*) i „magurskim" (*M*). Inne objaśnienia jak na Fig. 8

Fig. 54. Stereogram of attitude of cleavage in Grybów unit. S'_{o-g} – obsequent cleavage of "Grybów trend"; S'_{o-m} – obsequent cleavage of "Magura trend"; S'_u – cleavage in fault zones. Broken lines drawn along dominant directions of normals to cleavage plane strikes with "Grybów trend" (*G*) and "Magura trend" (*M*). Other explanations as for Fig. 8

Uskoki

W obrębie płatów jednostki grybowskiej występuje szereg dużych uskoków odwróconych i nasunięć niższego rzędu. Część z nich jest kontynuacją takich samych struktur z jednostki Mszany Dolnej. Pozostałe, o kierunkach w przybliżeniu równoleżnikowych, rzadziej NE–SW (Fig. 6), nie przecinają jednostki magurskiej, czyli powstały prawdopodobnie przed nasunięciem tej ostatniej. Byłyby to więc odpowiedniki dyslokacji opisanych z jednostki Mszany Dolnej (s. 92).

Zestaw i położenie średnich i drobnych uskoków towarzyszących dużym uskokom odwróconym i nasunięciom niższego rzędu w jednostce grybowskiej są nieco odmienne niż w jednostce Mszany Dolnej. Średnie i drobne uskoki skoncentrowane są tutaj w trzech głównych zespołach (Fig. 55). Dwa z nich, o dominujących położeniach 46/40S i 98/32S, składają się z uskoków odwróconych, a trzeci, najliczniejszy, tworzą uskoki normalne o dominancie 52/64S. Zespoły uskoków odwróconych są odpowiednikami uskoków typu Θ z jednostki Mszany Dolnej. Położenie pierwszego z nich Θ_g (Fig. 55) jest niemal

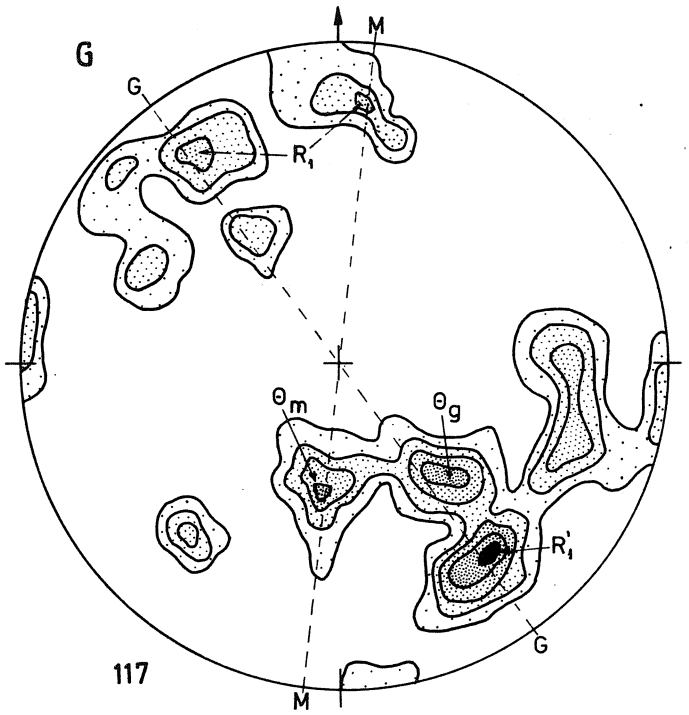


Fig. 55. Diagram średnich i drobnych uskoków w jednostce grybowskiej. Objaśnienia w tekście, w Tab. 1 oraz na Fig. 8, 34

Fig. 55. Stereogram of medium- and small-scale faults in Grybów unit. Explanations in the text, in Table 1 and in Fig. 8, 34

identyczne z położeniem części uskoków Θ z jednostki Mszany Dolnej (Fig. 34). Podobnie jak te ostatnie, również uskoki Θ_g występują głównie w skrzydłach brzusznych antyklin obalonych na północ, powodując ich złuskowanie. Powiązanie to podkreślone jest zgodnością położeń ich powierzchni uskokowych i powierzchni osiowych fałdów F'_g (Fig. 53*B*; 55) oraz fałdów F_g w większości przedziałów terytorialnych jednostki Mszany Dolnej (Fig. 25, 26). Wskazywałoby to, że uskoki Θ_g, jak i ich odpowiedniki w jednostce Mszany Dolnej powstawały równocześnie wskutek poziomych nacisków zbliżającej się jednostki magurskiej. Prawdopodobnie wskutek tego samego czynnika powstały uskoki odwrócone Θ_m, grupujące się w złuskowanych partiach płatów w pobliżu nasunięcia magurskiego. Położenie ich powierzchni uskokowych jest zbliżone do kierunków uskoków w jednostce magurskiej (Fig. 63), a kierunki

rys ślizgowych na tych powierzchniach (Fig. 55–57) są zgodne z kierunkami rys w strefie nasunięcia jednostki magurskiej (Fig. 66).

Ostatnie z omawianych uskoków, normalne, stromo nachylone na południe (Pl. XI: 2), o biegach 45–62° (Fig. 55), występują głównie pod nasunięciami w dolnych partiach grubych płatów jednostki grybowskiej. Ich biegi są zawsze zbieżne z biegami powierzchni nasunięć, którym towarzyszą, a nachylenie względem zwrotu nasunięć zawsze obsekwentne. Miałyby one więc charakter wysokokątowych ścięć R'_1, które powstają przy dodatkowym udziale nacisku pionowego. Z rzadka towarzyszy im komplementarny zespół R_1 (Fig. 55). Biegi omawianych uskoków, typowe dla struktur jednostki grybowskiej, zdają się wskazywać, że powstały one w czasie nasuwania się tej jednostki. Pionowy nacisk wymuszający obsekwentną pozycję R'_1 pochodziłby z ciężaru nasuwającej się jednostki grybowskiej, z ewentualnym dodatkiem ciężaru słupa wody, jeżeli przyjąć, że jednostka ta nasuwała się subakwalnie.

Podsumowanie. Uskoki i nasunięcia niższego rzędu w jednostce grybowskiej powstały w wyniku nacisku zbliżającej się jednostki magurskiej. Nacisk ten po obaleniu istniejących już fałdów spowodował powstanie, w skrzydłach brzusznych antyklin, uskoków odwróconych o powierzchniach uskokowych zdeterminowanych położeniem powierzchni osiowych tych antyklin. Dalszy rozwój spowodował przekształcenie się tych uskoków, bez zmiany ich biegów, w nasunięcia niższego rzędu, pod którymi przy dużym już nagromadzeniu mas jednostki grybowskiej rozwijały się uskoki R'_1 i R_1. Prawdopodobnie nieco później, ale bliżej nasunięcia magurskiego tworzyły się uskoki o kierunkach „magurskich", również przekształcane w nasunięcia niższego rzędu.

Struktury ślizgowe

W całej jednostce grybowskiej najwyraźniej zaznaczają się trzy grupy luster tektonicznych (Fig. 56), z których najliczniejsza jest grupa pologich luster L'_n o dużej rozpiętości biegów. Lustra te towarzyszą głównie nasunięciom niższego rzędu. Najczęściej występują na nich rysy o azymutach 5–35°, rzadziej o azymucie około 135° (Fig. 57). Te drugie prawdopodobnie wyznaczają starszy kierunek transportu tektonicznego, gdyż współwystępując na tym samym lustrze z rysami o azymucie około 5° są zawsze przez nie zatarte.

Lustra L'_m z rysami o azymutach 5–35° i lustra L'_g z rysami o azymucie około 135° (Fig. 56, 57) są odpowiednikami powierzchni drobnych uskoków i kliważu. Lustra L'_m odpowiadają uskokom Θ_m (Fig. 55), a lustra L'_g kliważowi S'_{o-g} (Fig. 54) oraz części uskoków Θ_g i R'_1 (Fig. 55). Pomiary luster L'_r zostały wykonane na powierzchniach ścięć i uskoków R_1 (Fig. 55, 56).

Spośród rys ślizgowych najliczniejsze są rysy o azymucie około 135°. Prawdopodobnie młodsze od nich są rysy około 5° i 35° (Fig. 57). Większość tektoglifów wskazuje na zwrot przemieszczeń górnych części S→N niezależnie od położenia luster i kierunków rys (Fig. 57). Tak więc w jednostce grybowskiej występuje wyraźna dwukierunkowość luster i rys ślizgowych. Pierwszy kieru-

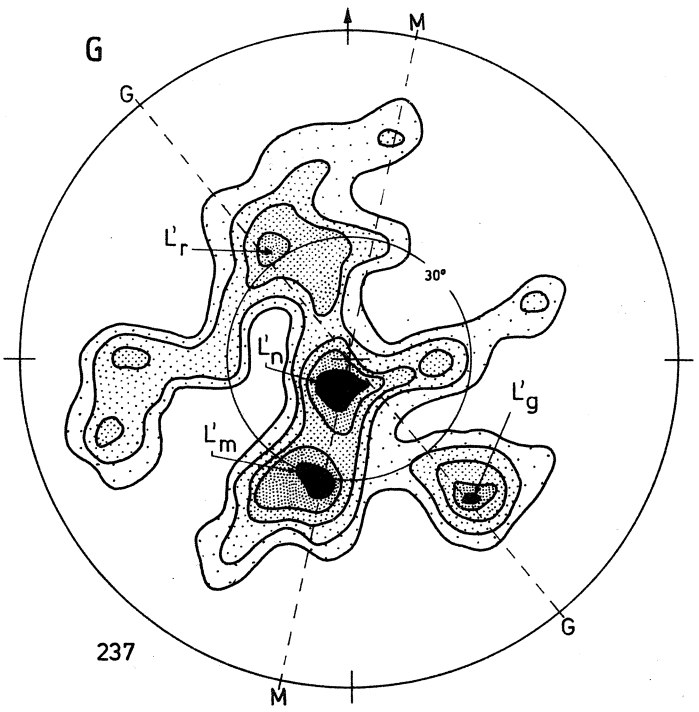


Fig. 56. Diagram położenia luster tektonicznych w jednostce grybowskiej. Objaśnienia w tekście, w Tab. 1 oraz na Fig. 45

Fig. 56. Stereogram of attitued of slickensided surfaces in Grybów unit. Explanations in the text, in Table 1 and in Fig. 45

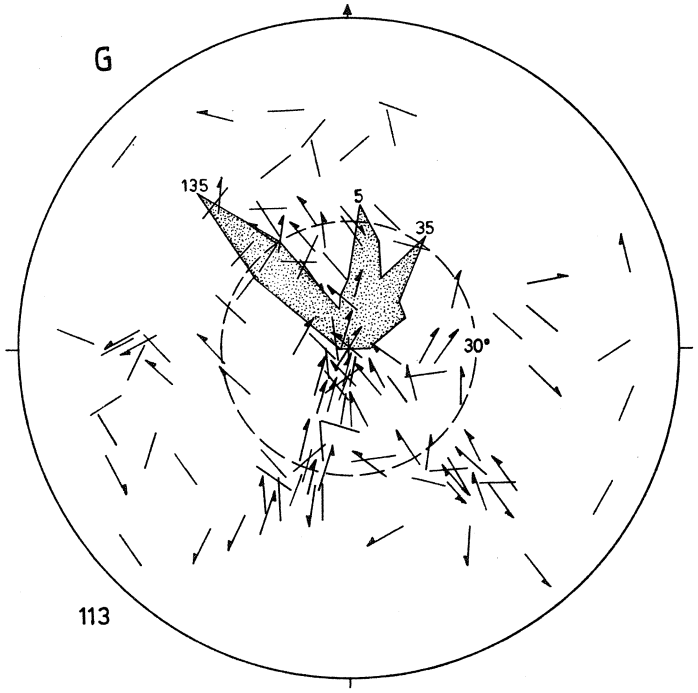


Fig. 57. Diagram orientacji struktur ślizgowych w jednostce grybowskiej oraz diagram rozetowy częstotliwości kierunków rys ślizgowych w tej jednostce. Mniejszy okrąg odpowiada upadom 30° oraz dwudziestu procentom pomiarów dla rozety. Inne objaśnienia jak na Fig. 46

Fig. 57. Stereogram of orientation of slickenside structures in Grybów unit and frequency rose diagram of slip striations in this unit. Small circle corresponds to strata dipping at 30° and 20 percent measurements in rose diagram. Other explanations as for Fig. 46

nek z lustrami o biegach 40—50° i rysami o azymucie około 135° wskazuje na kierunek SE→NW transportu tektonicznego jednostki grybowskiej. Drugi z lustrami o biegach 95—115° i rysami 5° oraz 35° pozwala sądzić o istnieniu prawdopodobnie dwóch kierunków nasuwania się jednostki magurskiej: S→N i SSW→NNE.

JEDNOSTKA MAGURSKA

Autor objął badaniami terenowymi jedynie wąski (około 2,5 km) pas jednostki magurskiej w obramowaniu okna, uzupełniając te badania analizą map (Świderski, 1953a; Watycha, 1966; Burtan, 1974; Burtan *et al.*, 1976). Na całym obszarze spąg jednostki magurskiej stanowi cienka strefa średnich i drobnych złuskowań, nad którą występują łuski o wielkości umożliwiającej przedstawienie ich na mapach (Fig. 2, 6) i przekrojach (Fig. 10). Te ostatnie zgrupowane są w zespoły różniące się składem litostratygraficznym i budową, a rozdzielone powierzchniami nasunięć. Autor wydzielił dwa takie zespoły łusek o rozciągłości w przybliżeniu równoleżnikowej. Poza badanym obszarem dają się one prześledzić w terenie i na mapach (Świderski, 1953a; Książkiewicz, 1968, 1971) na długości około trzydziestu kilometrów, przedłużając się w kierunku zachodnim w strefy tektoniczne wydzielone przez Książkiewicza (1971) na Orawie. Zespoły te w znacznym stopniu pokrywają się z fragmentami skib wydzielonych tu przez Świderskiego (1953a,b). Dlatego autor zachował dla wydzielonych przez siebie zespołów nazwę skiba. Przyjął też, z niewielką modyfikacją, regionalne nazwy Świderskiego (1953a,b).

Budowa wewnętrzna skib

Skiba Beskidu Wyspowego

Skiba ta odpowiada skibie Gór Wyspowych Świderskiego (1953a,b). Jej fragment obramowuje okno od północy i zachodu (Fig. 6). Zbudowana jest z warstw należących wyłącznie do raczańskiej strefy litofacjalnej serii magurskiej (Fig. 2, 3). Północna granica tej skiby znajduje się poza obszarem badań, a południową jest nasunięcie kolejnej skiby Mogielicy (Fig. 6).

W opisywanej skibie w północno-zachodniej części badanego terenu występują fragmenty południowych skrzydeł synklin Szczebla i Lubogoszczy (Fig. 6, 10: 11—19) wyraźnie różniące się położeniem warstw (Fig. 58), a w części północno-wschodniej — fragmenty szerokiej i płaskiej synkliny Ćwilina (Fig. 6, 10: 1—7) zbudowanej z warstw o biegach równoleżnikowych (Fig. 58).

Na południe od pasma synklinalnych łusek Szczebla—Ćwilina występuje wąska strefa (około 500 m) intensywnych złuskowań wzdłuż rzeki Łostówki na wschodzie i potoku Gęsia Szyja na zachodzie. W części zachodniej została ona opisana przez Świderskiego (1953b) jako antyklina Glisnego. Strefa ta składa się z dwóch do czterech antyklin sprasowanych i złuskowanych skośnie względem ich osi (Fig. 6, 10: 2—6 i 16—20). Pozwala to przypuszczać, że złuskowaniu uległy formy fałdowe wcześniej już istniejące.

Dalej na południe, po zachodniej stronie okna Mszany występuje synklinalna łuska Lubonia szeroka na około 4 km, z przewagą warstw o biegach równoleżnikowych (Fig. 6, 10: 15—20; 58),

zmieniających się na biegi SW—NE w pobliżu strefy uskokowej o kierunku SSW—NNE. Po wschodniej stronie okna łusce Lubonia odpowiada łuska Wilczyc zbudowana z szeregu fałdów pochylonych i obalonych na północ (Fig. 6, 10: 1—7). Obwiednie tych fałdów wskazują na synklinorialny charakter tej łuski. Jej stropowe partie na znacznym obszarze ścięte są przez przykrywającą je czapkę tektoniczną Ogorzałej (Fig. 6, 10). W badanym wycinku skiby osie fałdów większych niż średnie są w przybliżeniu równoleżnikowe. W części zachodniej zanurzają się na zachód, a w części wschodniej — na wschód. Wielkość tego nachylenia tylko sporadycznie przekracza 5°.

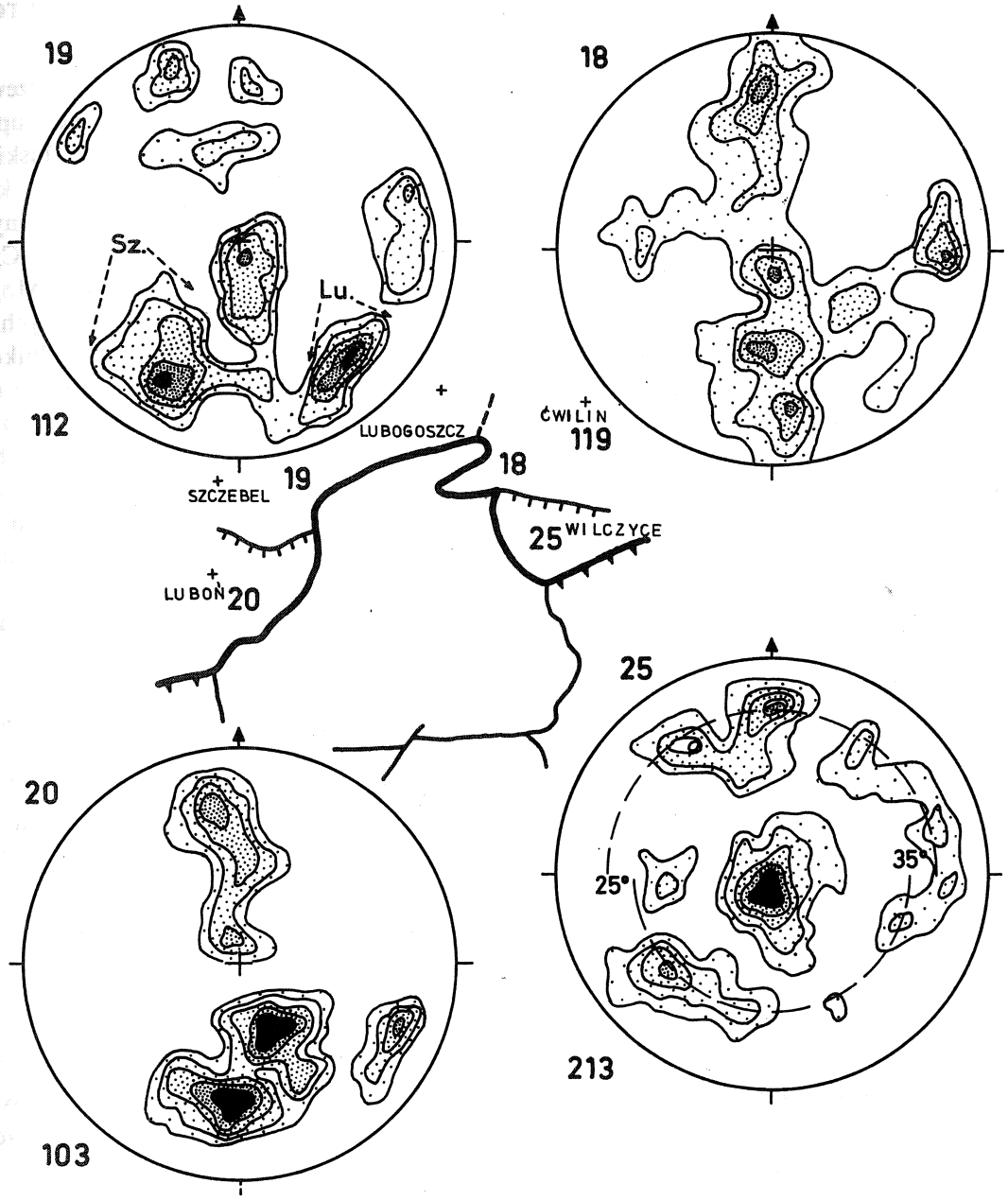


Fig. 58. Diagramy położenia warstw w skibie Beskidu Wyspowego. Na diagramie *19* zaznaczone są koncentracje pomiarów z synklin Lubogoszczy (*Lu*) i Szczebla (*Sz*), a na diagramie *25* zakreślone łuki odpowiadają upadom warstw 25° i 35°. Inne objaśnienia jak na Fig. 8

Fig. 58. Stereograms of attitude of strata in Beskid Wyspowy subunit. In stereogram *19* are plotted concentrations of bedding poles from Lubogoszcz (*Lu*) and Szczebel (*Sz*) synclines; in stereogram *25* the semicircles correspond to strata dipping at angle of 25° and 35°. Other explanations as for Fig. 8

Skiba Mogielicy

Skiba ta obramowuje okno Mszany od południa i południowego wschodu (Fig. 6). Południowa jej granica przebiega poza badanym terenem i jest nią nasunięcie kolejnej skiby – Turbacza (Świderski, 1953a,b; Burtan *et al.*, 1976, 1978). Skiba Mogielicy zbudowana jest wyłącznie z warstw bystrzyckiej strefy litofacjalnej serii magurskiej (Fig. 2, 3). W obrębie badanego fragmentu tej skiby występuje kilkanaście łusek, przy czym łuski północno-wschodnie różnią się wieloma cechami od łusek południowych (Fig. 6, 10).

Pięć łusek występuje w północno-wschodniej części terenu (Fig. 6, 10: 1–3). Przeważają w nich warstwy o położeniu 80–110/30–60S (Fig. 59). Wśród warstw o stromych upadach warstwy nachylone na południe są na ogół w położeniu odwróconym. Opisywane łuski mają w większości budowę fałdową. Osie fałdów są równoleżnikowe i zanurzają się pod kątem około 4° na wschód. Czapka tektoniczna Ogorzałego (Fig. 6) jest prawdopodobnie przemieszczonym na północ fragmentem jednej z opisywanych tu łusek. Czapki tektoniczne Dziurczaka i Cyrków natomiast pochodzą prawdopodobnie z najbardziej południowej łuski w tej części skiby Mogielicy (Fig. 6, 10: 1, 2). Na tej podstawie autor określił, że amplitudy nasunięć poszczególnych łusek dochodziły do co najmniej trzech kilometrów. Łuski opisanej grupy nie mają odpowiedników po zachodniej stronie okna Mszany, gdyż zostały tam one prawdopodobnie zniszczone przez erozję.

Łuski południowe ciągną się wzdłuż całego południowego obrzeżenia okna. W ich obrębie przeważają warstwy w położeniu 65–85/35–55S na zachodzie i 50–75/30–50S na wschodzie (Fig. 59). Mimo takiej stałości położeń, omawiana strefa złuskowań ma skomplikowaną budowę. Składa się ona z gmatwaniny łusek. Większe z nich składają się z szeregu mniejszych łusek, złożonych z jeszcze mniejszych, wewnętrznie złuskowanych. Na dodatek poszczególne łuski obocznie wyklinowują się lub przechodzą w formy fałdowe, a często są przykryte jedna przez drugą. W tej sytuacji korelować można na dłuższych odcinkach jedynie całe zespoły łusek o zbliżonym składzie litostratygraficznym (Fig. 2, 6), gdyż tak wydzielone zespoły, traktowane jako łuski I rzędu, mają na całej długości podobną budowę tektoniczną (Fig. 6, 10). Dwa najniższe zespoły składają się z łusek zbudowanych głównie z warstw ropianieckich, z tym że w dolnym z nich występują strzępy warstw lgockich. Łuski należące do następnego, wyższego zespołu ciągną się wąskim pasem w dużym stopniu pokrywającym się z wychodniami warstw beloweskich, łąckich i częściowo hieroglifowych. Najbardziej południową i zarazem najwyższą jest duża łuska zbudowana głównie z zalegających niemal monoklinalnie warstw podmagurskich i magurskich. Rozmiar nasunięć poszczególnych łusek dochodzi do 1,5 km.

Średnie i drobne struktury w skibach

Fałdy. Średnie i drobne fałdy występują głównie w partiach łusek zbudowanych z cienko- i średnioławicowych piaskowców i łupków, czyli w warstwach beloweskich i hieroglifowych. Zwykle podatne pakiety ławic z fałdami przedzielone są niesfałdowanymi pakietami niepodatnymi. Fałdy są przeważnie asymetryczne, pochylone i obalone. Część fałdów o klinencji zwróconej ku przegubowi antykliny, w której występują, związana jest zapewne z tworzeniem się większych form fałdowych w obrębie skib. Obok tak ukierunkowanych fałdów, w pakietach ławic zapadających połogo na północ oraz zapadających na południe, ale będących w położeniu odwróconym, występują fałdy o klinencji przeciwnej, to jest zawsze o wergencji północnej. Są to prawdopodobnie fałdy, które powstały w wyniku towarzyszących nasuwaniu się

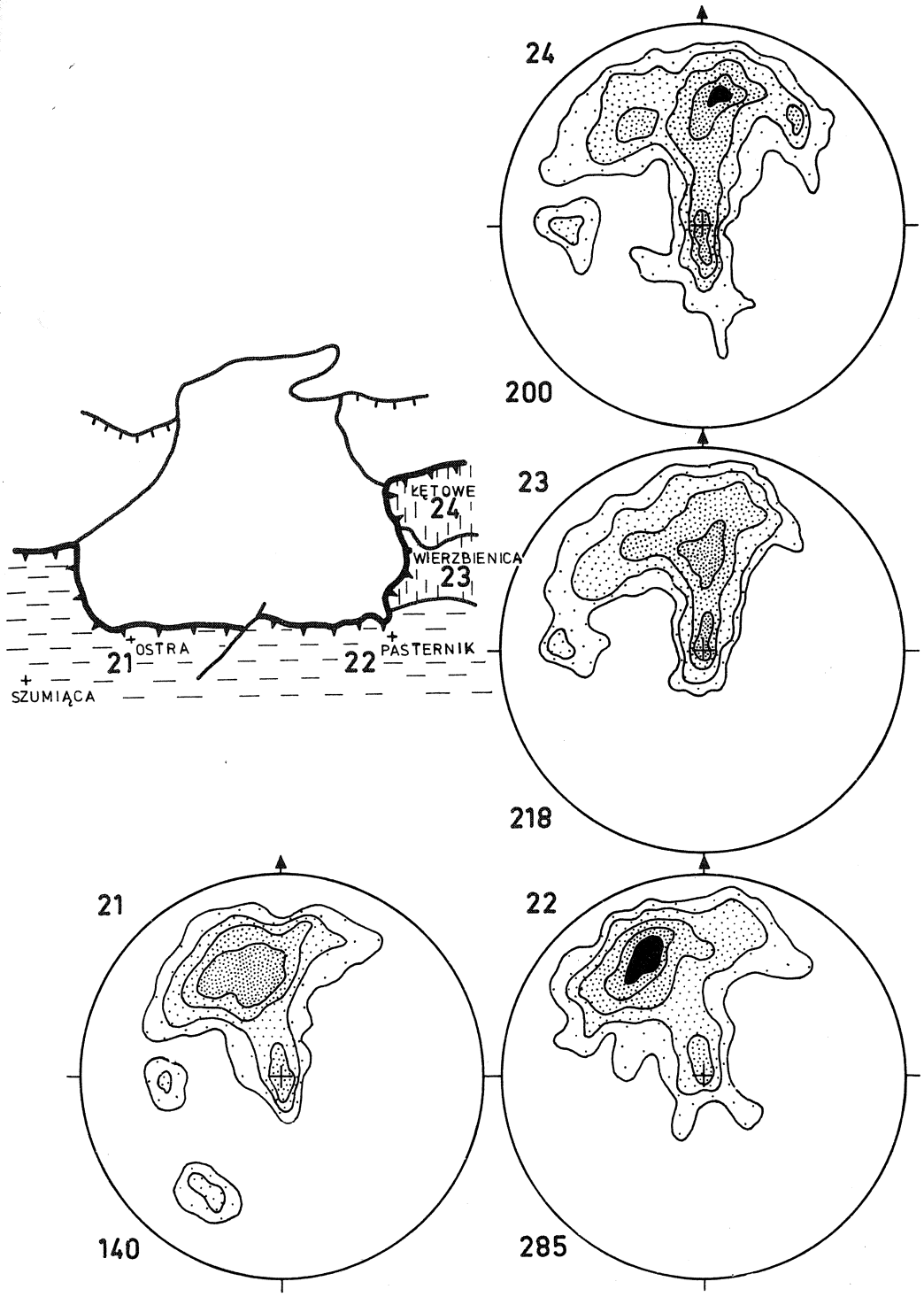


Fig. 59. Diagramy położenia warstw w skibie Mogielicy. Kreski przerywane pionowe — łuski północno-wschodnie, poziome — łuski południowe. Inne objaśnienia jak na Fig. 8

Fig. 59. Stereograms of attitude of strata in Mogielica subunit. Vertical hachure — northeast thrust-slices, horizontal — southern slices. Other explanations as in Fig. 8

jednostki magurskiej poślizgów S→N warstw wyższych względem niższych w jej obrębie. Stąd przy przeważających warstwach o upadach północnych (Fig. 58), w skibie Beskidu Wyspowego dominują średnie i drobne fałdy o południowych upadach powierzchni osiowych (Fig. 60).

