

ZBIGNIEW ROMUALD OLEWICZ

## Tektonika jednostki bocheńskiej i brzegu jednostki śląskiej między Rabą a Uszwicą

**TECTONIC STRUCTURE OF THE BOCHNIA UNIT  
AND OF THE MARGINAL PART OF THE SILESIA UNIT  
BETWEEN THE RIVERS RABA AND USZWICA**

**STRESZCZENIE:** U brzegu Karpat między Rabą i Uszwicą a na zewnątrz od nasuniętej jednostki śląskiej występuje, jako część jednostki podśląskiej, fliszowa płaszczowina bocheńska zbudowana z dygitacji niższej i wyższej. W jej obrębie osadziły się warstwy tortonu dolnego z poziomem solnym Bochni oraz — górnego, reprezentowanego przez warstwy chodenickie i grabowieckie. Dygitacja niższa sięga bardziej na północ, a miocen styka się wzdłuż brzegu nasunięcia z wyższymi warstwami grabowieckimi autochtonicznego obszaru przedkarpackiego. Posiada ona wyraźnie zarysowane sfałdowanie czołowe Bochni, z podwiniętym północnym skrzydłem siodła, oraz sfałdowania wewnętrzne. Siodła Bochni i Uzborni oraz zawarty między nimi łęk Moszczenicy wynurzają się na zachodzie, a przyspągowy flisz nasunięcia ulega wytarciu przy równoczesnym rozdarciu siodła. Na wschód od Łazów siodła niższej dygitacji zanurzają się pod spiętrzone siodła wyższej, a w kierunku południowym — pod jej czołowe sfałdowania. W obrębie wyższej dygitacji zaznaczają się rozleglejsze elewacje Czyżyczki i Dołuszyc-Wiśnicza oraz lokalne sfałdowania, szczególnie w południowym obrzeżeniu elewacji. Przed czołem jednostki śląskiej sfałdowania takie przedłużają się także w kierunku południowo-zachodnim, obrzeżając przedkarpacki wysad Gdowa. Jednostka śląska, zachowana głównie we wgłębieniach, dociska bocheńską do obszaru przedkarpackiego, a kilka płyt dolnej kredy w części wschodniej nakrywa spiętrzone siodła tej ostatniej. Genezę tego układu tektonicznego wyjaśniono kolejnymi fazami nasunięć, zależnymi od stopnia subsydencji poszczególnych części podkarpackiego podłoża.

### WSTĘP

Przedstawione studium tektoniki dotyczy tych nasuniętych jednostek fliszowych, których stratygrafię opracowano wcześniej (Olewicz 1968). Opiera się ono na analizie wyników szczegółowego kartowania geologicz-

nego, obejmującego także odsłonięcia podziemnych wyrobisk bocheńskiej żupy solnej, jak i liczne głębsze wiercenia poszukiwawcze za solą lub złożami węglowodorów oraz rejestrację upadów warstw z szeregu profili kartowania sejsmicznego.

#### DOTYCHCZASOWY STAN ROZPOZNANIA OMAWIANEGO OBSZARU

Rejon między Rabą a Uszwicą obejmuje odcinek brzegu Karpat, który szczegółowo badany od ubiegłego stulecia (Niedźwiedzki 1883—1884) nastrocza dużo trudności (Bukowski 1932, Skoczyłlas-Ciszewska 1952) przy interpretacji stratygrafii oraz tektoniki. Bardziej szczegółowe wgłębne prace kartograficzne umożliwiły Chlebowskiemu (1947) stwierdzenie fliszowego jądra siodła Bochni, a Poborskiemu (1952) przedstawienie wewnętrznej tektoniki złoża soli w utworach miocenu północnego skrzydła tegoż siodła, przebiegu jego osi, pasma gipsów między Łapczycą a Gorzkowem, a także potwierdzenie poglądów autora (Olewicz 1952b) na występowanie siodła Uzborni i wytyczenie przebiegu pasma gipsów w jego osi między Kolanowem a Uzbornią. Badania autora rozpoczęte w roku 1948 ustaliły występowanie szeregu sfałdowań płaszczowiny bocheńskiej, w której na fliszu osadził się torton (Olewicz 1952a, b, c). Skoczyłlas-Ciszewska (1952) zaliczyła znaczną (południową i wschodnią) część obszaru występowania odsłoneń fliszu jednostki bocheńskiej do jednostki śląskiej (z wyjątkiem obszaru zachodniego, który wyróżniła jako łuskę Gierczyc). Ponadto wydzieliła jako płyty tej ostatniej jednostki odsłonięcia kredy dolnej jednostki bocheńskiej, a flisz znajdujący się w jądrach siodeł Bochni przyjęła jako strzępy fliszu jednostki śląskiej zanurzone w utworach przedkarpackiego miocenu. Część pokrywy fliszowej na lewym brzegu Uszwicy Skoczyłlas-Ciszewska (1952) zaliczyła do jednostki inoceramowej.

Wdowiarz (1954), omawiając wyniki wierceń, stwierdza, że niektóre głębsze otwory umiejscowione w obrębie „łuski Gierczyc” przebijają nasunięty flisz, którego nie rozdziela na odrębne jednostki tektoniczne. Na mapach Skoczyłlas-Ciszewskiej i Burtan (1954) oraz Skoczyłlas-Ciszewskiej (1954) odsłonięcia „łuski Gierczyc” zaliczono do jednostki podśląskiej. Tołwiński (1956) podzielił opinię autora (Olewicz 1952a, b, c) o występowaniu w Bochni jednostki fliszowej pokrytej tortonem. Pogląd o związku sfałdowań miocenkich w Bochni z odrębną jednostką fliszową wyraża autor w latach 1961, 1962, 1963 i 1968.

Poborski i Skoczyłlas-Ciszewska (1963) oddzielają część tortonu leżącego w zachodnim przedłużeniu siodeł Bochni i Uzborni, zaliczając go do „allochtonicznej” części utworów przedkarpackich, nie uznając tym samym jego związku z jednostką bocheńską, lecz umieszczają go na „pa-

rautochtonicznej” jednostce przedkarpackiej w sensie autora (Olewicz 1962, 1963). Ney (1968) zalicza natomiast sfałdowane tortońskie utwory Bochni otulające fliszowe jądra fałdów do jednostki stebnickiej.

Przy zestawieniu całości materiału kartograficznego niektóre z poglądów Skoczylas-Ciszewskiej i Poborskiego wymagają modyfikacji, a pogląd Neya nie znajduje potwierdzenia.

