

Włodzimierz R. KOWALSKI

TEKTONIKA ZACHODNIEGO ZAKOŃCZENIA ANTYKLINY CHĘCIŃSKIEJ I OTACZAJĄCYCH JĄ STRUKTUR OBRZEŻENIA MEZOZOICZNEGO

(Tabl. I—III i 5 fig.)

*Tectonics of western end of Chęciny anticline and surrounding
structures of Mesozoic margins of the Holy Cross Mts.*

(Pl. I—III and 5 Figs.)

Treść: W pracy opisano zachodnią część antykliny chęcińskiej należącej do trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich i otaczające ją fałdy zbudowane z utworów mezozoicznych. Wskazano na dużą rolę stref dyslokacyjnych w tektonice tego obszaru, wyjaśniając genezę obserwowanych tu nasunięć w oparciu o badania modelowe A. R. Sanforda (1959). Główną rolę w formowaniu tektoniki pokrywy mezozoicznej przypisano uskokom w podłożu i kompresji postmezozoicznej o kierunku głównej osi ENE—WSW.

WSTĘP

Stałe zainteresowanie wielu geologów pracujących w Górach Świętokrzyskich omawianym w tym artykule terenem (por. fig. 1) rozpoczyna się w zasadzie od pracy J. Czarnockiego i J. Samsonowicza (1911), dotyczącej stratygrafii dewonu góry Miedzianki. W następnych latach pojawia się szereg publikacji J. Lewińskiego (1908, 1912), J. Czarnockiego (1925, 1926, 1927, 1928, 1929) i B. Kowalczewskiego (1926) dotyczących stratygrafii i tektoniki tych okolic. Równocześnie prowadzone były na górze Miedziance szczegółowe badania mineralogiczne i złożowe. Wyniki tych prac przedstawione są w licznych publikacjach, których pełna lista podana jest w opracowaniu Z. Rubinowskiego (1971).

Po wojnie badania nad budową geologiczną i mineralizacją na Miedziance kontynuował Z. Rubinowski (1955, 1958, 1971). Do najnowszych prac dotyczących tektoniki tego obszaru należą publikacje E. Stupnickiej (1971, 1972) oraz J. Kutka i J. Głazka (1972).

W latach 1970—1971 opracowywałem ten teren w ramach pracy dyplomowej pod kierunkiem dra J. Głazka, któremu tą drogą dziękuję

za opiekę naukową i cenne dla mnie dyskusje jak również za krytyczne przejrzenie niniejszego artykułu stanowiącego fragment wykonanego wówczas opracowania.

Doc. J. Kutkowi i doc. Z. Rubinowskiemu dziękuję za interesujące dyskusje naukowe. Doc. J. Kutkowi zawdzięczam również wskazanie literatury dotyczącej badań modelowych i sugestię zastosowania przedstawionych tam wyników w badaniach terenowych. Dziękuję również innym moim rozmówcom, a szczególnie mgrowi T. Zapasnikowi z którymi dyskusje przyczyniły się do sformułowania wniosków zawartych w tej pracy.

Szczegółowymi badaniami objęto stosunkowo niewielki fragment trzonu paleozoicznego i obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Jednakże obszar ten ze względu na wyjątkowo dobre odsłonięcie skał podłoża, występowanie wielu struktur tektonicznych, bardzo duże zaburzenia tektoniczne na pograniczu kompleksów skał paleozoicznych i mezozoicznych oraz skręcanie fałdów mezozoicznych od kierunku równoległego do przebiegu struktur trzonu paleozoicznego do kierunków prawie południkowych umożliwia stosunkowo wnikliwe prześledzenie współzależności pomiędzy strukturami różnego wieku i rzędu.

Z głównych jednostek tektonicznych trzonu paleozoicznego na załączonej mapie (fig. 1) widoczna jest zachodnia część antykliny chęcińskiej i fragment synkliny gałęzickiej. Na północ od antykliny chęcińskiej, w rejonie wsi Lesica, znajduje się niewielki, wyniesiony obszar występowania wapienia muszlowego. Dalej ku północy rozpościera się padół strawczyński wypełniony słabo odsłoniętymi utworami kajpru i retyku.

Na południe od antykliny chęcińskiej rozciąga się duży obszar, nazywany przez J. Czarnockiego (1928) depresją bolmińsko-ostrowską. Depresja ta wypełniona jest osadami jury i szczątkowo zachowanymi w brachysynklinie Bolmina (J. Czarnocki, 1926) osadami kredy.

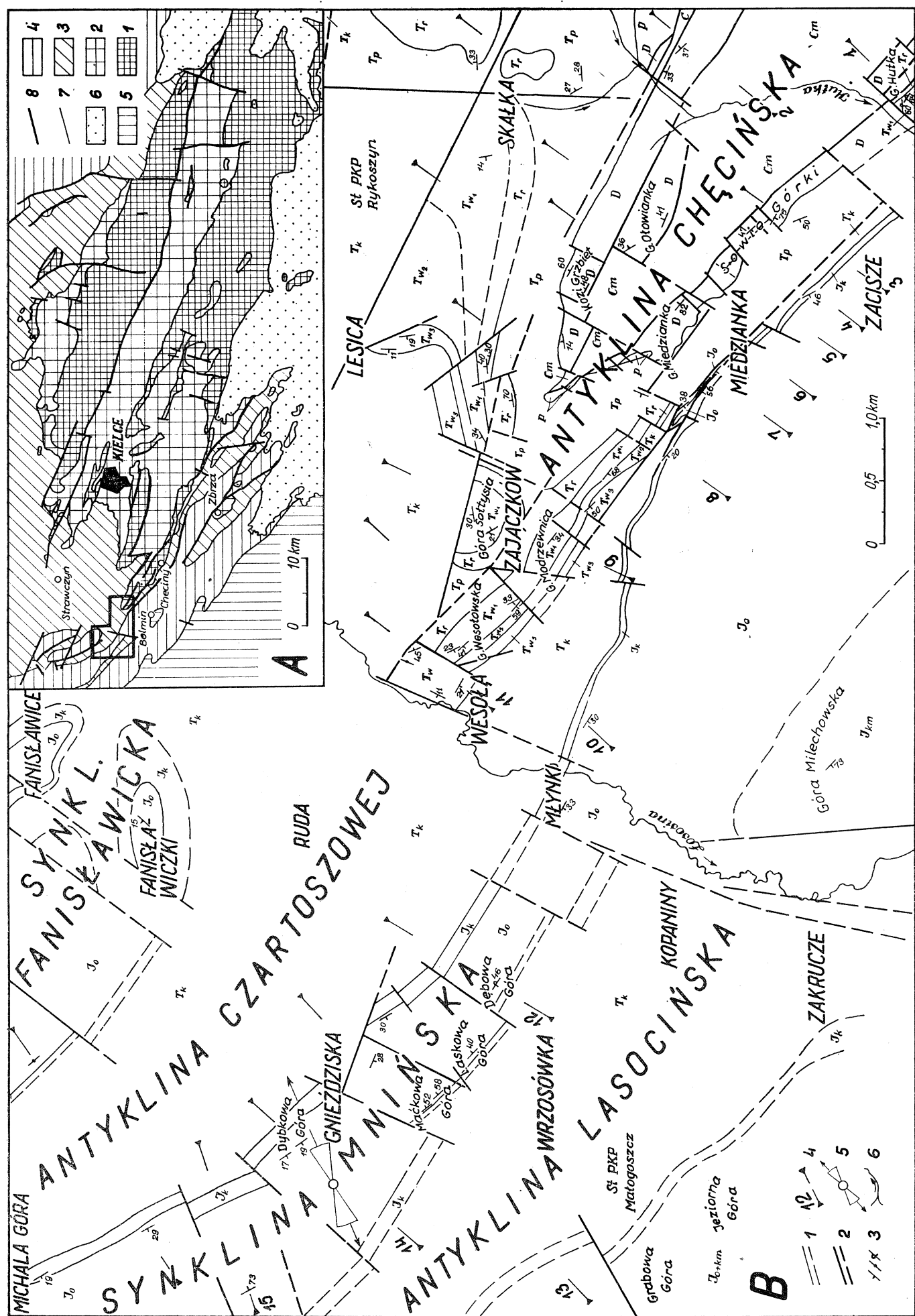
Zachodnia część przedstawionego na mapie terenu obejmuje strefę fałdów zbudowanych z utworów kajpru, keloweju i oksfordu. Oba obszary rozdziela strefa dyslokacyjna, którą biegnie dolina rzeki Łososiny.