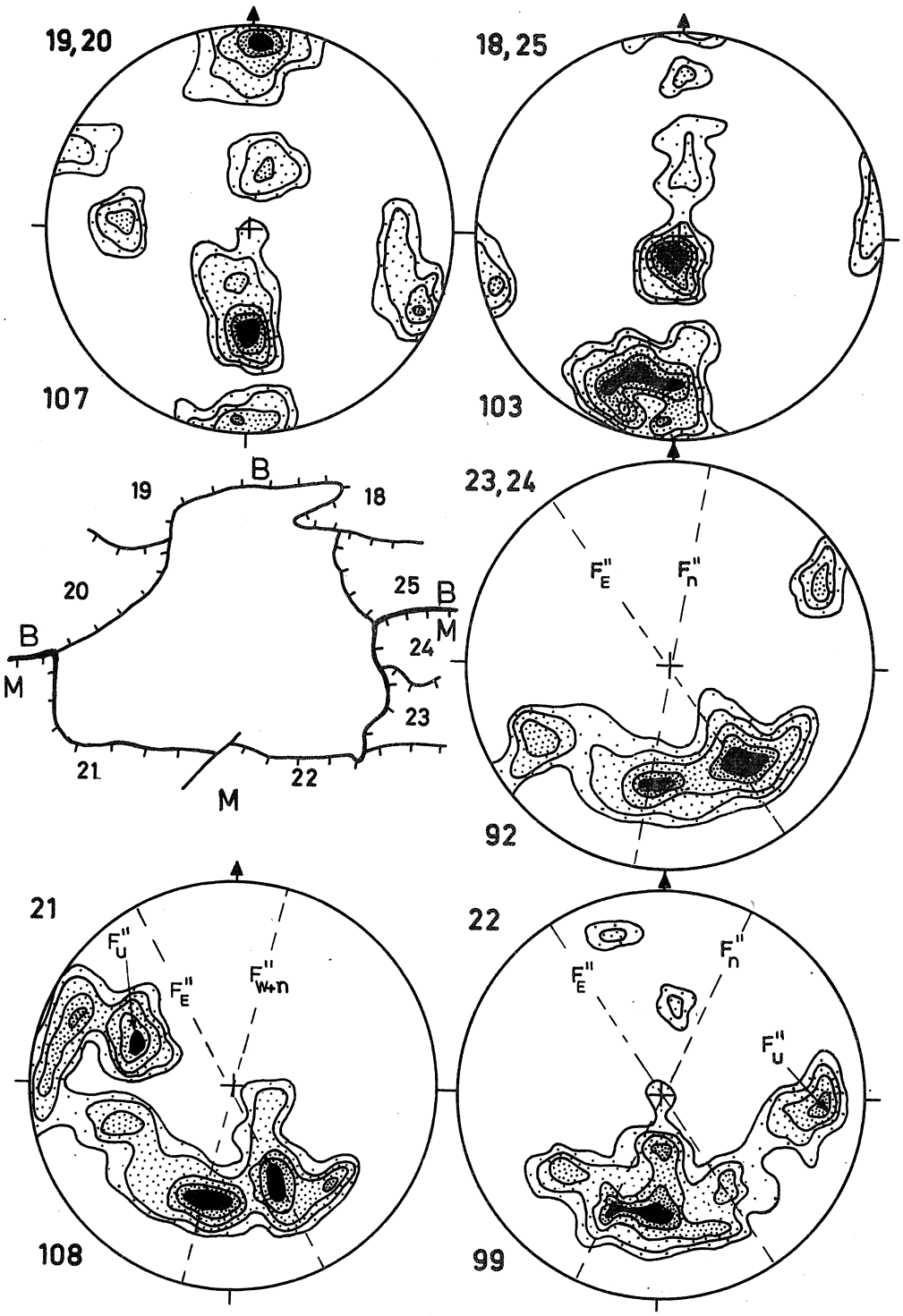


Fig. 60. Diagramy położenia powierzchni osiowych średnich i drobnych fałdów w jednostce magurskiej w skibie Beskidu Wyspowego (*B*) i w skibie Mogielicy (*M*). Inne objaśnienia w tekście, w Tab. 1 oraz na Fig. 8

Fig. 60. Stereograms of attitude of axial surface of medium- and small-scale folds in Magura unit, Beskid Wyspowy subunit (*B*) and in Mogielica subunit (*M*). Other explanations in the text, in Table 1 and in Fig. 8

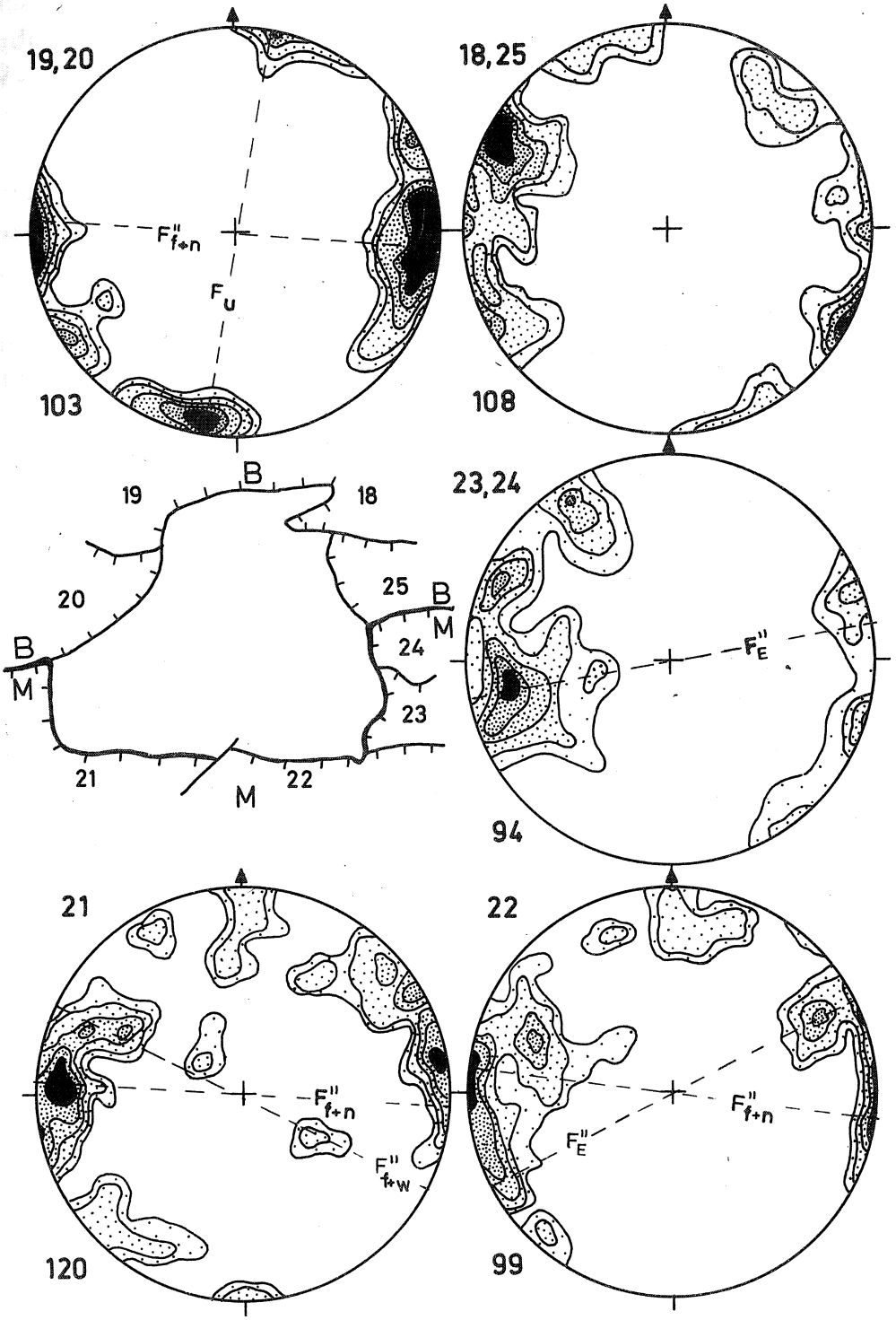


Fig. 61. Diagramy położenia osi średnich i drobnych fałdów w jednostce magurskiej. Objaśnienia jak na Fig. 60

Fig. 61. Stereograms of axes orientation of medium- and small-scale folds from Magura unit. Explanations as for Fig. 60

W skibie Beskidu Wyspowego przeważają fałdy o biegach powierzchni osiowych 80—115° (Fig. 60), a w skibie Mogielicy w części wschodniej 45—100° i zachodniej 70—115°. W tej ostatniej jednak, w łuskach obrzeżających okno od zachodu, brzegi powierzchni osiowych są skręcone na NW—SE, a obrzeżających od wschodu — na NE—SW (Fig. 60), co sprawia wrażenie, jakby fałdy te opływały okno. Mogłoby to wskazywać, że w czasie nasuwania się skiby Mogielicy istniała w tym obszarze elewacja w jej podłożu. I przeciwnie, brak takich skręceń w skibie Beskidu Wyspowego skłania do przypuszczeń, że w czasie nasuwania się tej skiby nie było jeszcze elewacji na obszarze okna.

Znacznie większy rozrzut kierunków mają osie fałdów. Większość z nich mieści się w przedziale 70—120° (Fig. 61), z tym że na dużym obszarze dominują osie równoleżnikowe. Osie fałdów w skibie Mogielicy wykazują taką samą zmienność (Fig. 61), jak powierzchnie osiowe. Osie średnich i drobnych fałdów w skibach są niemal poziome, miejscami z tendencją do lekkiego zanurzania się w części wschodniej na wschód, a w części zachodniej na zachód. Ponieważ tendencja ta zaznacza się również w przypadku osi fałdów o większych rozmiarach, to można wnioskować, że badany obszar podlegał niewielkiemu elewacyjnemu wypiętrzaniu jeszcze po nasunięciu się jednostki magurskiej.

Kliważ. Kliważ w jednostce magurskiej występuje głównie poza strefami nasunięć. Występuje on w zespołach ławic ograniczonych poślizgami międzyławicowymi o zwrocie zgodnym z posuwem fałdowym. Jego położenie jest

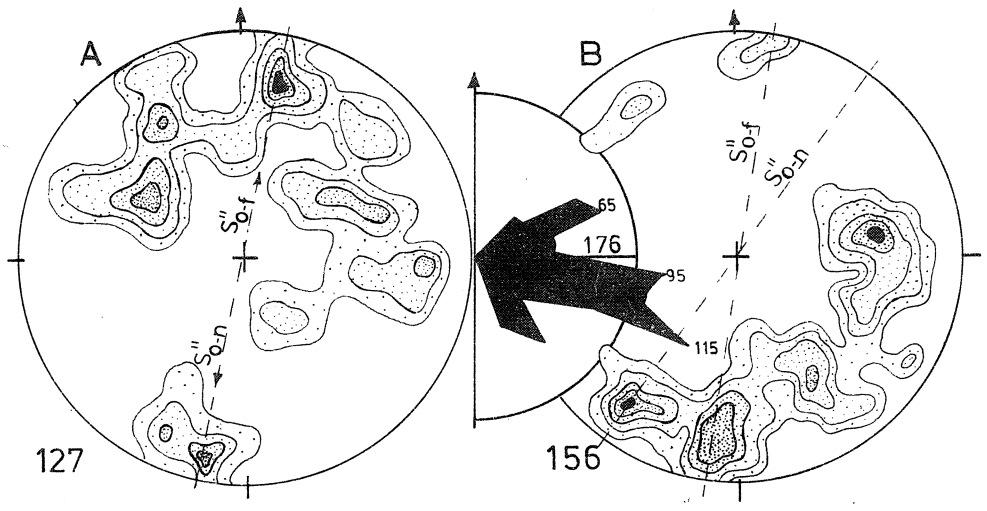


Fig. 62. Diagramy położenia kliważu w skibie Beskidu Wyspowego (*A*) i w skibie Mogielicy (*B*), między nimi rozeta częstotliwości kierunków kliważu ołówkowego (dla niej objaśnienia jak na Fig. 30). Linie przerywane wyznaczają kierunki prostopadłe do dominujących biegów kliważu obsekwentnego ze stref nasunięciowych (S'_{o-n}) oraz kliważu poza tymi strefami (S''_{o-f}). Inne objaśnienia w tekście i na Fig. 8

Fig. 62. Stereograms of attitude of cleavage in Beskid Wyspowy subunit (*A*) and in Mogielica subunit (*B*), in-between a frequency rose diagram of pencil cleavage trends (explanations for this diagram in Fig. 30). Broken lines follow directions normal to dominant trends of obsequent cleavage in thrust zones (S''_{o-n}) and of cleavage outside these zones (S''_{o-f}). Other explanations in the text and in Fig. 8

takie, jak klasycznego kliważu w fałdach (Wilson, 1961). Najpewniej więc genezę kliważu można wiązać z tworzeniem się fałdów w jednostce magurskiej. W obrębie obu skib biegi opisywanego kliważu (S''_{o-f} na Fig. 62) w większości mieszczą się w przedziale azymutów 95—110° z upadami 60—75/N w skibie Beskidu Wyspowego i 55—85/S w skibie Mogielicy. Jedynie w południowo-wschodniej części skiby Mogielicy dominuje kliważ 60/50S. Zbieżność biegów, a częściowo i położeń powierzchni kliważu z powierzchniami osiowymi średnich i drobnych fałdów związanych z tworzeniem się większych form fałdowych w jednostce magurskiej (Fig 60, 62) wskazuje, że obie te struktury powstawały w tym samym czasie. Świadczą one, że jednostka magurska w czasie nasuwania się uległa sfałdowaniu.

Nasunięcia niższego rzędu

W obrębie jednostki magurskiej występują liczne powierzchnie nasunięć — od dużych, rozdzielających skiby, po takie, wzdłuż których nastąpiło zaledwie kilkunastometrowe przemieszczenie pakietów skalnych o niewielkiej miąższości. Skiby i duże łuski rozdzielone są zwykle kilkoma równoległymi powierzchniami tworzącymi strefy nasunięciowe podobne do strefy nasunięciowej Koniny z jednostki Mszany Dolnej (s. 97). Mniejsze nasunięcia podobne są do nasunięć ze strefy złuskowań typu M w jednostce Mszany Dolnej. Nasunięcia są na ogół dobrze czytelne w odsłonięciach, a większe z nich łatwo prześledzić między odsłonięciami, zwłaszcza fotointerpretacyjnie. W skibie Beskidu Wyspowego dominują powierzchnie nasunięć o biegach 85—95°, a w skibie Mogielicy w części zachodniej o biegach 115—125°, we wschodniej zaś — 85—115° (Fig. 67). Przeważają nasunięcia o upadach 10—35/S. W głąb powierzchnie nasunięć stają się na ogół bardziej połogie, uginając się pod nasunięciami nadległych łusek lub przechodząc w poślizgi międzyławicowe.

Średnie i drobne struktury przynasunięciowe

Fałdy. Fałdy występują tylko w strefach nasunięciowych i bezpośrednio pod nimi. W strefach nasunięciowych ich rozmiary nie przekraczają kilku decymetrów. Występują tam całymi seriami jako fałdy leżące i przewalone o wergencji północnej. Są one, prawdopodobnie fałdami ciągnionymi powstałymi wskutek przemieszczania się pakietów warstw nasuwających się S→N. Fałdy te są często silnie zdeformowane. Pod strefami nasunięć są zwykle stłoczone i ponasuwane na siebie, często leżące, zawsze o wergencji północnej. Na ogół są one pęknięte wzdłuż powierzchni osiowych i porozwlekane. W krańcowych przypadkach zdarza się, że w tak rozerwanej antyklinie jej skrzydło grzbietowe zostało przetransportowane w kierunku północnym na odległość do kilkudziesięciu metrów. Prawdopodobnie dlatego pod nasunięciami często spotyka się połogie pakiety warstw na przemian w położeniu normalnym i odwróconym.

W skibie Beskidu Wyspowego kierunki osi i biegi powierzchni osiowych fałdów przynasunięciowych oraz występujących poza nasunięciami są takie same – około 95° (Fig. 60, 61). W skibie Mogielicy natomiast w strefach przynasunięciowych przeważają fałdy o biegach powierzchni osiowych 105–120°, na ogół niezgodnych z biegami powierzchni osiowych fałdów poza strefami nasunięciowymi (Fig. 60).

Kliważ. Spękania kliważowe w strefach nasunięć przecinają na ogół całe zespoły ławic. Dominują wśród nich spękania o upadach 65–80/S (Fig. 62), obsekwentne względem zwrotu nasunięć i mające charakter uskoków normalnych (Pl. XIII: 2). Są to więc spękania R'_1 utworzone przy jednoczesnym działaniu pary sił i znacznego nacisku normalnego. Gęstość kliważu wzrasta w miarę zbliżania się do powierzchni nasunięcia, tak że tuż przy niej pocięte kliważem ławice rozpadły się na wąskie drzazgi kliważu ołówkowego (Pl. XIV: 1). W skibie Beskidu Wyspowego w strefach nasunięć dominuje kliważ o biegach 100–115°, a w skibie Mogielicy – 110–125°; kliważ ołówkowy ma podobne kierunki (Fig. 62). Podobieństwo położeń kliważu i powierzchni osiowych fałdów w strefach nasunięć (Fig. 60, 62) może wskazywać na równoczesność powstania obu tych struktur.

Uskoki. Sieć średnich i drobnych uskoków jest wykształcona podobnie w całej jednostce magurskiej, z tym że większą regularnością położeń charakteryzują się uskoki w strefach nasunięć. Cechuje je przewaga składowej zrzutowej, a zrzuty nie przekraczają kilku metrów. Najlicznejsze są wśród nich połogie uskoki odwrócone o upadach 0–30/S (Fig. 63). Uskoki te zwykle stanowią ograniczenia stref nasunięciowych lub występują w ich obrębie. Identyfikować je należy z najwcześniej powstającymi ścięciami *P* (Bartlett *et al.*, 1981; Gamond & Giraud, 1982).

Wśród pozostałych uskoków przynasunięciowych charakterystyczne są uskoki normalne o upadach 35–55/N, ustawione konsekwentnie względem zwrotu nasunięć i tworzące z ich powierzchniami kąt około 40°. Komplementarne i sprzężone z nimi są strome uskoki normalne o upadach 65–80/S, obsekwentne (Fig. 63). Odpowiadałyby one ścięciom R_1 i R'_1, które tworzą się przy równoczesnym działaniu pary sił i nacisku pionowego (Jaroszewski, 1972; Gzowskij, 1975). W skibie Beskidu Wyspowego są to głównie uskoki R_1, których nie ma w skibie Mogielicy, gdzie dominują uskoki R'_1 (Fig. 63). Biorąc pod uwagę nachylenie warstw w tych skibach (Fig. 57, 58) można sądzić, że przy nasunięciach korzystniejsze warunki panowały dla tego zespołu, który miał kierunek nachylenia zgodny z nachyleniem warstw.

Biegi uskoków przynasunięciowych w skibie Beskidu Wyspowego wahają się w granicach 85–110°, a w skibie Mogielicy 100–120° (Fig. 63). Biegi uskoków poza strefami nasunięć są w znacznie większym stopniu zbieżne z kierunkami struktur w obrębie skib niż biegi uskoków w strefach nasunięć (Fig. 60–63). Prawdopodobnie uskoki poza strefami nasunięć tworzyły się jeszcze w polu naprężeń o orientacji z okresu fałdowania nasuwanej jednostki magurskiej, a uskoki przynasunięciowe w fazie późniejszej, w polu o odmiennej orientacji.

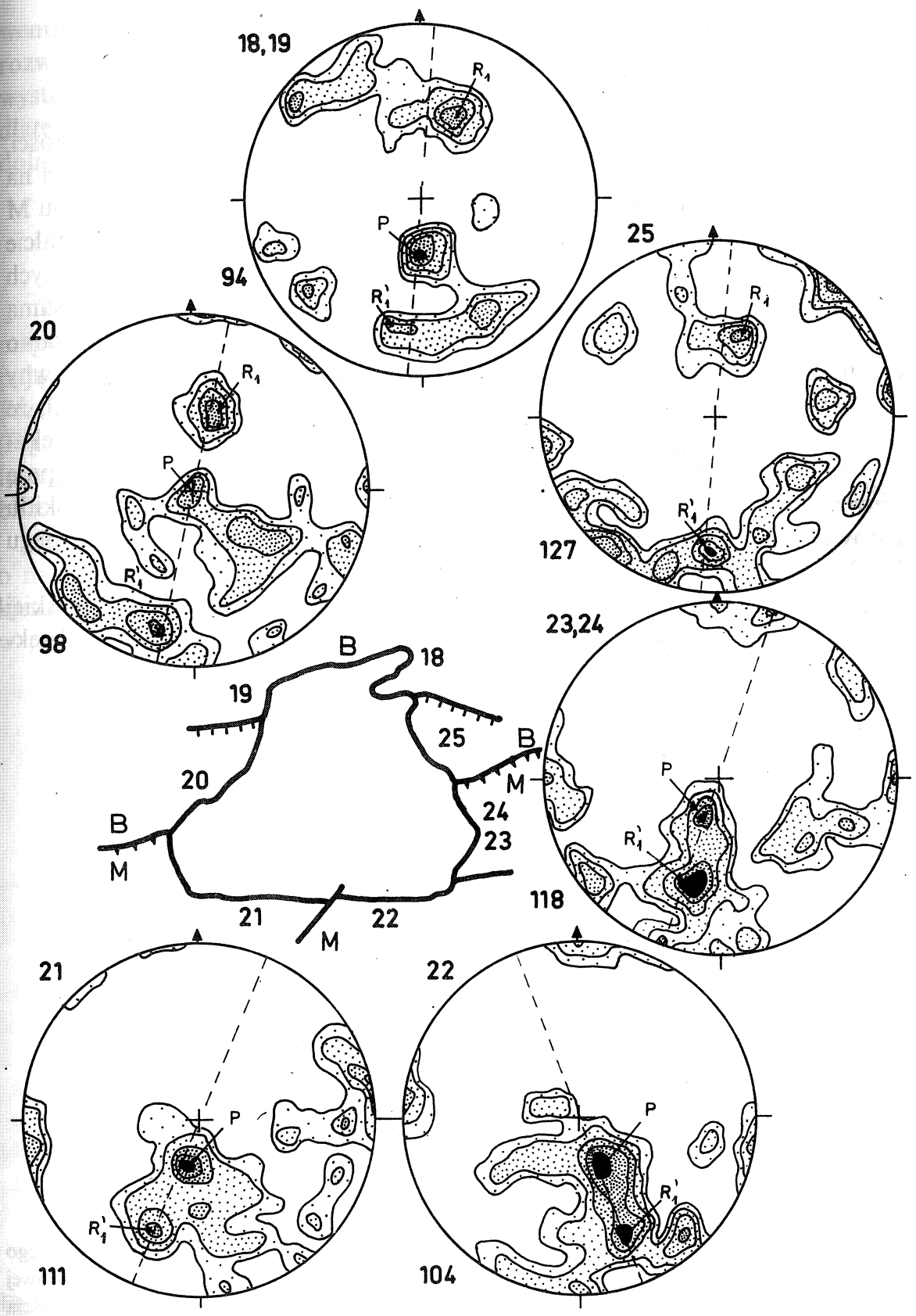


Fig. 63. Diagramy średnich i drobnych uskoków w skibie Beskidu Wyspowego (*B*) i skibie Mogielicy (*M*). Linie przerywane wyznaczają kierunki upadów dominujących uskoków. Objaśnienia w tekście, w Tab. 1 i na Fig. 8

Fig. 63. Stereograms of medium- and small-scale faults in Beskid Wyspowy (*B*) and Mogielica (*M*) subunits. Broken lines follow dip directions of dominant faults. Explanations in the text, in Table 1 and in Fig. 8

Strefa koncentracji poślizgów jednostki magurskiej po jednostkach niższych

Cienka strefa gęstych złuskowań, do czterdziestu metrów miąższości, występuje w spągu jednostki magurskiej bezpośrednio nad jej nasunięciem na jednostki niższe. Budowa tej strefy jest taka sama, jak strefy złuskowań typu M z jednostek okiennych. Omawiana strefa składa się z szeregu łusek o kształcie migdałowatym i o miąższości kilku, rzadziej kilkunastu metrów, zbudowanych z warstw zalegających na ogół połogo. Fałdy i uskoki mają w nich taką samą formę i położenie, jak fałdy i uskoki ze stref nasunięć w obrębie skib. To samo dotyczy kliważu, wykształconego głównie jako kliważ ołówkowy. Intensywny ruch nasuwczy w spągowych partiach jednostki magurskiej spowodował, że najbardziej spągowe łuski składają się z licznych leżących fałdów, porozwlekanych wzdłuż połogich ścięć (Pl. XIII: 1). W łuskach niesfałdowanych występują budiny o romboidalnych kształtach (Fig. 64: *A*), które w spągu skiby Beskidu Wyspowego mają dłuższe osie w przybliżeniu równoleżnikowe, a w spągu skiby Mogielicy przeważnie NWW–SEE (Fig. 64).

Budowa wewnętrzna i położenie względem nasunięcia jednostki magurskiej pozwala uznać opisywaną strefę za górny, nadnasunięciowy dupleks obsek-

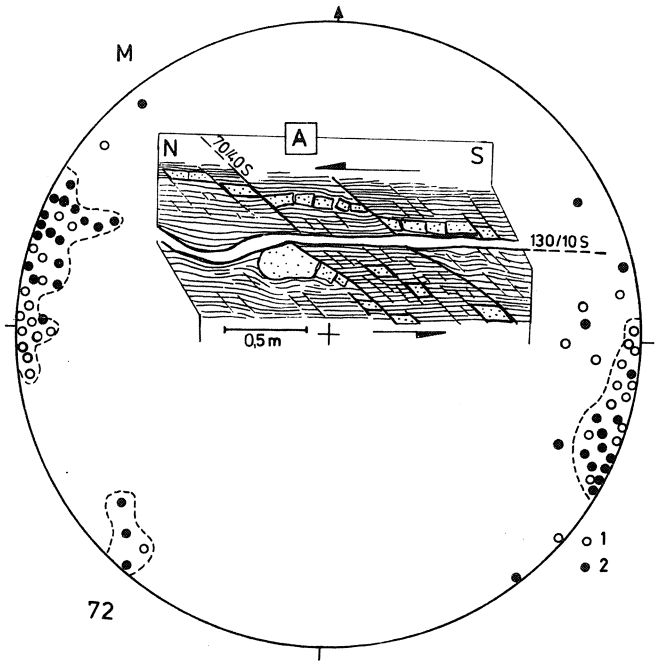


Fig. 64. Diagram położenia dłuższych osi budin w spągowych partiach skiby Beskidu Wyspowego (*1*) i skiby Mogielicy (*2*). *A* – pocięte uskokami i zbudinowane ławice piaskowca w strefie spągowej jednostki magurskiej. Odsłonięcie warstw z Kaniny w rzece Porębie około 500 m powyżej ujścia rzeki Koninki. Strzałki wskazują zwrot nasunięcia

Fig. 64. Stereogram showing orientation of longer axes of boudins from the base of Beskid Wyspowy subunit (*1*) and Mogielica subunit (*2*). *A* – faulted and boudinaged sandstone layers from the base of Magura unit. Outcrop of Kanina Beds, Poręba river 500 m above the outlet of Koninki. Arrows show sense of thrusting

wentny (Boyer & Elliot, 1982; Cooper *et al.*, 1983; Mitra, 1986). Dupleks górny rozwija się w rezultacie pokonywania przez nasuwające się masy skalne oporu występującego wzdłuż powierzchni nasunięcia (Mitra, 1986). Prawdopodobnie dlatego ma on mniejszą miąższość i jest intensywniej złuskowany niż dupleks dolny (strefa złuskowań typu M w obrębie jednostki Mszany Dolnej).

Kierunki transportu tektonicznego w jednostce magurskiej

Wyznaczanie kierunków transportu tektonicznego w obrębie jednostki magurskiej autor oparł głównie na strukturach ślizgowych. Gromadnie występują one zwłaszcza w strefach nasunięć i w partiach spągowych skib. Przeważają wśród nich lustra w położeniach 90—120/26—38S i 75—130/4—14S (Fig. 65). Wyraźnie dominują przy tym biegi około 110°, z tym że większość luster o takich biegach występuje w skibie Mogielicy. Lustra o biegach w przybliżeniu równoleżnikowych występują równomiernie w obu skibach.

Blisko połowę pomiarów rys ślizgowych dokonał autor na lustrach o nachyleniu mniejszym niż 30° (Fig. 66), co pozwala bezpośrednio określić kierunek transportu tektonicznego. Kierunki większości rys mieszczą się w przedziale azymutów 165—10° i 20—35° (Fig. 66). Rysy grupy pierwszej,

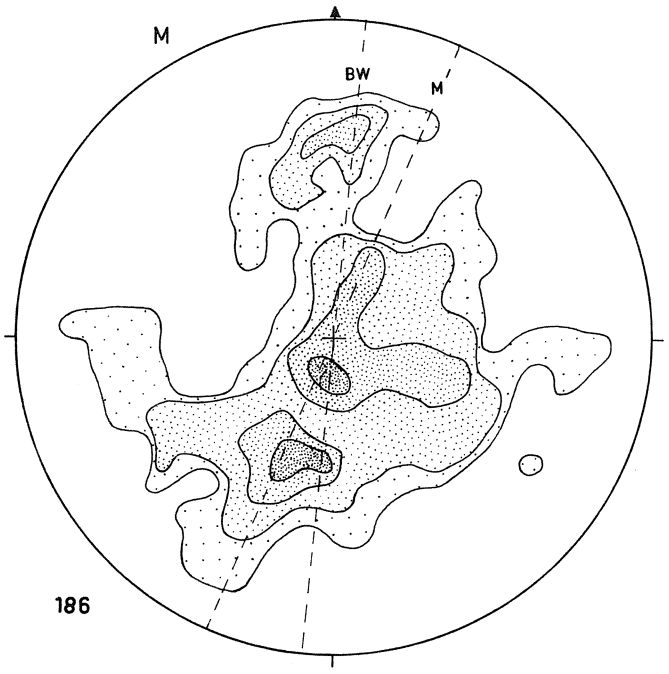


Fig. 65. Diagram położenia luster tektonicznych w jednostce magurskiej. Linie przerywane wyznaczają kierunki linii upadów dominujących położeń luster w skibie Beskidu Wyspowego (*BW*) i skibie Mogielicy (*M*). Inne objaśnienia jak na Fig. 45

Fig. 65. Stereogram of attitude of slickensided surfaces in Magura unit. Broken lines follow dominant dip directions of slip-planes in Beskid Wyspowy (*BW*) and Mogielica (*M*) subunits. Other explanations as in Fig. 45

o dominancie 5°, występują w obrębie całej skiby Beskidu Wyspowego oraz poza strefami nasunięć w skibie Mogielicy. Rysy grupy drugiej, o dominancie 25°, występują głównie w skibie Mogielicy w strefach nasunięć różnego rzędu. Autor zaobserwował, że im wyżej w tej skibie położone jest nasunięcie, tym bardziej rysy w nim są odchylone w kierunku NE–SW. Tak więc na podstawie luster i rys ślizgowych można wnioskować o dwóch głównych kierunkach, S–N i SSW–NNE (Fig. 65, 66), transportu tektonicznego w jednostce magurskiej. Istnienie takich dwóch kierunków transportu wynika też z analizy położeń innych struktur tektonicznych z tej jednostki (Fig. 60–64). Wraz z tektoglifami na lustrach wskazują one na generalny zwrot tego transportu z południa na północ.

Podsumowanie. Struktury związane ze strefami nasunięć są młodsze od występujących poza nimi i odwzorowują młodszy kierunek transportu tektonicznego. Struktury wskazujące na transport tektoniczny S→N występują w obu skibach poza strefami nasunięć oraz w strefach nasunięć w skibie Beskidu Wyspowego, a wskazujące na transport SSW→NNE występują niemal wyłącznie w strefach nasunięć skiby Mogielicy. Wynika z tego, że transport tektoniczny S→N miał miejsce najprawdopodobniej w początkowej fazie nasuwania się jednostki magurskiej, w czasie jej fałdowania jako całości, aż po etap indywidualnego łuskowania skiby Beskidu Wyspowego. Zmiana kierunku transportu na SSW→NNE nastąpiła już po podziale na skiby i uwidoczniła się w procesach łuskowania głównie w skibie Mogielicy.

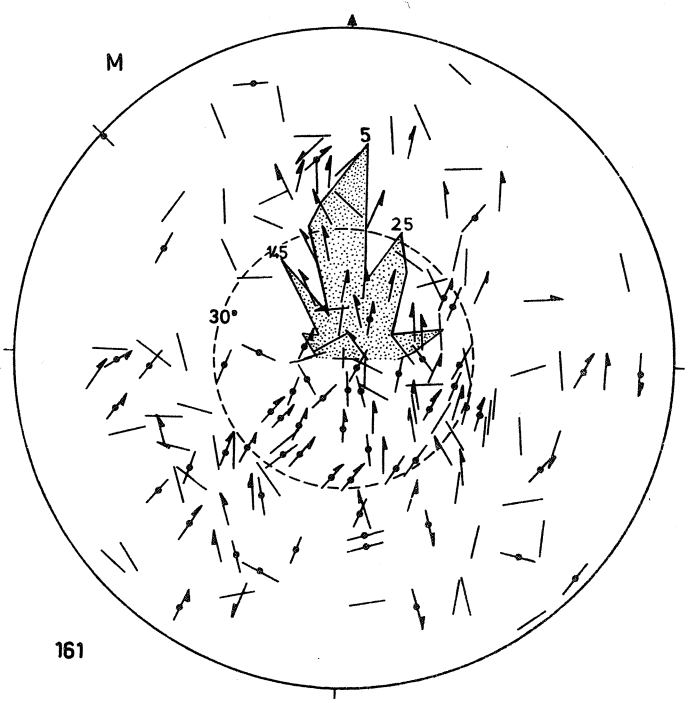


Fig. 66. Diagram orientacji struktur ślizgowych w jednostce magurskiej oraz diagram rozetowy częstotliwości kierunków rys ślizgowych w tej jednostce. Objaśnienia jak na Fig. 46, 57

Fig. 66. Stereogram showing slickenside structures orientation in Magura unit and frequency rose diagram of slip-striae directions in this unit. Explanations as in Figs. 46 and 57

NASUNIĘCIE JEDNOSTKI MAGURSKIEJ

Kształt powierzchni nasunięcia

Odtworzenie kształtu powierzchni nasunięcia jednostki magurskiej na jednostki okienne jest możliwe tylko w wąskim pasie, przy brzegach okna tektonicznego Mszany, głównie na podstawie linii intersekcyjnej powierzchni nasunięcia. W północnym i południowym obrzeżeniu okna zgeneralizowane biegi tej powierzchni są w przybliżeniu równoleżnikowe (Fig. 12), a upady w części południowej są stromsze (do 19/S) niż w północnej (do 14/N) i mają tendencję do zmniejszania się w głąb (Fig. 10). Przy wschodnim brzegu okna bieg tej powierzchni jest NNW–SEE z upadami 6–10/E, a przy zachodnim około NE–SW z upadami 12–14/NW (Fig. 12). W obrębie omawianej powierzchni występuje szereg łagodnych równoleżnikowych depresji i elewacji o kilkustopniowym nachyleniu skrzydeł, znajdujących się w przedłużeniu depresji i elewacji obwiedni fałdów jednostki Mszany Dolnej (Fig. 12).

Kształt obecnie nie istniejącej części powierzchni nasunięcia nad obszarem okna Mszany, zrekonstruowany przez ekstrapolację wyników uzyskanych przy brzegu okna, z uwzględnieniem tendencji regionalnych (Świderski, 1953b; Kozikowski, 1956, 1958, 1972), jest zbliżony do łagodnej kopuły o zarysie trójkąta skierowanego wierzchołkiem na północ, o największym wysklepieniu w rejonie góry Witów (Fig. 12). W tym miejscu różnica wysokości między jej najwyższym punktem a brzegami okna dochodzi do jednego kilometra; takąż wartość podaje Świderski (1953b). Kształt powierzchni tej bezpośrednio po nasunięciu jednostki magurskiej musiał być jednak nieco inny. Sądząc na podstawie położenia osi fałdów w jednostce magurskiej i parametrów sieci uskoków ponasunięciowych, powierzchnia ta miała już wtedy kształt kopuły, ale bardziej spłaszczonej i mającej zarys elipsy o wydłużeniu SWW–NEE.

Podłoże nasunięcia

Z powyższych danych wynika, że jednostka magurska nasuwała się w omawianym rejonie prawdopodobnie na lekką wypukłość urozmaiconą szeregiem połogich, równoleżnikowych depresji i elewacji. Istnienie tych ostatnich potwierdzają intensywniejsze złuskowania spągowych partii jednostki magurskiej na południowych skłonach zakładanych elewacji, co według Knipe'a (1985) jest charakterystyczne dla miejsc, w których nasuwające się masy przekraczały progi podłoża. Podłoże to zbudowane było z warstw jednostek Mszany Dolnej i grybowskiej, bowiem jak to już autor wykazał, jednostka grybowska była nasunięta przed jednostką magurską. To, że jednostka magurska kontaktuje wzdłuż nasunięcia z obiema jednostkami okiennymi, jest prawdopodobnie efektem działania erozji sprzed jej nasuwania się. Przemawiałby za tym brak płatów jednostki grybowskiej w całości zbudowanych z warstw w położeniu odwróconym pod obalonymi fałdami regionalnymi jednostki Mszany Dolnej.