Obszar brzeżnej części Karpat między Rabą a Uszwią zajęty jest przez nasunięte od południa utwory fliszowej jednostki bocheńskiej, będącej częścią jednostki, którą zaczęto nazywać podśląską. Na fliszu tej jednostki sedymentowały utwory tortonu z poziomem solnym Bochni, przykrytym warstwami chodenickimi i grabowieckimi. Płaszczowinowa pokrywa jednostki bocheńskiej składa się z dwu dygitacji. W niższej — sięgającej dalej na północ, utwory miocenu zajmujące wzgórza od Chełma nad Rabą, poprzez Bochnię, Jasień, aż po dolinę rzeczki Uszwiicy, stykają się wzdłuż brzegu nasunięcia z górnortońskimi wyższymi warstwami grabowieckimi autochtonicznego obszaru przedkarpackiego. Ta dygitacja fliszowej płaszczowiny posiada wyraźnie zarysowane sfałdowanie czołowe Bochni, z podwiniętym północnym skrzydłem siodła oraz sfałdowania wewnętrzne (Wójtowstwa, Uzborni, Zbójeckiej). Tak więc ani w jądrach siodła nie znalazły się przypadkowo utwory fliszu, ani też nie jest to flisz jednostki śląskiej, jak to przyjmuje Skoczylas-Ciszewska (1952).

Siodła Bochni i Uzborni oraz zawarty między nimi łęk Moszczenicy wynurzają się na zachodzie, a przyspagowe warstwy jednostki ulegają wytarciu przy równoczesnym rozdarciu całego płaszcza nasunięcia. Warstwy tego łęku nie są „allochtoniczną” częścią przedkarpackich utworów tortonu (Poborski & Skoczylas-Ciszewska 1963), lecz znajdują przedłużenie w tortonie leżącym na fliszu w południowej części płaszczowiny bocheńskiej.

Na wschód od Łazów siodła niższej dygitacji zanurzają się pod spiętrzone siodła Kiebla, Górek, Przymiarek, Gródka i Poręby, należące do wyższej dygitacji, a w kierunku południowym niższa dygitacja zanurza się stopniowo pod czołowe sfałdowania Wierzchowin, Podlesia i Kamionki, w wyższej dygitacji. W jej obrębie zaznaczają się ponadto większe elewacje — Czyżyczki, Dołuszyc i Wiśnicza, uważane przez Skoczylas-Ciszewską (1952) kolejno za — łuskę Gierczyc w facji żegocińskiej, przedłużenie synkliny Pogwizdowa w jednostce śląskiej, a także za synklinę Kurowa w przedłużeniu synkliny Gnojnika w jednostce śląskiej. W obrębie tych elewacji i w ich południowym obrzeżeniu występują lokalne sfałdowania wyższej dygitacji jednostki bocheńskiej, częściowo z zachowaną jeszcze pokrywą dolnego tortonu. W jądrach sfałdowań występuje często kreda dolna, uważana przez Skoczylas-Ciszewską (1952) za płyty znaczące pierwotny zasięg jednostki śląskiej. Takie sfałdowania przed

czołem nasunięcia jednostki śląskiej przedłużają się także w kierunku południowo-zachodnim, obrzeżając przedkarpackie wypiętrzenie Gdowa i dopiero po przekroczeniu rzeki Raby rozwijają się w kierunku Wieliczki w rozległą pokrywę nasuniętego fliszu (fig. 1).

Jednostka śląska, zachowana jako jednostajny płaszcz głównie we wgłębieniach podłoża, dociska bocheńską do obszaru przedkarpackiego. Tylko w części wschodniej, na lewym brzegu Uszwicy, zachowało się na wyższym poziomie kilka zmiętych płatów dolnej kredy w Pomianowej i Porębie, należących do jednostki śląskiej. Nakrywają one tutaj spiętrzone pod utworami jednostki śląskiej siodła jednostki bocheńskiej. Nie jest to więc jednolity płaszcz dolnej kredy, należącej do jednostki śląskiej, jak przyjmowała Skoczylas-Ciszewska (1952, 1954). Część tego obszaru zajmują nawet warstwy istebniańskie jednostki śląskiej. Spod płatu kredy dolnej jednostki śląskiej wyzierają tu bowiem utwory fliszowe i spągowe ily dolnotortońskie jednostki bocheńskiej. Na lewym brzegu Uszwicy natomiast nie występują utwory jednostki inoceramowej.

#### TEKTONIKA BRZEŻNEJ CZĘŚCI JEDNOSTKI ŚLĄSKIEJ

Jednostka śląska tworzy nie przełałowaną, jednostajną, pokrywę otulającą utwory niższych pięter strukturalnych o bardziej skomplikowanej tektonice oraz utwory przedkarpackiego podłoża mezo- i paleozoicznego. Dzisiejszy statyczny stan tektoniki jednostki śląskiej budzi mniejsze zainteresowanie. Ważniejsze jest natomiast poznanie pierwotnego zasięgu jej nasunięcia i kierunku nasuwania się, jako determinujących wpływ tej jednostki na tektonikę warstw leżących pod i przed nią.

U czoła nasuwającej się pokrywy występowały ścięcia warstw spągowych wzdłuż zakrzywionych powierzchni dyslokacyjnych. Brak zatem dolnych ogniw stratygraficznych, blisko dzisiejszego zasięgu warstw nasuniętych, określa zasięg pierwotny jednostki, a kierunek prostopadły do linii ograniczającej zasięg nasunięcia, wykazującego ścięcia warstw spągowych, jest kierunkiem ruchu nasuwającej się jednostki.

Dochodzenie warstw młodszych do granicy zasięgu nasunięcia przy równoczesnym braku dolnych ogniw pokrywy jednostki śląskiej obserwujemy na odcinku około 7 km między Kolanowem a Wiśniczem Starym. Zasięg nasunięcia wyznaczają tu tylko wyższe warstwy profilu — piaskowce istebniańskie. Kierunek nasuwania się na tym odcinku jest północno-wschodni. Zbliżony natomiast do niego przebieg zasięgu jednostki na północnym zachodzie, na odcinku około 16 km pomiędzy Stryszową na południe od Gdowa (fig. 2 i 3) a Kolanowem pod Bochnią, wytycza nie zasięg pierwotny, lecz zasięg pozostałości pokrywy w części karpackiej południowo-wschodniej, po zniszczeniu jej w części przedkarpackiej



Fig. 1

Szkic położenia reliktywnego płatu fliszowego w Zborzycach i zasięgu fliszowych jednostek tektonicznych w zachodnim obramowaniu wysadu Gdów (interpretacja tektoniczna zachodniej części obszaru na tle mapy geologicznej J. Burtan, 1954)

1 i 5 kreda dolna — warstwy cieszyńskie, grodziskie, wierzowskie, lgotckie; 2 i 6 kreda górna — czerwone ilowce warstw godulskich; 3 kreda górna i paleocen — piaskowce i łupki istebniańskie; 4 zasięg nasunięcia; 7 kreda górna — warstwy marglisto-illaste; 8 paleocen — piaskowce i łupki istebniańskie; 9 eocen — pstre iły; 10 eocen-oligocen — łupki menilitowe; 11 oligocen — warstwy krośnieńskie; 12 ślad abrazyjnej powierzchni fliszu; 13 torton dolny; 14 zasięg wyższej dygitacji jednostki; 15 zasięg niższej dygitacji jednostki; 16 obszar występowania fliszu skartowany przez autora. A jednostka śląska, B jednostka bocheńska