W zachodniej części terenu, począwszy od północy, widoczne są na fig. 1 następujące jednostki tektoniczne: synklina fanisławicka, antyklina radomska, synklina mnińska oraz antyklina lasocińska, której skrzydło południowe jest zarazem częścią synkliny Skórkowa.

ANTYKLINA CHEĆIŃSKA

W obrębie antykliny chęcińskiej J. Czarnocki (1928) wyróżnił elewacje i depresję. Na odcinku od Radkowic do wsi Miedzianka znajdują się kolejno ku zachodowi: elewacja chęcińska, depresja polichniańska i elewacja miedziankowska.

Fig. 1. Geological map of western part of Chechnya anticline. A. 1 — Riphean and older Paleozoic; 2 — younger Paleozoic; 3 — Triassic; 4 — Jurassic; 5 — Cretaceous; 6 — Tertiary; 7 — geological boundaries; 8 — main faults. B. 1 — geological boundaries found and inferred; 2 — faults found and inferred; 3 — strike and dip of normal, vertical, and reversed strata; 4 — lines of geological cross-sections; 5 — range of variation of directions of pillow from stylolite surfaces and their mean direction; 6 — streams. C.m — Cambrian; D — Devonian; P — Permian; Triassic: T_p — Lower and Middle Buntsandstein, T_r — Rhoet, T_{w1} — Lower Muschelkalk, T_{w2} — Middle Muschelkalk, T_{w3} — Upper Muschelkalk, T_k — Keuper, Jurassic: J_k — Cretaceous, J_o — Oxfordian, J_{km} — Kimmeridgian, Q — Quaternary.



Zachodnie zakończenie antykliny chęcińskiej stanowi antyklina zajązkowska (H. Senkowiczowa, 1961). J. Czarnocki (1928) antyklinę tę nazywał antyklina radomicką i traktował jako przedłużenie, hipotetycznego na tym terenie, horstu radomickiego. W niniejszej pracy antyklina zajązkowska będzie traktowana jako bezpośrednia kontynuacja antykliny chęcińskiej w obrębie utworów triasu. W tym ujęciu antyklina chęcińska kończy się na linii rzeki Łososiny pomiędzy szosą Kielce-Małoszycz a wsią Wesola.

Depresja polichniańska

Na mapie (fig. 1) widoczny jest jedynie niewielki fragment tej części antykliny. Oba skrzydła depresji polichniańskiej zaznaczają się w morfologii w postaci wzgórz utworzonych przez węglanowe skały dewonu.

Południowe, odwrócone skrzydło antykliny budują utwory dewonu środkowego, retu i wapienia muszlowego (fig. 3a, przekrój 1). Fakt ten stwierdził B. Kowalczewski (1926). Biegi warstw obserwowane w wapieniu muszlowym na SW stoku góry Hutki zmieniają się na krótkim odcinku od 120° do 85° nieco dalej na zachód, co zdaje się świadczyć o przesunięciu ku południowi bloku położonego na zachód od dyslokacji znajdującej się w podłożu doliny rzeki Hutki.

Na górze Hutce utwory pstrego piaskowca uległy wyprasowaniu i pojawiają się na powierzchni w rejonie Polichna na wschodzie i Sowich Górek na zachodzie.

Wzdłuż północnego skrzydła depresji polichniańskiej obserwuje się szereg uskoków podłużnych towarzyszących pograniczu antykliny chęcińskiej i synkliny gałęzickiej (fig. 3a, przekr. 2 i 4).

Poprzecznie w stosunku do antykliny chęcińskiej przebiega dolina rzeki Hutki. Dolina ta rozwinęła się na jednej z głównych transversalnych stref dyslokacyjnych i odgranicza w ujęciu J. Czarnockiego (1928) depresję polichniańską od elewacji miedziankowskiej.

Elewacja miedziankowska

Odcinek antykliny objęty tą nazwą jest szczególnie dobrze odsłonięty i rozpoznany wierceniami (Z. Rubinowski — materiały nie publikowane; R. Pałubicki, 1955; M. Strych, 1969) dzięki eksploatacji wapieni i poszukiwaniom rud miedzi. W rejonie Miedzianki wykonywano także trzykrotnie badania geofizyczne (S. Duda, 1956; C. Drzewiński, 1956; K. Mizeracka, 1958).

Cechą szczególnie nasuwającą się przy rozpatrywaniu stylu tektonicznego antykliny chęcińskiej, a zwłaszcza jej części zbudowanej ze skał paleozoicznych, jest typowa tektonika blokowa. Zafałdowania w skałach dewonu są sporadyczne i mają charakter niewielkich wygięć warstw przy dużych uskokach (tabl. 2, fig. 1). Duża zmienność upadów warstw w po-

szczególnych blokach wywołuje wrażenie swoistej „tektoniki klawiszowej”.

Skrzydło południowe wykazuje znacznie większy stopień komplikacji w budowie. Upady warstw są bardziej strome, dochodząc czasami do pionowych i odwróconych.

Na górze Miedziance i na sąsiednich Sowich Górkach znane jest od dawna występowanie minerałów miedzi świadczących o bliskości najważniejszych w tej strefie dyslokacji (J. Czarnocki, 1929; Z. Rubinowski, 1971), wzdłuż których uległ zrzuceniu obszar południowy. Uskoki te stanowiły drogę migracji roztworów mineralizujących wapienie dewońskie.

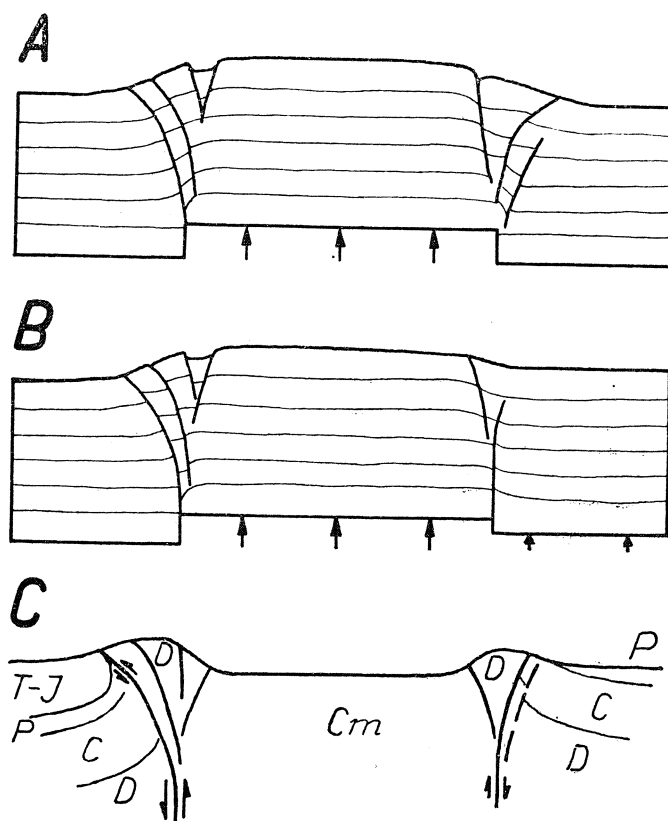


Fig. 2. Porównanie wyników badań modelowych z budową antykliny chęcińskiej. A — model struktury uzyskany przez A. R. Sanforda (1959, fig. 18, nr 12); B — prawdopodobny model antykliny chęcińskiej; C — schematyczny przekrój przez antyklinę chęcińską

Fig. 2. Comparison of model studies with the structure of Chęciny anticline. A — structural model given by A. R. Sanford (1959, fig. 18, no. 12); B — proposed model of Chęciny anticline; C — schematic cross-section through Chęciny anticline

Strefa dyslokacyjna południowego skrzydła antykliny chęcińskiej była kilkakrotnie obiektem zainteresowania geologów. Tłumaczono ją nasunięciem z południa (J. Czarnocki i W. Kuźniar, 1922; J. Czarnocki, 1926, 1927a, 1948), nasunięciem z północnego-wschodu (W. Jaroszewski, 1965) oraz istnieniem uskoku odwróconego zapadającego pod kątem 60—70°N (E. Stupnicka, 1972).