Pogląd o poerozyjnym nasunięciu jednostki magurskiej wypowiadano od dawna (Konior, 1933). Na wschód od badanego terenu sugerowali to Świdziński (1950) i Oberc (1950). Możliwość poerozyjnych nasunięć w tej części Karpat dopuszczali Tołwiński (1956), Skoczylas-Ciszewska (1960) i Książkiewicz (1972).

Budowa nasunięcia

Powierzchnia nasunięcia magurskiego jest strefą, o kilkunastometrowej miąższości, warstw tak silnie złuskowanych (Fig. 38: 2; 50*B*), że najczęściej trudno określić, do której jednostki one należą. Łuski te przedzielone są pologimi powierzchniami dyslokacji, z których część jest przedłużeniem stromych uskoków odwróconych z jednostek niższych (Fig. 50*B*). Szczeliny tych dyslokacji, o szerokości do 1 m, są wypełnione zmielonym tektonicznie materiałem skalnym. W najbardziej zaawansowanym stadium tego zmielenia szczelina jest wypełniona jednolitą, ilastą masą barwy szarozielonej do białej, z nielicznymi okruchami piaskowców i mułowców, o wielkości do kilku milimetrów. W masie tej występują barwne smugi lekko przefałdowane lub równoległe do ścian szczeliny. Prawdopodobnie są to ślady słabego ukierunkowania teksturalnego, czyli klasyfikacyjnie (Sibson, 1977) wypełnienia te można zaliczyć do ultramylonitów. Tego typu wypełnienia szczelin są jednak rzadkie. Najczęściej szczeliny wypełnia mniej jednorodna, ciemnoszara ilasta masa przepełniona fragmentami piaskowców i mułowców, o wielkości sporadycznie przekraczającej kilka centymetrów. Ukierunkowanie teksturalne tej masy jest niewyraźne lub zupełnie go brak, tak że trudno odgraniczyć kataklazyty od mylonitów. Fragmenty piaskowców i mułowców w szerokich szczelinach są ostrokrawędziste, w węższych są wyraźnie zaokrąglone tektonicznie (Pl. XIV: 2).

Tylko w odsłonięciu w rzece Porębie autor stwierdził (podobnie jak Burtan *et al.*, 1976, 1978), że opisywane nasunięcie przebiega w obrębie osuwiska podmorskiego (por. Książkiewicz, 1958). W osuwisku fragmenty piaskowca o różnej wielkości i w różnym stopniu obtoczone występują obok siebie. Tkwią one w zmiętych, ale nie zlustrowanych łupkach. Brak jest mylonitu. Wymienione cechy wyraźnie odróżniają ten fragment nasunięcia od pozostałych opisywanych w tym rozdziale.

Gdy miąższość złuskowanych pakietów znajdujących się w strefie poślizgu nie przekraczała jednego metra, to występujące w nich ławice niepodatne były zbrekcjowane lub pocięte tak gęstymi spękaniami, że zostały skataklazowane i w dalszym rozwoju nasunięcia sfałdowane przez kataklastyczne płynięcie. W obu przypadkach liczne są w nich ślady rozpuszczania pod ciśnieniem. W grubszych pakietach ławic deformacje takie występują tylko w ich częściach stropowych i spągowych. W płytkach cienkich z ławic piaskowców z partii środkowych tych pakietów obserwuje się kierunkowe uporządkowanie ziaren kwarcu związane z płaszczyznowym rozpuszczaniem pod ciśnieniem (Pl. X: 2), charakterystyczne (Gray, 1978) dla początkowych stadiów powstawania kliważu. Ślady spękań ciosowych na powierzchniach ławic i powierzchniach przekrojów poprzecznych są w tych piaskowcach lekko powyginane.

Ławice łupków w obrębie łusek makroskopowo wydają się niezdeformowane. Jest to wrażenie pozorne, gdyż w płytkach cienkich z tych łupków (Pl. XV: 1) niemal zawsze obserwuje się wtórne złupkowanie tektoniczne prawie równoległe, a rzadziej w pełni równoległe do pierwotnej laminacji. Często ma ono charakter foliacji z występowaniem blastów muskowitu (Pl. XV: 3; XVI: 2), chlorytu oraz pokruszonego i przekrystalizowanego kalcytu (Pl. XVI: 2, 3). W większości ławic łupków powierzchnie złupkowania (foliacji) były wykorzystywane jako powierzchnie poślizgu tak, że można mówić o laminarnym płynięciu w ich obrębie. Część ławic łupków była już po złupkowaniu pocięta spękaniami o biegach w przybliżeniu równoleżnikowych i o cechach opisywanych już ścięć R'_1 i R_1 (Pl. XV: 1). Zwykle występują dwa różnoczasowe systemy takich spękań, na ogół wtórnie zdeformowanych. Spękania obsekwentne zostały wydłużone przez porozsuwanie ich wzdłuż foliacji (Pl. XVI: 4), a grubsze, wypełnione kalcytem wzdłuż występujących w nich mikrospękań (Pl. XV: 3). Spękania konsekwentne zostały skrócone przez ich sfałdowanie (Pl. XV: 2; XVI: 3).

Opisane cechy spękań wraz z wcześniejszym od nich złupkowaniem (foliacją) wskazują, że powstały one w wyniku działania pary sił w płaszczyźnie pionowej i o zwrocie górnej składowej zgodnym ze zwrotem nasunięcia, pod znacznym nadkładem. W czasie późniejszego odkształcania spękań nacisk nadkładu musiał być przynajmniej częściowo neutralizowany, gdyż w przeciwnym razie oba zespoły systemu stromszego powinny być sfałdowane, jak to wynika z prac Smitha (1968) i Agostino (1971). Czynnikiem neutralizującym było prawdopodobnie duże ciśnienie porowe wody, które w spągu nasunięć może osiągnąć wartość równą obciążeniu nadkładu (Hsü, 1969), a nawet ją przekroczyć, gdy woda zostanie uwięziona pod nasunięciem (Gretener, 1981). Czynnikiem zwiększającym ciśnienie porowe wody pod nasunięciem magurskim mogła być wysoka temperatura (por. Laubscher, 1961; Barker, 1972). Burtan i Łydka (1978) stwierdzili, że temperatura ta wynosiła 300—350°C. Również rozwój wyraźnych kryształów muskowitu w strefie nasunięcia wskazuje (według R. Chlebowskiego i A. Kozłowskiego — inf. ustna) na temperatury około 300°C.

Przebieg procesów nasuwczych

Pierwszym objawem zbliżania się jednostki magurskiej było stopniowe pochylanie i obalanie, a następnie przemieszczanie na północ górnych partii antyklin regionalnych jednostki Mszany Dolnej wzdłuż dużych uskoków odwróconych i nasunięć niższego rzędu. Lokalnie doprowadziło to do przykrycia płatów jednostki grybowskiej przez leżące antykliny jednostki Mszany Dolnej. Bezpośrednio przed czołem nasuwającej się jednostki magurskiej powstawały liczne uskoki, czego efektem było złuskowanie jej podłoża do głębokości sięgającej 200 m. Powierzchnie uskokowe pod ciężarem nasuwającej się jednostki magurskiej stawały się połogie, a najwyższe z nich były wraz

z łuskami wciągane w ruch nasuwczy, tworząc wąską strefę koncentracji poślizgu. W strefie tej skały były kataklazowane. Fragmenty porozrywanych ławic piaskowców uległy tektonicznemu obtoczeniu, a silnie spękane mułowce kataklastycznemu sfałdowaniu. Odbywało się to prawdopodobnie pod niedużym nadkładem i przy niewielkim, ale narastającym ciśnieniu porowym (por. Sibson, 1977, oraz Droxler & Schaer, 1979). Prawdopodobnie w tym czasie przemieszczane masy jednostki magurskiej były fałdowane w całości. Transport tektoniczny odbywał się głównie w strefie poślizgu i miał charakter kataklastycznego płynięcia, a wspomniane otoczaki tektoniczne pełniły rolę „łożyska tocznego". Kierunek transportu tektonicznego był ściśle S→N.

Później, przy narastającym ciężarze nasuwającej się jednostki magurskiej i wzrastającym ciśnieniu porowym wody skataklazowane skały w strefie poślizgu ulegały mylonityzacji, a w zachowanych tam pakietach ławic tworzyło się złupkowanie, wyraźne zwłaszcza w mułowcach i łupkach. W warstwach już złupkowanych tworzyły się drobne spękania pod znacznym już obciążeniem jednostki magurskiej. Prawdopodobnie w tym czasie rozpoczęło się wyhamowywanie ruchu nasuwczego. Prowadziło to do podziału jednostki magurskiej, od jej czoła w głąb, na skiby i do łuskowania skiby Beskidu Wyspowego. Procesy te, a zwłaszcza nasuwanie się jednej skiby na drugą, spowodowały znaczny wzrost ciśnienia masy nasuwanej na jej dolne partie i na podłoże. Na podstawie miąższości profili serii magurskiej (Fig. 3; Świderski, 1953a,b; Burtan *et al.*, 1976, 1978), można przypuszczać, że miąższość tej masy wynosiła w omawianej fazie przeszło 4 km. Przy takim nadkładzie może już nastąpić izostatyczne wyginanie podłoża (Gretener, 1981), a zamknięta pod nasunięciem woda dostaje się w strefę o podwyższonej temperaturze i osiąga anormalnie wysokie ciśnienie porowe (Barker, 1972; Gretener, 1981). W tej sytuacji cała jednostka magurska mogłaby być transportowana na poduszce ze zmylonityzowanych skał nasyconych wodą o dużym ciśnieniu porowym, być może równym ciśnieniu litostatycznemu, tak jak to miało miejsce w nasunięciach niektórych jednostek alpejskich (Hsü, 1969; Schmid, 1975; Mandl & Shippman, 1981).

Zakończenie nasuwania się złuskowanej skiby Beskidu Wyspowego było prawdopodobnie przyczyną przeniesienia głównej części transportu tektonicznego w strefę poślizgu skiby Mogielicy. W tym czasie kierunek transportu tektonicznego zmienił się na SSW–NNE z tendencją do skręcania ku SW–NE w wyższych partiach tej skiby. Lokalna zmienność transportu tektonicznego w spągowych partiach skiby Mogielicy jest prawdopodobnie objawem rozpoczęcia w czasie nasuwania się tej skiby wypiętrzania podłoża w rejonie dzisiejszego okna tektonicznego. Był to czynnik kolejnego wzrostu oporów tarcia i ostatecznego powstania łuskowej, imbrykacyjnej budowy jednostki magurskiej. Budowa taka jest charakterystyczna dla wielu nasunięć (por. Fleck, 1970; Perry, 1978; Price, 1981; Boyer & Elliott, 1982; Morley, 1986; Vann *et al.*, 1986).

Wielkość nasunięcia jednostki magurskiej mierzona na południku Lubonia wynosi 23 km. Taka jest bowiem odległość południowej granicy okna od

północnego brzegu jednostki magurskiej (Sokołowski, 1954). Wartość tę należy powiększyć o co najmniej 4 km, gdyż tyle wynosi wyliczone przemieszczenie w strefie złuskowań typu M. Wynika z tego, że fragmenty jednostki magurskiej stanowiące jej północny brzeg na południku Lubonia zostały nasunięte z odległości 27 km. Jest to wartość minimalna, gdyż występowanie jednostek okiennych zapewne nie kończy się na południowej granicy okna, a północny brzeg jednostki magurskiej jest erozyjny (Książkiewicz, 1972).

Autory wyliczył, że na badanym terenie jednostka magurska uległa skróceniu o 54% wskutek wewnętrznego sfałdowania i złuskowania. Autor nie miał jednak możliwości obliczenia przy tym skrócenia spowodowanego np. rozpuszczaniem pod ciśnieniem i drobnymi spękaniami, a według Hossacka (1979) czynniki te w pasmach orogenicznych mogą spowodować skrócenie nawet 25%. Z wyliczeń autora wynika, że badany pas jednostki magurskiej, szeroki obecnie na 14 km, miał pierwotnie co najmniej 30 km szerokości. Zakładając, że jednostka magurska na całej swej szerokości (42 km) na południku Lubonia ma podobny styl tektoniczny, otrzymujemy jej minimalną całkowitą pierwotną szerokość 91 km (por. Świderski, 1952; Książkiewicz, 1966; Świdziński, 1971).

USKOKI SKOŚNE

We wszystkich trzech jednostkach występuje sieć uskoków skośnych względem rozciągłości regionalnych struktur tektonicznych. Na ogół uskoki widoczne w odsłonięciach zgrupowane są w duże strefy uskokowe, często przecinające wszystkie trzy jednostki (Fig. 6). Są to więc uskoki ponasunięciowe, najmłodsze ze stwierdzonych przez autora na badanym terenie. Wszystkie one charakteryzują się stromymi powierzchniami uskokowymi oraz dużą stałością kierunków. Dominują kierunki około NNW–SSE i NE–SW (Fig. 6, 67).

Duże strefy uskokowe

W rejonie okna Mszany Dolnej występuje kilka stref uskokowych o szerokości rzędu kilkuset metrów i prześledzonej długości do 14 km. Część z nich ciągnie się poza badany obszar. Wchodzące w skład stref uskoki niższego rzędu są w przybliżeniu równoległe do ich przebiegu, a miejscami ułożone kulisowo (Fig. 6).

Jedna z takich stref o kierunku zbliżonym do NE–SW ciągnie się na długości około 8 km od Lubogoszczy na północy, po Potok Miedziany na południu (Fig. 6, 68). Prawdopodobnie związane są z nią uskoki stanowiące zachodni brzeg okna Mszany wzdłuż doliny Raby. Dwie strefy uskokowe o kierunku około NNW–SSE przecinają środkową część okna (Fig. 6, 68; por. Kozikowski, 1972). Zachodnia z nich przecina południowe zbocza Lubogoszczy i ciągnie się na południe wzdłuż doliny rzeki Poręby, aż za wieś Niedźwiedź. Druga z nich położona jest około 1,5 km na wschód od poprzedniej i w części północnej łączy się z kolejną strefą przebiegającą wzdłuż doliny rzeki Mszanki i Potoku Rychłowego. Długość każdej z tych stref wynosi co najmniej

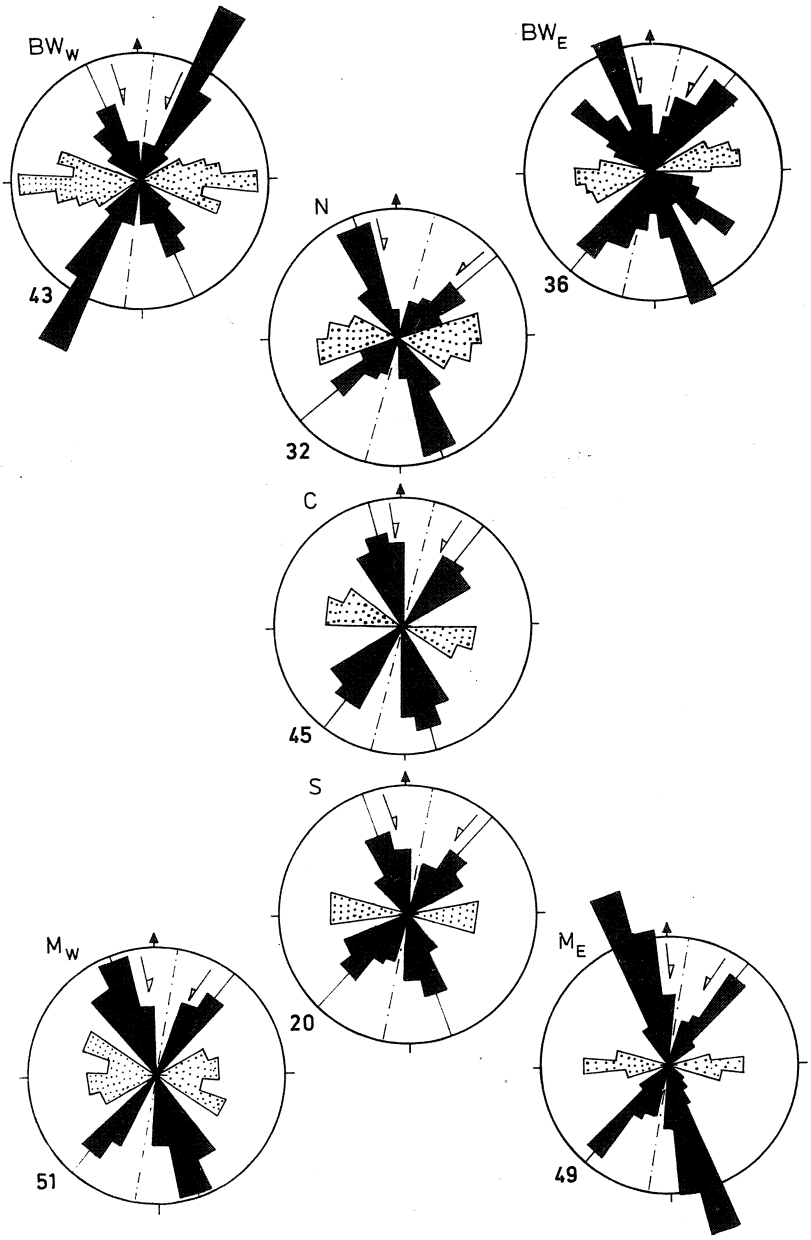


Fig. 67. Diagramy rozetowe kierunków uskoków skośnych (zaczernione) i nasunięć (zakropkowane) większych niż formy średnie, wykonane na podstawie pomiaru ich długości na zdjęciu geologicznym (Mastella, 1984; por. Fig. 8). Diagramy zostały wykonane dla zachodniej (BW_W) i wschodniej (BW_E) części skiby Beskidu Wyspowego oraz zachodniej (M_W) i wschodniej (M_E) części skiby Mogielicy, a także dla części północnej (N), centralnej (C) i południowej (S) jednostek okiennych. Strzałki wskazują dominujące zwroty najwcześniejszej ze stwierdzonych faz ruchu przesuwczego wzdłuż uskoków skośnych. Linią przerywaną z kropkami zaznaczono kierunki osi największego nacisku, w wyniku którego powstały uskoki przesuwcze w tej fazie. Promień koła równa się 15% ogólnej długości dyslokacji na obszarze, z którego wykonano diagram. Długość tę podano w kilometrach przy lewej dolnej stronie diagramów

Fig. 67. Rose diagrams of trends of diagonal faults (in black) and of thrusts (dotted) larger than medium-scale, based on length measurements on author's map (Mastella, 1984; compare with Fig. 8). Diagrams are made for west (BW_W) and east (BW_E) parts of Beskid Wyspowy subunit and for west (M_W) and east (M_E) parts of Mogielica subunit, and also for north (N), central (C) and south (S) parts of Mszana Dolna unit. Arrows agree with dominant sense in the earlier stage of strike-slip movements along diagonal faults. Broken-dotted line follows axes of maximum compression associated with strike-slip motion. Circles' radii equal 15 percent of total length of dislocations in areas corresponding to diagrams. This length (in kilometres) is given at lower left side of diagrams

12 km. Krótsza strefa o kierunku NE—SW ciągnie się od Czarnego Gronia po źródła potoku Pieczonki. Jeszcze inne to strefa przecinająca południowo-zachodnie naroże okna oraz strefa przebiegająca wzdłuż linii Ćwilin—Lubomierz (Fig. 6, 68).

Zwrot przemieszczenia linii intersekcyjnych przeciętych przez omawiane strefy jednakowo nachylonych powierzchni strukturalnych jest różny, nawet wzdłuż jednej i tej samej strefy. W większości jednak linie intersekcyjne powierzchni nachylonych na południe są przesunięte na północ po zachodniej stronie stref o kierunku NNW—SSE, a na południe w strefach o kierunku NE—SW. Rozmiar tych przemieszczeń wzdłuż różnych fragmentów tej samej strefy uskokowej jest różny, nawet gdy przecięte powierzchnie mają taki sam

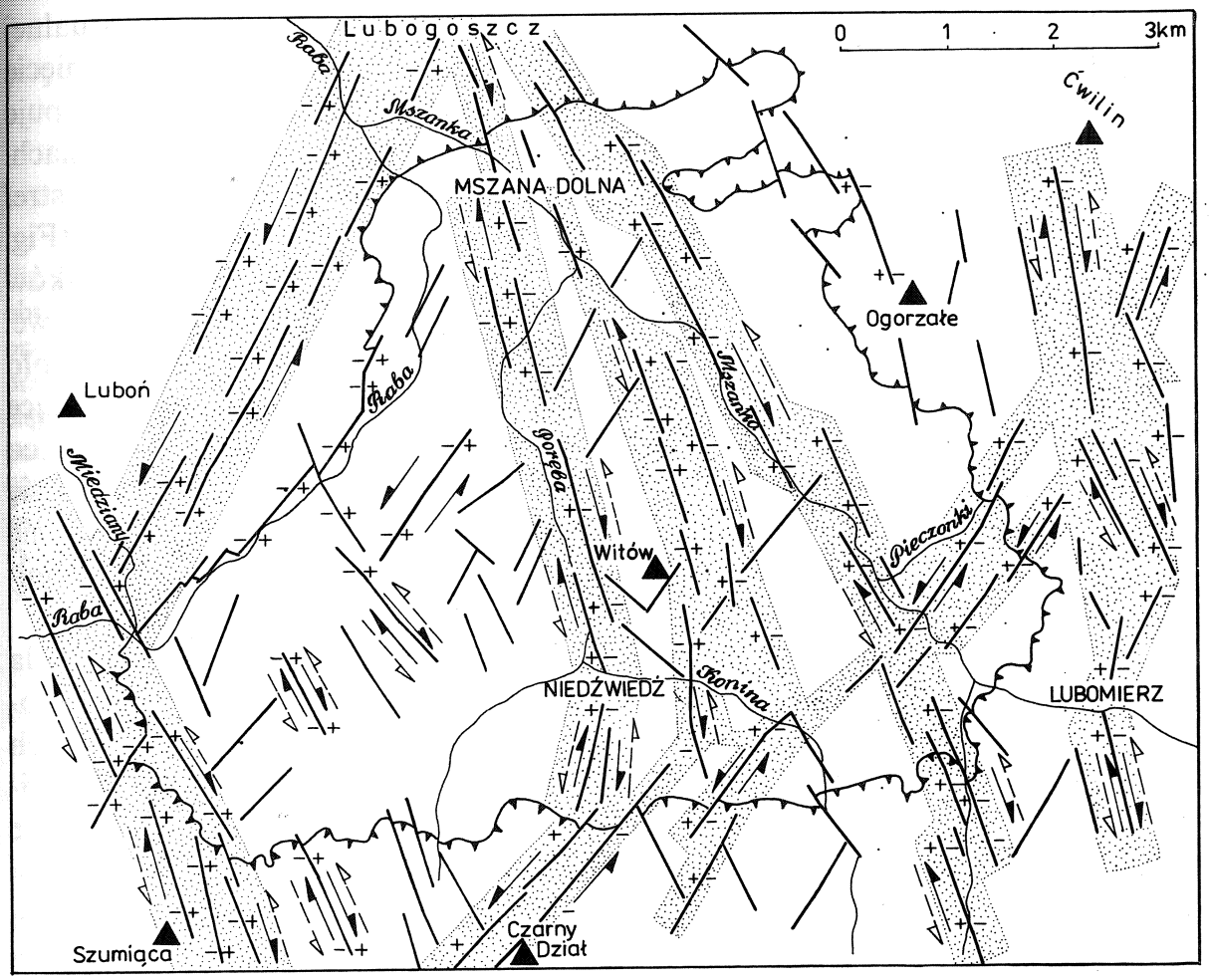


Fig. 68. Schematyczna mapa sieci głównych uskoków i stref uskokowych (ważniejsze z nich zakropkowano) w rejonie okna tektonicznego Mszany Dolnej. Strzałki ciągłe określają starszy zwrot ruchu przesuwczego, strzałki przerywane — młodszy zwrot ruchu przesuwczego wzdłuż poszczególnych uskoków i stref uskokowych. Znakiem + zaznaczono skrzydło wiszące, a znakiem minus skrzydło zrzucone w uskokach zrzutowych i odmłodzonych jako zrzutowe uskoków przesuwczych

Fig. 68. Schematic map of major faults and fault zones (most important are dotted) in Mszana Dolna tectonic window and its vicinities. Continous arrows indicate older sense of strike-slip motion, broken arrows — younger one. Sign + is ascribed to hanging walls, sign minus — to downthrown walls in dip-slip or reactivated as dip-slip faults

upad (Fig. 2, 6). Świadczyłoby to o złożonej kinematyce ruchów uskokowych. Wiele innych faktów wskazuje, że większość opisywanych uskoków była pierwotnie uskokami przesuwczymi, a dopiero potem znaczna ich część została odmłodzona jako zrzutowe.

Pierwotne uskoki przesuwcze

Przesuwczy charakter niewielkich uskoków łatwo jest ustalić bezpośrednio w odsłonięciu na podstawie przyuskokowych wygięć i zafałdowań (Fig. 69*A*, *B*). Deformacje te wraz z towarzyszącymi im ścięciami (Fig. 69*A*: *a*) i licznymi na ich stromych powierzchniach poziomymi rysami tektonicznymi i tektoglifami pozwalają na określenie także zwrotu ruchu przesuwczego i jego ewentualnej zmienności. W przypadku uskoków większych od form średnich przesunięcie następowało w strefie o szerokości do kilkunastu metrów, w której występuje gmatwanina średnich i drobnych uskoków, ścięć i fałdów o stromych osiach. Zdarza się, że w poszczególnych uskokach wchodzących w skład dużych stref uskokowych występują ślady przeciwnych zwrotów ruchu przesuwczego (Fig. 69*A*), świadczące o dwufazowości tego ruchu. Znakomita większość uskoków poza dużymi strefami uskokowymi to jednak przemieszczenia jednofazowe: przy kierunkach około NNW–SSE najczęściej prawoskrętne, a około NE–SW – lewoskrętne (Fig. 69). Uskoki obu zespołów, zarówno wynikające z mapy jak i widoczne w odsłonięciach, przecinają się pod kątem 50–70°, co odwzorowuje się na diagramach (Fig. 67, 69). Wzdłuż przecinających się uskoków obu zespołów ich przecięte części są przesuwane przemiennie, zgodnie z wyżej podanym zwrotem, czyli oba zespoły tworzą sprzężony i komplementarny system uskokowy (Freund, 1974).

Układ i duża regularność sieci opisywanych uskoków wskazują, że składa się ona z uskoków pierwotnych, powstałych w polu naprężeń o dużej jednorodności na całym badanym obszarze, czyli w wyniku nacisków regionalnych (por. Freund, 1974; Arthaud & Matte, 1975; Jaroszewski, 1980b). Oś pośredniego naprężenia normalnego musiała być wówczas pionowa, a pozostałe osie poziome. Kierunek osi największego naprężenia, wyliczony jako dwusieczna kąta ostrego między dominującymi kierunkami obu zespołów uskokowych, zmienia się w różnych częściach badanego obszaru w granicach azymutów 5–20° i najczęściej wynosi 15° (Fig. 67), czyli jest zgodny z kierunkiem głównego nacisku w końcowej fazie nasuwania się jednostki magurskiej. W stosunku do tej fazy w omawianym okresie tektoniki przesuwczej pozostałe naprężenia zmieniły się miejscami: oś pośredniego naprężenia stała się pionowa, a oś najmniejszego – pozioma, w przybliżeniu równoleżnikowa. Ponieważ omawiane uskoki powstały już po nasunięciu jednostki magurskiej, to reorientacja ta nie mogła nastąpić w wyniku wzrostu ciężaru nadkładu. Najprawdopodobniej była ona wynikiem równoleżnikowego rozszerzania się badanego obszaru spowodowanego jego wypiętrzaniem zaznaczającym się już we wcześniejszych fazach.

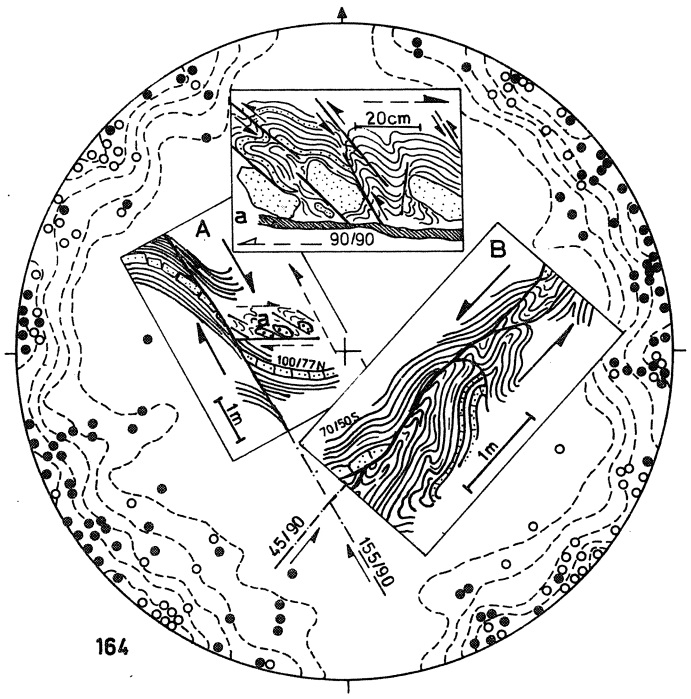


Fig. 69. Diagram położenia średnich uskoków przesuwczych pierwotnych z całego badanego obszaru. Kółka zaczernione — uskoki prawoskrętne, nie zaczernione — lewoskrętne. Linie przerywane — izolinie procentów. W środku diagramu: *A* — pierwotnie prawoskrętny uskok przesuwczy, którego zwrot (strzałki zaczernione) stwierdzono na podstawie przyuskokowego ciągnięcia warstw, odmłodzony jako lewoskrętny (strzałka nie zaczerniona) co określono na podstawie ścięć opierzających (*a*). Odsłonięcie w łupkach pstrych w dnie rzeki Mszanki około 600 m w górę od ujścia Potoku Rychłowego; *B* — lewoskrętny uskok przesuwczy (strzałki wskazują zwrot ruchu przesuwczego) w warstwach grybowskich jednostki grybowskiej. Odsłonięcie w dnie rzeki Poręby około 150 m powyżej ujścia rzeki Koninki. Biegi i upady powierzchni uskokowych podane w ich przedłużeniu poza rysunkami. Rysunki z roku 1976. Reszta objaśnień na Fig. 8

Fig. 69. Stereogram of attitude of medium-scale primary strike-slip faults made for the whole area of study. Black circles — dextral faults, white circles — sinistral faults. Percentage contour lines — broken. In the centre: *A* — primarily dextral strike-slip fault, of sense (black arrows) determined from fault-drag of adjacent strata, subsequently reactivated as sinistral (white-headed arrows), as deduced from feather fractures (*a*). Outcrop of variegated shale in the bed of Mszanka river 600 m upstream of the outlet of Rychłowy Potok; *B* — sinistral strike-slip fault (sense shown by arrows) in Grybów beds, Grybów unit. Outcrop in the bed of river Poręba, 150 m upstream of the outlet of Koninki river. Strikes and dips of fault planes given at their continuation outside the sketches (drawn in 1976). Other explanations as for Fig. 8

Przesuwcze strefy uskokowe

Sigmoidalne wygięcia całych zespołów warstw po obu stronach stref uskokowych oraz szerokość przesuniętych wychodni form fałdowych w wielu miejscach nie zmieniona po ich obu stronach (Fig. 2) wskazują, że przeszły one fazę przesuwczą. Świadczy o tym również kulisowy układ uskoków wchodzących w skład tych stref, widoczny w wielu miejscach na mapie (Fig. 6). Układ taki, nie zawsze regularny (Tchalenko & Ambraseys, 1970; Scholz, 1977), jest

typowy dla różnej wielkości przesuwczych stref uskokowych (Tchalenko, 1970; Wilcox *et al.*, 1973), zwykle pochodnych względem dużych uskoków przesuwczych w ich podłożu (Jaroszewski, 1972), co od dawna było odtwarzane eksperymentalnie (np. Riedel, 1929; H. Cloos, 1936; E. Cloos, 1955) oraz stwierdzane w dużych uskokach przesuwczych (np. Tchalenko & Ambraseys, 1970; Hill & Beeby, 1977; Scholz, 1977). Z prac wyżej cytowanych autorów wynika, że efektem działania uskoku przesuwczego jest powstanie w nadkładzie szeregu kulisowych, na ogół niskokątowych uskoków przesuwczych niższego rzędu, takich jak w strefach uskokowych na badanym terenie.

Na podstawie wyżej opisanych cech autor stwierdził, że większość opisywanych stref odznacza się lewoskrętnym zwrotem przemieszczania. Ślady prawoskrętnych przesunięć stwierdzono tylko wzdłuż stref uskokowych o kierunku około NNW–SSE (Fig. 68) i wzdłuż uskoków w obrębie tych stref (Fig. 69*A*). Ślady te są na ogół zatarte przez młodsze przesunięcia lewoskrętne. Świadczyłoby to, że początkowo występujące na badanym terenie strefy uskokowe miały takie same zwroty przemieszczeń, jak pierwotne uskoki przesuwcze, czyli że początkowo rozwijały się przy lekkim wypiętrzeniu obszaru badań i przy tych samych naciskach, które doprowadziły do powstania sieci pierwotnych uskoków przesuwczych. Prawdopodobnie na tym etapie tworzenie się opisywanych stref było efektem postępującej koncentracji ruchu przesuwczego. Jego łączne rozmiary wzdłuż poszczególnych stref, jak wynika z przesłanek kartograficznych (Fig. 2, 6), nie przekraczały kilkudziesięciu metrów.