Sketch map of the situation of the relict flysch patch at Zborzyce and of the range of the flysch tectonic units in the western frame of the Gdów uplift (interpretation on the tectonic arrangement of the western part of the region on the groundwork of a geological map of J. Burtan, 1954)

1 and 5 Lower Cretaceous — the Cieszyn, Grodzisko, Wierzowice, and Lgota beds; 2 and 6 Upper Cretaceous — red clays of Godula beds; 3 Upper Cretaceous and Palaeocene — Istebna sandstones and shales; 4 range of overthrust; 7 Upper Cretaceous — marly-clayey beds; 8 Palaeocene — Istebna sandstones and shales; 9 Eocene — variegated clays; 10 Eocene-Oligocene — menillite shales; 11 Oligocene — Krosno beds; 12 trace of the flysch abrasion surface; 13 Lower Tortonian; 14 range of the upper digitation of the unit; 15 range of the lower digitation of the unit; 16 the region of the occurrence of Flysch mapped by the present author. A Silesian unit, B Bochnia unit





skie. Taki przekrój widoczny jest także między Buczyną a Kolanowem. Oznacza to, że na tym odcinku zasięg jednostki śląskiej nie jest pierwotny. Rozerwanie poprzeczne mogło jednak przebiegać niedaleko dzisiejszego zasięgu, gdyż w tych granicach można znaleźć kilka odcinków jakby kończących ku południowemu zachodowi czołowe partie nasunięcia, w których warstwy młodsze przesuwały się ku północnemu wschodowi ponad warstwami przyspagowymi zatrzymanymi na wystających z pod-

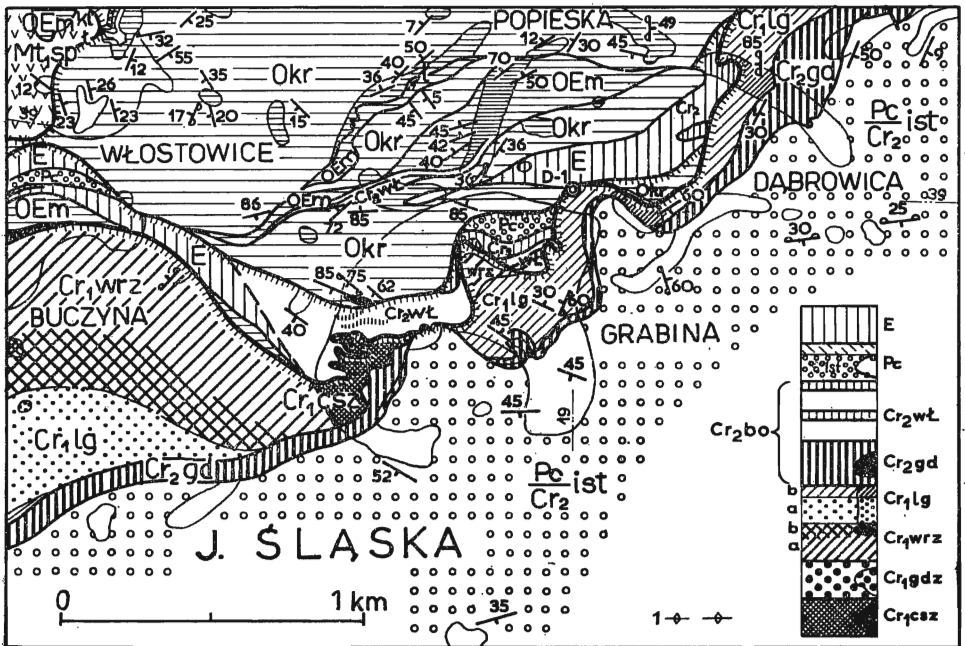


Fig. 4

Mapa geologiczna południowego obramowania elewacji Czyżyczki pomiędzy Buczyną a Dąbrowicą

Jednostka bocheńska:  $Cr_1$  kreda dolna — górne łupki cieszyńskie (csz), piaskowce grodziskie (gdz), warstwy wierzowskie (wrz) ilaste (a), krzemieniste (b), warstwy lgoćkie (lg), piaskowce gruboławicowe (a), piaskowce cienkoławicowe i łupki (b);  $Cr_2$  kreda górna — warstwy godulskie, zielone iły i czerwone iłowce górnego cenomanu i dolnego turonu (gd), wapienie Łapczycy, górny turon, koniak, santon, kampan (wt);  $Cr_2bo$  nie rozdzielone; Pc paleocen — piaskowce i łupki warstw istebniańskich górnych; E eocen — pstre iły i margle; 1 oś siodła. Inne oznaczenia jak przy fig. 2 i 5

Geological map of the southern framing of the Czyżyczka elevation between Buczyzna and Dąbrowica

Bochnia unit:  $Cr_1$  Lower Cretaceous — upper Cieszyn shales (csz), Grodzisko sandstones (gdz), Wierzowice beds (wrz) clayey (a), siliceous (b), Lgota sandstones (lg), thick-bedded sandstones (a), thin-platy sandstones and shales (b);  $Cr_2$  Upper Cretaceous — Godula beds, green clays and red claystones of the Upper Cenomanian and Lower Turonian (gd), Łapczyca limestones of the Upper Turonian, Coniacian, Santonian and Campanian (wt);  $Cr_2bo$  not subdivided; Pc Palaeocene — sandstones and shales of the upper Istebna beds; E Eocene — variegated clays and marls; 1 anticline axis. Other designations as in Figs 2 and 5



łoża zaporach. Sytuację taką obserwujemy w Podgrodziu (fig. 2), gdzie piaskowce dolnych warstw istebniańskich nasunęły się na czerwone iłowce, a dolna kreda została silnie ścieniona i ścięta od spodu. Podobny profil daje się prześledzić między Buczyną a Grabiną (fig. 4), gdzie zostały ścięte warstwy wierzowskie i lgockie, a piaskowce istebniańskie przesuwają się ponad czerwonymi iłami. Między Grabiną a Dąbrowicą natomiast, oprócz redukcji tektonicznej dolnej kredy, widzimy także zakrywanie wychodni czerwonych iłów przez warstwy istebniańskie, a nawet ich wyraźne poprzeczne ustawienie w stosunku do przebiegu dzisiejszego zasięgu jednostki śląskiej. Ponadto obserwujemy wyprasowanie dolnej kredy między Dębczem a Wielkim Lasem i przekroczenie czerwonych iłów przez piaskowce istebniańskie między Wielkim Lasem a Kolanowem. Pokrywa jednostki śląskiej, podnosząca się ku północnemu zachodowi, mogła więc być już w czasie nasuwania się porozrywana nad przedkarpackimi wypiętrzeniami Gdowa i Suchoraby (Olewicz 1962, 1963).

W związku ze sposobem podnoszenia się wypiętrzeń powstają dość częste pęknięcia warstw przy brzegu nasunięcia śląskiego, o kierunkach prawie południkowych, obserwowane między Stryszową a Kleczanami (fig. 1). Tutaj także prześledzić można spłaszczenie w układzie warstw okrycia podnoszącego się ku północy (w Podolanach), lub nawet wgłęcia (w Stadnikach).