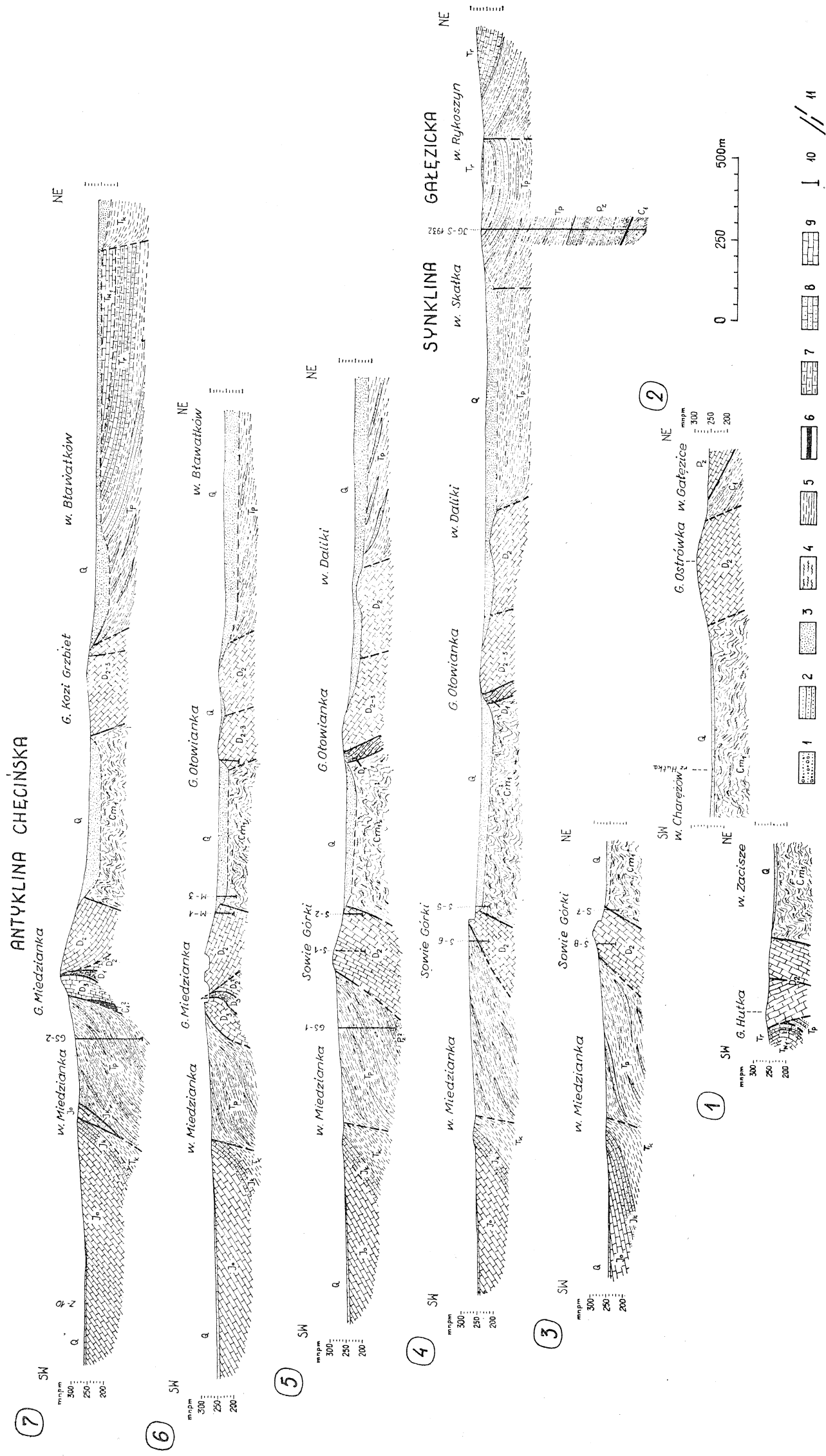


Fig. 3a. Przekroje geologiczne. Objaśnienia: 1 — zlepienie; 2 — piaskowce; 3 — piaski; 4 — mułowce; 5 — łupki ilaste i ility; 6 — skały krzemionkowe; 7 — margle; 8 — wapienie piaszczyste; 9 — wapienie; 10 — uskoki pewne i prawdopodobne; 11 — wiercenia. Oznaczenia literowe jak na fig. 1

Fig. 3a. Geological cross-sections. Explanations: 1 — conglomerates; 2 — sandstones; 3 — sands; 4 — siltstones; 5 — clay slates and clays; 6 — siliceous rocks; 7 — marls; 8 — sandy limestones; 9 — limestones; 10 — found and inferred faults; 11 — boreholes. Letter explanations as given in Fig. 1

Obserwowana sytuacja w wysokim stopniu przypomina wyniki uzyskane eksperymentalnie przez A. R. Sanforda (1959). Badacz ten modelował dyslokacje pionowe w skałach osadowych leżących na sztywnym podłożu. Przesuwając pionowo sąsiednie bloki podłoża uzyskiwał struktury podobne stylem tektonicznym do budowy antykliny chęcińskiej (fig. 2). Z modelu tego wynika, że zarówno uskoki odwrócone, jak i nasunięcia można wyprowadzać z odpowiednio dużych uskoków pionowych.

Różny stopień zaburzeń skrzydeł antykliny chęcińskiej na badanym obszarze można wyjaśnić różnicami wielkości zrzutów uskoków na obu skrzydłach.

Antyklina zajączkowska

Na zachód od góry Miedzianki i Koziego Grzbietu przebiega strefa dużego uskoku transversalnego, za którym pas wychodni skał paleozoicznych gwałtownie zwęża się znikając pod utworami pstrego piaskowca (fig. 3b, przekr. 8). Dalej ku zachodowi struktura ma kształt znacznie bardziej zbliżony do form określanych mianem antyklina aniżeli w części należącej do trzonu paleozoicznego, gdzie był to w zasadzie klasyczny zrąb tektoniczny. Kształt antykliny zajączkowskiej sugeruje dalsze przedłużanie się w podłożu — ku zachodowi — zrębu skał paleozoicznych. Antyklina wyrażona utworami triasu ma bowiem wyraźnie spłaszczoną część osiową o upadach rzędu 20° i znacznie bardziej strome skrzydła (upady skrajnie dochodzą do 74°) dodatkowo podkreślone uskokami i fleksurami (fig. 3b, przekr. 9—11).

Na powierzchniach uławicenia o większych upadach (50° — 70° S) w południowym skrzydle (tabl. 1, fig. 1) widoczne są wyraźnie bruzdy zgodne z kierunkiem upadu warstw powstałe w wyniku wzajemnego przesuwania się ławic wapieni. Miejscami na tych powierzchniach widoczne są także drobne rysy ślizgowe, których liczniejsze powstanie było utrudnione występowaniem cienkich przeławiczeń ilastych.