W dalszym rozwoju przesuwcze strefy uskokowe o kierunku około NNW–SSE uległy przekształceniu w lewoskrętne, przy nadal lewoskrętnym ruchu przesuwczym wzdłuż stref o kierunku około NE–SW (Fig. 68). Wydaje się, że mogło to być spowodowane prawoskrętną rotacją regionalną (Fig. 70), a istnienie takiej rotacji sugerują między innymi Unrug (1979, 1980, 1984) i Birkenmajer (1985).

Zrzutowe strefy uskokowe

Po fazie przesuwczej duże regionalne strefy uskokowe zostały odmłodzone jako zrzutowe. Występujące w tych strefach drobne i średnie struktury tektoniczne z fazy przesuwczej były w różnym stopniu deformowane przez ruch zrzutowy lub współwystępowały ze strukturami powstałymi w wyniku takiego ruchu. O ruchu zrzutowym świadczą najdobitniej wtórnie pionowe ustawienia przyuskokowych pakietów ławic o biegach zgodnych z rozciągłością uskoku (Pl. XII: 1) i towarzyszące im fałdy o poziomych osiach, o kierunku również zgodnym z kierunkiem uskoku. Liczne strome rysy ślizgowe na powierzchniach warstw tych pakietów i na stromych powierzchniach ścięć w obrębie szczelin uskokowych dopełniają zrzutowy obraz tych uskoków. Przesłanką kartograficzną przemawiającą za zrzutowym charakterem uskoków jest różna szerokość wychodni dużych fałdów po obu stronach niektórych stref uskokowych.

Generalnie wzdłuż uskoków w części zachodniej zrzucone są skrzydła

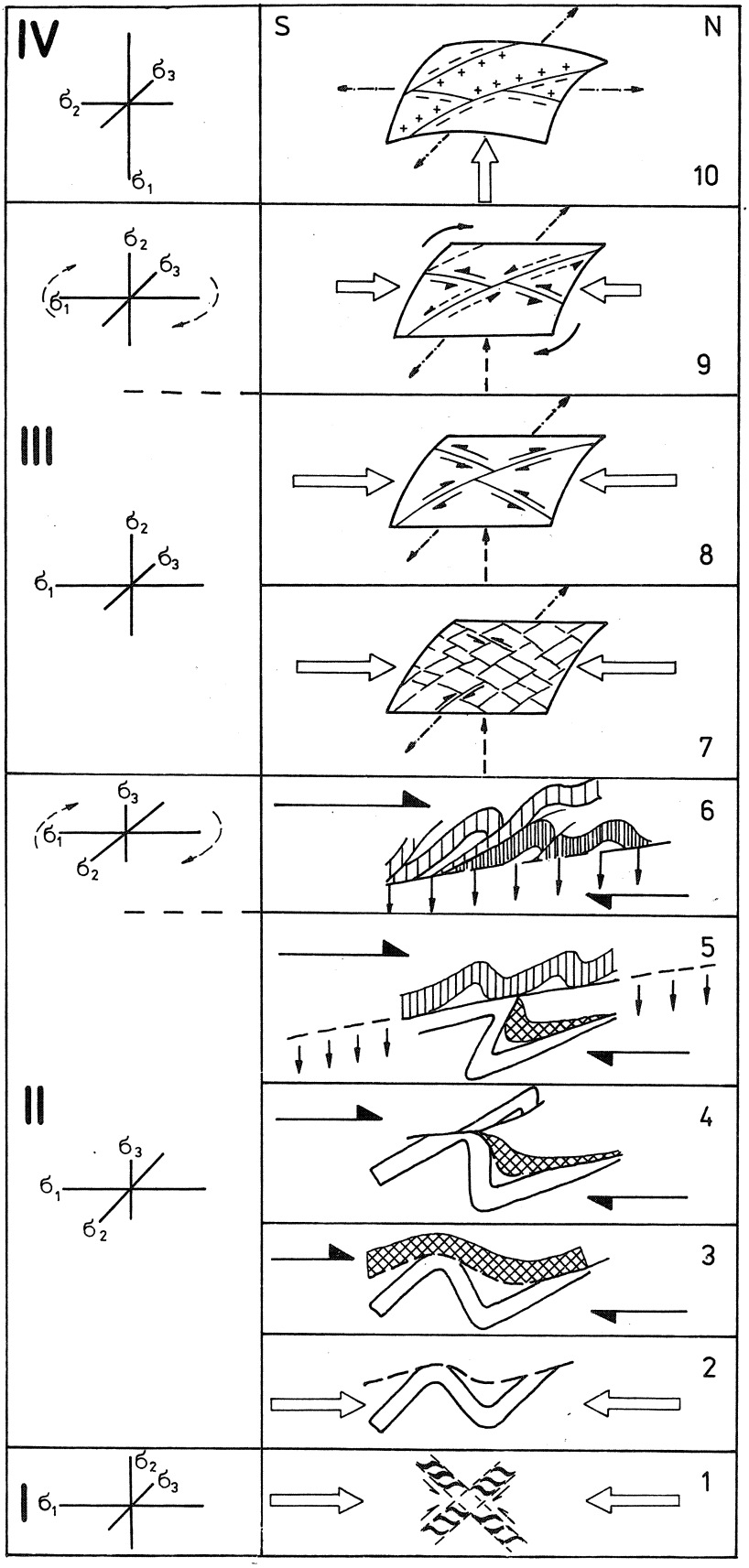
zachodnie, a we wschodniej – wschodnie (Fig. 68). Wielkość zrzutów wzdłuż poszczególnych stref, sądząc z map (Fig. 2, 6), jest różna i na pewno przekracza kilkadziesiąt metrów. Efektem tego jest utworzenie się w środkowej części okna Mszany zrębowej elewacji o wydłużeniu NNW–SSE, pokrywającej się z elewacją sprzed nasunięcia jednostki magurskiej (Fig. 12). Uskoki, które ją ograniczają, mają prawdopodobnie głęboki zasięg (Gruszczyński & Mastella, 1986) i są na ogół stromymi uskokami odwróconymi. W większości normalne są natomiast uskoki bezpośrednio obrzeżające osiowe partie elewacji. Wielkość ich zrzutów nie przekracza kilkunastu metrów, a kierunki zrzutów są przeciwne do wyżej podanych, tak że w samej osi elewacji występuje płytki rów tektoniczny (Fig. 68). Jest to typowy układ uskoków powstających w nadkładzie przy kopułowatym wypiętrzaniu podłoża (H. Cloos, 1936; Mastella, 1975; Jaroszewski, 1980b). Opisana elewacja stanowi prawdopodobnie fragment dużej elewacji Przytkowic (Świderski, 1952).

W świetle powyższych danych prawdopodobne jest, że opisane strefy uskokowe zostały odmłodzone jako zrzutowe w momencie, gdy ruchy wypiętrzające podłoża na obszarze wcześniej istniejącej elewacji osiągnęły przewagę nad naciskami poziomymi. Pozioma dotychczas, południkowo skierowana oś największego naprężenia stała się pionowa, a jej uprzednią pozycję zajęła oś naprężenia pośredniego. Wypiętrzanie następowało głównie *en bloc*, gdyż sieć uskoków przesuwczych między strefami uskokowymi nie uległa odmłodzeniu.

EWOLUCJA TEKTONICZNA

Budowa badanego obszaru została uformowana w złożonym wieloetapowym cyklu ewolucyjnym. Na różnych jego etapach współdziałały ze sobą wybiórczo: prosta kompresja horyzontalna, para sił w płaszczyźnie pionowej, para sił w płaszczyźnie poziomej, wypiętrzanie pionowe. W każdym z etapów jeden czynnik osiągał przewagę nad pozostałymi, a przejście z jednego etapu w drugi odbywało się prawdopodobnie w sposób ciągły.

W etapie najwcześniejszym z możliwych do uchwycenia zastosowanymi metodami istniało lekkie wybrzuszenie w obrębie badanego fragmentu jednostki Mszany Dolnej. Ponieważ najwyższe partie profilu warstw krośnieńskich były wówczas nie w pełni zdiagenezowane, należy sądzić, że wybrzuszenie to istniało już w oligocenie. Być może było ono efektem nasuwania się, jeszcze wówczas odległej, jednostki magurskiej, gdyż na ogół ciężar nasuwających się mas powoduje pod i bezpośrednio przed nimi ugięcie podłoża, a izostatyczne jego wypiętrzenie na ich dalszym przedpolu (Wunderlich, 1965; Gretener, 1981). Ślączka (1969) oraz Pescatore & Ślączka (1984) przyjęli również, że uruchomienie jednostki magurskiej nastąpiło w oligocenie. System spękań ciosowych (Fig. 70: I), prawdopodobnie zakładany i częściowo ujawniający się w tym okresie, mógłby wskazywać na działanie prostej kompresji w polu naprężeń, w którym oś największego naprężenia miała poziome, w przybliżeniu


IV
σ3
σ2
σ1
S
N
10
σ2
σ3
σ1
9
III
σ2
σ3
σ1
8
7
σ3
σ1
σ2
6
5
II
σ3
σ1
σ2
4
3
2
I
σ2
σ3
σ1
1

południkowe położenie, oś pośredniego pionowe, a najmniejszego poziome, w przybliżeniu równoleżnikowe.

W etapie II narastająca prosta kompresja o nie zmienionym kierunku, przy zbliżających się jednostkach wyższych, spowodowała reorientację pola naprężeń (Fig. 70: II). Przy nie zmienionym położeniu osi σ_1, oś σ_2 zajęła położenie poziome, niemal równoleżnikowe, a oś σ_3 pionowe. W tym polu zaczęły powstawać niemal symetryczne regionalne fałdy stojące w jednostce Mszany Dolnej. Procesowi temu towarzyszyła erozja, która nie nadążała z likwidowaniem efektów morfologicznych fałdowania, tak że antyklinom odpowiadały garby, a synklinom zagłębienia dna zbiornika. Erozja ta była prawdopodobnie związana z równoczesnym wypiętrzaniem fałdowanego obszaru. Partie jednostki Mszany Dolnej obecnie odpowiadające części centralnej okna były silniej wypiętrzane i tam erozja dotarła aż do ogniwa piaskowcowego warstw krośnieńskich. Na podłoże o takim reliefie nasunęła się jednostka grybowska, a prosta kompresja horyzontalna uległa przekształceniu w parę sił w płaszczyźnie pionowej (Fig. 70: 2, 3). Dotychczasowy kierunek transportu tektonicznego S → N zmienił się w czasie nasuwania jednostki grybowskiej na SE → NW. Kierunek nasuwania się jednostki grybowskiej na południe od Limanowej natomiast był SW → NE (Połtowicz, 1985). Takie zróżnicowanie kierunku transportu tektonicznego jednostki grybowskiej, skośnego względem generalnie południkowego nasuwania się jednostki magurskiej, było prawdopodobnie spowodowane bardzo zróżnicowaną morfologią podłoża.

Ponowne działanie erozji przed nasunięciem jednostki magurskiej spowodowało, że jednostka grybowska zachowała się jedynie w płatach, głównie w depresjach obwiedni fałdów regionalnych jednostki Mszany Dolnej, a trwające lekkie wypiętrzanie zaznaczyło się większym zanurzaniem się na wschód i zachód równoleżnikowych fałdów jednostki Mszany Dolnej i grybowskiej w porównaniu z osiami fałdów jednostki magurskiej.

W głównej fazie II etapu dominowała wspomniana para sił, co początkowo prowadziło do obalania fałdów regionalnych jednostki Mszany Dolnej. Two-

---

Fig. 70. Schemat tektogenezy rejonu okna tektonicznego Mszany Dolnej. Liczby rzymskie oznaczają kolejne etapy zmienności układu regionalnego pola naprężeń, liczby arabskie — fazy rozwoju struktury tektonicznej badanego obszaru z zaznaczonymi schematycznie, typowymi dla danej fazy, strukturami tektonicznymi o regionalnym znaczeniu oraz dominującymi w tych fazach siłami. Jednostka Mszany Dolnej (*1—5*) nie zakreskowana, jednostka grybowska (*3—5*) zakratkowana, jednostka magurska (*5—6*) kreski pionowe. W fazie nr 6 kreski gęstsze — skiba Beskidu Wyspowego, rzadsze — skiba Mogielicy. Szczegółowe objaśnienia w tekście

Fig. 70. Scheme of tectogenesis of the region of Mszana Dolna tectonic window. Roman numerals denote successive stages of changing regional stress field, Arabic numerals — phases of structural development of study area. Schematically are shown structures of regional significance, typical for the successive phases, and orientations of forces dominant during these phases. Mszana Dolna unit (*1—5*) in white, Grybów unit (*3—5*) — checkered, Magura unit (*5—6*) — vertical hachure. Dense vertical pattern in *6* — Beskid Wyspowy subunit, loose pattern — Mogielica subunit. Detailed explanations in the text

rzyły się przy tym uskoki odwrócone, przekształcane w nasunięcia odcinające wyższe partie obalonych antyklin (Fig. 70: 4) i przemieszczające je miejscami na płaty jednostki grybowskiej. Dalsza ewolucja tych fałdów przebiegała pod narastającym ciężarem nasuwającej się jednostki magurskiej. Wyższe, odcięte ich partie zostały złuskowane i wciągnięte w strefę nasunięcia. Niższe natomiast były w dalszym ciągu obalane przez rozciąganie i skracanie skrzydeł, ale już bez zmian kąta zbieżności. Nasuwająca się jednostka magurska była początkowo (być może jeszcze przed jej nasunięciem na badany fragment jednostki Mszany Dolnej) jedynie fałdowana (Fig. 70: 5). Później jednak, wskutek wyhamowywania jej ruchu od czoła, zaczęły się w niej tworzyć skiby, które nasuwając się na siebie ulegały złuskowaniu (Fig. 70: 6). Początkowy kierunek transportu całej jednostki magurskiej S→N stopniowo zmieniał się na SSW→NNE. Wskazuje to, że przy generalnie nie zmienionej orientacji pole naprężeń w końcowej fazie II etapu uległo niewielkiej rotacji wokół osi pionowej zgodnie z ruchem wskazówek zegara (Fig. 70: II). Taką rotację pola naprężeń przyjmuje Aleksandrowski (1985) dla wytłumaczenia powstawania fałdów o kierunku około NW–SE w obrębie jednostki magurskiej w regionie babiogórskim.

W III etapie, w miejsce pary sił pojawia się ponownie prosta kompresja pozioma, teraz o kierunku SSW–NNE. Ponownie też pojawia się lekkie wypiętrzanie. W sumie powoduje to nieznaczne rozciąganie w kierunku NWW–SEE. Przy nie zmienionym od końca II etapu położeniu osi σ_1, oś σ_2 staje się pionowa, a oś σ_3 pozioma NWW–SEE (Fig. 70: III). W tym polu naprężeń powstaje gęsta sieć uskoków przesuwczych: lewoskrętnych SW–NE i prawoskrętnych NNW–SSE. Postępująca koncentracja ruchu przesuwczego prowadzi do powstania przesuwczych stref uskokowych o takich samych kierunkach i zwrotach przesunięć (Fig. 70: 7, 8). W końcowej fazie tego etapu, przy słabnącej prostej kompresji, prawdopodobnie regionalna rotacja zgodna z ruchem wskazówek zegara spowodowała przekształcenie większości przesuwczych stref uskokowych w strefy przemieszczeń lewoskrętnych (Fig. 70: 9).

W ostatnim, IV etapie zanika prosta kompresja pozioma i dominującą rolę odgrywa wypiętrzanie obszaru badań. Oś σ_1 jest pionowa, oś σ_2 pozioma NWW–SEE. Przy nie zmienionym od końca II etapu położeniu osi σ_1, oś σ_2 następowało wzdłuż stref wcześniejszych uskoków przesuwczych, zwłaszcza tych o kierunku NNW–SSE, przekształcanych w zrzutowe. Kierunek NNW–SSE osi wypiętrzenia pokrywa się z osią prawdopodobnej elewacji w podłożu.

Ewolucja tektoniczna rejonu okna tektonicznego Mszany Dolnej na tle tektogenezy północnej części Karpat Zewnętrznych

Badany obszar jest fragmentem łuku Karpat Zewnętrznych i dlatego źródeł wyżej wymienionych procesów należy doszukiwać się w tektogenezie tego łuku. Trudność stanowi jednak fakt, że na temat tektogenezy tego łuku lub jego

fragmentów wyrażane są różne, często niezgodne poglądy (Książkiewicz, 1972, 1977; Brikenmajer, 1976, 1985; Ney, 1976; Krs & Roth, 1977; Tapponier, 1977; Tokarski, 1978; Burchfiel, 1980; Unrug, 1979, 1980, 1984; Burchfiel & Royden, 1982; Pescatore & Ślączka, 1984; Żytko, 1985). Mała powierzchnia badanego obszaru przy dwóch tylko ogólnych opracowaniach mezostrukturalnych z polskich Karpat Zewnętrznych (Tokarski, 1975; Aleksandrowski, 1985) utrudnia oddzielenie czynników tektonicznych lokalnych od regionalnych. Dlatego autor podejmuje tę próbę jedynie w odniesieniu do głównych etapów ewolucji badanego obszaru, nie dyskutując z poglądami zawartymi w wyżej cytowanych pracach.

Przyjmuje się, że łuk Karpat Zewnętrznych został uformowany głównie w młodoalpejskim cyklu orogenicznym (Książkiewicz, 1972) w wyniku kolizji płyt afrykańskiej i euroazjatyckiej, między którymi występowały liczne mikropłyty (Tapponier, 1977; Burchfiel, 1980; Royden *et al.*, 1982). Decydującą rolę w formowaniu północnego odcinka Karpat Zewnętrznych odegrała płyta pannońska lub w szerszym ujęciu — adriatycka (Birkenmajer, 1976; Ney, 1976; Krs & Roth, 1977; Burchfiel & Royden, 1982; Pescatore & Ślączka, 1984; Książkiewicz, 1977; Tokarski, 1978). Stąd z przemieszczaniem się tej mikropłyty ku północy należy prawdopodobnie wiązać prostą kompresję horyzontalną z I etapu zaznaczającą się już od oligocenu i przez dłuższy czas dominującą. Przemieszczeniu się mikropłyty towarzyszyło podsuwanie się pod nią płyty euroazjatyckiej (Tapponier, 1977; Tokarski, 1978; Burchfiel, 1980; Pescatore & Ślączka, 1984), to jest proces zgodny z dawnym poglądem W. Teisseyre'a (1921). Proces ten był przyczyną przekształcenia się prostej kompresji w parę sił i związanej z tym reorientacji składowych pola naprężeń w II etapie. Pierwszym objawem tego procesu było powstawanie fałdów regionalnych, a kolejnym — nasuwanie się jednostki grybowskiej. Z faktu, że jednostka grybowska nasuwała się miejscami na słabo zdiagenezowane warstwy krośnieńskie jednostki Mszany Dolnej wynika, że miało to miejsce na przełomie oligocenu i miocenu, w fazie sawskiej. Potwierdzeniem tego mogą być wnioski zawarte w pracach Książkiewicza & Leški (1959), Ślączki (1969) i Żytki (1977) o wczesnym fałdowaniu się jednostek w tej części łuku Karpat Zewnętrznych, przy czym jednostki południowe były wcześniej uruchamiane niż północne (Ślączka, 1969). Po przerwie zaznaczonej erozją na jednostki okienne nasunęła się jednostka magurska. Jej nasuwanie zakończyło się w środkowym miocenie, przed sarmatem (Połtowicz & Waśniowska, 1975; Konior, 1981; Oszczypko & Tomaś, 1985), w fazie styryjskiej. Jest to końcowa faza etapu II, a jednocześnie końcowa faza dominacji pary sił w płaszczyźnie pionowej oraz początek tworzenia się uskoków przesuwczych. Koniec ich powstawania, czyli koniec etapu III, nastąpił we wczesnym sarmacie, kiedy na badanym odcinku Karpat zanikła kompresja horyzontalna (Tokarski, 1978) i rozpoczęło się wypiętrzanie.

Do tego momentu, począwszy od nasuwania się skiby Mogielicy, udokumentowane jest działanie regionalnej rotacji zgodnej z ruchem wskazówek

zegara. Rotacja taka, ale działająca w znacznie dłuższym przedziale czasowym, wynika z ogólnych modeli łuku Karpat Zewnętrznych (Krs & Roth, 1977; Burchfiel & Royden, 1982; Royden *et al.*, 1982), z rekonstrukcji palinspastycznych (Unrug, 1979), analizy uskoków przesuwczych i innych elementów geologicznych (Birkenmajer, 1976, 1983, 1985; Unrug, 1980, 1984; Burchfiel & Royden, 1982; Oszczypko & Tomaś, 1985). Cytowani autorzy odnoszą powstanie dużej części uskoków przesuwczych do schyłku fazy styryjskiej, co w przybliżeniu odpowiadałoby stosunkom stwierdzonym na badanym terenie. W związku z powyższym wspomniana rotacja, której ślady stwierdzono w rejonie Mszany Dolnej, mogłaby być wyjaśniana dopasowywaniem się mikropłyty pannońskiej do euroazjatyckiej (por. Aleksandrowski, 1985, Fig. 15) na przełomie badenu i sarmatu. Etap IV – przetworzenie stref uskoków przesuwczych w zrzutowe należy już do poszariażowego wypiętrzania się północnej części Karpat Zewnętrznych, które rozpoczęło się od sarmatu (Książkiewicz, 1972) i które prawdopodobnie trwa do dzisiaj (Joó *et al.*, 1981; Rączkowski *et al.*, 1984).

Podziękowania

Autor dziękuje Prof. dr. hab. Wojciechowi Jaroszewskiemu za konsultacje w terenie oraz dyskusje i krytyczne uwagi przy opracowywaniu zebranego materiału i pisaniu pracy. Dziękuje również Anonimowemu Recenzentowi za wszechstronne, krytyczne uwagi. Autor z wdzięcznością wspomina Doc. dr. Ludwika Watychę, który w terenie wprowadził go w problematykę litostratygraficzną badanego obszaru.

LITERATURA CYTOWANA – REFERENCES

Agostino, P. N., 1971. Theoretical and experimental investigations on ptygmatic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 2651–2660.

Aleksandrowski, P., 1985. Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpackich kierunków fałdowych. (Structure of the Mt. Babia Góra region, Magura nappe, Western Outer Carpathians: an interference of West and East Carpathian fold trends). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 55: 375–422.

Anderson, T. B., 1974. The relationship between kink bands and shear fractures in the experimental deformation of slate. *J. Geol. Soc. London*, 130: 367–382.

Anthony, M. & Wickham, J., 1978. Finite-element simulation of asymmetric folding. *Tectonophysics*, 47: 1–14.

Arthaud, F. & Matte, Ph., 1975. Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139–171.

Bankwitz, P., 1965. Elemente der Schiefergebirgstektonik. *Ber. Geol. Ges. DDR*, 10 (3): 221–388.

Barker, C., 1972. Aquatermal pressuring – role of temperature in development of abnormal-pressure zone. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 56: 2069–2071.

Bartlett, W. L., Friedman, M. & Logan, J. M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks in limestone layers. *Tectonophysics*, 79: 255–277.

Beach, A., 1975. The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics*, 28: 245–263.

Beach, A., 1977. Vien arrays, hydraulic fractures and pressure-solution structures in a deformed flysch sequence SW-England. *Tectonophysics*, 40: 201–225.

Beach, A., & Jack, S. 1982. Syntectonic vein development in a thrust sheet from the external French Alps. *Tectonophysics*, 81: 67–84.

Birkenmajer, K., 1976. The Carpathian orogen and plate tectonics. *Publs. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.* A-2 (101): 43–53.

Birkenmajer, K., 1983. Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. (Strike-slip faults in the northern boundary zone of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians). *Stud. Geol. Pol.*, 77: 89–112.

Birkenmajer, K., 1985. Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. *Publs. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, A-16 (175): 101–115.

Borradaile, G. J., 1978. Transected folds: A study illustrated with examples from Canada and Scotland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 481–493.

Botteron, G., 1961. Etude géologique de la région du Mont d'Or (Préalpes romandes). *Eclogae Geol. Helv.*, 54: 29–107.

Boyer, S. E. & Elliot, D., 1982. Thrust systems. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 66: 1196–1230.

Burchfiel, B. C., 1980. Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. *Tectonophysics*, 63: 31–61.

Burchfiel, B. C. & Royden, L., 1982. Carpathian foreland fold and thrust belt and its relation to Pannonian and other basins. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 66: 1179–1195.

Burtan, J., 1974. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50000, Arkusz Mszana Dolna.* Wyd. Geol. Warszawa.

Burtan, J., 1978. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50000, Arkusz Mszana Dolna.* Wyd. Geol., Warszawa, 70 pp.

Burtan, J. & Łydka, K., 1978. On metamorphic tectonites of the Magura nappe in the Polish Flysch Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre* 26: 95–101.

Burtan, J., Paul, Z. & Watycha, L., 1976. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50000, Arkusz Mszana Górna.* Wyd. Geol., Warszawa.

Burtan, J., Paul, Z. & Watycha, L., 1978. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50000, Arkusz Mszana Górna.* Wyd. Geol., Warszawa, 70 pp.

Chapple, W. M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1189–1198.

Chapple, W. M. & Spang, J. H., 1974. Significance of layer-parallel slip during folding of layered sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 1523–1534.

Cloos, E. 1955. Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66: 241–256.

Cloos, H., 1936. *Einführung in die Geologie.* Borntraeger, Berlin, 503 pp.

Cobbold, P. R., Cosgrove, J. W. & Summer, J. M., 1971. Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 12: 23–53.

Collomb, P. & Donzeau, M., 1974. Relations entre kink-bands decamétriques et fractures de socle dans l'Hercynien des Monts d'Ougarta (Sahara Occidental, Algérie). *Tectonophysics*, 24: 213–242.

Cooper, M. A., Garton, M. R. & Hossack, J. R., 1983. The origin of the Basse Normandie duplex, Boulonnais, France. *J. Struct. Geol.*, 5: 139–152.

Crosby, G. W. & Link, P. K., 1972. Stress reorientations during folding. *Geol. Rdsch.*, 61: 413–429.

Dalziel, J. W. D. & Stirewalt, G. L., 1975. Stress history of folding and cleavage development, Baraboo syncline, Wisconsin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 1671–1690.

De Sitter, L. U., 1958. Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. Mijnb.*, 20: 272–286.

Dixon, J. M., 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28: 89–124.

Dixon, J. M. & Summers, J. M., 1985. Recent developments in centrifuge modelling of tectonics: equipment, model construction technique and rheology of model materials. *J. Struct. Geol.*, 7: 83–102.

Donath, F. A. & Parker, R. B., 1964. Folds and folding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75: 45–62.

Droxler, A. & Schaer, J.-P., 1979. Déformation cataclastique plastique lors du plissement sous faible couverture, de strates calcaires. *Eclogae. Geol. Helv.*, 72: 551–570.

Dżułyński, S. & Kotlarczyk, J., 1965. Tectoglyphs on slickensided surfaces. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Geol. Geogr.*, 13: 149–154.

Dżułyński, S. & Radomski, A., 1956. Zagadnienie żył klastycznych w osadach fliszowych na tle sedymentacji fliszu karpackiego (Clastic dikes in the Carpathian Flysch). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 26: 225–254.

Fischer, M. W. & Coward, M. P., 1982. Strain and folds within thrust sheets: an analysis of the Heilam sheet, Northwest Scotland. *Tectonophysics*, 88: 291–312.

Fleck, R. J., 1970. Tectonic style, magnitude, and age of deformation in the Sevier Orogenic Belt in Southern Nevada and Eastern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1705–1720.

Freund, R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21: 93–134.

Friedman, M., Hugman, R. H. H. & Handin, J., 1980. Experimental folding of rocks under confining pressure. Part VIII: Forced folding of unconsolidated sand and of lubricated layers of limestone and sandstone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91: 307–312.

Fyson, W. K., 1964. Folds in the Carboniferous rocks near Walton, Nova Scotia. *Am. J. Sci.*, 262: 513–522.

Gamond, J. F. & Giraud, A., 1982. Identification des zones de faille á l'aide des associations des fractures de second ordre. *Bull. Soc. Geol. France*, 24: 755–762.

Ghosh, S. K., 1966. Experimental tests of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformations. *Tectonophysics*, 3: 169–186.

Ghosh, S. K., 1968. Experiment of buckling of multilayers which permit interlayer gliding. *Tectonophysics*, 6: 207–249.

Ghosh, S. K. & Ramberg, H., 1976. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics*, 33: 1–70.

Gray, D. R., 1978. Cleavages in deformed psamitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 577–590.

Gretener, P. E., 1981. Pore pressure, discontinuities, isostasy and overthrust. In: Thrust and nappe tectonics. Clay, K. Mc. & Price, N. J. (eds.). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 9: 33–40.

Groshong, R. H. Jr., 1975. Strain, fractures and pressure solution in natural single-layer folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 1363–1376.

Groshong, R. H. Jr., 1976. Strain and pressure solution in the Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *Am. J. Sci.* 276: 1131–1146.

Gruszczyński, M. & Mastella, L., 1986. Martwice wapienne w oknie tektonicznym Mszany Dolnej. (Calcareous tufas in the area of the Mszana Dolna tectonic window). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56: 111–131.

Gzowskij, M. W., 1975. *Osnowy tiektonofizyki.* Nauka, Moskwa, 535 pp.

Handin, J. & Hager, R. V., 1957. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 47: 718–755.

Handin, J., Hager, R. V., Friedman, M. & Feather, J. N., 1963. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 47: 717–755.

Harris, L. B. & Cobbold, P. R., 1985. Development of conjugate shear band during bulk simple shearing. *J. Struct. Geol.*, 7: 37–44.

Hill, R. L. & Beeby, W. W., 1977. Surface faulting associated with the 5.2 magnitude Galway Lake earthquake of May 31, 1975: Mojave Desert, San Bernardino County, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1378–1384.

Honea, E. & Johnson, A. M., 1976. A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and monoclinal flexuring of compressible elastic multilayers. IV. Development of sinusoidal and kink fold in multilayers confined by rigid boundaries. *Tectonophysics*, 30: 197–239.

Hossack, J. R., 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review. *J. Geol. Soc. London*, 136: 705–711.

Hsü, K. J., 1969. A preliminary analysis of the statics and kinetics of the Glarus overthrust. *Eclogae Geol. Helv.*, 62: 143–154.

Jaroszewski, W., 1965. Rysy ślizgowe jako wskaźnik kierunku głównego i pochodnego transportu tektonicznego. (Slide scratches as the index of the main and derivative directions of tectonical transport). *Prz. Geol.*, 5: 204–205.

Jaroszewski, W., 1968a. Zakrzywione rysy tektoniczne a mechanizm przemieszczeń uskokowych. (Curved fault striae and the mechanism of faulting). *Acta Geol. Polon.*, 18: 234–239.

Jaroszewski, W., 1968b. Gzymsy tektoniczne – nowy element drobnej tektoniki. (Tectonic ledges – a new element in mesotectonics). *Acta Geol. Polon.*, 18: 179–201.

Jaroszewski, W., 1972. Drobnostrukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. (Mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from the north-eastern Mesozoic margin of the Świętokrzyskie Mountains). *Stud. Geol. Polon.*, 38: 1–215.

Jaroszewski, W., 1980a. Słownik tektoniczny. Cz. IV. Drobne struktury tektoniczne w skałach osadowych. (Polish tectonic vocabulary. Part IV. Tectonic microstructures in sedimentary rocks). *Prz. Geol.*, 10: 588–594.

Jaroszewski, W., 1980b. *Tektonika uskoków i fałdów.* Wyd. Geol., Wyd. II, Warszawa, 360 pp.

Jaroszewski, W., Marks, L. & Radomski, A., 1985. *Słownik geologii dynamicznej.* Wyd. Geol., Warszawa, 310 pp.

Johnson, A. M., 1969. Development of folds within Carmel Formation, Arches National Monument, Utah. *Tectonophysics*, 8: 31–77.

Johnson, A. M. & Ellen, S. D., 1974. A theory of concentric, kink, and sinusoidal folding and of monoclinal flexuring of compresible elastic multilayers. I. Introduction. *Tectonophysics*, 21: 301–339.

Johnson, A. M. & Honea, E., 1975. A theory of concentric, kink, and sinusoidal folding and monoclinal flexuring of compresible, elastic multilayers. III. Transition from sinusoidal to concentric-like to chevron folds. *Tectonophysics*, 27: 1–38.

Joó, I., Csáti, E., Jovanovic, P., Popescu, M., Somov, V. I., Thurm, H., Thury, J., Totomanov, I. N., Vanko, J. & Wyrzykowski, T., 1981. Recent vertical crustal movements of the Carpatho-Balcan Region. *Tectonophysics*, 71: 41–52.

Knipe, R. J., 1985. Footwall geometry and the rheology of thrust sheets. *J. Struct. Geol.*, 7: 1–10.

Kölbel, H., 1940. Über Verformung von Kluften bei Schichtenfaltung am Beispiel des Salzgitterer Sattels. *Geol. Rdsch.*, 31: 188–197.

Konior, K., 1933. Z badań geologicznych w Karpatach środkowych między Gorlicami a Sanokiem. (Recherches géologiques dans des Carpates centrales entre Gorlice et Sanok). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 9: 246–278.