Na sfałdowanie części nasunięcia wskazuje Skoczylas-Ciszewska (1951), wyznaczając synklinę Pogwizdowa. Jest to jednak tylko przerwane uskokiem zagłębienie w jednostajnej pokrywie, spowodowane depresją w podłożu na wschodnim zanurzeniu wypiętrzeń Gdowa i Suchoraby. Na wschód od depresji Pogwizdowa pokrywa śląska układa się w wyznaczoną przez Skoczylas-Ciszewską (1952) wielkopromienną antyklinę Wiśnicza Nowego. To sfałdowanie można tłumaczyć nie tylko jako otulenie elewacji podłoża, ale także jako nieznaczne spiętrzenie warstw pokrywy, natrafiających na przeszkodę w czasie posuwania się jednostki w kierunku północno-wschodnim. Na odcinku od Kopalin do Wiśnicza Starego (fig. 5) nasuwająca się jednostka śląska przekroczyła nawet taką przeszkodę, gdyż po drugiej stronie elewacji Wiśnicza Małego, w obrębie niższej jednostki nasuniętej, odnajdujemy w Podgórzu dalszy ciąg jej pokrywy.

Przedstawiony obraz można interpretować jako podniesienie, przy równoczesnym odsunięciu pokrywy jednostki śląskiej, nad rosnącą elewacją jednostki bocheńskiej. Podniesione zostały warstwy leżące w północno-zachodnim przedłużeniu tzw. „łęku Gnojnika” Skoczylas-Ciszewskiej (1952), w zachodniej jego części. Odsunięta została natomiast wschodnia część pokrywy śląskiej oddzielona od antykliny Wiśnicza dużym pęknięciem. „Łęk Gnojnika” stanowić może zatem nie wynik sfałdowania, lecz tylko zapadnięcia się części pokrywy w głąb depresji podłoża. W podniesionej nad elewacją części pokrywy, w Wiśniczu Starym,

zamykają omawiany łęk nie uwzględnione przez Skoczylas-Ciszewską (1952) odsłonięcia eocenu i piaskowców istebniańskich (fig. 5). Fałdują się dopiero warstwy ścienionej części pokrywy śląskiej (bez warstw spągowych), obejmujące wschodnie czoło elewacji jednostki bocheńskiej w Wiśniczu. Schodząc na wschodzie z tej elewacji stromą fleksurą, tworzą one rzeczywisty łęk Kobyła-Podgórze. Ten ostatni dopiero przedłuża depresję Gnojnika, ale kieruje się na północ, z małym odchyleniem na wschód (fig. 5), a nie na północny zachód w stronę Kurowa, jak zakłada Skoczylas-Ciszewska (1952). Skrzydło zachodnie łęku Kobyła-Podgórze jest strome, a nawet przewalone. W południowej części przysiółka Podgórze bowiem ily czerwone eocenu, normalnie podścielające piaskowiec ciężkowicki, pokrywają go od góry i wraz z nim obalają się na wschód na szare ily górnych warstw istebniańskich. Na północ od Podgórze, w Przymiarkach, obserwujemy takie obalone warstwy eocenu z piaskowcem ciężkowickim i czerwonymi oraz zielono-szarymi ily eocenu już nawet częściowo oderwane i odsunięte na północ. Przebijają się tu od dołu w czole elewacji jednostki bocheńskiej żwirki dolnotortońskich warstw podsolnych siodła Przymiarek-Podgórze.

Późniejsza faza ruchów wykształcających ostatecznie na tym od-

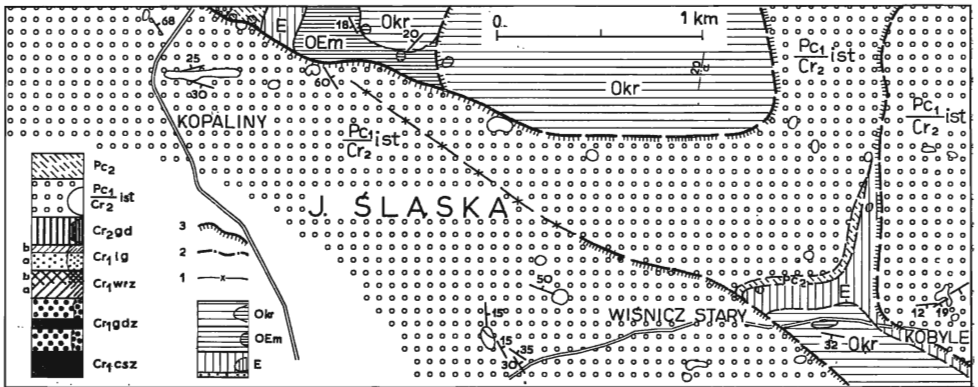


Fig. 5

Mapa geologiczna południowego obramowania elewacji Wiśnicza Małego.

Jednostka śląska:  $\frac{Pc_1}{Cr_2}$  kreda górna i paleocen — piaskowce istebniańskie (ist);  $Pc_2$  paleocen — łupki istebniańskie górne; E eocen — pstre ily i piaskowce ciężkowickie; 1 oś synkliny, 2 uskók, 3 zasięg nasunięcia. Inne oznaczenia jak przy fig. 2 i 4

Geological map of the southern framing of the Wiśnicz Mały elevation

Silesian unit:  $\frac{Pc_1}{Cr_2}$  Upper Cretaceous and Palaeocene — Istebna sandstones (ist);  $Pc_2$  Palaeocene — upper Istebna shales; E Eocene — variegated clays and Ciężkowice sandstones; 1 syncline axis, 2 fault, 3 overthrust range. Other designations as in Figs 2 and 4

cinku tektonikę pokrywy nasunięcia śląskiego nie komplikuje jej jednak tak, aby można było mówić o przefaldowaniach.

Począwszy od łęku Kobyla-Podgórze trudniej już wyznaczyć czoło nasunięcia określające kierunek ruchu nasuwającej się pokrywy jednostki śląskiej.

Tuż za Podgórzem, na odcinku 0,5 km, brak odsłoneń warstw starszych od piaskowców istebniańskich. Ścięcie osadów w spągu nasunięcia oznacza, że jednostka śląska nasuwała się tu ku północy w fazie wypiętrzania się elewacji Wiśnicza Małego. Po wzniesienia Górki odsłaniają się pod piaskowcami istebniańskimi czerwone iłowce, co może wskazywać na erozyjny zasięg nasunięcia śląskiego. Brak tu jednak wyraźnych odsłoneń warstw starszych, a zatem ich ścięcie mogłoby przemawiać za dosuwaniem się jednostki śląskiej od południa. Równocześnie jednak między Górkami a Gródkiem, tam gdzie linia zasięgu nasunięcia przybiera kierunek południowo-wschodni, nastąpiło zupełne ścięcie warstw dolnej kredy. Obserwuje się tutaj tylko czerwone iłowce pod piaskowcami istebniańskimi. Te ostatnie, budujące wzniesienie Gródek, nasuwają się wyraźnie ku północnemu wschodowi, a w ich spągu ścięta jest nie tylko dolna kreda, ale i czerwone iłowce. Przy północnej krawędzi nasunięcia płatu Gródka zostały natomiast znalezione czerwone iły podścielające piaskowce istebniańskie, a ku zachodowi nawet górna część warstw lgockich. Płat Górek ocalał więc przed erozją, choć był położony w niewielkiej odległości od pierwotnej północno-zachodniej krawędzi (rozdarcia) płaszcza nasunięcia śląskiego i równocześnie w niewielkiej odległości od czoła nasunięcia w Górkach. Tym by się tłumaczyło ścięcie jego spągu widoczne nawet na północnych stokach.