Jak wynika z obserwowanych zjawisk, południowe skrzydło antykliny zajączkowskiej ma charakter fleksury przechodzącej głębiej w uskok. Jest to przedłużenie tej samej strefy dyslokacyjnej, która przebiega po południowych stokach góry Miedzianki i góry Hutki. W antyklinie zajączkowskiej widocznych jest szereg poprzecznych stref dyslokacyjnych (tabl. 1, fig. 2).

Charakterystyczny kształt antykliny na tym odcinku zaobserwował pierwszy B. Kowalczewski (1926), a następnie dwukrotnie publikowane były przekroje przez tę część struktury (H. Senkowi cz o w a, 1961; J. K u t e k i J. G ł a z e k, 1972).

W części peryklinalnej pomiędzy górą Wesołowską a rzeką Łososiną antyklina ma kształt „fałdu” skrzynkowego, nieco asymetrycznego w stosunku do osi całej struktury (fig. 3b, przekr. 11). Odcinek ten stanowi

swoisty „rygiel” antykliny. Skrzydło południowe ma upady połogie (ok. 20°S). Drugie skrzydło ma upady znacznie bardziej strome dochodzące do 56°N , o kierunku biegu skreconym przez pobliski uskoki przedłużający się dalej ku południowemu wschodowi wzdłuż strefy osiowej antykliny. Uskok ten umożliwił relaksację naprężeń powstałych w kompetentnych utworach środkowego triasu w wyniku wyginania ich pod wpływem wypiętrzającego się zrębu skał paleozoicznych.

Kilkadziesiąt metrów od doliny rzeki Łososiny, w północnym skrzydle antykliny znajduje się duże odsłonięcie utworów środkowego triasu (tabl. 3). Ławice wapienia muszlowego stoją pionowo, lokalnie tworząc mały fałd o przebiegu osi $20^{\circ}/15^{\circ}\text{S}$. Przecina je zespół skośnych powierzchni nieciągłości przemieszczających ku północnemu zachodowi wyższe części ławic w stosunku do niższych. Powierzchniom tym towarzyszą inne do nich antytetyczne. Zafałdowanie ławic powstało przypuszczalnie w wyniku działania silnych naprężeń wynoszących antyklinę do góry przy jednoczesnej kompresji wzdłuż osi struktury. Na zaburzenia te zwrócił uwagę już B. Kowalczewski (1926), a zdjęcia fałdu zamieszczone są w pracach H. Senkowiczowej (1961) i E. Stupnickiej (1972).

Na północ od Zajączkowa utwory wapienia muszlowego sięgają do środka wsi Lesica tworząc wyniesiony element ograniczony od północnego wschodu uskokiem, a na południowym zachodzie przechodzący w słabo wykształconą synklinę (fig. 3a, przekr. 7). H. Senkowiczowa (1961) nazwała wspomniany element antykliną Lesicy, a synklinalne wygięcie na południu synkliną Lesicy.

Na północ od omówionych struktur rozpościera się rozległy obszar występowania utworów kajpru. Mała zmienność litologiczna i słabe odsłonięcie tych utworów uniemożliwiają prześledzenie na tym terenie przebiegu jednostek tektonicznych wyróżnionych przez H. Senkowiczową (op. cit.) w okolicach Rykoszyna i Piekoszowa.

Depresja bolmińsko-ostrowska

Na południe od antykliny chęcińskiej rozpościera się obszar występowania utworów jury i lokalnie zachowanej kredy. Obszar ten J. Czarnocki (1972b) nazwał depresją bolmińsko-ostrowską. Od północy depresję ograniczają uskoki równoległe do antykliny chęcińskiej, a na zachodzie strefa dyslokacyjna, wzdłuż której przebiega dolina Łososiny. O zrzuconiu mas mezozoicznych na południe od antykliny chęcińskiej wzdłuż uskoków podłużnych wspominają liczni badacze (J. Czarnocki, 1926, 1928; W. Jaroszewski, 1965; Z. Rubinowski, 1971; E. Stupnicka, 1971, 1972; J. Kutek i J. Głazek, 1972).

Północny zasięg utworów jury wyznacza na tym obszarze wyraźna kuesta zbudowana ze skał keloweju rozciągająca się od doliny rzeki Ło-

śosiny po wieś Zacisze. Upady w obrębie warstw budujących kuestę oscylują w granicach 20—33°S, wzrastając jedynie lokalnie w strefie powtórzenia utworów jury na zachodnim końcu wsi Miedzianka do 61°S. Upady w warstwach jurajskich są wyraźnie mniejsze aniżeli w skałach paleozoicznych, malejąc jeszcze bardziej w miarę oddalania się na południe od strefy dyslokacyjnej.

W południowej części omawianego terenu, na wschodnim brzegu Łososiny, znajduje się Góra Milechowska. Budujące ją utwory kimerydu są silnie zaburzone tektonicznie (upady w granicach 20—90°E), szczególnie w pobliżu dyslokacji Łososiny. Charakterystyczne zagięcie Góry Milechowskiej ku północy w stosunku do pasma wzniesień, którego jest ona przedłużeniem, świadczy o nożycowo-przesuwczym charakterze dyslokacji, jak również o działaniu kompresji w strefie uskoku.

FAŁDY ZACHODNIEGO OBRZEŻENIA MEZOZOICZNEGO

W zachodniej części skartowanego terenu (fig. 1) występują fałdy zbudowane głównie z utworów kajpru, keloweju i oksfordu. Struktury te będą omówione w kolejności ich występowania od północnego wschodu ku południowemu zachodowi.

Synklina fanisławicka

W okolicy Fanisławic i Fanisławiczek widoczne jest zakończenie synkliny w obrębie wapiennych utworów jurajskich. Struktura ta przedłuża się ku północnemu zachodowi w kierunku Eustachowa. Pierwszy wspomina o niej J. Lewiński (1912) uważając ją za odpowiednik synkliny gałęzickiej. W latach późniejszych zajmuje się tym terenem J. Czarnocki (1925), który nadaje synklinie obecną nazwę.

Na obu skrzydłach synkliny występują odkrywki wapieni dolnego oksfordu. Pomierzone w nich upady wskazują na wynurzanie się osi struktury w kierunku południowo-wschodnim. Na NWW od Fanisławiczek, w południowo-zachodnim skrzydle synkliny odsłaniają się stojące pionowo ławice wapieni oksfordu (fig. 3c, przekr. 16).

Antyklina radomicka

Na południowy-zachód od synkliny fanisławickiej rozpościera się równoległa do niej antyklina. Struktura tę J. Lewiński (1912) uważał za przedłużenie antykliny chęcińskiej. J. Czarnocki (1925) nazywa tę strukturę fałdem radomickim, a następnie wspomina o niej kilkakrotnie przy omawianiu budowy geologicznej tego rejonu (J. Czarnocki 1927, 1928).

W związku z innym obecnie znaczeniem terminu fałd, będzie w tej pracy używane określenie antyklina. Nazwa struktury pochodzi od miej-

scowości Radomice położonej na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. J. Czarnocki (1925) uważał część antykliny radomickiej położoną na zachód od Miedzianki za przedłużenie hipotetycznego tu horstu radomickiego. Zakładanie istnienia w tym rejonie wspomnianego horstu i nadanie jego nazwy omawianej strukturze jest niesłuszne. Ze względu na istnienie na południowym obrzeżeniu mezozoicznym drugiej struktury o takiej samej nazwie proponuję nazwanie tej struktury antykliną Czartoszowej, od miejscowości położonej w osiowej części tej struktury nieco dalej w kierunku Łopuszna.