Konior, K., 1981. Rola miocenu w budowie i tektogenezie brzeżnej strefy Karpat obszaru Cieszyn-Wadowice. (The role of the Miocene in structure and tectogenesis of marginal zone of the Carpathians in the Cieszyn-Wadowice area). *Prz. Geol.*, 1: 5–12.

Kozikowski, H., 1956. Geologia płaszczowiny magurskiej i jej okien tektonicznych na południowy zachód od Gorlic. (Geology of the Magura nappe and its tectonic windows to the SW of Gorlice). *Biul. Inst. Geol.*, 110: 47–81.

Kozikowski, H., 1958. Stosunek płaszczowiny magurskiej do podłoża. (The Magura nappe and its relation to the substratum). *Acta Geol. Polon.*, 8: 179–211.

Kozikowski, H., 1972. Metoda selekcji obszarów poszukiwawczych na przykładzie budowy geologicznej okna tektonicznego Mszany Dolnej (Karpaty Środkowe). (Method of selecting the areas for explorations on the example of the geological structures of the tectonical window in Mszana Dolna (Central Carpathians). *Geof. i Geol. Naftowa*, 11–12: 191–192.

Krs, M. & Roth, Z., 1977. A hypotesis of the development of the Insubric-Carpathian Tertiary block system. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 21: 237–249.

Książkiewicz, M., 1950. Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rdsch.*, 45: 369–411.

Książkiewicz, M., 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim. (Submarine slumping in the Carpathian Flysch). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28: 123–150.

Książkiewicz, M., 1966. *Geologia regionu babiogórskiego. Przewodnik XXXIX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego (Babia Góra)*, 104 pp.

Książkiewicz, M., 1968. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50000, Arkusz Zawoja.* Wyd. Geol., Warszawa.

Książkiewicz, M., 1971. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50000, Arkusz Zawoja.* Wyd. Geol. Warszawa, 54 pp.

Książkiewicz, M., 1972. *Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, cz. 3. Karpaty.* Wyd. Geol., Warszawa, 228 pp.

Książkiewicz, M., 1977. Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat. (Hypotesis of plate tectonics and the origin of the Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47: 329–353.

Książkiewicz, M. & Leško, B., 1959. On the relation between the Krosno and Magura Flysch. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 7: 773–780.

Kumar, R. & Pande, J. C., 1972. Deformation of the rocks of Simla Hills. *Geol. Rdsch.*, 61: 430–441.

Laubscher, H. P., 1961. Die Mobilisierung klastischer Massen. *Eclogae Geol. Helv.*, 54: 283–334.

Laubscher, H. P., 1975. Viscous components in Jura folding. *Tectonophysics*, 27: 239–254.

Lindstrom, M., 1961. On significance of intersections in superposed deformation fabrics. *Geol. Mag.*, 98: 33–40.

Mandl, G. & Shippman, G. K., 1981. Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In: Clay, K. M. & Price, J. N. (eds.) Thrust and nappe tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 9: 79–98.

Marcos, A. & Arboleya, M. L., 1975. Evidence of progressive deformation in minor structures in Western Asturias (NW Spain). *Geol. Rdsch.*, 64: 278–287.

Mastella, L., 1975. Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. (Flysch tectonics in the eastern part of the Podhale Basin; Carpathians, Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45: 361–401.

Mastella, L., 1984. *Zdjęcie geologiczne rejonu okna tektonicznego Mszany Dolnej w skali 1:10000.* (Niepublikowane – unpublished) Inst. Geol. Podst., Uniwersytet Warszawski.

Mattauer, M., 1973. *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.*, Herman Ed., Paris, 493 pp.

Mitra, S., 1986. Duplex structure and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 70: 1087–1112.

Mitra, G. & Boyer, S. E., 1986. Energy balance and deformation mechanisms of duplex. *J. Struct. Geol.*, 8: 291–304.

Moench, R. H., 1970. Down-to-basin faults in the metamorphic rocks of western Maine. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1463–1496.

Morgenstern, N. R. & Tchalenko, J. S., 1967. Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. *Geotechnique*, 17: 309–328.

Morley, C. K., 1986. The Caledonian thrust front and palinspastic restorations in the southern Norwegian Caledonides. *J. Struct. Geol.*, 8: 753–765.

Ney, R., 1976. The Carpathians and plate tectonics. *Prz. Geol.*, 6: 309–314.

Nickelsen, R. P., 1979. Sequence of structural stages of the Allegheny orogen at the Bear Valley strip Mine, Shamokin, Pennsylvania. *Am. J. Sci.*, 279: 225–271.

Oberc, J., 1950. Fałd gorlicki i brzeg płaszczowiny magurskiej na wschód od Gorlic. *Biul. PIG*, 7: 5–55.

Olewicz, Z. R., 1965. Korelacja w warunkach karpackich obserwacji geologicznych ze zdjęciem geochemicznym w północno-wschodnim rozszerzeniu okna Mszany Dolnej. *Geof. i Geol. Naftowa*, 1–3: 2–9.

Onasch, C. M., 1983. Origin and significance of microstructures in sandstones of the Mertinsburg Formation, Maryland. *Am. J. Sci.*, 283: 936–965.

Oszczypko, N., 1973. Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. (The geology of the Nowy Sącz Basin; The Middle Carpathians). *Biul. Inst. Geol.*, 271: 101–180.

Oszczypko, N. & Tomaś, A., 1985. Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. *Kwart. Geol.*, 29: 109–128.

Paterson, M. S. & Wiess, L. E., 1968. Folding and boudinage of quartz-rich layers in experimental deformed phyllite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79: 795–812.

Pavlides, L., 1962. Geology and manganese deposits of the Maple and Hovey Mountains Area, Aroostock County, Maine. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 362: 115 p.

Perry, W. J. Jr., 1978. Sequential deformation in the central Appalachians. *Am. J. Sci.*, 278: 518–542.

Pescatore, T. & Ślączka, A., 1984. Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and Southern Appennines. *Tectonophysics*, 106: 49–70.

Petit, J. P., Proust, F. & Tapponier, P., 1983, Criteries de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. Geol. France*, 25: 589–608.

Platt, J. P. & Leggett, J. K., 1986. Stratal extension in thrust footwalls. Makran accretionary prism: Implications for thrust tectonics. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 70: 191–203.

Połtowicz, S., 1985. Jednostka grybowska na południe od Limanowej. (The Grybów Unit to the south of Limanowa (Polish West Carpathians). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 55: 77–104.

Połtowicz, S. & Waśniowska, J., 1975. Miocen Iwkowej. (Miocene rocks near Iwkowa, Western Carpathians, Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45: 433–445.

Powell, C. Mc. A., 1972. Tectonically dewatered slates in the Ludlovian of the Lake District, England. *Geol. J.*, 8: 95–110.

Powell, C. Mc. A., 1974. Timing of slaty cleavage during folding of Precambrian rocks. Northwest Tasmania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 1043–1060.

Powell, C. Mc. A., 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58: 21–34.

Price, N. J., 1959. Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, 96: 149–167.

Price, N. J., 1966. *Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock.* Pergamon Press, Oxford: 176 pp.

Price, R. A., 1981. The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In: Clay, K. M. Price, N. J. (eds.). Thrust and nappe tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 9: 427–448.

Ramberg, H., 1975. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics*, 28: 1–37.

Ramberg, H. & Ghosh, S. K., 1977. Rotation and strain of linear and planar structures in three--dimensional progressive deformation. *Tectonophysics*, 40: 309–337.

Ramberg, J. B. & Johnson, A. M., 1976. A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and monoclinal flexuring of compresible, elastic multilayers. V. Asymetric folding in interbedded chert and shale of the Franciscan Complex, San Francisco Bay, area California. *Tectonophysics*, 32: 295–320.

Ramsay, J. G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks.* McGraw Hill, New York–Sydney. 568 pp.

Ramsay, J. G., 1974. Development of chevron folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 11: 1741–1754.

Ramsay, J. G., 1981. Tectonics of the Helvetic Nappes. In: Clay, K. M. & Price, N. J. (eds.). Thrust and nappe tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 9: 293–310.

Rączkowski, W., Wójcik, A. & Zuchiewicz, W., 1984. Late Neogene-Quaternary tectonics of the Polish Carpathians in the light of neotectonic mapping. *Tectonophysics*, 108: 51–69.

Reches, Z. & Johnson, A. M., 1976. A theory of concentric, kink, and sinusoidal folding and monoclinal flexuring of compressible elastic multilayers. VI. Asymmetric folding and monoclinal kinking. *Tectonophysics*, 35: 295–334.

Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralbl. Min. Geol. Pal. Abt. B.*: 509 pp.

Robert, J. P. & Vialon, P., 1976. Déformation interne et déformation aux limites dans une assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivages schisteux des niveaux structuraux supérieurs. *Bull. Soc. Geol. France*, 18: 1599–1604.

Roeder, D., Yust, W. W. & Little, R. L., 1978. Folding in the Valley and Ridge Province of Tennessee. *Am. J. Sci.*, 278: 477–496.

Royden, L. H., Horvath, F. & Burchfiel, B. C., 1982. Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian-Pannonian region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 717–725.

Schmid, S. M., 1975. The Glarus overthrust: field evidence and mechanical model. *Eclogae Geol. Helv.*, 68: 247–280.

Scholz, C. H., 1977. Transform fault systems of California and New Zeland: similarities in their tectonic and seismic styles. *J. Geol. Soc. London*, 133: 215–229.

Sibson, R. H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, 133: 191–213.

Sikora, W., 1970. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojową. (Geology of the Magura Nappe between Szymbark Ruski and Nawojowa). *Biul. Inst. Geol.*, 235: 5–97.

Sikora, W., 1980. *Przekrój geologiczny Kraków–Zakopane.* (Geological cross-section Cracow –Zakopane). Wyd. Geol., Warszawa.

Skoczylas-Ciszewska, K., 1960. Budowa geologiczna strefy żegocińskiej. (Geology of the Żegocina zone). *Acta Geol. Polon.*, 10: 485–599.

Smith, A. G., 1968. The origin and deformation of some "molar tooth" structures in the Precambrian Belt-Purcell Supergroup. *J. Geol.*, 76: 426–443.

Sokołowski, S., 1954. *Mapa Geologiczna Karpat Polskich (Część Zachodnia) 1:200000.* Wyd. Geol., Warszawa.

Ślączka, A., 1969. Final stages of geosynclinal development in the SE part of the Polish Carpathians. *Acta Geol. Acad. Hung.*, 13: 331–335.

Świderski, B., 1952. Z zagadnień tektoniki Karpat północnych. *Pr. PIG*, 8: 1–142.

Świderski, B., 1953a. *Mapa Geologiczna. Arkusz Rabka, 1:50000.* Wyd. Geol., Warszawa.

Świderski, B., 1953b. *Objaśnienia do Mapy Geologicznej, 1:50000. Arkusz Rabka.* Wyd. Geol., Warszawa, 55 pp.

Świdziński, H., 1947. Słownik stratygraficzny Północnych Karpat Fliszowych. *Biul. PIG.* 37: 7–124.

Świdziński, H., 1950. Łuska Stróż koło Grybowa (Karpaty Środkowe). (Stróże scale near Grybów, Middle Carpathians). *Biul. PIG*, 59: 5–70.

Świdziński, H., 1971. O rozmiarach przesunięć poziomych w północnych Karpatach Fliszowych. (The extent of the horizontal displacements in the Northern Flysch Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41: 181–219.

Tapponier, P., 1977. Evolution tectonique du systeme alpin en Méditeranée: pionçonnement et écrasement ridige plastique. *Bull. Soc. Geol. France*, 19: 437–460.

Tchalenko, J. S., 1968. The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6: 159–174.

Tchalenko, J. S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1625–1640.

Tchalenko, J. S., Ambraseys, N. N., 1970. Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 41–60.

Teisseyre, W., 1921. Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. (La tectonique comparée des Subkarpathes). *Kosmos*, 46: 247–474.

Tokarski, A. K., 1975. Structural analysis of the Magura Unit between Krościenko and Zabrzeż (Polish flysch Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45: 327–353.

Tokarski, A. K., 1978. Orogenesis and morphogenesis of Outer Carpathians and plate tectonics. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 12: 29–43.

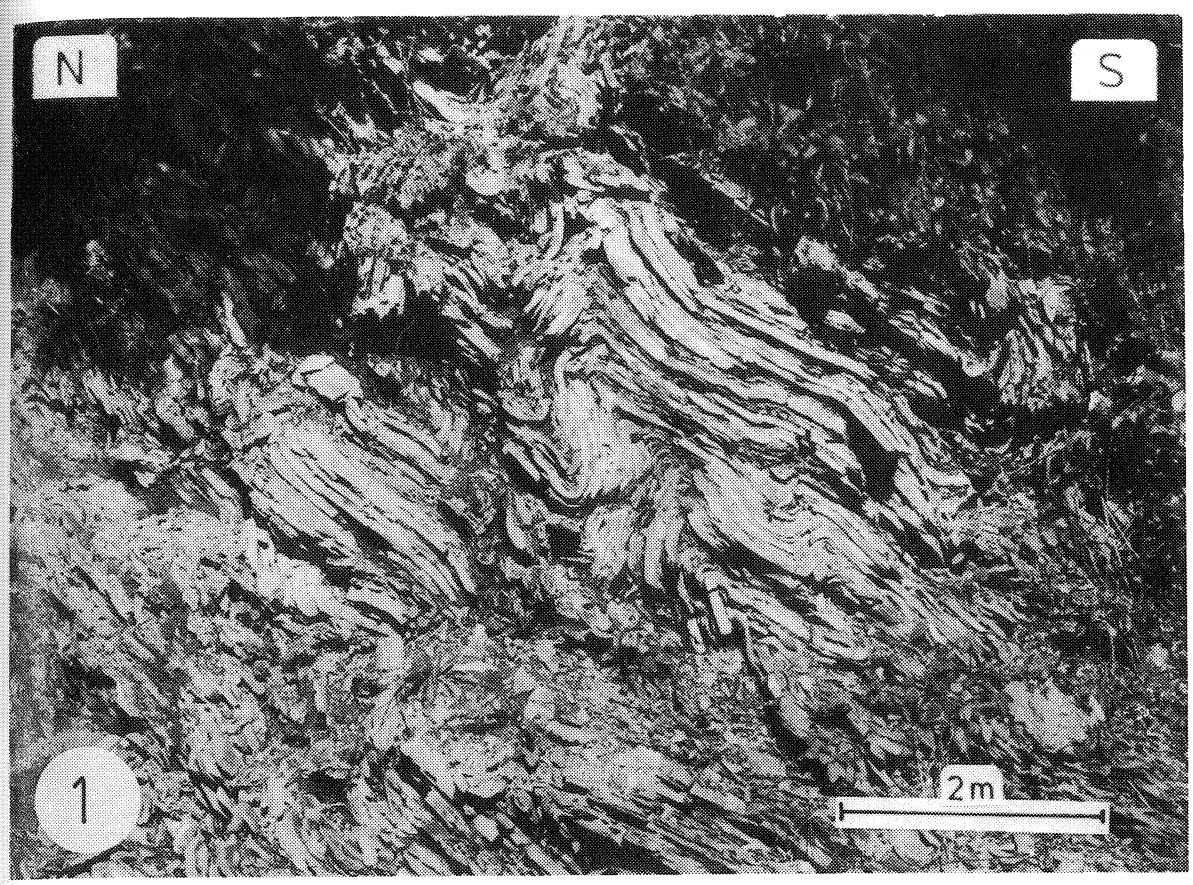
Tołwiński, K., 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów. (The chief tectonic elements of the Carpathian Mts.). *Acta Geol. Polon.*, 6: 75–226.

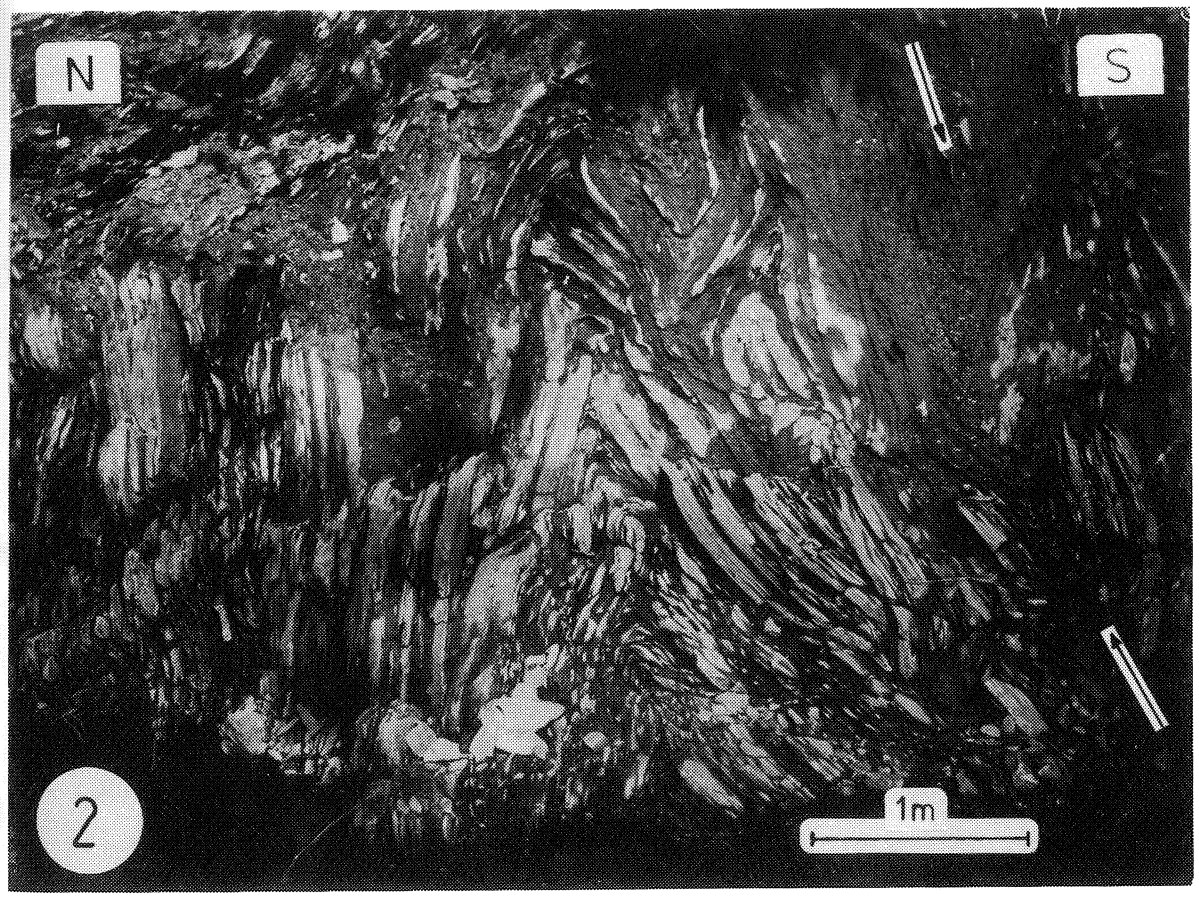
Tricart, T., Dumont, T. & Lemoin, M., 1985. Evolution d'une portion de marge continental blocs basculés et charriages alpins dans la nappe prépiemontais de Rochebrun (Alpes occidentales). *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 26: 3–17.

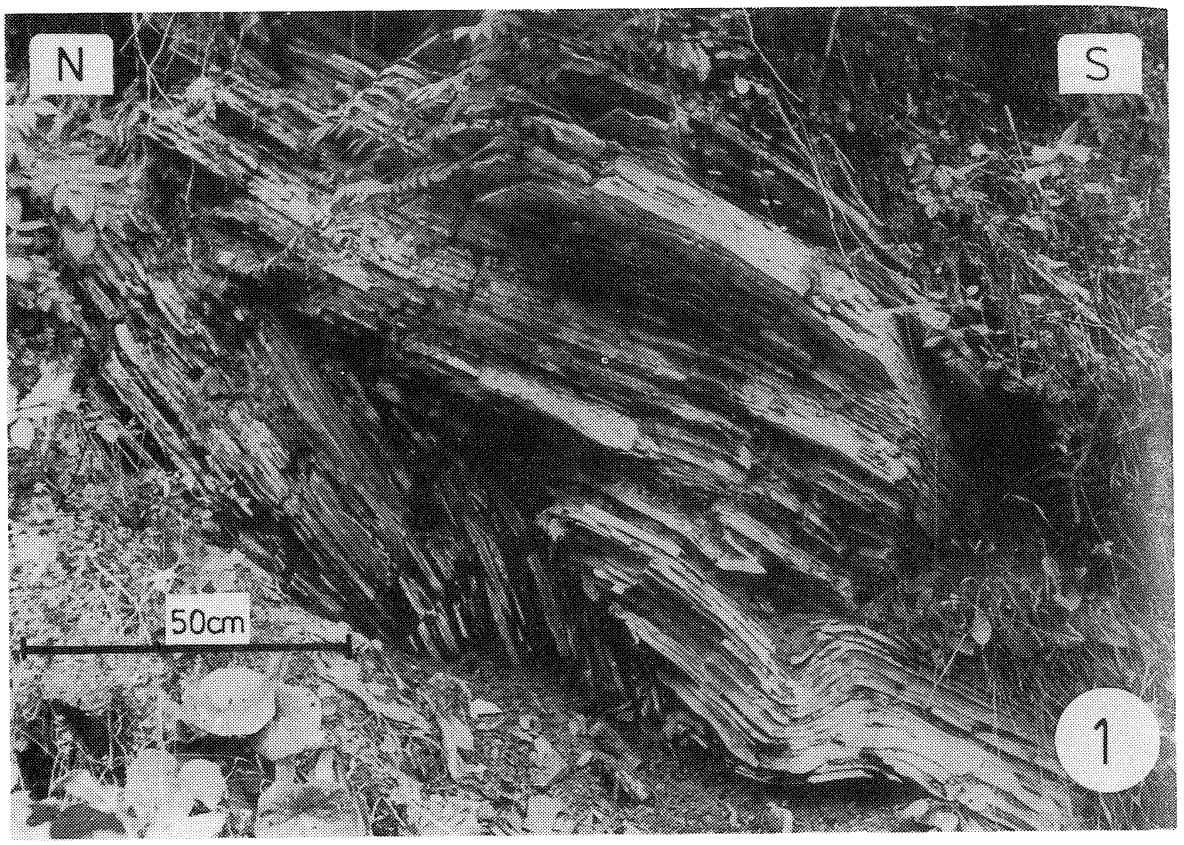
Unrug, R., 1979. Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49: 3–21.

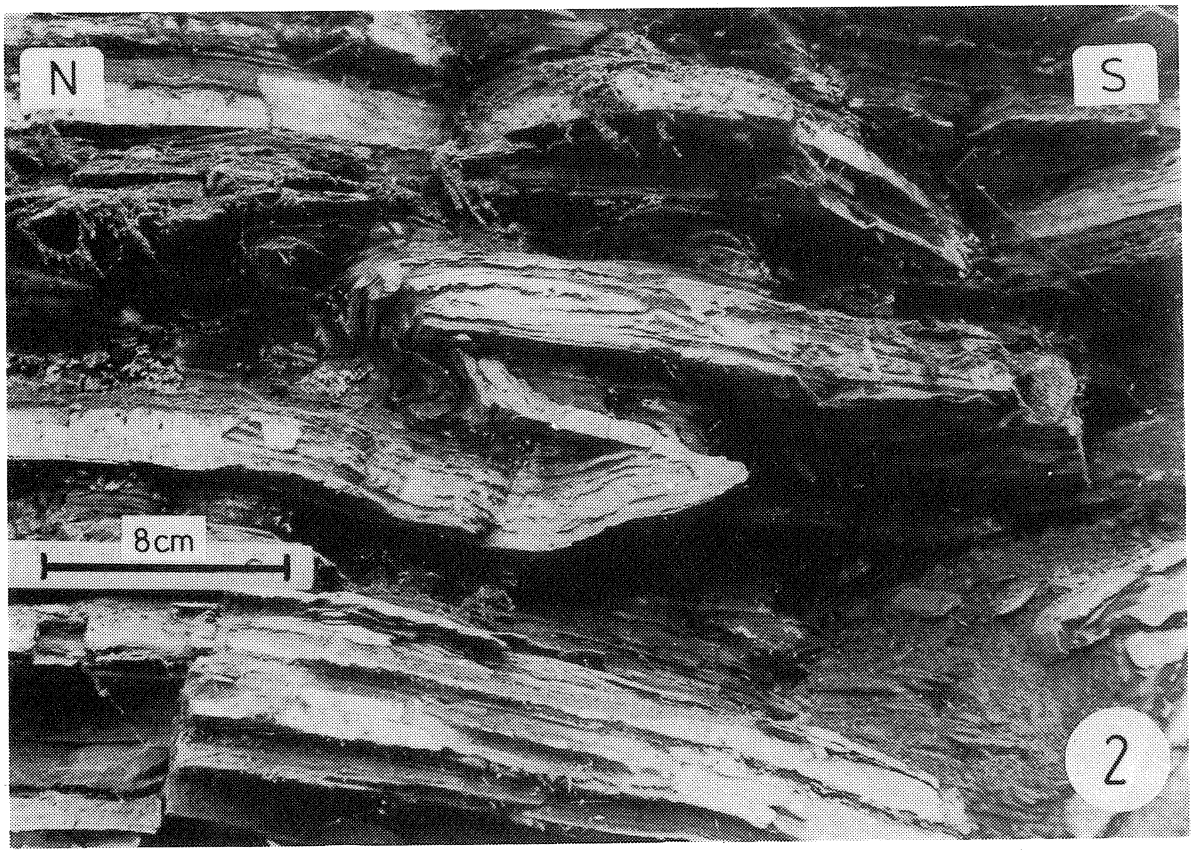
Unrug, R., 1980. Tectonic rotation of flysch nappes in the Polish Outer Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50: 27–34.

Unrug, R., 1984. Geodynamic evolution of the Carpathians. (Ewolucja geodynamiczna Karpat). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 52: 39–66.