Płat Gródka jest ostatnim fragmentem przesuwaną się pokrywy nasunięcia śląskiego na północny wschód (z dużym odchyleniem na wschód), stanowiąc równocześnie punkt węzłowy, od którego zaczynamy śledzić posuwanie się dalszej części jednostki śląskiej w kierunku dokładnie północnym. W niektórych mniejszych odcinkach obserwujemy nawet podnoszenie się warstw nasunięcia ku północnemu zachodowi, co podkreśla jeszcze bardziej dominację nowego kierunku.

W potoku obmywającym południowo-zachodnie stoki Gródka widoczny jest skręt warstw. Rozciągłości z północno-wschodnich przechodzą w równoleżnikowe, a następnie odchylają się nawet ku północnemu wschodowi, w miarę jak nasunięcie otacza zaporę wystającą w jego podłożu, by następnie przyjąć ponownie kierunek równoleżnikowy. Zapora ta jest ostatnią większą elewacją z szeregu występujących w otoczeniu i wschodnim przedłużeniu wysadu Gdowa oraz siodła Suchoraby. Od tego miejsca ku wschodowi zaczyna się taki rozwój depresji przedkarpackiego podłoża, że ani terton przedkarpacki, ani też sfałdowania niższego nasunięcia karpackiego nie stanowią już zbytnej przeszkody dla ruchu jednostki śląskiej.

Śląskie nasunięcie wlewa się w kierunku północno-wschodnim w depresję rozwijającą się na prawym brzegu rzeczki Uszwicy z taką siłą (za wyraźną dyslokacją biegnącą ku północnemu wschodowi), że na odcinku między Gródkiem a Uszwią wchłania i pociąga wszystkie, zatrzymywane uprzednio przez podłoże, warstwy i nadaje im lokalny północny kierunek. Warstwy te wkraczają na resztę wystających z podłoża zapór na wschodnim skłonie większej elewacji kończącej się na Gródku.

W Gródku pierwotny zasięg nasunięcia śląskiego cofa się ponad 0,6 km na południe. Czoło nasunięcia od tego miejsca biegnie równoleżnikowo prawie 1,5 km na wschód, aż do Poręby Spytkowskiej. W środkowej części tego odcinka piaskowce istebniańskie zostały przesunięte kilkaset metrów na północ ponad czerwonymi łami, dając do czoła nasunięcia.

W dalszym przedłużeniu ku wschodowi, na odcinku 0,3 km, granicę zasięgu jednostki śląskiej wyznaczają już warstwy wierzowskie nasuwające się na torton jednostki głębszej, a w kolejnym 1,5-kilometrowym odcinku te same warstwy stykają się wzdłuż dyslokacji, nieco odchylającej się na południe, z warstwami cieszyńskimi niecki Poręby.

W Porębie Spytkowskiej zaznaczył się zatem dalszy stopień obniżenia stoku dotychczasowej elewacji przed nasunięciem śląskim, a cały płaszcz mógł się nasunąć o ponad 2,5 km dalej na północny wschód, aż po Jasień. Świadczy o tym pozostały po erozji płat warstw cieszyńskich i piaskowców grodziskich, w czołowym siodle Pomianowej i w niecce Pomianowej — Nowej Wsi, a także nieckowaty płat między Porębą Spytkowską a Nową Wsią. Ten ostatni zawiera w osi warstwy wierzowskie i łączy się, w przedłużeniu dotychczasowego czoła nasunięcia śląskiego, z warstwami wierzowskimi i lgockimi środkowej części Poręby Wielkiej. Część nasunięcia śląskiego w obrębie Poręby Spytkowskiej pozostaje nadal płaszczem nieprzełamowanym, ale wykazuje dużo komplikacji tektonicznych związanych z ruchami w podłożu i z późniejszymi etapami dosuwania się nasuniętego płaszcza.

Okolo 1 km przed wystąpieniem większej dyslokacji, w dolinie rzeczki Uszwicy, zaznacza się w północno-wschodniej części Poręby dalszy, głębszy stopień na stoku zanurzającej się elewacji. Powstał on później, a w znaczne zagłębienie zostały powtórnie wciągnięte wyższe warstwy płaszcza śląskiego. Oprócz odsłoneń warstw istebniańskich stwierdzonych przez Skoczylas-Ciszewską (1954), występują tu jeszcze, na północ od Poręby Spytkowskiej, dalsze odsłonecia piaskowców istebniańskich nasuwających się bezpośrednio na warstwy cieszyńskie niecki Nowej Wsi. Ten płat warstw istebniańskich leży zatem u czoła drugiego nasunięcia jednostki śląskiej i jest przerwany dyslokacją Uszwicy, oraz cofnięty po jej wschodniej stronie o ponad 0,5 km. Jest to wywołane zestromieniem warstw, widocznym z obrazu całego przekroju geologicznego potwierdzonego wierceniem J-5 i kartowaniem sejsmicznym. Spowodowane ono zostało dosunięciem warstw w bardziej tutaj pogłębionym stopniu w podło-

żu i zgarnięciem przed sobą sfałdowań niższych jednostek (tu także ino-ceramowej).

Powstanie dyslokacji Uszwicy rozrywającej płaszcz nasunięcia śląskiego należy wiązać jeszcze z jego drugim dosunięciem się, tj. z drugą fazą silniejszych ruchów tektonicznych.

Na zachód od dyslokacji Uszwicy w ostatniej fazie nie nastąpiło ze-stromienie warstw, lecz tylko ich obcięcie stromą powierzchnią dyslokacyjną o rozciągłości równoleżnikowej. Obniżenie się podłoża na południu nie było przyczyną dalszego dosuwania się nasunięcia śląskiego, a raczej tylko dało impuls do jego cofnięcia się w głąb. Równoleżnikowa powierzchnia dyslokacyjna zdaje się tu łączyć w jeden system z wytartą powierzchnią spagową płaszcz, w którym warstwy istebniańskie na północ od Poręby tworzą czoło nasunięcia drugiej fazy. Przechodzi ona jako wklęsła ku dołowi, w poprzek całej miąższości piaskowców istebniańskich płatu Dworskiego Lasu, a naprzeciw kościoła w Porębie Spytkowskiej przegina się w płasną i na powierzchni terenu wychodzi dokładnie na granicy między iłami a piaskowcami górnych warstw istebniańskich. Podcina ona ily górnych warstw istebniańskich na odcinku 1,5 km i obniża je oraz dosuwa do warstw lgockich lub wierzchowskich, pozostających tu od czasu pierwszej fazy nasunięcia. Te ostatnie zostały równocześnie dość znacznie zagłębione, gdyż wzdłuż podcięcia powierzchnią spagową pierwszego nasunięcia stykają się z warstwami cieszyńskimi, podścielającymi piaskowce grodziskie.