Antyklinę budują występujące w jądrze ilaste i mułowcowe utwory kajpru oraz zalegające na skrzydłach wapień keloweju i oksfordu. Warstwy oksfordu skrzydła północno-wschodniego posiadają upady pionowe, a utwory kajpru zostały prawdopodobnie fleksuralnie zredukowane. Upady warstw w skrzydle południowo-zachodnim zmieniają się w granicach 17—30°S.

Synklina mnińska

Południowo-zachodnie skrzydło antykliny Czartoszowej jest zarazem skrzydłem położonej na południe od niej synkliny mnińskiej. Nazwę tej strukturze nadał J. Czarnocki (1925). O upadach w skrzydle północno-wschodnim wspomniano w trakcie omawiania sąsiedniej struktury. Skrzydło południowo-zachodnie posiada upady znacznie bardziej strome, wynoszące 40—73°N (Pl. 2, fig. 2). Jedynie w kamieniołomie na Dębowej Górze (na NE od Wrzosówki) widoczne są ławice zalegające w położeniu odwróconym. Powierzchnie uławiczenia uległy tektonicznemu podkreśleniu w wyniku wzajemnego przesuwania się ławic. Obserwuje się tam także zespół silnie zaznaczających się pionowych spękań o azymucie 48°. Wspomniane spękania powstały w wyniku procesów dysjunktywnych w strefie dyslokacyjnej Łososiny.

Na obrazie kartograficznym synkliny mnińskiej zaznacza się szereg uskoków poprzecznych w stosunku do osi struktury. Północno-wschodnie skrzydło synkliny jest obcięte na pewnym odcinku (Gnieździska), uskokiem podłużnym wykrytym już przez J. Czarnockiego (1921, in Richling-Kondracka, 1937). Uskok ten jest przedłużeniem strefy dyslokacyjnej rozciągającej się wzdłuż południowego skrzydła antykliny chęcińskiej. Dalszego przebiegu uskoku w kierunku zachodnim nie udało się prześledzić.

W blokach pomiędzy wspomnianymi uskokami poprzecznymi obserwuje się zmiany upadów warstw (fig. 3c, przekr. 12—15). W jednym z takich bloków, w kamieniołomie na Laskowej Górze istniało podrzędne zafałdowanie (E. Stupnicka, 1972) o azymucie osi zgodnym z kierunkiem biegu warstw w tym rejonie. Rysy tektoniczne na powierzchniach ławic w skrzydłach zafałdowanych były zgodne z kierunkiem upadu warstw.

W przebiegu osi synkliny mnińskiej widoczna jest zmiana kierunku od 300° do 320° w części północno-zachodniej.

Przeprowadzone pomiary stylolityzacji w skrzydłach synkliny mnińskiej, w rejonie Gnieździsk (por. fig. 1), pozwoliły ustalić wzajemny stosunek momentów powstania powierzchni stylolitowych i fałdowania. Za-

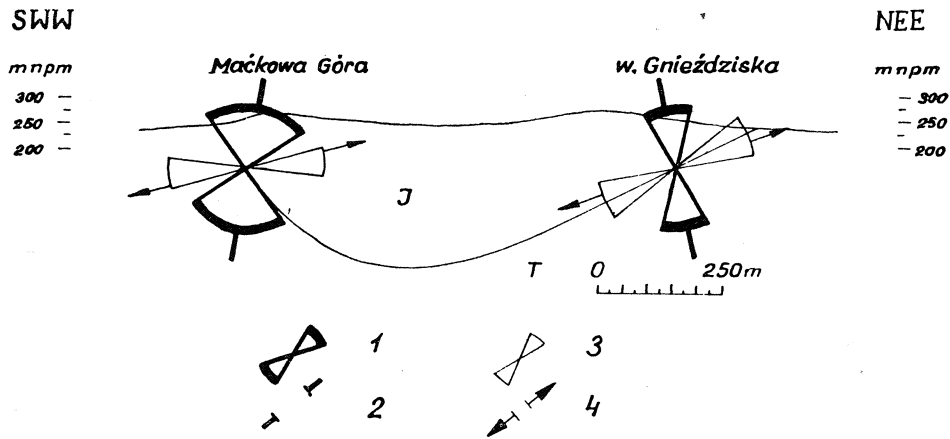


Fig. 4. Stosunek stylolitów do skrzydeł synkliny mnińskiej w okolicy Gnieździsk. 1 — zakres zmienności upadów powierzchni stylolitowych; 2 — średni upad powierzchni stylolitowych; 3 — zakres zmienności struktur liniowych na powierzchniach stylolitowych; 4 — średnie nachylenie struktur liniowych

Fig. 4. Relation of stylolites to limbs of Mnin syncline from the Gnieździska area. 1 — range of variation in dip of stylolite surface; 2 — mean dip of stylolite surface; 3 — range of variation in dip of linear structures on stylolite surfaces; 4 — mean dip of linear structures

łożenie powierzchni stylolitowych miało miejsce przed fałdowaniem lub w jego początkowej fazie, jednakże pełne wykształcenie elementów liniowych powierzchni stylolitowych nastąpiło już po uformowaniu synkliny. Świadczy o tym przedstawiony na fig. 4 wzajemny stosunek powierzchni stylolitowych, elementów liniowych i skrzydeł synkliny.

Antyklina lasocińska

Na południowy zachód od omówionej powyżej synkliny znajduje się następna antyklina. Odcinek tej struktury od Mieczyna poprzez Pokrowsko, Kopaninę do Zakrucza nazwał J. Czarnocki (1925) fałdem lasocińskim. Na zachodnim skrzydle tej struktury, już poza terenem niniejszego opracowania, istnieje drugorzędna antyklina nazwana przez H. Świdzińskiego (1932) antyklina Skórkowa. Przedłużenie antykliny lasocińskiej na północny-zachód od odcinka ze wspomnianym zafałdowaniem nazwał J. Lewiński (1908) antyklina żelaznicką.

Południowo-zachodnie skrzydło antykliny lasocińskiej tworzą utwory jurajskie, budujące pas wzgórz w pobliżu stacji PKP Małogoszcz.

W skrzydle tym nie można wykonać pomiarów położenia warstw ze względu na trudność w stwierdzeniu powierzchni uławicenia w obrębie odsłaniających się wapieni skalistych.

WNIOSKI

Charakterystyczną cechą tektoniki omówionej części antykliny chęcińskiej są silne komplikacje wywołane licznymi strefami dyslokacyjnymi. Skały paleozoiczne wykazują zróżnicowane położenia warstw w sąsiednich blokach tektonicznych; często mają strome upady, a w skrajnych przypadkach odwrócone. W miarę oddalania się od zrębowych struktur trzonu paleozoicznego zaburzenia szybko wygasają, a warstwy mezozoiku przyjmują upady stosunkowo połogie tworząc szerokopromienne, płaskie synkliny i antykliny.

Wielkość zaburzeń tektonicznych pokrywy mezozoicznej na pograniczu poszczególnych bloków podłoża jest uzależniona przede wszystkim od wielkości zrzutów uskoków w podłożu, dając w efekcie wszystkie formy przejściowe od słabo zaznaczających się undulacji warstw do potężnych uskoków przechodzących w nasunięcia, jak to ma miejsce wzdłuż południowego skrzydła antykliny chęcińskiej i w antyklinie Zbrzy. Uskoki odwrócone i nasunięcia mogą powstawać w górnych częściach odpowiednio dużych dyslokacji pionowych. W zależności od wielkości zrzutu będzie można obserwować uskok pionowy, uskok odwrócony, a przy zrzutach rzędu 1,2—1,5 km i więcej powstaną nasunięcia wzrastające wraz ze wzrostem zrzutu uskoku w podłożu.

Przypuszczalnie uskoki zrzucające południowe skrzydło antykliny mają sumaryczny zrzut postmezozoiczny w stosunku do jej centralnej części w granicach 1,0 do 1,5 km, natomiast uskoki w północnym skrzydle mają odpowiadający zrzut rzędu 0,5 km.