N
S
1
2 m

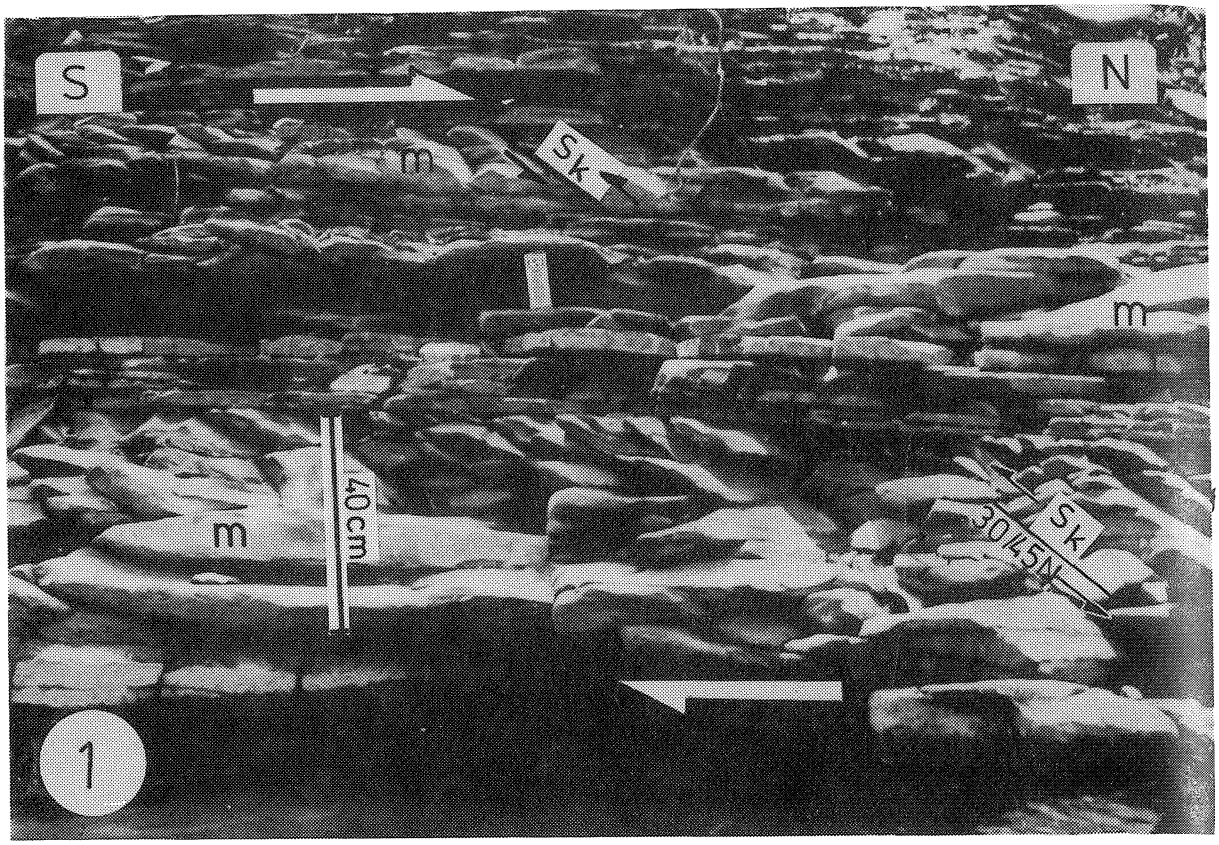

N
S
2
1m

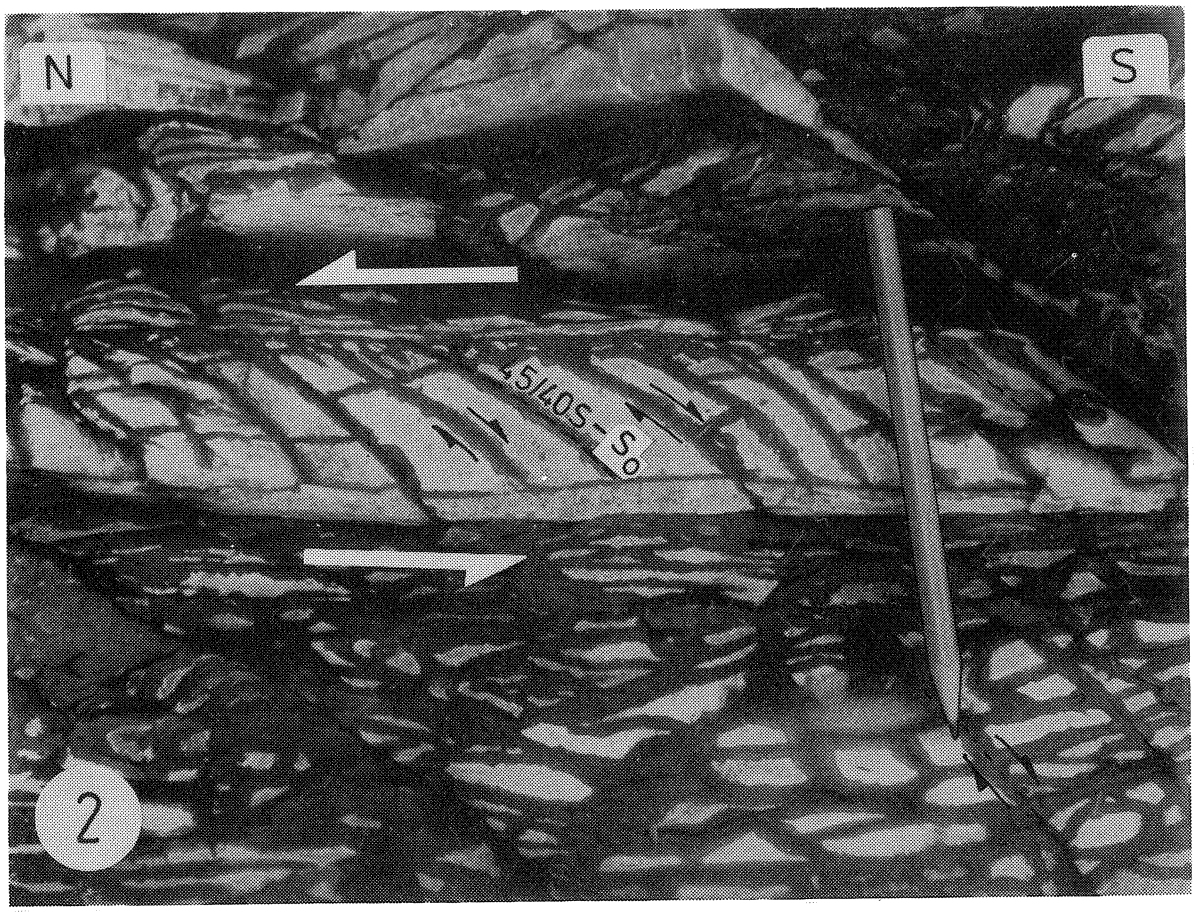

N
S
50cm
1

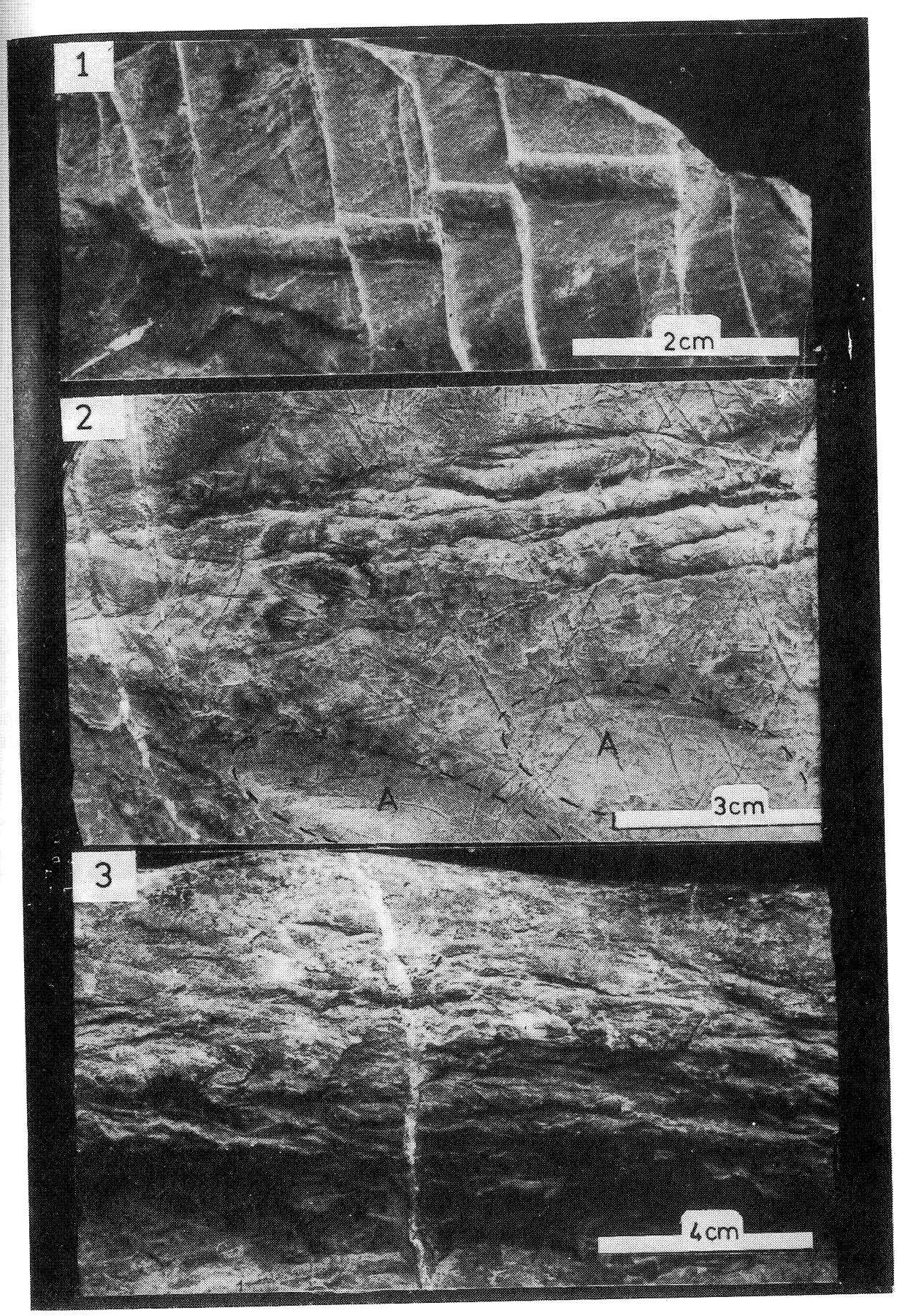

N
S
8cm
2

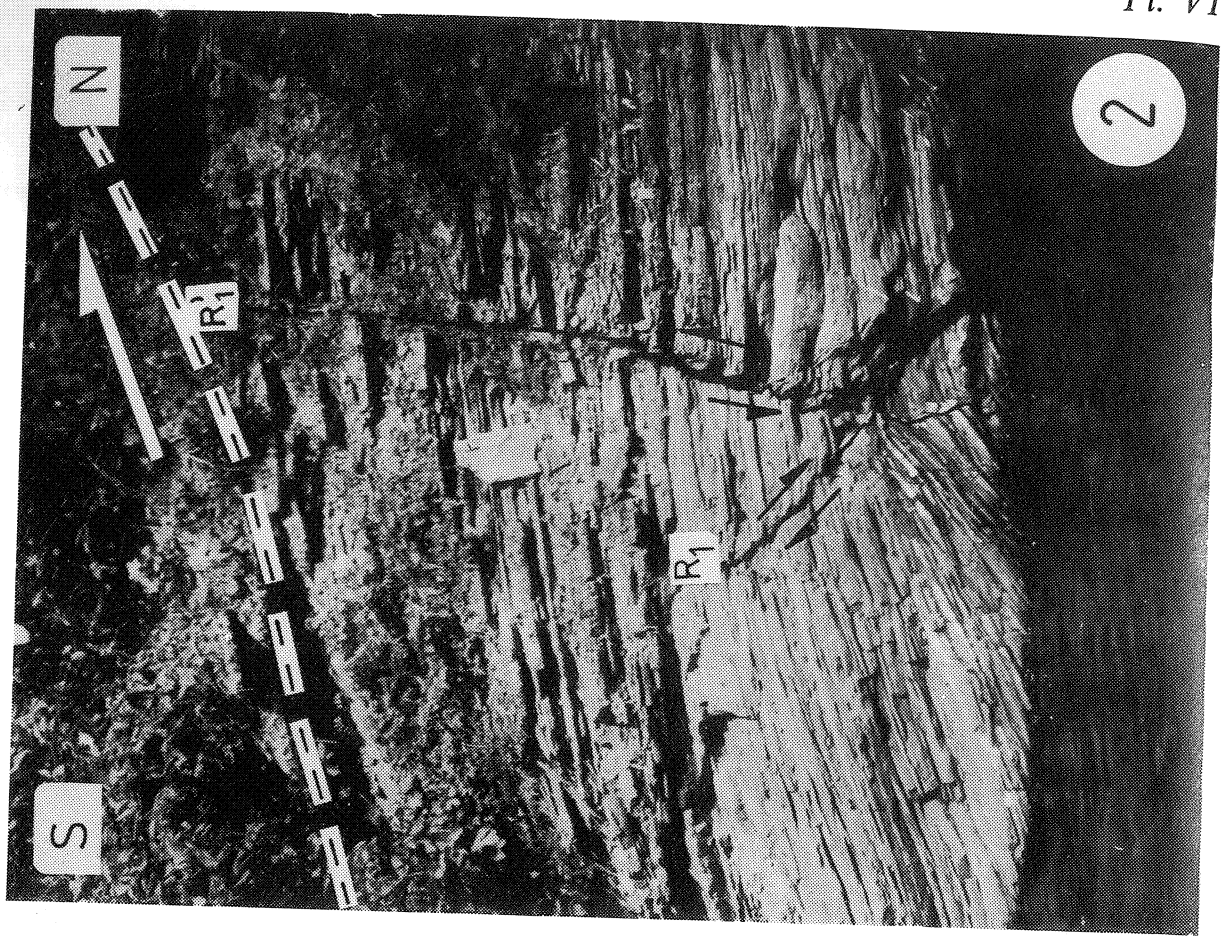
40cm
2

10cm
1

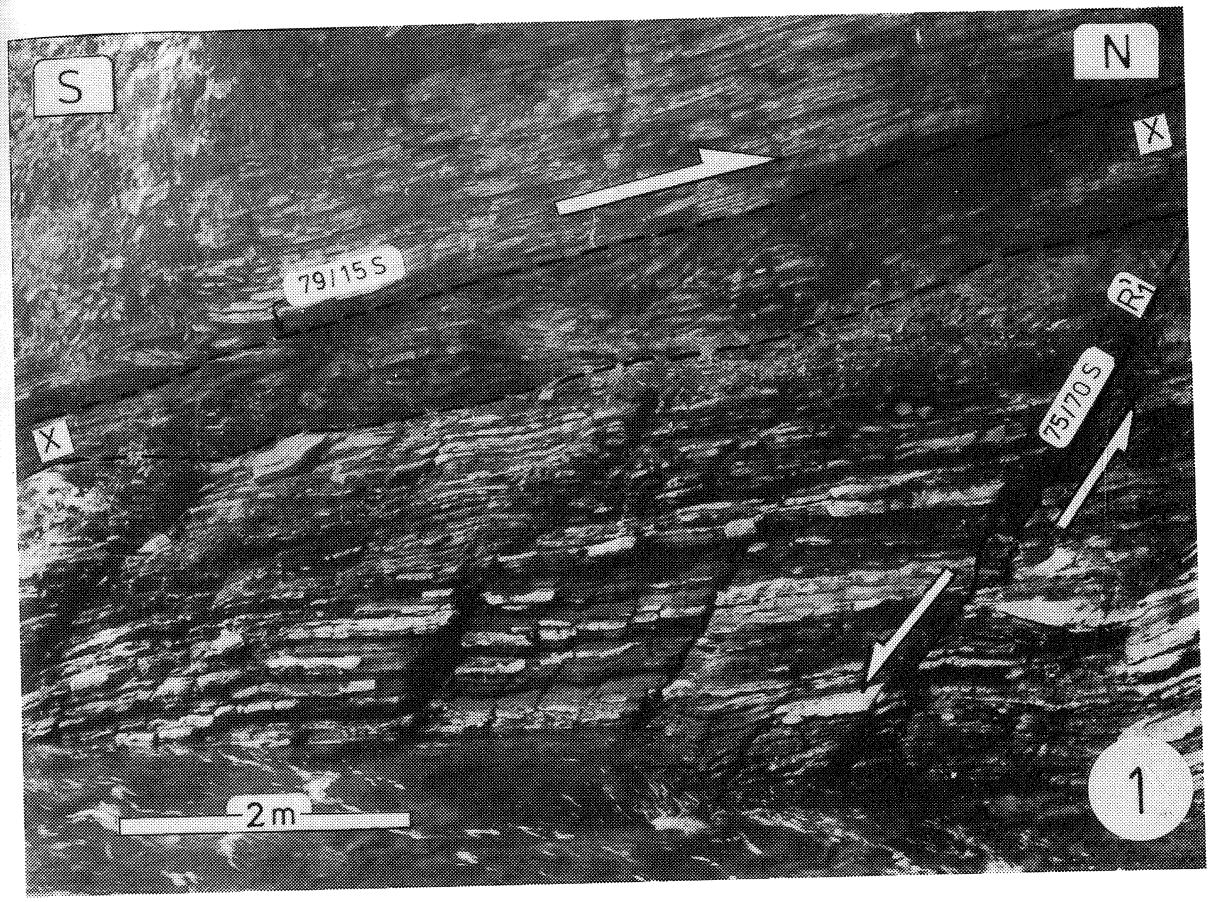

S
N
m
Sk
m
140cm
m
Sk
30/45N
1

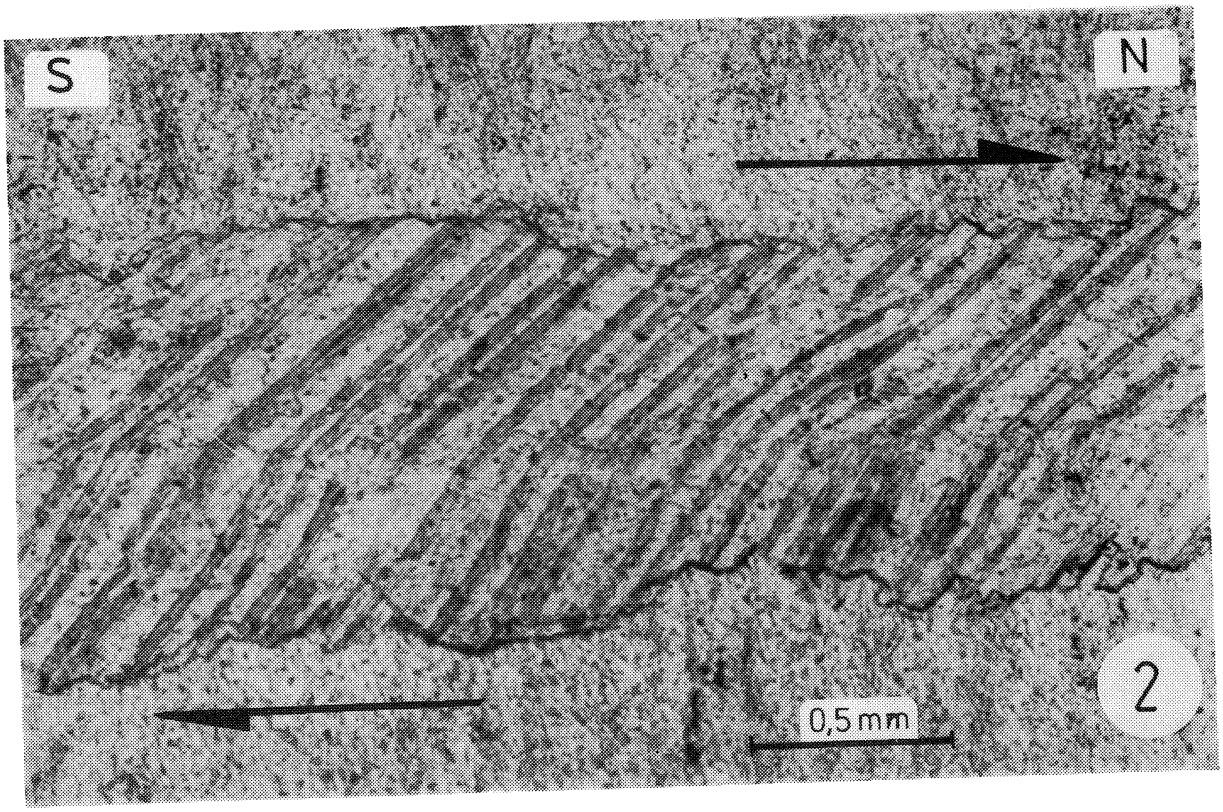

N
S
45/40S - So
2

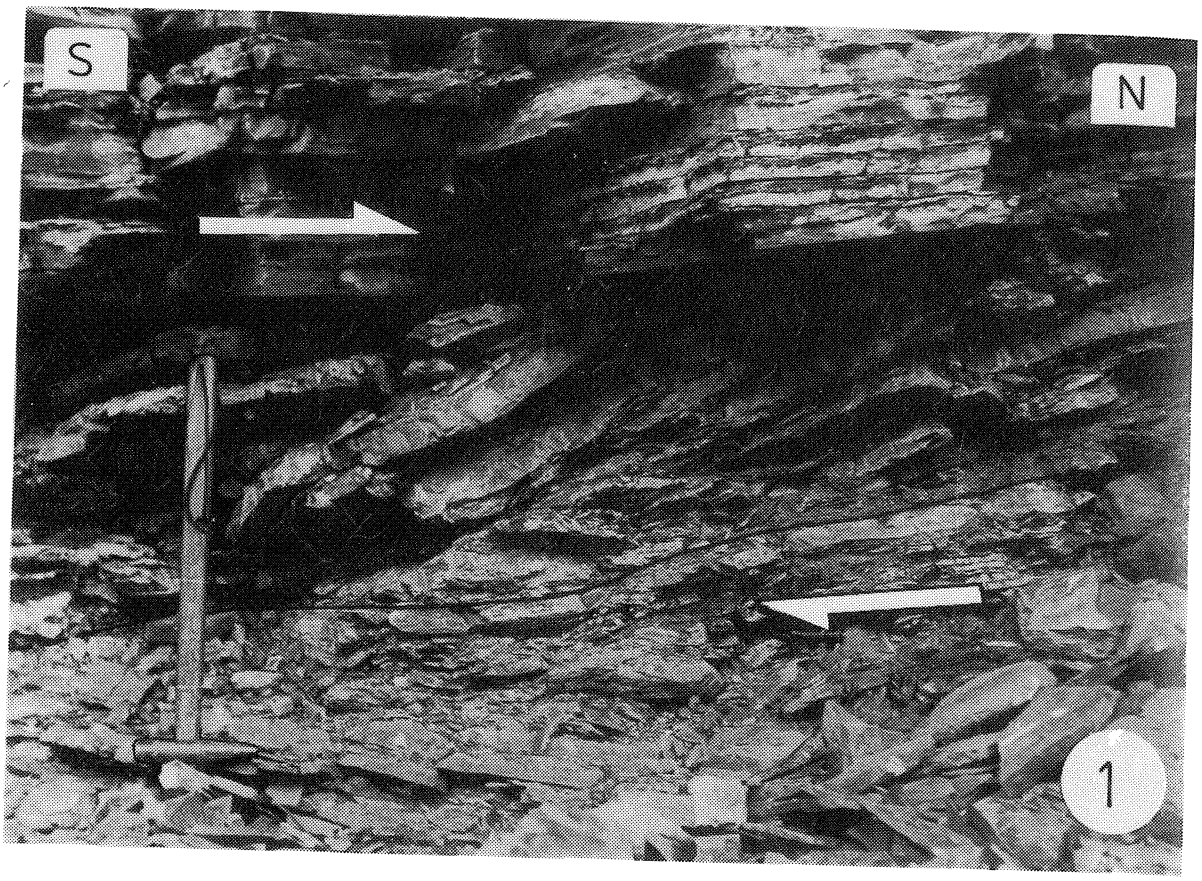

1
2cm
2
A
A
3cm
3
4cm

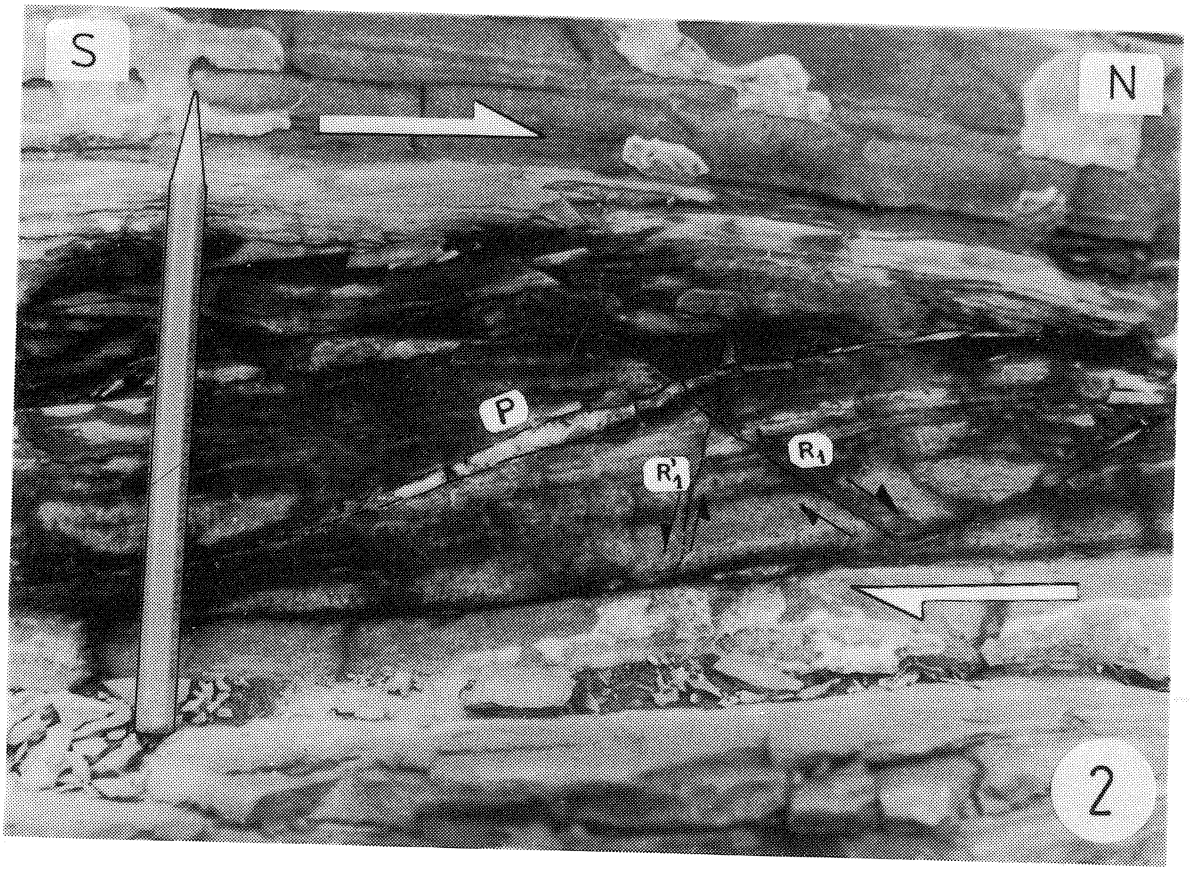

N
S
R1
R1
2

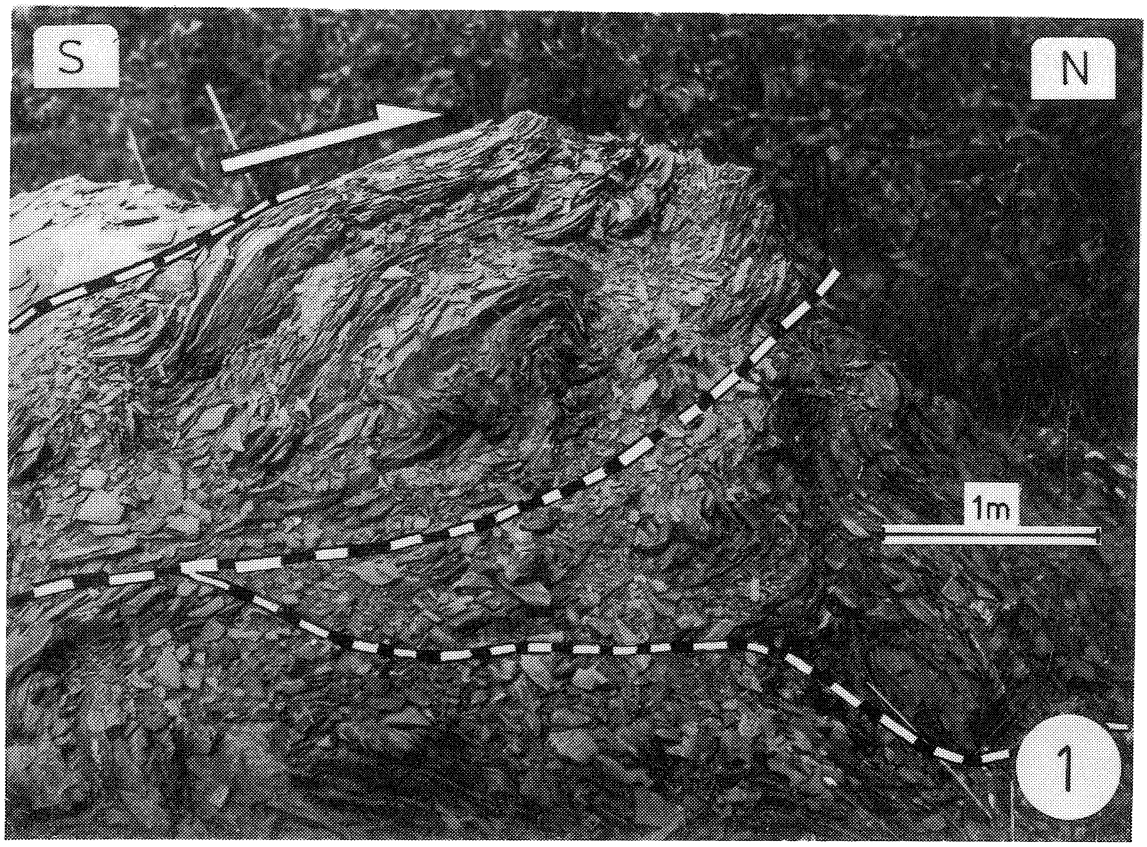
E
W
40cm
1


S
N
X
79/15 S
R1
75/70 S
X
2 m
1

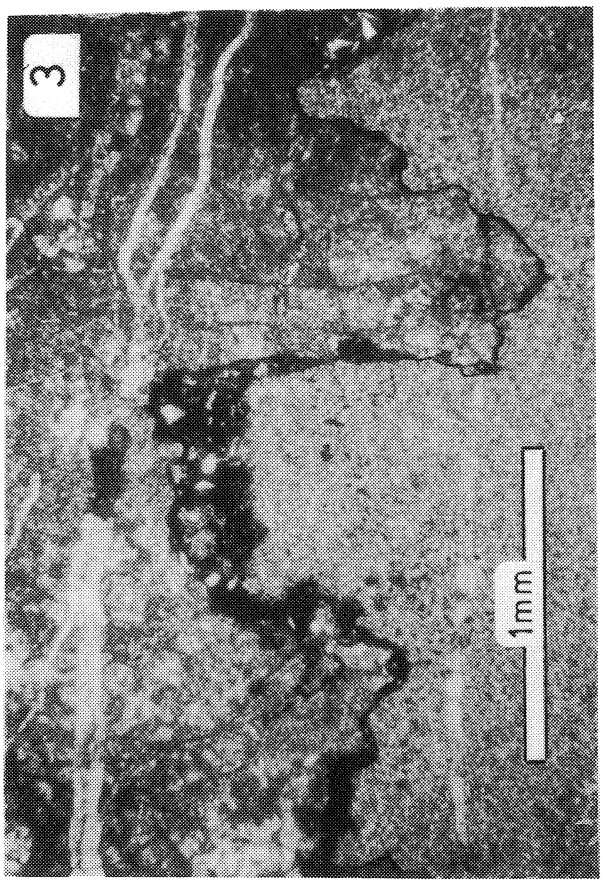

S
N
0,5 mm
2

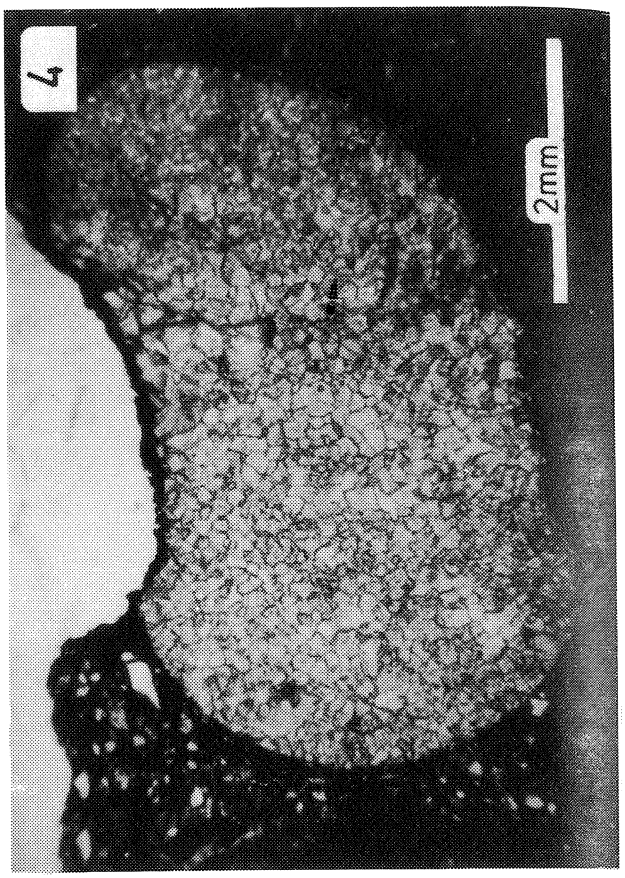

S
N
1

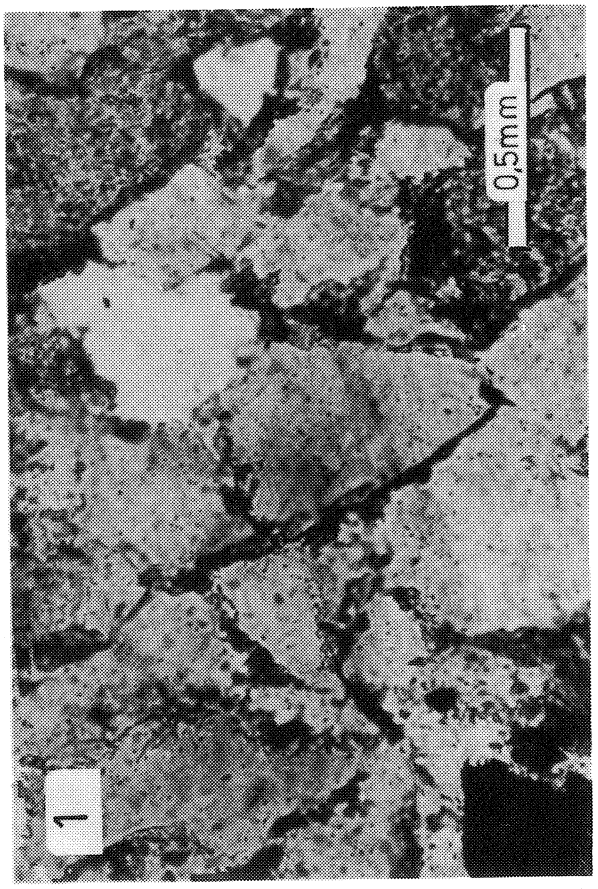

S
N
P
R1
R'1
2

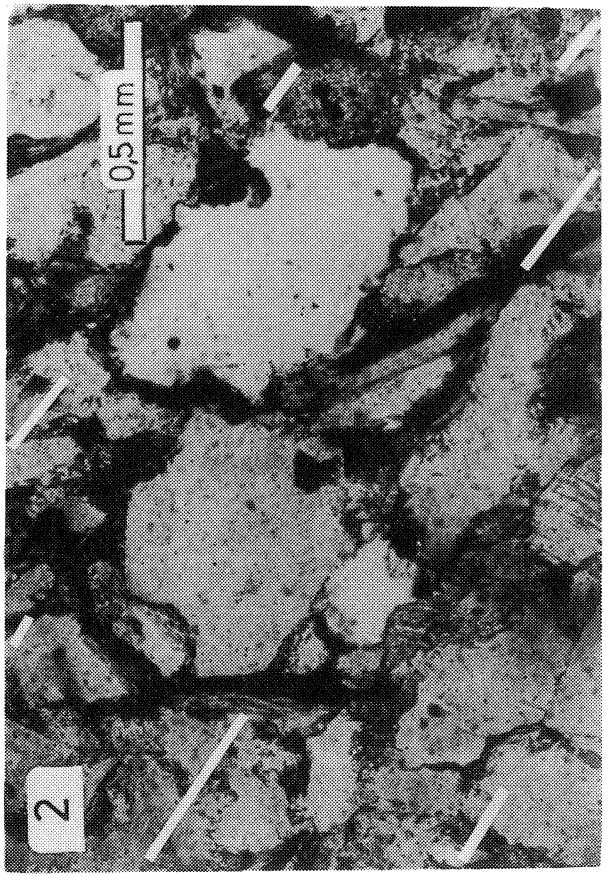

S
N
1m
1

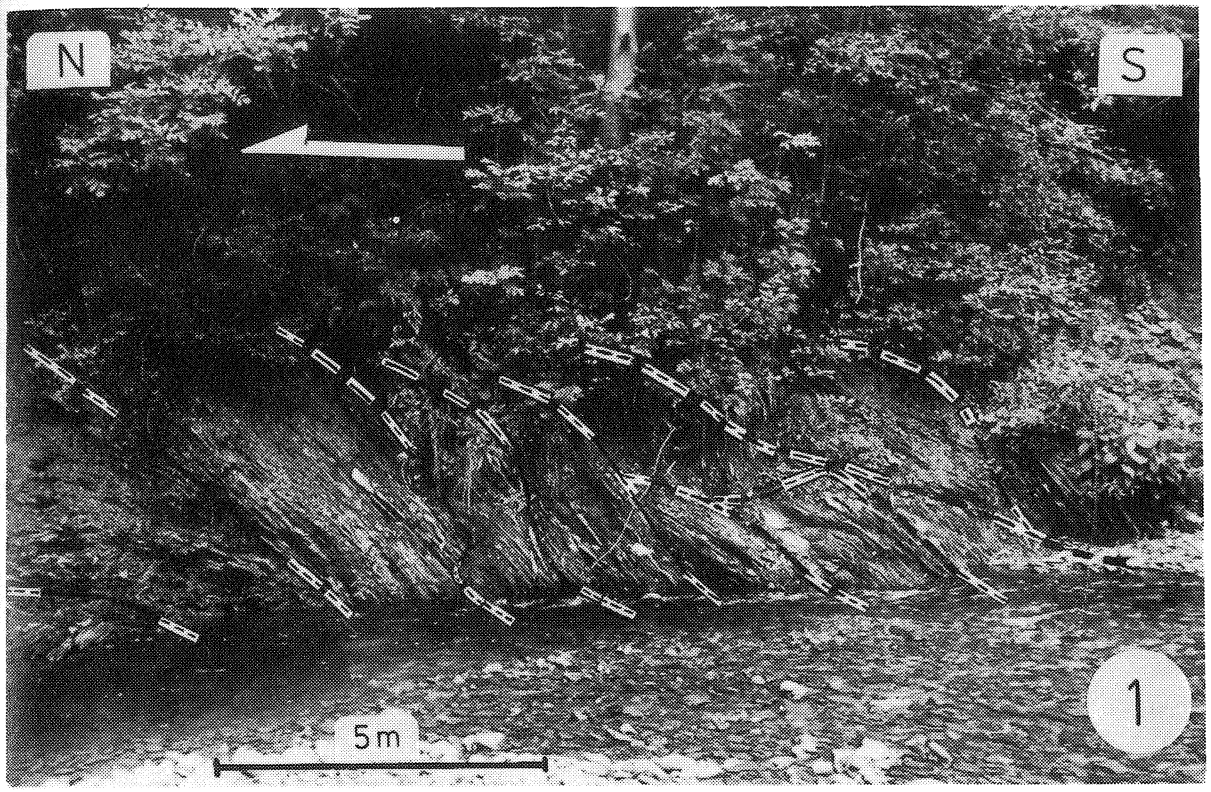
S
N
2m
2


3
1mm

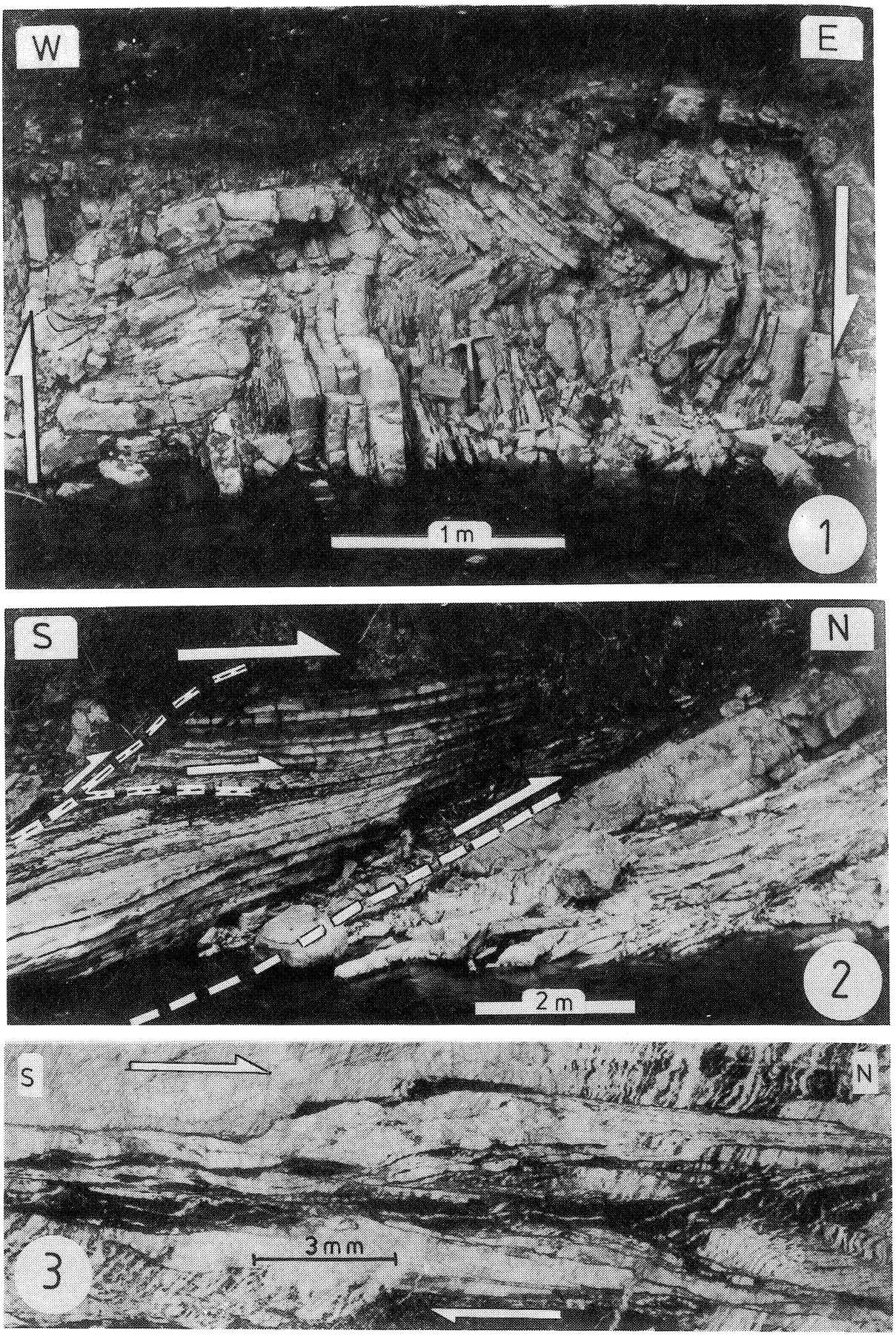

4
2mm

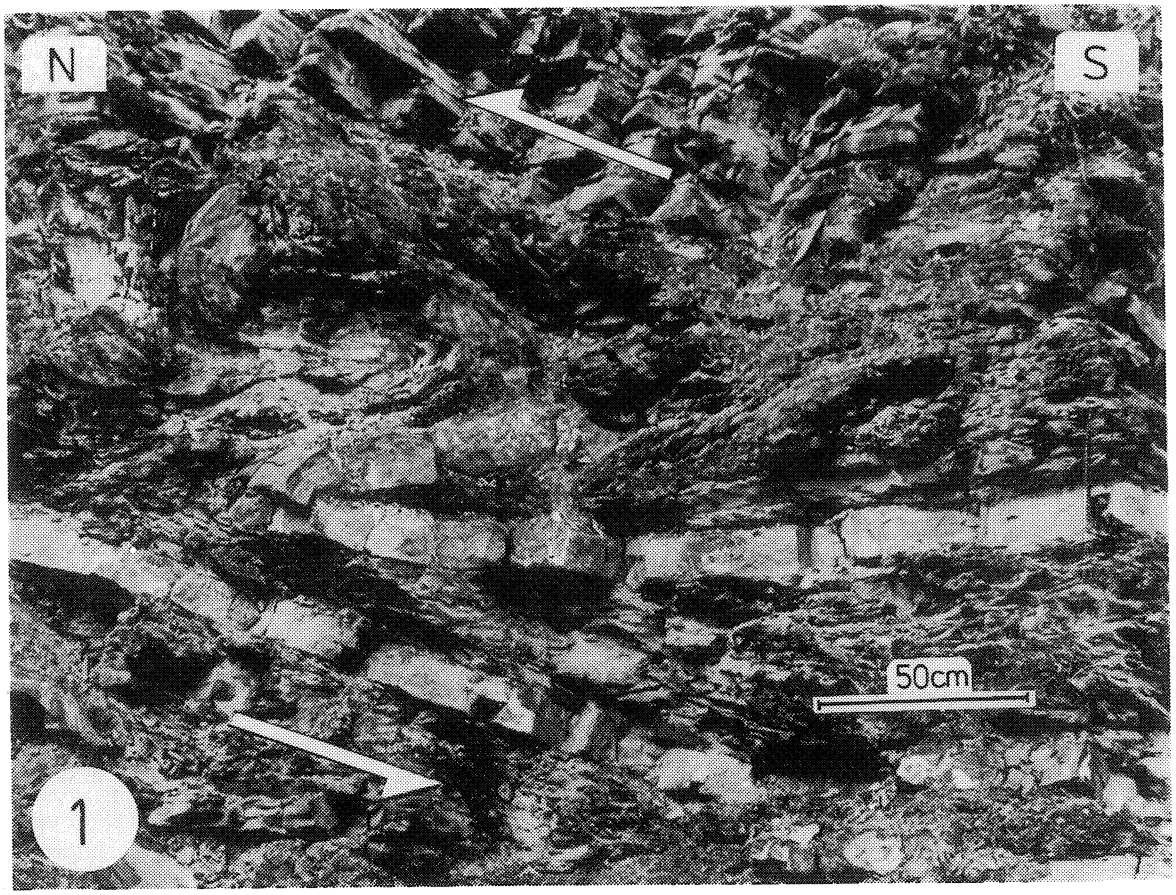

0,5mm
1

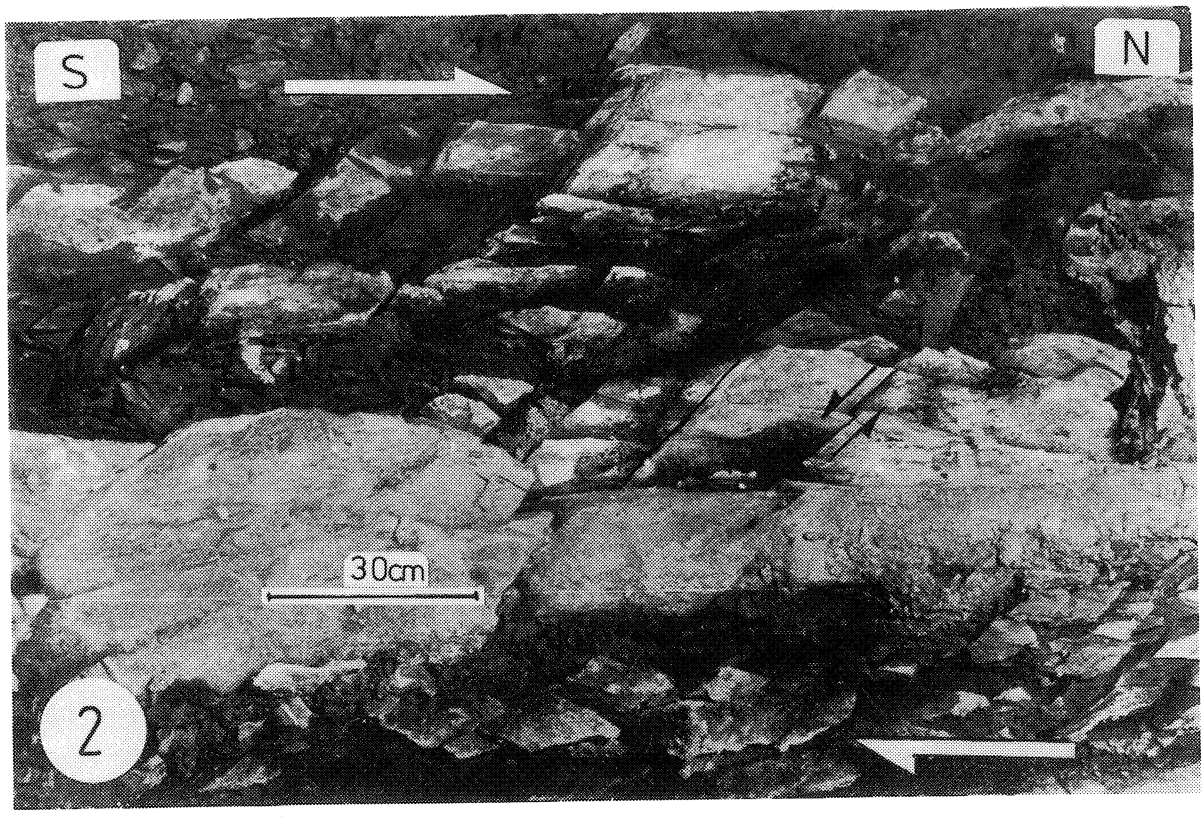

0,5mm
2

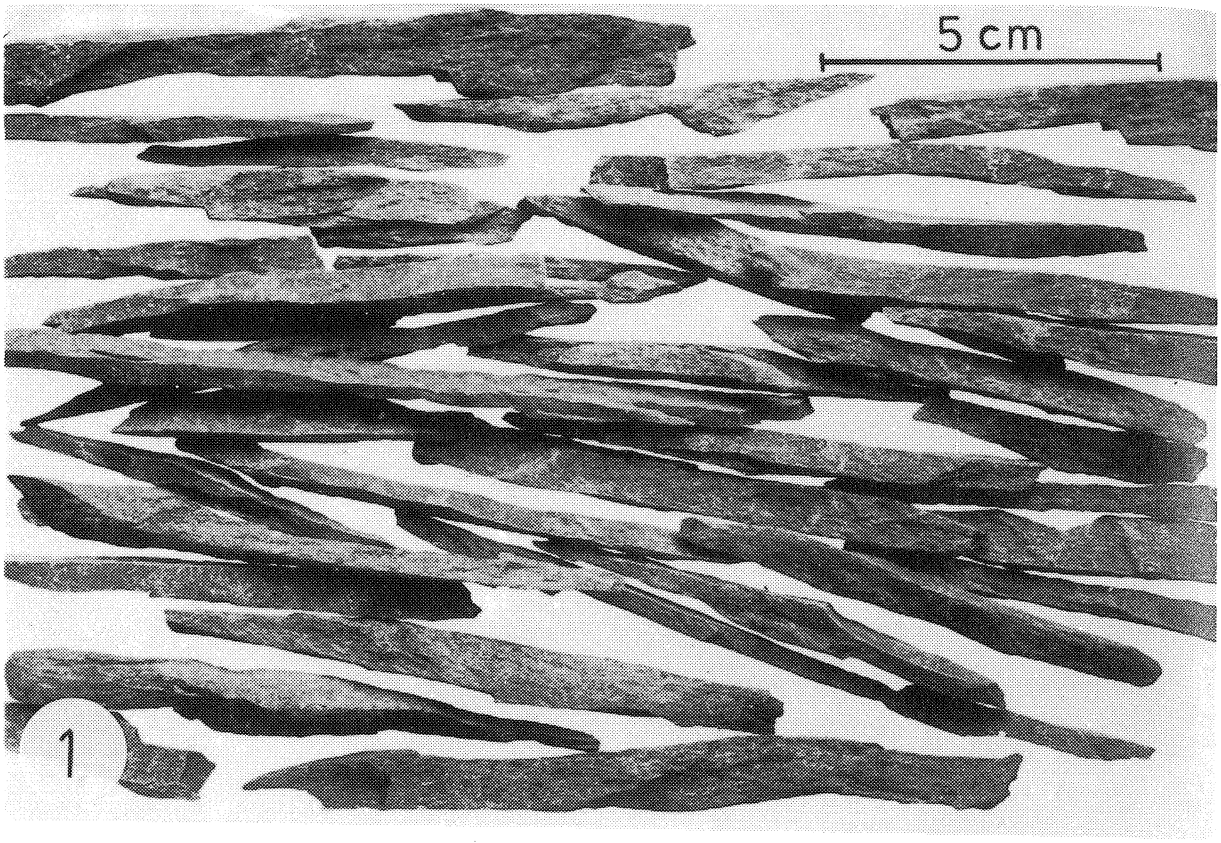

N
S
5 m
1

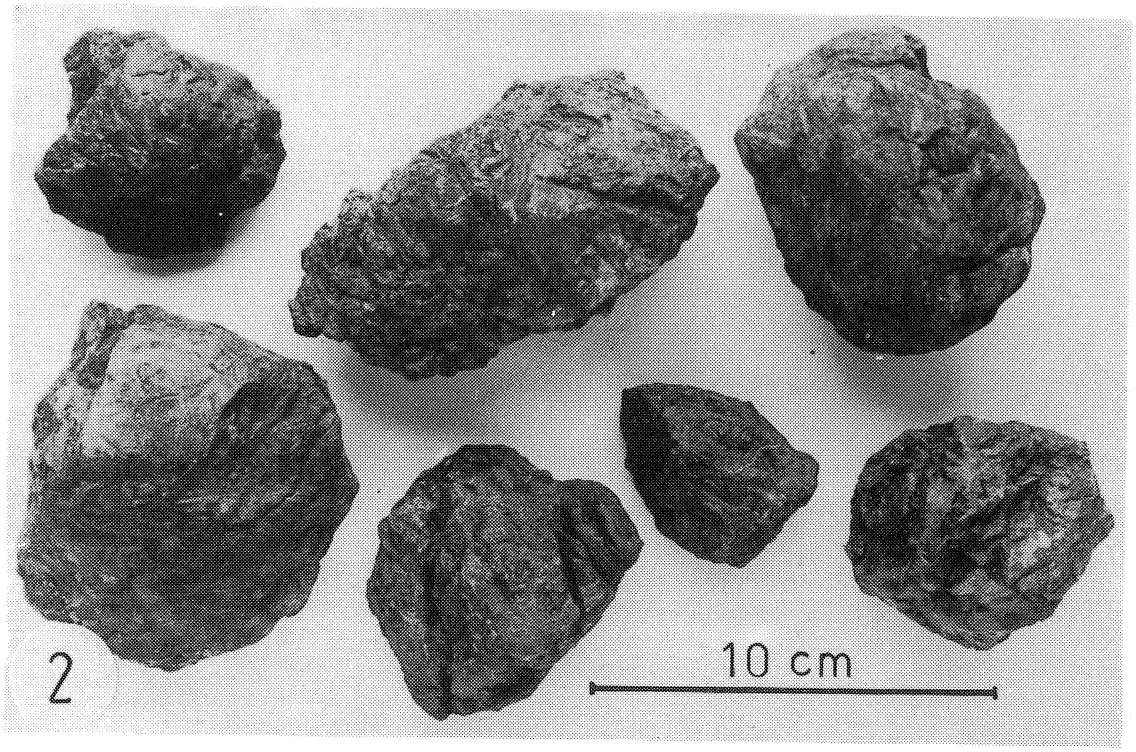
S
N
1m
2

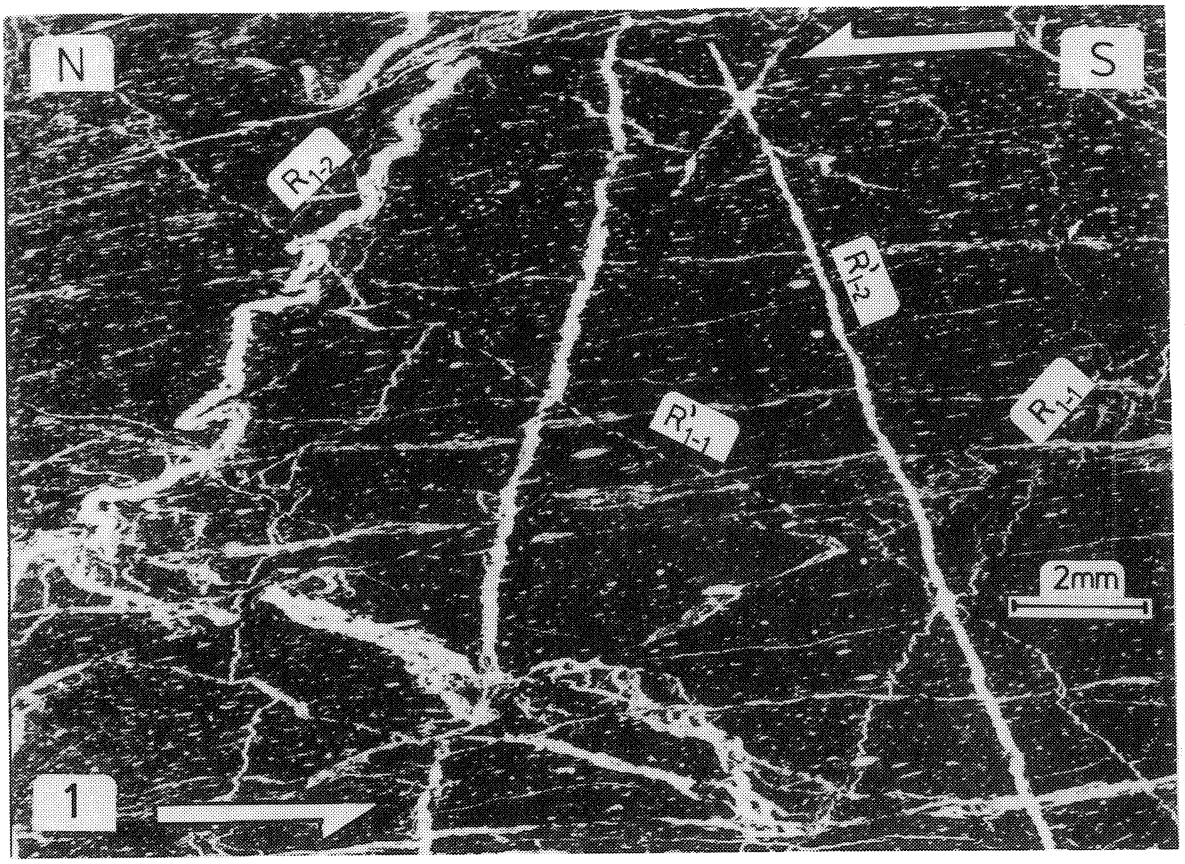

W
E
1 m
1
S
N
2 m
2
S
N
3 mm
3


N
S
50cm
1

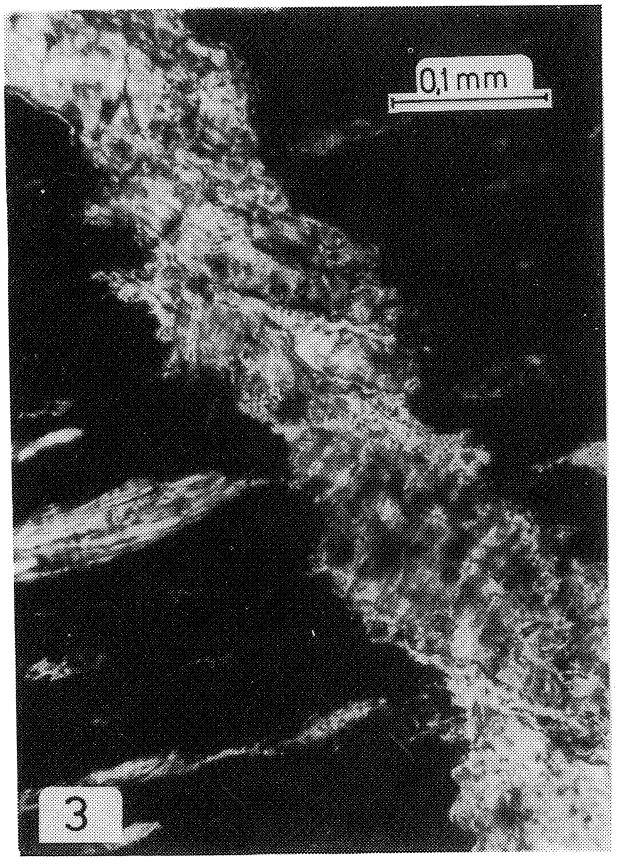

S
N
30cm
2

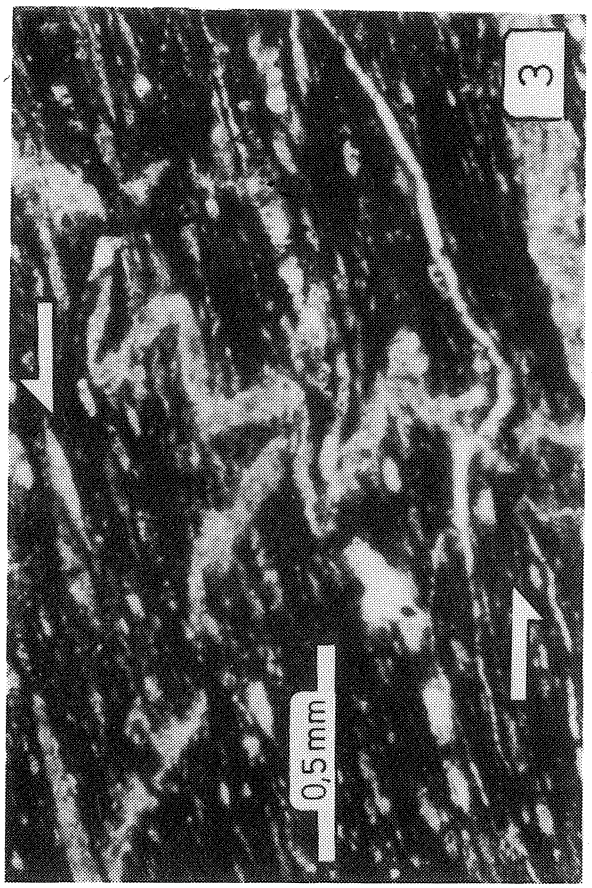

5 cm
1

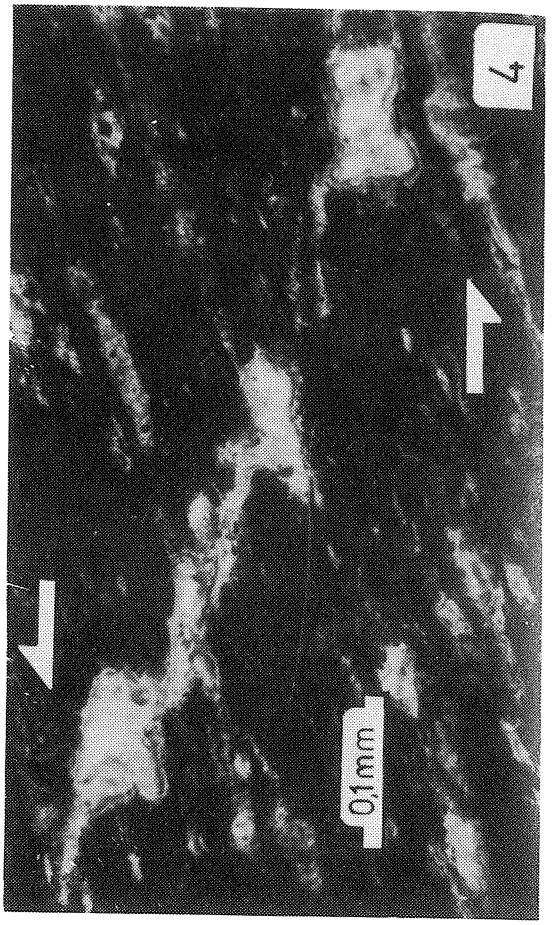

2
10 cm

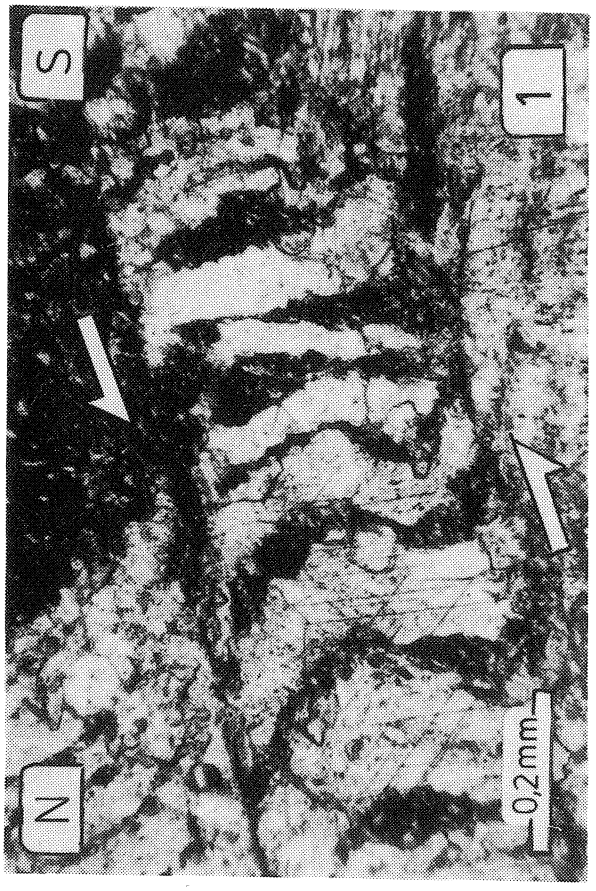

N
S
R_{1-2}
R_{1-3}
R'_{1-1}
R_{1-1}
2mm
1

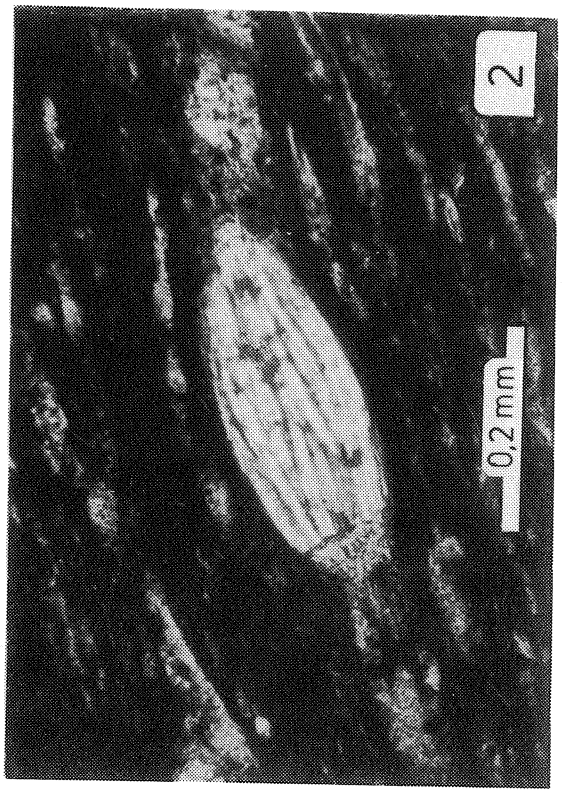
0,5mm
2


0,1 mm
3


3
0,5mm


4
0,1mm


S
1
0,2mm
N


2
0,2mm

Uszakow, S. A., Gałuszkin, J. I. & Iwanow, O. P., 1977. Prirodoskładczatost' osadkow na dnie Czornogo Moria w zonie pieriechoda k Krimu i Kawkazu. (Nature of folding of the deposits on the bottom of the Black Sea in transition zone of the Crimea and to the Caucasus). *Dokl. AN SSSR*, 233: 932–935.

Vann, J. R., Graham, R. H. & Hayward, A. B., 1986. The structure of mountain fronts. *J. Struct. Geol.*, 8: 215–227.

Vialon, P., 1979. Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes. *Eclogae Geol. Helv.*, 72: 531–549.

Watycha, L., 1966. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski bez Utworów Czwartorzędowych. Rejon Karpat i Przedgórza, 1:50000, Arkusz Mszana Górna.* Inst. Geol., Warszawa.

Węcławik, S., 1969. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Uściem Gorlickim a Tyliczem. (The geological structure of the Magura nappe between Uście Gorlickie and Tylicz, Carpathians, Lower Beskid). *Pr. Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, 59: 7–70.

Whitten, E. H. T., 1969. *Structural Geology of Folded Rocks.* Rand McNally, Chicago, 678 pp.

Wickham, J. & Anthony, M., 1977. Strain paths and folding of carbonate rocks near Blue Ridge, Central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 920–924.

Wilcox, R. E., Harding, T. P. & Seely, D. R., 1973. Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 57: 74–96.

Williams, E., 1961. The deformation of confined incompetent layers in folding. *Geol. Mag.*, 98: 317–323.

Willis, B. & Willis, R., 1934. *Geologic Structures.* Mc Graw-Hill, New York–London, 509 pp.