Równoległe do śladu drugiej powierzchni dyslokacyjnej ciągnie się równoleżnikowo, przez około 4,5 km od doliny Uszwicy aż do najbardziej zachodnich krańców Poręby Spytkowskiej, północne skrzydło niecki, która wypełniona jest iłami górnych warstw istebniańskich, a także iłami eocenu z cienkimi ławicami piaskowców ciężkowickich zapadających na południe, pod malejącym kątem od 40 do 25°. Równoleżnikowa niecka na południe od Poręby Spytkowskiej jest więc tylko ugięciem się płaszcz nasunięcia śląskiego w obrębie depresji podłoża.

Równoleżnikowa powierzchnia dyslokacyjna we wschodniej części Poręby zaczyna się uwypuklać i zmienia swój bieg ku północnemu zachodowi i północy, a w południku Góry Porębskiej łączy się z powierzchnią podcinającą nasunięcie pierwszej fazy.

Jest to najdobitniej, w granicach zasięgu jednostki śląskiej, wyrażona kontrastowymi kontaktami warstw, powierzchnia dyslokacyjna, wykorzystująca układ największych naprężeń w spływającej plastycznej masie (Olewicz 1962). Wolno przypuszczać, że w czasie pierwszej fazy ruchu nasunięcia śląskiego, warstwy płaszcz były podcinane także takiego rodzaju powierzchniami, a stąd wypływałby wniosek, że zarówno zarys granicy pierwotnego zasięgu nasunięcia, jak i drugiej fazy nasunięcia, łączą się ściśle z ukształtowaniem się zasadniczych rysów morfologii podłoża pod nasuwającymi się masami, ale nie powtarzają ostrego zróżnicowania

morfologii w pionie. Wszelkie natomiast dyslokacje poprzeczne są bez wątpienia bezpośrednim odbiciem ostrych zmian morfologii podłoża.

Na całym opisywanym odcinku brzeżnej części nasuniętego płaszcza zaznacza się jego jednolitość. Analiza ruchu nasuwania się wykazuje spływanie pokrywy w depresje tworzące się przed Karpatami i to tym intensywniejsze, im głębsza i rozleglejsza depresja je spowodowała. Depresje w podłożu powstające już po nasunięciu się jednostki śląskiej powodowały tylko uginanie się płaszcza, a powstające elewacje podłoża powodowały uwypuklanie i rozrywanie płaszcza oraz pofałdowanie jego krawędzi. Na całym badanym odcinku zaznacza się płaszczowinowy charakter jednostki śląskiej.

Z odtworzonym w ten sposób obrazem nasuwania się jednostki śląskiej jest ściśle związany rozwój tektoniki głębiej leżącej jednostki bocheńskiej.

#### TEKTONIKA JEDNOSTKI BOCHEŃSKIEJ

Odsłonięcia tej większej jednostki tektonicznej brzeżnej części Karpat, wyprzedzającej śląską, występują na prawym brzegu Raby w wąskiej strefie, przegradzającej warstwę kredy dolnej jednostki śląskiej i tortonu dolnego wysadu Gdowa (fig. 1—4). Począwszy od Buczyny krawędź zasięgu fliszu kieruje się ku północy. Szeroką strefę południową zajmuje elewacja Czyżycy („łuska Gierczyc” Skoczylas-Ciszewskiej, 1952), która na północnym zachodzie rozerwana jest półoknem tektonicznym ciągnącym się od północnej części Siedlca do Łapczycy (fig. 6). Począwszy od Chełma nad Rabą, występują utwory tortonu tej jednostki, a pod rządnie także osady fliszowe tworzące jądra wąskich fałdów i łusek. Utwory tortonu ciągną się poprzez Moszczenicę, Chodenice, Bochnię, Gorzków, Brzeźnicę i Łazy, a flisz przebijający się w jądrach siodła ukazuje się w Bochni (traktowany przez Skoczylas-Ciszewską, 1952, 1954, jako zanurzone w utworach tortonu przedkarpackiego strzępy fliszu jednostki śląskiej). Zwartą masą flisz występuje ponownie na południe od Bochni. Wynurza się on na wschód od Kolanowa w elewacji Dołuszyc (przedłużenie synkliny Pogwizdowa w jednostce śląskiej u Skoczylas-Ciszewskiej, 1952) i w elewacji Wiśnicza Małego (przedłużenie łuku Gnojnika na Kurów w jednostce śląskiej u Skoczylas-Ciszewskiej, 1952).

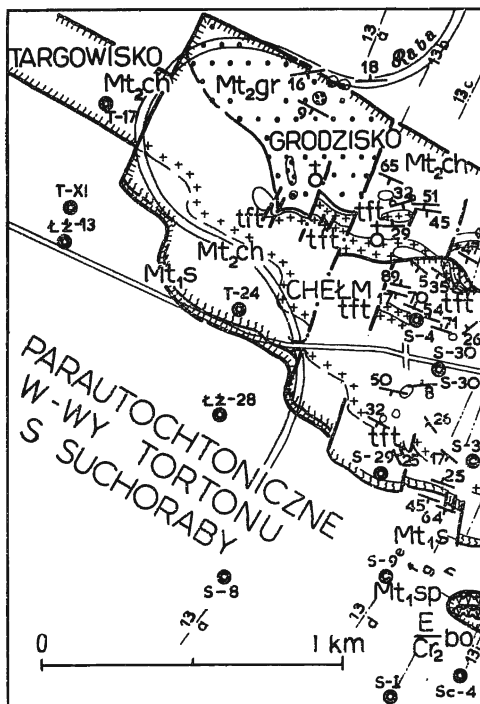
W północno-wschodnim skłonie elewacji Wiśnicza Małego pokryty jest spągowymi utworami tortonu i wraz z nimi zanurza się pod nasunięcie śląskie w Przymiarkach, a wydostaje się spod jego północnego skraju w Górkach. Między Górkami, Gródkiem i Porębską starsze osady fliszowe pokryte są spągowymi utworami tortonu i zapadają na południe pod nasunięcie śląskie (jest to obszar występowania szerszej strefy warstw kredy dolnej jednostki śląskiej u Skoczylas-Ciszewskiej, 1952). W północnej strefie, od Kiebia do Pomianowej, oprócz warstw spągowych dolnego

tortonu występujących bezpośrednio na fliszu, spotyka się także wyższe ogniwa tortonu — a więc piaskowce podsolne i serię solną oraz warstwy chodenickie tortonu górnego. Obszar występowania utworów tortonu zwęża się silnie między zachodnią częścią Poręby Spytkowskiej a Jasieniem, gdyż przez Pomianową do doliny rzeczki Uszwicy ciągnie się już tylko wąska, półkilometrowa, strefa (południowo-wschodnia część tego obszaru stanowić ma u Skoczylas-Ciszewskiej, 1952, jednostkę inoceramową).