Uskokom w zachodniej części antykliny chęcińskiej poświęca nieco uwagi w swojej pracy Z. R u b i n o w s k i (1971) wyróżniając tam dwa różnowiekowe systemy dyslokacji i spękań: podłużne, o kierunku NW-SE (starsze), oraz poprzeczne, o kierunku NNE—SSW (młodsze). Autor tej pracy zgadza się z Z. R u b i n o w s k i m (np. cit.) odnośnie do wcześniejszych, głównie zapewne waryscyjskich założeń uskoków podłużnych, na co bezspornie wskazuje analiza mineralizacji szczelin. Jednakże wydaje się niemożliwe nieodnowienie się uskoków podłużnych tnących utwory paleozoiczne w trakcie wynoszenia antykliny chęcińskiej w stosunku do mas mezozoicznych na południu. Wręcz odwrotnie odgrywały one dominującą rolę także podczas ruchów pokredowych, a uskoki poprzeczne miały znaczenie podrzędne.

Obserwowane obecnie kontakty tektoniczne pomiędzy różnymi ogniwami stratygraficznymi (np.: pomiędzy kambrem dolnym a dewonem środkowym) oraz zaburzenia w trzonie paleozoicznym są rezultatem nałożenia się ruchów postmezozoicznych o charakterze dyslokacyjnym i dys-

lokacyjno-fleksuralnym na deformacje waryscyjskie i starsze. Ruchy te były szczególnie nasilone w momentach podwyższonej aktywności tektonicznej skorupy ziemskiej, jednakże w mniejszym stopniu zachodziły przez cały czas, także synsedymencie, jak to można wnioskować z niektórych opracowań (np.: W. Bednarczyk, 1971; M. Szulczewski, 1971; J. Kutek i J. Głazek, 1972, str. 621).

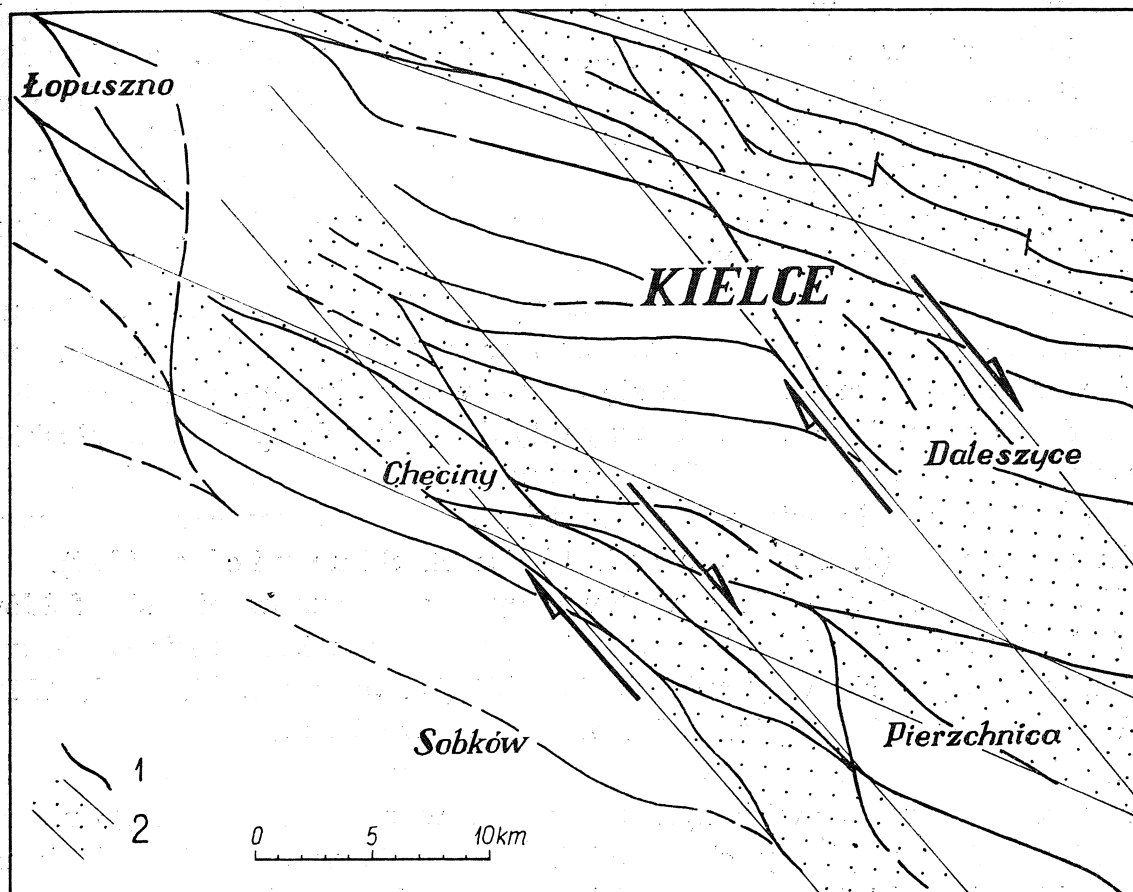


Fig. 5. Uskoki w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. 1 — ważniejsze uskoki; 2 — główne strefy dyslokacyjne

Fig. 5. Faults from the western part of the Holy Cross Mts. 1 — main faults; 2 — main dislocation zones

Tektoniką blokową można wytłumaczyć zarówno zaleganie pstręgo piaskowca na skrasowiałych wapieniach dewonu w wielu miejscach wzdłuż całej antykliny chęcińskiej (por. Z. Rubinowski, 1971, fig. 5), jak również zmienne niezgodności kątowe pomiędzy różnymi ogniwami stratygraficznymi. Przykładem może być stosunek permu do karbo-nu (J. Kutek i J. Głazek, 1972). Jak wynika z szeregu prac sytuację taką obserwuje się nie tylko na obszarze Gór Świętokrzyskich, ale również na całym przedgórzu Karpat (P. Karnkowski i P. Głowacki, 1961; P. Karnkowski i S. Ołtuszyk, 1968; K. Jaworowski, H. Jurkiewicz i L. Kowalczewski, 1967).

Na obszarach pozbawionych obecnie grubej pokrywy skał mezozoicz-

nych często stwierdza się obecność uskoku o kierunku WNW—ESE. Zdaniem autora kierunek ten musiał odgrywać ważną rolę w paleozoiku i kontynuował się dalej ku zachodowi na pogranicze Sudetów i monokliny przedsudeckiej. Odgrywał on podstawową rolę w permie zarówno dolnym, jak i górnym warunkując rozkład facji w południowej części basenu sedimentacyjnego w Europie (Glennie, 1972; J. Pokorski i R. Wagner, 1972).

Postmezoiczne wypiętrzenie wału środkowopolskiego spowodowało ujawnienie się w skałach pokrywy mezozoicznej uskoku o kierunku NW—SE, one też odegrały dominującą rolę w deformacjach tektonicznych z tego okresu. Jednakże w osiowej części wału środkowopolskiego, na obszarze pozbawionym przez postępującą erozję grubej pokrywy skał mezozoicznych, rozładowanie napięć nastąpiło także w starszych strefach dyslokacyjnych o kierunku WNW—ESE.

Nakładając się na siebie dwa systemy uskoku (por. fig. 5) o kierunkach WNW—ESE i NW—SE utworzyły w podłożu mozaikę bloków, których wzajemne przemieszczanie się modelowało pokrywę skał mezozoicznych dając w efekcie wiele brachyantyklin i brachysynklin o płaskich częściach centralnych i silnie zaburzonych skrzydłach. Płynności deformacji sprzyjało istnienie miękkich, ilastych kompleksów w starszym mezozoiku (J. Czarnocki, 1927a; E. Stupnicka, 1972).