Wilson, E. B., 1968. *Wstęp do badań naukowych.* (An introduction to scientific research). PWN, Warszawa, 498 pp.

Wilson, G., 1961. The tectonic significance of small scale structure, and their importance to the geologist in the field. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 84: 423–548.

Wunderlich, H. G., 1965. Zyklischer Bewegungsablauf beim Vorrücken Orogener Fronten und der Mechanismus des Deckscholltransports nach dem Surf Riding Prinzip. *Geol. Mijnb.*, 44: 440–457.

Zieliński, J. J., 1966. Wyjaśnienie perspektyw ropo- i gazonośnych rejonu Mszany Dolnej oraz opracowanie założeń poszukiwawczych. *Geof. i Geol. Naftowa*, 9–10: 205–209.

Żytko, K., 1977. Uwagi o paleogeńskich ruchach tektonicznych w Karpatach Zewnętrznych. *Kwart. Geol.*, 21: 938–940.

Żytko, K., 1985. Niektóre problemy geodynamicznego modelu Karpat Północnych. (Some problems of a geodynamic model of the Northern Carpathians). *Kwart. Geol.*, 29: 85–108.

Summary

STRUCTURE AND EVOLUTION OF MSZANA DOLNA TECTONIC WINDOW, OUTER CARPATHIANS, POLAND

Leonard Mastella

INTRODUCTION

In the northern part of the Outer Carpathians, near Mszana Dolna, there occurs a tectonic window (Fig. 1), in which from beneath the Magura unit two other tectonic units crop out. These are the lower, Mszana Dolna unit and the upper, Grybów unit, the letter being confined to a few outliers (Figs. 2 and 6). The two latter units comprise flysch sequences ranging in age from the Lower Cretaceous up to the Oligocene and differing from each other in respect of their

lithostratigraphy (Figs. 3 and 4). The collected structural data have been processed separately for each unit, the latter being divided into smaller domains (Fig. 5) which displayed statistically sufficient structural-directional and, if possible, lithological homogeneity.

MSZANA DOLNA UNIT

In this unit there occur two conjugate and complementary joint sets (Fig.7) which differ from other sets in some specific features indicative of simultaneous initiating and opening of fractures in ductilely deforming, not fully lithified, strata. It was assumed that the intersection lines of joints from such sets maintain vertical attitude during the joint initiation. The rotation of these lines up to the vertical position, together with that of the strata, resulted in restoration of possible attitude of strata during the joint initiation. The dominant attitude of strata at that time was that with approximately W–E trending strike and slight inclination to the south (Fig. 8). At present predominate bedding orientations with W–E strikes and low-angle southern and high-angle northern dips, the beds showing steep southern dips being overturned (Fig. 9). This is an effect of occurrence of several major folds within the Mszana Dolna unit which cross-cut from the west to east the whole width of the window (Fig. 6). These folds verge northwards; they are overturned and thrust-faulted near the borders of the window (Figs. 10, 13 and 14). The folds show a relatively constant interlimb angle (Fig. 11). They are arranged in three groups which constitute longitudinal depressions and elevations of a higher order (Fig. 12).