Fig. 6

Mapa geologiczna północno-zachodniego zasięgu jednostki bocheńskiej; niecka Grodziska w Chełmie nad Rabą  
Oznaczenia jak przy fig. 2 i 4

Geological map of the north-western range of the Bochnia unit; Grodzisko syncline at Chełm on the Raba river  
Designations as in Figs 2 and 4



Ze względu na znaczny obszar występowania jednostki bocheńskiej, jej kompletny przekrój stratygraficzny (Olewicz 1968), a także bogatą tektonikę wewnętrzną, jest to niejako klasyczny odcinek dla poznania nasunięcia podścielającego jednostkę śląską. Między Rabą a Uszwicą jednostka bocheńska jest wyraźnie samodzielną częścią większej płaszczowinowej jednostki tektonicznej podścielającej jednostkę śląską.

Sfałdowania nad Rabą, na południe od Gdowa, elewacja Czyżyczki z otaczającymi ją fałdami, elewacja Dołuszyc i Wiśnicza Małego, sfałdowania schodzące z elewacji Wiśnicza Małego w kierunku północno-wschodnim oraz rozwijające się na obszarze od Kiebla, Górek i Gródka po Pomianową i Porębę Spytkowską, dadzą się wydzielić w wyższą dygitację płaszczowinowej jednostki bocheńskiej. Natomiast sfałdowania ciągnące się od Chełma przez Bochnię i poza Łazy tworzą grupę wiążącą się z niższą dygitacją jednostki bocheńskiej.

*Tektonika wyższej dygitacji**Odślonięcia nad Rabą między Stadnikami a Stradomką*

Szerokość strefy odślonień jednostki bocheńskiej na prawym brzegu Raby, między Stadnikami a Stradomką, nie przekracza z reguły 0,5 km. Zwraca jednak uwagę sfałdowanie warstw dochodzących do skraju nasunięcia. Nasuwana jednostka wykazuje tu szereg czołowych sfałdowań, występujących na krótkich odcinkach i ograniczonych od wschodu oraz zachodu pęknięciami poprzecznymi, obserwowanymi od Fałkowiec aż po Kleczany (fig. 1). Każdy taki odcinek przesuwiał się w różny sposób na północ, w miarę jak się załamywały i obniżały stopnie przedkarpacciego wysadu Gdowa w parautochtonicznych warstwach tortonu (Olewicz 1963). Część sfałdowań, począwszy od Podgrodzia i Wieńca aż po Stradomkę (fig. 3), jest zapewne także wywołana wleczeniem warstw przez posuwającą się w ich stropie na północny wschód jednostkę śląską. Są to sfałdowania prawie równoleżnikowe, nakrywane ukośnie krajem płaszczca śląskiego, a rozrywane przy wyjściu na obszar przedkarpaccy.

Do pierwszej grupy fałdów należy siodło Stadników-Stryszowej (fig. 1). Północne, obalone skrzydło górnego siodła zaznacza się na powierzchni na stokach Góry Sypkiej. Iły eocenu nakrywają tu stopniowo łupki menilitowe. Profil wiercenia Stadniki 1 informuje, że jest to siodło podwójne w głębi. Po łożach eocenu bowiem występuje na głębokości od 11 do 26 m zgnieciony łęk wypełniony łupkami menilitowymi, a pod nim ponownie ily eocenu, kontaktujące na głębokości 56 m z tortonem przedkarpaccim.

Na wschód od Góry Sypkiej zasięg obu nasunięć powiększa się w kierunku północnym wzdłuż dyslokacji Stryszowej. W jednostce bocheńskiej odsłaniają się dwa siodła z warstwami eocenu przedzielone warstwami krośnieńskimi. W obalonym skrzydle dolnego siodła występują warstwy krośnieńskie i łupki menilitowe z rogowcami. Jest to dość wyraźne przedłużenie podwójnego siodła Stadników-Stryszowej. Za następną dyslokacją poprzeczną w Zręczycach jednostka wysuwa się dalej ku północy. Odsłaniają się tutaj tylko ily eocenu. Za drugą dyslokacją poprzeczną w Zręczycach, pod łożami eocenu widać także warstwy krośnieńskie północnego skrzydła siodła. Za wyraźną dyslokacją Zalesian-Podolan natomiast, siodło jednostki bocheńskiej zostało w Podolanach nie tylko dalej przesunięte na północ, ale i podniesione. Pod łożami eocenu ukazują się bowiem ily i piaskowce paleocenu nasunięte na obszar przedkarpaccy.

Przed Kleczanami zaznacza się poprzeczne pęknięcie, od którego na wschód warstwy są podniesione. W jednostce bocheńskiej występuje wyraźnie równoleżnikowe, ukośnie dochodzące do skraju nasunięcia, siodło Kleczan z warstwami łgockimi w jądrze. Jego leżące skrzydło północne kładzie się na podobnie ułożone siodło Jaroszówki. Obalone i rozciągnięte



skrzydło północne tego ostatniego ciągnie się dalej na wschód pod skrajem nasunięcia jednostki śląskiej i dopiero na północny wschód od niego rozwijają się sfałdowania Podgrodzia, tj. łęk wypełniony warstwami krośnieńskimi oraz siodło z wtórnie przefałdowanymi warstwami lgockimi w jądrze. Północno-wschodnie skrzydło siodła jest częściowo wytarte; warstwy cenomanu-turonu leżą na krośnieńskich (fig. 2). Jeśli siodła Kleczan i Jaroszkówki określają swoim położeniem i rozwojem kierunek nasuwania się zgniatającej je jednostki śląskiej, to siodło Podgrodzia jest raczej czopowym sfałdowaniem powstałym w wyniku natrafienia na występ w podłożu przy nasuwaniu się całej jednostki bocheńskiej na północny wschód.

Między Podgrodzem a Stradomką zaznacza się północno-zachodnie skrzydło obalonego siodła Wieńca (fig. 3). Takie sfałdowanie jednostki bocheńskiej mogło powstać wówczas, kiedy jej rąbek przylegał już do elewacji w podłożu na północnym zachodzie (do wysadu Gdowa), a jej warstwy były wleczone pod spągami jednostki śląskiej, przesuwał się na północny wschód.

W Stradomce zaznaczyło się oddziaływanie elewacji jako zapór w podłożu jednostki bocheńskiej. Świadczy o tym rozwój sfałdowań rąbka tej jednostki w Stradomce. Utworzyły się tu kolejno: południowe siodło Stradomki, południowy łęk, środkowe siodło Stradomki, północny łęk i północne siodło Stradomki. Wszystkie one rozerwane są na północnym zachodzie. Siodło północne jest złuskowane i nasunięte na spągowe ily margliste dolnego tortonu niższej dygitacji jednostki (fig. 3). W części wschodniej odgina się natomiast na północny wschód ku Buczynie i od wschodu obalone jest na niższą dygitację.