Dodatkowym czynnikiem wpływającym na formowanie się fałdów w skałach mezozoicznych Gór Świętokrzyskich była kompresja o kierunku zmieniającym się w granicach 40—65° (W. Jaroszewski, 1969, 1972; J. Wartolowska, 1970, 1972; W. R. Kowalski, 1972)¹.

Istnieniem kompresji o takim kierunku można wytłumaczyć na badanym terenie szereg zjawisk np.: deformacje wapienia muszlowego na zachodnim końcu antykliny chęcińskiej, zaburzenia wapieni jurajskich na Górze Milechowskiej, wergencję fałdów zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich.

*Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Al. Żwirki i Wigury 93
02-089 Warszawa*

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

- Bednarczyk W. (1971), Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mts. *Acta geol. pol.* 21, 4, pp. 573—616, Warszawa.
Czarnocki J. (1925), Wyniki badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części gór Świętokrzyskich (*Sur les résultats*

¹ Kierunki w cytowanych pracach wyznaczono na podstawie orientacji elementów liniowych na powierzchniach stylolitowych.

- des recherches géologiques sur la terrain mésozoïque dans la partie occidentale du Massif de Święty Krzyż). *Posiedz. nauk. PIG*, nr 11, pp. 11—14, Warszawa.
- Czarnocki J. (1926), Wyniki badań geologicznych w południowo-zachodniej i zachodniej części gór Świętokrzyskich (Résultats des recherches géologiques dans la partie sud-ouest et ouest du Massif de Święty Krzyż). *Ibidem*, nr 15, pp. 31—37, Warszawa.
- Czarnocki J. (1927a), Sprawozdanie z badań, dokonanych w r. 1926, w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu chęcińskiego (Compte-rendu des recherches exécutée en 1926 et la structure du Mésozoïque de la région de Chęciny). *Ibidem*, nr 17, pp. 4—14, Warszawa.
- Czarnocki J. (1927b), Ogólny rys tektoniki Gór Świętokrzyskich (Aperçu générale sur la tectonique du Massif de Ste Croix). *Ibidem*, nr 17, pp. 14—18, Warszawa.
- Czarnocki J. (1928), O budowie zachodniej części fałdu Chęcińskiego (Sur la structure de la partie occidentale de l'anticlinal de Chęciny). *Ibidem*, nr 21, pp. 52—55, Warszawa.
- Czarnocki J. (1929), O tektonice okolic Miedzianki w związku ze złożami miedzi tegoż obszaru (Sur la tectonique des environs de Miedzianka et leurs gisements de cuivre). *Ibidem*, nr 24, pp. 29—32, Warszawa.
- Czarnocki J. (1938), Ogólna Mapa Geologiczna Polski, arkusz 4 — Kielce (Carte Géologique Générale de la Pologne, Feuille 4 — Kielce). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Czarnocki J. (1948), Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w 1947 r. (Guide pour XX Réunion de la Société Géologique de Pologne dans les Montagnes de St. Croix en aout 1947). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 17, pp. 237—295, Kraków.
- Czarnocki J., Kuźniar Cz. (1922), Budowa płaszczowinowa Gór Świętokrzyskich (Les nappes de recouvrement des Montagnes de Sainte-Croix (Święty Krzyż). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 1, pp. 321—335, Warszawa.
- Czarnocki J., Samsonowicz J. (1911), O górnym dewonie na Górze Miedziance (Le Dévonien supérieur de Miedzianka dans les montagnes de Kielce—Sandomierz). *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.*, 4, 7, pp. 316—320, Warszawa.
- Drzewiński C. (1956), Sprawozdanie z prac geoelektrycznych metodą indukcyjną. Temat: „Góry Świętokrzyskie”. *Arch. PPG*, nr V-E-102, Warszawa.
- Duda S. (1956), Sprawozdanie z prac geofizycznych metodą potencjałów własnych Ziemi. Temat: „Góry Świętokrzyskie”. *Arch. PPG*, nr V-E-104, Warszawa.
- Glennie K. W. (1972), Permian Rotliegendes of northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 56, 6, pp. 1048—1071, Tulsa.
- Jaroszewski W. (1965), The contact of Paleozoic and Mesozoic masses in the region of Chęciny (Holy Cross Mts). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Géol., Géogr.*, 13, 2, pp. 175—180, Warszawa.
- Jaroszewski W. (1969), New site of tectonic stylolites. *Ibidem*, 17, 1, pp. 17—23, Warszawa.
- Jaroszewski W. (1972), Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia 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. Pol.* 38, pp. 1—210, Warszawa.
- Jaworowski K., Jurkiewicz H., Kowalczewski Z. (1967), Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG-1 (Sinian and Paleozoic in the bore hole Jaronowice IG-1). *Kwart. geol.* 11, 1, pp. 21—38, Warszawa.

- Karnkowski P., Głowacki P. (1961), O budowie geologicznej utworów podmiocennych przedgórza Karpat (Geological structure of Sub-Miocene sediments of the Middle Carpathian Foreland). *Kwart. geol.* 5, 2, pp. 372—419, Warszawa.
- Karnkowski P., Ołtuszyk S. (1968), Atlas geologiczny Przedgórza Karpat polskich (Geological atlas of the Polish Carpathian foreland). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- Kowalczewski B. (1926), O wapieniu muszlowym na zboczu południowym gór Świętokrzyskich między rz. Łośnią i Czarną Nidą (Sur le Muschelkalk du versant méridional du Massif de Święty Krzyż entre la Łośnia et la Czarna Nida). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 3, 3—4, pp. 468—492, Warszawa.
- Kowalski W. R. (1972), Budowa geologiczna okolic Zajączkowa (Góry Świętokrzyskie). *Arch. Inst. Geol. Podst. UW* (praca magisterska), Warszawa.
- Kutek J., Głazek J. (1972), The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta geol. pol.* 22, 4, pp. 603—653, Warszawa.
- Lewiński J. (1908), Kelowej i oksford na zboczu zachodnim Gór Świętokrzyskich (Le Callovien et l'Oxfordien sur le versant occidental des montagnes de Święty Krzyż). *Spraw. TNW*, 1, pp. 73—76, Warszawa.
- Lewiński J. (1912), Utwory jurajskie na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich (Les dépôts jurassiques du versant occidental des montagnes de Święty Krzyż). *Spraw. TNW*, 5, 2, pp. 501—599, Warszawa.
- Mizeracka K. (1958), Sprawozdanie z prac geofizycznych metodą elektrooporową. Temat: „Góry Świętokrzyskie”. *Arch. PPG*, nr V-E-153, Warszawa.
- Pałubicki R. (1955), Dokumentacja złoża wapieni Ostrówka—Górki Sowie. *Arch. CUG*, Stalinogród.
- Pokorski J., Wagner R. (1972), Stratygrafia i paleogeografia permu. *Biul. IG* 252, pp. 121—134, Warszawa.
- Rubinowski Z. (1955), Nowe obserwacje okruszczowania na Miedziance Świętokrzyskiej. *Przegl. geol.* 6, pp. 299—301, Warszawa.
- Rubinowski Z. (1958), Wyniki badań geologicznych w okolicy Miedzianki Świętokrzyskiej (Results of the geological investigations executed in the area of Miedzianka Świętokrzyska (Święty Krzyż Mountains). *Biul. IG* 126, pp. 143—153, Warszawa.
- Rubinowski Z. (1971), Rudy metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogeniczna (The non-ferrous metals ores of the Świętokrzyskie Mountains and their metallogenetic position). *Biul. IG* 247, pp. 1—166, Warszawa.
- Richling-Kondracka W. (1937), Z morfologii zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Contribution à la morphologie de la bordure occidentale des montagnes de Sainte-Croix). *Wiad. st. geogr.* 3—4, pp. 439—496, Warszawa.
- Sanford A. R. (1959), Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 70, pp. 19—51, Socorro.
- Senkowiczowa H. (1961), Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (The Röt and Muschelkalk in the western marginal area of the Święty Krzyż Mountains). *Biul. IG* 167, pp. 41—99, Warszawa.
- Senkowiczowa H., Szyperko-Śliwczyńska A. (1972), Stratygrafia i paleogeografia triasu. *Biul. IG* 252, pp. 135—151, Warszawa.
- Strych M. (1969), Ostrówka—Ołowianka. Dokumentacja złoża wapieni dewońskich w kat. B. *Arch. CUG*, Kraków.
- Stupnicka E. (1971), Tektonika utworów mezozoicznych południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Tectonics of Mesozoic rocks in the southern border of the Holy Cross Mts). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 40, 3—4, pp. 393—410, Kraków.
- Stupnicka E. (1972), Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świę-