The above described regional folds are accompanied by numerous lower order folds displaying features of drag folds produced due to interlayer gliding during the flexural-slip folding (Figs. 14, 16 and 20; Pl. II). In multilayers composed mostly of competent beds the folds show a quasi-concentric geometry (Fig. 15, Pls. I: 1 and III: 1), whereas in those with a significant component of incompetent beds the folds assume the similar geometry (Pls. I: 2 and III 2). The folds within the youngest strata of the Mszana Dolna unit are, irrespective of the lithology, most often concentric, semicircular in shape and show no hinge gaps (Figs. 16, 17 and 19*A*) as if the whole multilayers were folded in a ductile manner. The folded sandstone layers show numerous signs of low degree lithification, and of pressure solution or high pore pressure acting during the folding (Figs. 17, 18, 19*A* and Pls. V: 2, 3). The drag folds of the first order with respect to the regional folds are concentric for the interlimb angles of the latter exceeding 100° and similar for these angles below 70°. Within a single regional fold, however, the drag folds are of the same form within both limbs of the former, irrespective of the present day inclination of these limbs. Therefore a conclusion is made that the drag folds developed prior to the tilting and overturning of the macrofolds while these were still upright symmetric ones. It follows, next, that the regional folds were initially produced

by horizontal, meridional compression in conditions of no heavy overburden of the overlying strata. In such a situation the ductility of the younger strata of the Mszana Dolna unit could only have been the result of a low degree lithification. Different styles of secondary deformations of small and medium-sized folds within the opposite limbs of inclined and recumbent regional anticlines, as well as within those parts of the limbs that do not contain small folds (Figs. 21 and 22), indicate that these anticlines must have been tilted and overturned due to stretching and shortening of their limbs already below the thrusting higher units (Fig. 24). From the orientations of the longer axes of boudins (Fig. 25) it may be inferred that this thrusting was linked to a meridional couple of forces characterized by a northward upper component. Small and medium-sized folds of approximately 90° (F_o) and 50° (F_g) axial trends (Figs. 25 and 26) are dominant. These trends permit a conclusion that the F_o folds were produced during the incipient stage of the regional folding, while the F_g ones formed later during the refolding of the Mszana Dolna unit by the Grybów unit, the latter being overthrust upon the former. The plunging of fold axes to the east in the eastern part of the window and to the west in the western part suggest that a subsequent uplift took place in the area investigated. Later then the folds described above, have formed kink folds of various sizes (Figs. 19b and 27). Their axial trends follow the structural trends of the Magura unit, under the overburden of which these kink folds presumably have formed. The cleavage cutting across the beds (Pl. V: 1) and showing either "consequent" (Fig. 29*A*; Pl. IV: 1; Table 1) or "obsequent" attitude (Fig. 29*B*; Pl. IV: 2; Table 1) often of pencil cleavage appearance (Pl. VI: 1), formed due to fold-related interlayer slip resultant from the overthrusting of the Grybów unit, since the cleavage strikes follow the structural trends of the latter unit (Figs. 30 and 31). The "consequent" cleavage represents high-angle Riedel shears R' and is older than the "obsequent" cleavage which has developed under influence of an additional external compression, in a rotated position R'_1. The tectonic ledges (Fig. 32) were supposedly produced by an interlayer slip resultant from the overthrusting of the Magura unit.

Major, south-dipping reverse faults and thrusts of the lower order that occur mostly near the edges of the window, maintain approximately W—E trend, and do not penetrate the Magura unit. Together with smaller faults of this type and orientation (Figs. 34 and 35), they are linked to the lower limbs of overturned anticlines (Figs. 10 and 35). Both faults and thrusts show their hanging walls displaced northward (Fig. 37; Pls. VII: 1 and XII: 2). The magnitude of displacement on faults attains several tens, and on thrusts several hundred metres. Major high-angle reverse faults merge into thrusts. The latter, as inferred from their geometry and from that of the accompanying shears (Fig. 37, Pls. VI: 2, VII: 1 and VIII) evolved under a successively increasing weight of the overburden. The thrusts under discussion formed posterior to the emplacement of the Grybów unit; the fragments of the latter unit occur below these thrusts.

Table 1

Notation used for small- and medium-scale tectonic structures

O – Mszana Dolna unit

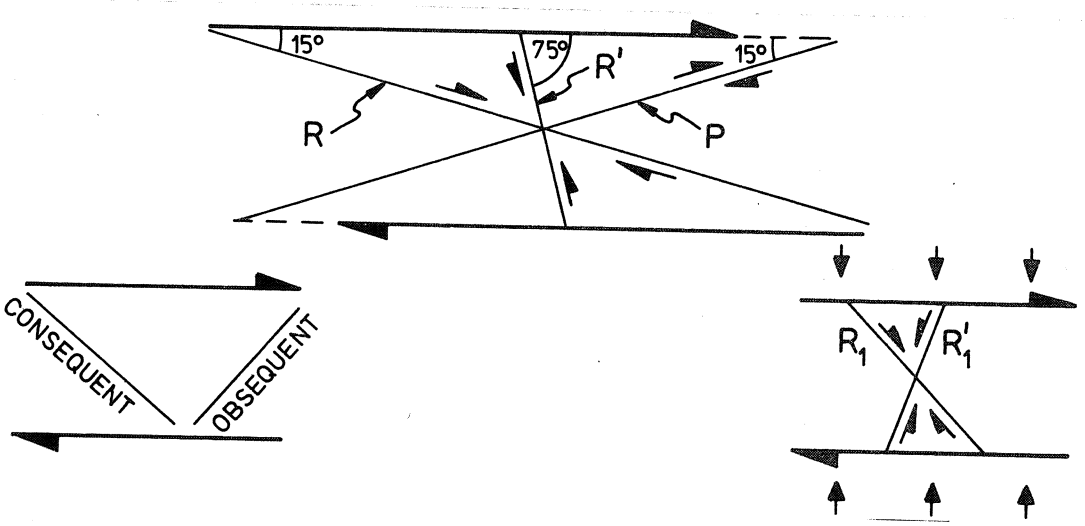
- F_o – folds of trends typical of Mszana Dolna unit
- F_g – folds of "Grybów trends"
- S_{k-g} – cleavage of consequent attitude and "Grybów trend"
- S_{k-m} – cleavage of consequent attitude and "Magura trend"
- S_{o-g} – cleavage of obsequent attitude and "Grybów trend"
- S_{o-m} – cleavage of obsequent attitude and "Magura trend"

G – Grybów unit

- F'_g – folds of "Grybów trend"
- F'_m, F'_{m-l} – folds of "Magura trend"
- S'_{o-g} – cleavage of obsequent attitude and "Grybów trend"
- S'_{o-m} – cleavage of obsequent attitude and "Magura trend"
- S'_u – fault-related cleavage
- L'_h – slickensides at low-order thrusts
- L'_g – slickensides of "Grybów trends"
- L'_m – slickensides of "Magura trends"
- L'_t – slickensides at R_l shears and faults

M – Magura unit

- F''_f – folds within fold structures of higher order
- F''_n – thrust-related folds
- F''_u – fault-related folds
- F''_W – folds from the west part of the area which is covered by stereogram
- F''_E – folds from the east part of the area which is covered by stereogram
- S''_{o-f} – cleavage of obsequent attitude within fold structures
- S''_{o-n} – thrust-related cleavage of obsequent attitude



Faults and shears in all three units

- R – low-angle Riedel
- R' – high-angle Riedel
- R_l, R'_l, P – see diagram above
- Θ – reverse faults dipping south most often 30–60°
- Θ_g – faults same as above of "Grybów trends"
- Θ_m – faults same as above of "Magura trends"

The continuing overturning of folds together with the thrust-faulting in the upper parts of the Mszana Dolna regional folds (Fig. 36) led to formation of zones of slicing below the higher units. A different type of such zone occurs below each of the higher units (Fig. 38). The slices underlying thick slabs of the Grybów unit are arranged parallel to the sole thrust of this unit. In places they show intense internal fold deformation (Pl. IX: 1). The folds affecting the uppermost part of the Mszana Dolna succession formed in conditions of still weak lithification of water-saturated strata (Fig. 39*A*) in which pressure-solution phenomena were operating (Pl. X: 1). The slices below the thrust of the Magura unit constitute a duplex. Individual slices are imbricated and almond-like in shape (Figs. 38, 39*B*, 40, 42; Pl. XI). They contain structures from the brittle regime as well as those formed due to a secondary, overburden-pressure induced, ductile deformation of the strata (Fig. 41). The medium- and small-scale structures, including cleavage (Fig. 43), trend approximately N50°E in the slicing zone underlying the Grybów unit, and approximately N100°E in that underlying the Magura unit.

The sole thrust of the Grybów unit is defined by a few-metres-thick zone of various disturbances (Fig. 44), indicating that in places this unit was thrust over weakly lithified sediments. In other places both units interpenetrate each other (Pl. IX: 2) and are folded together. There are numerous indications of water-saturation and of pressure-solution phenomena (Pl. X: 3, 4). The slabs of the Grybów unit overlie various members of the Mszana Dolna unit. They are preserved within depressions of the upper surface of the latter unit (Figs. 2 and 10). The axes of these depressions follow those of the regional synclines below (Figs. 6 and 10). All the above features support the conclusion that the Grybów unit must have been thrust subaqually over an uneven, locally poorly lithified footwall, which was at the same time being eroded and folded (however the erosion did not cope with levelling the topographic effects of folding). It seems probable, too, that the area in question was eroded again following the Grybów unit thrusting, so that the following thrusting of the Magura unit proceeded over a more levelled footwall. The thrusting directions have been determined from an analysis of slickenside structures, including multilayer slickensides (Pls. VII: 2, XII: 3 and XVI: 1). The Grybów unit thrust over the Mszana Dolna unit from the southeast to the northwest, and the Magura unit travelled at first from the SSE to the NNW but later from the south to the north (Figs. 45 to 48).

GRYBÓW UNIT

The Grybów unit is preserved only in isolated slabs (klippen) of general synclinal form (Figs. 6 and 10). The strata within them show dominant attitude of 30°S, N50°E (Fig. 49). The slabs are strongly tectonically sliced. The slices, in particular those within the thin slabs (Figs. 50 and 51), are of such a type that the whole Grybów unit should be considered as involved in the thrust zone of

the Magura unit. This conclusion is supported with structural data concerning the middle- and small-scale structures from the Grybów unit. Namely some of these are apparently associated with a primary, unsliced structure of this unit while the others unequivocally formed during the thrusting of the Magura unit (Figs. 52 to 57). Moreover, it follows from the slickenside structures, among others, that the whole Grybów unit was affected by the dominant, SE to NW directed transport, but also by the thrusting movement of the Magura unit directed S to N and modified later by the SSW to the NNE directed thrusting (Fig. 57).

MAGURA UNIT

Within the limits of the investigated area, the Magura unit is composed of two thrust subunits (skibas): the Beskid Wyspowy subunit in the north and the Mogielica one in the south (Fig. 6). Both subunits show fold-and-thrust internal structure (Figs. 6 and 10), reflected, among others, in stereograms of the bedding attitudes (Figs. 60 and 61). Two generations of small and middle-sized structures are present within the two subunits (Figs. 60 to 63). The older ones, represented mostly by cleavage and minor folds, are genetically related to the folding of the Magura unit. The younger structures were produced during the formation of subunits and slices within the Magura unit. The cleavage, developed near the base of this unit and near to lower-order thrusts, leads to disintegration of beds into cubes (Pl. XIII: 2) and splinters of the pencil cleavage (Pl. XIV: 1). It is only at the base of the Magura unit that there occur boudins of longer axes oriented E—W within the Beskid Wyspowy subunit, and WNW—ESE within the Mogielica subunit (Fig. 64). Such a differentiation of structural directions as at the base of both subunits takes place, too, in case of other tectonic structures, as, for example, in case of minor folds dismembered and offset along shear planes (Pl. XIII: 1). This differentiation is best visible in stereograms showing orientation of the slickenside structures (Figs. 65 and 66). The directional analysis of a variety of tectonic structures suggests that the Magura unit, when it was being thrust over the two lower units, was at first transported northwards, but next, when both subunits had individualized, the southern one, Mogielica subunit, moved to the NNE. The Magura unit advanced over a slightly uplifted foreland which was characterized by several shallow longitudinal depressions and elevations composed of the two underlying thrust units. The zone of thrust-sliding concentration is a ten to twenty metres thick zone of intense slicing with many lower-order shallow-dipping thrusts. The latter often display the presence of a variety of fault gouges. The mylonitized material frequently contains numerous tectonically rounded sandstone boulders (Pl. XIV: 2), which might have facilitated thrusting. Common in thick sandstone layers are indications of pressure-solution phenomena and preferred orientation of quartz grains (Pl. X: 2) typical of incipient stages of cleavage development, both formed due to the

thrusting processes. Strongly crushed and mylonitized thin-bedded sandstone sequences display features characteristic of cataclastic flow at conditions of water saturation and high pore-pressure. The shale layers in packages between the thrusts display a foliation associated with the occurrence of muscovite and chlorite blasts, and of crushed and recrystallized calcite (Pls. XV: 1, 2 and XVI: 2, 3, 4). The earlier fractures present in these shales are deformed in a manner indicating that the shale layers were unable to expand upward (Pls. XV, XVI: 2, 3, 4), but hold the weight of the overburden. The Magura unit was presumably being thrust upon water-saturated footwall rocks.

Because the thickness of the advancing Magura unit amounted to at least 4 km, it seems reasonable to assume an isostatic downward bending of its substratum, so that the water confined under the Magura thrust reached a zone of elevated temperatures. This, together with the load of the overlying thrust sheet, resulted in anomalously high pore-water pressure in the thrust zone. Therefore it is inferred that the Magura unit has been transported as if over a kind of a cushion of mylonitized, water-saturated rock with a high pore-fluid pressure possibly equal to the overburden load. The investigated fragment of the Magura unit suffered 54 percent shortening and has been thrust at a distance of at least 27 km.

DIAGONAL FAULTS

Following the Magura unit thrusting, there developed a network of high-angle faults diagonal with respect to the other regional structures. Locally these faults are grouped into major fault-zones that cross-cut all the three thrust units (Figs. 6 and 68). Among the faults dominate those of trends close to the NNW–SSE and NE–SW directions (Fig. 67). The oldest are primary strike-slip faults of various sizes. Among these it is almost always the NNW–SSE trending faults that are dextral while sinistral are those of the NE–SW trends (Figs. 67 and 69), thus constituting a complementary system of conjugate shears. This system has originated due to a regional horizontal compression acting along the direction of N15°E, that is in the direction of the final stage of thrusting of the Magura unit. It is possible that this compression was accompanied by a weak, W–E directed extension, presumably caused by an insignificant uplift of the area. A concentration of strike-slip displacement led to formation of major fault-zones of the same directions and sense of displacements. Subsequently these zones were transformed, irrespective of their trends, into left-handed ones (Fig. 68). This transformation has probably resulted from a regional dextral rotation. After the stage of strike-slip activity the zones under discussion were reactivated and transformed into normal ones (Pl. XII: 1 and Fig. 68) during the stage of uplift. The uplift was of block type and led to the formation of a NNW–SSE elongated elevation.

TECTONIC EVOLUTION OF THE STUDY AREA IN THE CADRE OF TECTOGENESIS OF THE NORTHERN PART OF THE OUTER CARPATHIANS

The study area constitutes a part of the northern fragment of the Outer Carpathian arc. It is generally accepted that the structure of this part of the Carpathian arc has formed in a multistage, late Alpine orogenic cycle due to a collision of the Pannonian microplate with the Eurasian plate. The collision led to transformation of the simple compression into the simple shearing regime (Fig. 70: II). Within the limits of the study area this manifested itself first in the formation of regional folds and then in the thrusting of the Grybów unit. This event must have taken place on the turn of the Oligocene and Miocene, that is during the Savian phase. Next, after a period of active erosion, the Magura unit was thrust. A right-handed rotation of the Pannonian microplate resulted in changing of the Magura unit thrusting direction at the final stage of this second event (Fig. 70: II, *6*). This must have taken place during the Styrian phase, and constituted the turning point from the domination of a couple of forces acting in a vertical plane to the beginning of formation of strike-slip faults in a changed stress field (Fig. 70: III). The latter process came to the end when the horizontal compression ceased at the investigated part of the Carpathians, the dextral regional rotation still being active. This must have occurred during the Sarmatian. The stage IV, transformation of strike-slip fault zones into dip-slip ones, was already connected with a post-thrusting uplift of the northern part of the Outer Carpathians.

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATION OF PLATES

Plansza – Plate I

1 – Zafałdowania niższego rzędu w południowym skrzydle antykliny rzeki Koniny. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Koninie około 1,7 km w górę od ujścia Potoku Domagałowego w środkowej części wsi Konina
Low-order folds in south limb of Konina river anticline. Krosno Beds, shale member, outcrop in Konina river, approx. 1.7 km upstream of the mouth of Domagałowy Potok creek, middle part of village Konina

2 – Zafałdowania niższego rzędu i uskok (jego przebieg wskazują strzałki) w północnym skrzydle antykliny rzeki Koniny. Lokalizacja jak wyżej
Low-order folds and fault (arrows) in north limb of Konina river anticline. Location as for 1

Plansza – Plate II

Fałd ciągniony niższego rzędu w południowym skrzydle antykliny rzeki Koniny. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Koninie nieco na południe od odsłonięcia przedstawionego na planszy I

Low-order drag fold in south limb of Konina river anticline. Krosno Beds, shale member; Konina river, somewhat to the south of outcrop illustrated in Plate I

2 – Drobny fałd w obrębie fałdu na zdjęciu powyżej
Small fold within the fold from 1

Plansza – Plate III

1 – Fragment przegubu fałdu z Pl. I: 1
Fragment of hinge zone of fold from Plate I: 1

2 – Fragment przegubu fałdu z Pl. I: 2
Fragment of hinge zone of fold from Pl. I: 2

Plansza – Plate IV

1 – Kliważ konsekwentny (S_k) w ławicach mułowca (*m*). Strzałki białe wskazują zwrot poślizgów międzyławicowych zgodnych ze zwrotem posuwu fałdowego, strzałki czarne – zwrot przemieszczeń wzdłuż powierzchni kliważu. Odsłonięcie spągowych partii ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Mszance nieco powyżej ujścia potoku Pieczonki
Consequent cleavage (S_k) in mudstone layers (*m*). White arrows show sense of interlayer slip, black arrows – slip along cleavage planes. Krosno Beds, bottom part of shale member, Mszanka river, somewhat upstream of the outlet of Pieczonka creek

2 – Kliważ obsekwentny (S_o) w łowicach łupku mułowcowo-ilastego. Długość ołówka 15 cm. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Koninie około 600 m powyżej ujścia Potoku Domagałowego. Zdjęcie z roku 1976. Inne objaśnienia jak na zdjęciu powyżej
Obsequent cleavage (S_o) in layers of mudstone shale. Pencil is 15 cm long. Shale member of Krosno Beds, Konina river approx. 600 m upstream of the outlet of Domagałowy Potok creek. Photograph taken in 1976. Other explanations as in 1

Plansza – Plate V

1 – Hieroglif na spągu ławicy piaskowca pocięty i przemieszczony wzdłuż powierzchni kliważu. Okaz ze stropowych partii ogniwa piaskowcowego warstw krośnieńskich z odsłonięcia w potoku Łabuzy około 600 m od ujścia do rzeki Mszanki
Sole mark cut and offset along cleavage planes. Sandstone from top part of sandstone member, Krosno Beds. Łabuzy creek, approx. 600 m from its outlet to Mszanka river

2–3 – Fragment powierzchni ławicy piaskowca w skrzydle (*2*) i przegubie (*3*) fałdu z Fig. 18A ze zmarszczkami kliważu z rozpuszczania i zaklęśnięciami (*A*) w miejscach ubytku rozpuszczonej pod ciśnieniem materii skalnej. Lokalizacja na Fig. 18A
Bedding surface of a sandstone layer within limb (*2*) and hinge (*3*) of fold from Fig. 18A. Wrinkles correspond to solution cleavage; hollows (*A*) are sites of volume loss due to pressure-solution. Location: as for Fig. 18A

Plansza – Plate VI

1 – Ławice mułowca rozpadające się na drzazgi kliważu ołówkowego o azymucie około 50°. Długość młotka – 40 cm. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Koninie około 1 km powyżej ujścia Potoku Domagałowego. Zdjęcie z roku 1980
Mudstone layers disintegrated into splinters of pencil cleavage (trend approx. 50°E). Hammer is 40 cm long. Krosno Beds, shale member in Konina river, 1 km upstream of Domagałowy Potok creek outlet. Photograph taken in 1980

2 — Sprzężone uskoki komplementarne (R_1,R'_1) pod jednym z drugorzędnych nasunięć (linia przerywana) w strefie nasunięcia Koniny. Strzałki czarne wskazują zwrot przemieszczenia uskokowego, strzałka biała — zwrot ruchu nasuwczego. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Koninie około 1,7 km powyżej ujścia Potoku Domagałowego
Conjugate complementary faults (R_1, R'_1) below a second-order thrust (broken line) in Konina thrust zone. Sense of fault displacement given with black arrows, that of thrusting with withe one. Shale member of Krosno Beds, Konina river 1.7 km upstream of Domagałowy Potok outlet

Plansza — Plate VII

1 — Fragment drugorzędnego nasunięcia w strefie nasunięcia Koniny z wyraźnie wykształconą strefą przemieszczenia ($x-x$) i występującymi pod nią uskokami (R'_1). Strzałki: większa wskazuje zwrot ruchu nasuwczego, mniejsze — przykładowo zwrot przemieszczenia uskokowego. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich nieco na południe od odsłonięcia z Pl. VI: 2
Fragment of second-order thrust in Konina thrust zone with well developed zone of displacement ($x-x$) and the underlying faults (R'_1). Thrust direction given with big arrow, while small arrows show sense of fault displacement. Krosno Beds, shale member, somewhat to the south of outcrop from Pl. VI: 2

2 — Fragment płytki cienkiej wykonanej w przekroju prostopadłym do powierzchni lustra i równolegle do rys ślizgowych z wielowarstwowego lustra tektonicznego ze strefy złuskowań typu G. Widoczne stylolitowe kontakty między poszczególnymi warstwami kalcytowymi lustra. Strzałki wskazują zwrot poślizgów. Okaz z odsłonięcia w rzece Olszówce około 1,5 km od ujścia do rzeki Raby
Fragment of thin-section cut perpendicularly to slickenside plane and parallel to slip-striation. Multilayer slickenside cover, type-G slicing zone. Note stylolitic contacts between single calcite layers covering the slickenside. Arrows show sense of displacement. Olszówka river, 1.5 km upstream of its outlet to Raba river

Plansza — Plate VIII

1 — Fragment strefy przemieszczenia z Pl. VII: 1. Długość młotka — 40 cm. Strzałki wskazują zwrot ruchu nasuwczego
Fragment of displacement zone from Pl. VII: 1. Hammer is 40 cm long. Arrows give the sense of thrusting

2 — Drobne spękania (P, R_1, R'_1) w ławicy mułowca ilastego w strefie nasunięcia Koniny. Długość ołówka — 15 cm. Strzałki: białe wskazują zwrot poślizgów międzyławicowych, czarne — zwroty przemieszczeń wzdłuż powierzchni drobnych spękań. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Mszance nieco poniżej ujścia Potoku Mątnego
Minor fractures (P, R_1, R'_1) in mudstone layer, Konina thrust zone. Pencil is 15 cm long. White arrows show sense of interlayer slip, black ones give sense of movement on minor fractures. Krosno Beds, shale member, Mszanka river downstream of the outlet of Potok Mątny creek

Plansza — Plate IX

1 — Silnie wewnętrznie sfałdowane łuski ze strefy złuskowań typu G. Linie przerywane — nasunięcia łusek. Odsłonięcia górnych partii ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Olszówce około 1,5 km od ujścia do rzeki Raby. Zdjęcie z roku 1974
Strongly internally folded slices from G-type slicing zone. Broken lines — thrust faults

bounding slices. Top parts of shale member, Krosno Beds, Olszówka river 1.5 km upstream of its outlet to Raba river. Photograph taken in 1974

2 – Nasunięcia (linia przerywana) warstw ropianieckich jednostki grybowskiej (lewy górny róg zdjęcia) na łupki ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich jednostki Mszany Dolnej. Odsłonięcie w rzece Olszówce około 1,2 km od ujścia do rzeki Raby. Zdjęcie z roku 1974. Strzałki na obu zdjęciach wskazują zwrot ruchu nasuwczego
Thrust (broken line) of Ropianka Beds from Grybów unit (upper left) over shales of the shale member, Krosno Beds, Mszana Dolna unit. Olszówka river 1.2 km upstream of its outlet to river Raba. Photograph taken in 1974. Arrows in both photos show sense of thrusting

Plansza – Plate X

1 – Powciskane w siebie ziarna kwarcu w ławicy piaskowca ze strefy złuskowań typu G. Płytka cienka; okaz z południowo-wschodniego zbocza Adamczykowej Góry
Quartz grains in piercing contact. Sandstone layer in G-type slicing zone. Thin section, sample from SE slope of Mt. Góra Adamczykowa

2 – Ślady rozpuszczania pod ciśnieniem na granicach ziaren kwarcu w ławicy piaskowca z nasunięcia jednostki magurskiej na jednostkę grybowską z zaznaczonym słabo uporządkowanym kliważem (jego kierunek wskazują białe linie). Płytka cienka; okaz z odsłonięcia w rzece Łętowe około 2,5 km od ujścia do rzeki Mszanki
Pressure solution at boundaries of quartz grains in sandstone layer. Magura unit thrust zone. Note poorly developed cleavage (white lines). Thin section; sample from river Łętowe, 2.5 km above its outlet to Mszanka river

3 – Szew stylolitowy na kontakcie dwóch ziaren skał węglanowych z brekcji z nasunięcia jednostki grybowskiej na jednostkę Mszany Dolnej. Płytka cienka; okaz z odsłonięcia w potoku Pasternik około 600 m od ujścia rzeki Raby
Stylolitic seam on the contact of two carbonate grains, breccia from the Grybów unit thrust zone. Thin section; sample from Pasternik creek 600 m upstream of its outlet to Raba river

4 – Wciski ziaren skał węglanowych i kwarcu z ławicy piaskowca gruboziarnistego z nasunięcia jednostki grybowskiej na jednostkę Mszany Dolnej. Płytka cienka; okaz z południowo-wschodniego zbocza Adamczykowej Góry
Piercing contacts between grains of carbonate rocks and quartz in coarse-grained sandstone, Grybów unit thrust zone. Thin section; sample from SE slope of Mt. Góra Adamczykowa

Plansza – Plate XI

1 – Złuskowania w przykontaktowej części strefy złuskowań typu M. Nasunięcia między łuskami częściowo uczytelnione. Strzałka wskazuje zwrot ruchu nasuwczego. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Porębie nieco poniżej ujścia rzeki Koninki
Tectonic slices in M-type slicing zone, near the contact. Successive thrusts shown with broken lines. Arrow shows sense of thrusting. Shale member of Krosno Beds, Poręba river downstream of the outlet of Koninka

2 – Złuskowania warstw grybowskich jednostki grybowskiej przy kontakcie z jednostką magurską. Strzałki: większa wskazuje zwrot nasunięcia jednostki magurskiej, mniejsze – powierzchnie uskokowe uskoków normalnych rozdzielających łuski. Odsłonięcie w rzece Porębie około 300 m powyżej ujścia rzeki Koninki
Slicing of Grybów Beds in Grybów unit near the contact with Magura unit. Arrows: bigger one gives the sense of Magura unit thrust, the smaller ones show normal faults between successive slices. Poręba river, 300 m upstream of the outlet of Koninka

Plansza — Plate XII

1 — Uskok normalny w strefie uskokowej Lubogoszcz—Poręba (por. Fig. 68). Strzałki wskazują zwrot ruchu uskokowego. Odsłonięcie stropowych partii ogniwa piaskowcowego warstw krośnieńskich w rzece Koninie nieco powyżej ujścia do rzeki Poręby. Zdjęcie z roku 1980
Normal fault in Lubogoszcz—Poręba fault zone (compare with Fig. 68). Arrows show sense of fault displacement. Top part of sandstone member of Krosno Beds. Konina river upstream of its outlet to Poręba river. Photograph taken in 1980

2 — Drugorzędne nasunięcie (częściowo uczytelnione — linia przerywana) w strefie nasunięcia Koniny. Strzałki: większa wskazuje zwrot nasunięcia Koniny, mniejsze — zwroty nasunięć niższego rzędu. Odsłonięcie ogniwa łupkowego warstw krośnieńskich w rzece Koninie około 200 m powyżej odsłonięcia z Pl. VII: 1. Zdjęcie z roku 1974
Second-order thrusts (broken lines) in Konina thrust zone. Sense of Konina thrust given by big arrow, those on lower-order thrusts given with smaller ones. Shale member of Krosno Beds, Konina river, 200 m upstream of the outcrop illustrated in Pl. VII: 1. Photograph taken in 1974

3 — Fragment płytki cienkiej wykonanej w przekroju prostopadłym do powierzchni lustra i równolegle do rys ślizgowych z wielowarstwowego lustra tektonicznego z nasunięcia jednostki grybowskiej na jednostkę Mszany Dolnej. Strzałki wskazują zwrot poślizgów. Okaz z odsłonięcia w rzece Mszance nieco powyżej ujścia Potoku Rychłowego
Fragment of thin section cut perpendicularly to slickenside plane and parallel to slip striation. Multilayer slickenside from Grybów unit thrust. Arrows show sense of slip. Sample from Mszanka river above the outlet of the Rychłowy Potok creek

Plansza — Plate XIII

1 — Ścięcia i zdeformowane drobne fałdy w spągu jednostki magurskiej. Odsłonięcie warstw z Kaniny w rzece Mszance około 300 m powyżej ujścia Potoku Rychłowego. Fragment odsłonięcia z południowej części przekroju z Fig. 50B
Shears and deformed small folds in the sole of Magura unit. Kanina beds, Mszanka river, 300 m upstream of the Rychłowy Potok outlet. Fragment of the outcrop located in the southern part of cross-section shown in Fig. 50B

2 — Kliważ w bezpośrednim sąsiedztwie nasunięcia łusek w obrębie skiby Mogielicy. Odsłonięcie w rzece Koninie na wschód od góry Pasternik. Strzałki: czarne wskazują zwrot przemieszczenia wzdłuż powierzchni kliważu, białe (na obu zdjęciach) — zwrot ruchu nasuwczego
Cleavage close to slice thrusts within Mogielica subunit. Konina river east of Mt. Pasternik. Black arrows indicate sense of movement on cleavage planes, white arrows (in both 1 and 2) show sense of thrusting

Plansza — Plate XIV

1 — Drzazgi kliważu ołówkowego z ławicy mułowca krzemionkowego zniszczonej w nasunięciu międzyłuskowym w skibie Mogielicy. Odsłonięcie w rzece Konince około 600 m powyżej ujścia do rzeki Poręby
Splinters of pencil cleavage from a layer of siliceous mudstone destroyed at interslice thrust, Mogielica subunit. River Koninka, 600 m upstream of its outlet to Poręba river

2 — Tektonicznie zaokrąglone okruchy piaskowców z nasunięcia jednostki magurskiej na jednostkę grybowską. Odsłonięcie w rzece Mszance około 200 m powyżej ujścia Potoku Rychłowego
Tectonically rounded sandstone boulders from the Magura unit thrust zone. Mszanka river, 200 m above the outlet of Potok Rychłowy

Plansza — Plate XV

1 — Sieć drobnych spękań w łupku ilasto-mułowcowym ze strefy koncentracji poślizgu nasunięcia jednostki magurskiej. Strzałki wskazują zwrot ruchu nasuwczego. Płytka cienka wycięta prostopadle do powierzchni nasunięcia i w płaszczyźnie równoległej do kierunku nasuwania się. Okaz z odsłonięcia w rzece Mszance około 300 m od ujścia Potoku Rychłowego
Network of small fractures in mudstone shale from sole thrust of Magura unit. Sense of thrusting given with arrows. Thin section cut perpendicularly to thrust plane and parallel to the thrusting direction. Sample from an outcrop in Mszanka river, 300 m above the outlet of Rychłowy Potok creek

2 — Fragment sfałdowanego spękania R_{1-2} z powyższej płytki cienkiej
Fragment of folded R_{1-2} fracture from *1*

3 — Wtórnie rozciągnięte spękanie R'_{1-2} z powyższej płytki cienkiej
Extended R'_{1-2} fracture from *1*

Plansza — Plate XVI

1 — Niskokątowe ścięcia (strzałki wskazują zwrot przemieszczeń wzdłuż nich) z wygiętymi między nimi spękaniami sigmoidalnymi. Fragment płytki cienkiej z Pl. XII: 3
Low-angle shears (sense of displacement given with arrows) bending sigmoidal fractures. Fragment of thin section from Pl. XII: 3

2 — Blast miki z płytki cienkiej z Pl. XV: 1
Blast of mica from thin section shown in Pl. XV: 1

3 — Fragment sfałdowanego spękania R_{1-1}. Lokalizacja jak wyżej
Fragment of folded R_{1-1} fracture from Plate XV: 1

4 — Fragment wtórnie rozciągniętego spękania R'_{1-1}. Lokalizacja jak wyżej
Fragment of extended R'_{1-1} fracture from Pl. XV: 1

Fotografie odsłonięć Pl. II: 1, 2; Pl. III: 1, 2; Pl. VI: 1; Pl. VIII: 1; Pl IX: 1, 2; Pl. XIII: 1, 2 Stanisław Ulatowski; Pl. IV: 2; Pl. VIII: 2; Pl. XII: 1 Ryszard Szczęsny; pozostałe zdjęcia odsłonięć autora
Photographs of the outcrops: Pl. II: 1, 2; Pl. III: 1, 2; Pl. VI: 1; Pl. VIII: 1; Pl. IX: 1, 2 and Pl. XIII: 1, 2 by Stanisław Ulatowski; Pl. IV: 2; Pl. VIII: 2 and Pl. XII: 1 by Ryszard Szczęsny; the remaining photographs of the outcrops taken by the author