- tokrzyskich (Tectonic of the SW margins of the Holy Cross Mts). *Biul. geol. UW* 14, pp. 21—114, Warszawa.
- Szulcowski M. (1971), Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta geol. pol.* 21, 1, pp. 1—129, Warszawa.
- Swidziński H. (1931), Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą (Dépôts jurassiques entre Małogoszcz et la Czarna Nida, versant sud-ouest du Massif de Ste-Croix). *Spraw. PIG* 6, 4, pp. 793—849, Warszawa.
- Swidziński H. (1932), Fałd Skórkowski (Anticlinal de Skórków). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 7, 2, pp. 292—300, Warszawa.
- Wartołowska J. (1970), Zdjęcie geologiczne okolic Dobromierza koło Przedboża. *Arch. Inst. Geol. Podst. UW* (praca magisterska), Warszawa.
- Wartołowska J. (1972), An example of the processes of tectonic stylolitization. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Terre* XX, 3, pp. 197—204, Warszawa.

SUMMARY

The elevation of the Holy Cross Mts (Central Poland) is a net result of movements uplifting Middle-Polish anticlinorium and meta-Carpathian zone (Kutek and Głazek 1972). The uplift of this area was accompanied by erosion, which exposed Paleozoic strata of the so-called Paleozoic Core of the mountains. The Paleozoic Core is surrounded by exposures of Mesozoic strata, i. e. the so-called Mesozoic margins of the Holy Cross Mts. Paleozoic rocks subjected to repeated tectonic movements since Ordovician to Tertiary times (Kutek and Głazek 1972, pp. 629—630 and references cited therein) display much stronger tectonic disturbances than the Mesozoic rocks.

The paper discusses the structure of western part of the Chęciny anticline, belonging to the Paleozoic Core of the Holy Cross Mts, and neighbouring folds built up of Mesozoic strata. The Chęciny anticline stretches along SW margin of the Paleozoic Core (see Fig. 1). The structure is of the type of horst with limbs delineated by WNW—ESE faults (Fig. 3a). Summative post-Mesozoic downthrust of the southern limb in relation to central part of the anticline is estimated at 1,0—1,5 km, and that of the northern limb — at 0,5 km. The southern limb shows stronger tectonic disturbances than the northern one. The disturbances are expressed by steep and locally even reversed dips and overthrusts of the Devonian on Mesozoic strata. Tectonic deformations at the contact of Paleozoic and Mesozoic strata were recently discussed by E. Stupnicka (1972; see also Kutek and Głazek 1972, p. 632, Fig. 14).

The structure of the Chęciny anticline highly resembles models (Fig. 2) obtained by A. R. Sanford (1959), who modelled vertical dislocations in sedimentary rocks overlaying rigid substratum. The models show that both reversed faults and overthrusts may result from sufficiently large vertical faults. Depending on the magnitude of downthrust, vertical or reversed faults may originate, and downthrusts exceeding 1,2—1,5 km may lead to overthrusts. Generally, the higher amplitude of faults the larger the overthrust.

The western end of the Chęciny anticline is surrounded by fold structures (Fig. 3c) built of Mesozoic strata (Stupnicka 1972). Southwards of the anticline there is a wide depression of the brachysyncline character, with flat central part and usually steeply sloping limbs. Northwards there is a large area of relatively flat lying Triassic strata cut by a number of WNW—ESE oriented faults. The Łososina river valley runs along dislocation zone of strike-slip character. The Chęciny anticline ends at this line. To the west of the dislocation zone there outcrop Mesozoic strata involved in a number of small-size synclines and anticlines.

Along the whole Mesozoic margins of the Holy Cross Mts the fold structures involving Mesozoic strata are short in relation to their width. Further from horst structures of the Paleozoic Core or from larger dislocation zones the tectonic disturbances fairly rapidly cease and Mesozoic strata become gently inclined and involved in wide-radius flat synclines and anticlines.

Two principal directions of dislocations, WNW-ESE and NW—SE, may be distinguished in the Holy Cross Mts area (Fig. 5). The former is marked in the areas devoid of thick Mesozoic cover (the Holy Cross Mts and Carpathian Foreland). The latter (NW—SE) is commonly observed along the whole Middle-Polish anticlinorium, built of extremely thick Mesozoic series (Kutek and Głazek 1972).

Post-Mesozoic uplift of the Middle-Polish anticlinorium resulted in the appearance of NW—SE oriented faults cutting the Mesozoic cover. The faults played important role in tectonic development of the area. However, in axial part of the Paleozoic Core, in areas where initially thick Mesozoic cover was removed by erosion, the relaxation of stresses also took place along older, WNW—ESE oriented faults.

The overlapping two systems of faults resulted in formation of a mosaic of blocks in the substratum. Translocations of these blocks resulted in modelling of Mesozoic sedimentary cover, giving rise to numerous brachysynclines and brachyantiforms with flat central parts and strongly disturbed limbs. The continuous character of deformations of the Mesozoic cover was facilitated by the occurrence of soft clay complexes in the older Paleozoic (Czarnocki 1927a; Stupnicka 1972). The formation of folds involving Mesozoic rocks was also enhanced by compression in the direction varying from 40° to 65°, the effects of which are recorded in a number of places along the margins of the Holy Cross Mts.

The studies carried out in the Gnieździska area (see Figs 1 and 4) showed that the compression resulted in formation of stylolite surfaces already in the early phase of folding. However, stylolite linear elements were fully developed not before the formation of fold structures.

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate I

- Fig. 1. Wygięcie ławic wapieni triasu środkowego (warstwy łukowskie) na południowych stokach Góry Wesołowskiej. Fot. dr J. Głazek
Fig. 1. Bend of Muschelkalk limestone layers (Łukowa beds); southern slopes of Wesołowska hill. Photo by dr. J. Głazek
Fig. 2. Spękania tektoniczne widoczne na powierzchni ławicy wapienia triasu środkowego (warstwy łukowskie) na Górze Modrzewnicy. Fot. dr J. Głazek
Fig. 2. Tectonic fractures seen on the surface of layer of Muschelkalk limestone (Łukowa beds). Photo by dr J. Głazek

Tablica — Plate II

- Fig. 1. Wygięcie ławic wapieni dewońskich na Górze Oławiance. Fot. dr J. Głazek
Fig. 1. Bend of Devonian limestone layers at Ołowianka hill. Photo by dr. J. Głazek
Fig. 2. Wapienie oksfordu na południowym skrzydle synkliny mnińskiej. Widoczne strome upady i spękania tektoniczne. Fot. autora
Fig. 2. Oxfordian limestones from southern limb of Mnin syncline. Note high dips of layers and numerous tectonic fractures. Photo by the author

Tablica — Plate III

Zaburzenia tektoniczne w wapieniach triasu środkowego (seria falista) w Rudzie. Fot. mgr T. Zapaśnik
Tectonic disturbances in Muschelkalk (Wellenkalk) limestones from Ruda.
Photo by T. Zapaśnik, M. Sc.