Opisane sfałdowania traktować należy jako kolejne późniejsze fałdowania rąbka wcześniej rozerwanej pokrywy jednostki bocheńskiej. Do fałdowania następowały w miarę dociskania warstw przez pokrywę jednostki śląskiej do podnoszącego się wysadu Gdowa.

### *Sfałdowania elewacji Czyżyczki*

W Buczynie (fig. 4) zaznacza się sfałdowanie powstałe przed zasięgiem warstw jednostki śląskiej. Jest to siodło Buczyny, które łączy się na zachodzie z siodłem Stradomki, a na wschodzie przedłuża się w siodło Grabiny. Oba razem są najbardziej południowymi sfałdowaniami, jakie utworzyły się w szerokim od tego miejsca (fig. 4 i 7) płaszczu jednostki bocheńskiej, otulającym elewację Czyżyczki.

Równoległe do wspomnianych siodła, lecz na zewnątrz od nich, ciągnie się jeszcze mała brachyantykлина Popieskiej — południowa, w której występują łupki menilitowe z rogowcami, otoczone warstwami krośnieńskimi (fig. 4).

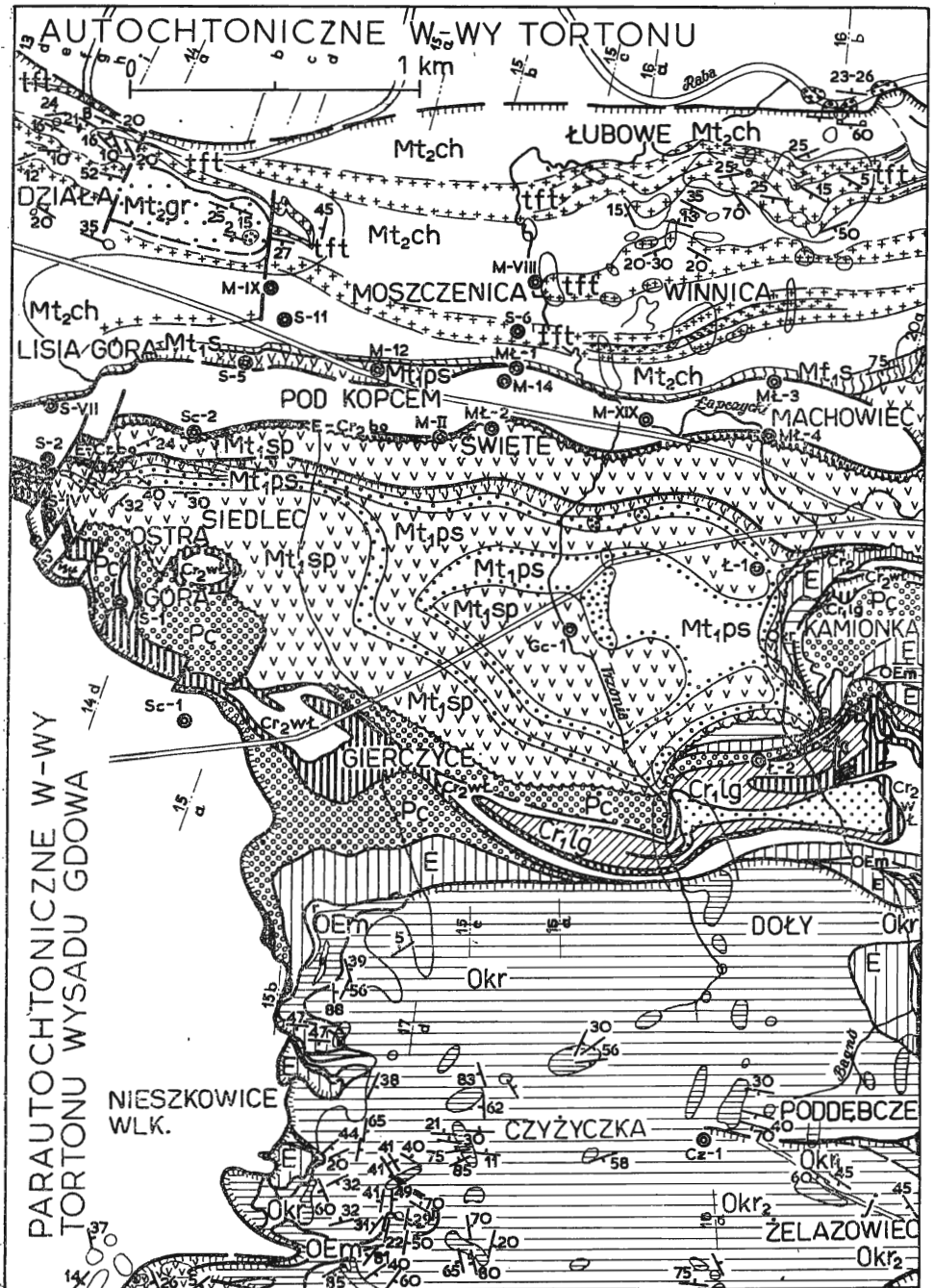


Fig. 7

Mapa geologiczna niecki Moszczenicy, diapiru parautochtonicznych warstw między Lisią Górą a Machowcem, oraz elewacji Czyżyczki

Oznaczenia jak przy fig. 2 i 4

Geological map of the Moszczenica syncline, the diapir of the parautochthonous Tortonian beds between Lisia Góra and Machowiec as well as of the Czyżyczka elevation

Designations as in Figs 2 and 4

Dalsze sfałdowania wykazują już kierunek nacisku od południowego wschodu. Są to siodła złuszkowane, powstałe jakby w czasie zanurzania się stołu elewacji Czyżyczki pod płaszcz jednostki śląskiej między Grabiną a Dąbrowicą (fig. 4). Siodło Popieskiej — południowo-wschodnie zaznaczone jest przebijaniem się eocenu przez warstwy krośnieńskie, podczas gdy w siodle Popieskiej — środkowym ukazują się tylko warstwy jego skrzydła północno-zachodniego — od górnokredowych wapieni Łapczycy do szerokiej smugi łupków menilitowych, natomiast w siodle Popieskiej — północno-zachodnim przebijają się wąską smugą łupki menilitowe. Powierzchnie dyslokacyjne związane ze złuszkowaniem tych siodeł zaznaczają się w profilu wiercenia w Dąbrowicy.

Około 4 km<sup>2</sup> płaszcz jednostki bocheńskiej w elewacji Czyżyczki (łuska Gierczyc Skoczylas-Ciszewskiej, 1952) tworzą warstwy krośnieńskie o miąższości około 200 do 250 m. Nie jest to jednak gładka pokrywa. Oprócz wymienionych łusek zaznaczają się także fałdy przypowierzchniowe i zmarszczenia, w których na powierzchnię wydostają się łupki menilitowe lub nawet iły eocenu. Takie sfałdowania występują przy zachodnim kraju nasunięcia między Włostowicami a Gierczycami (brachyantykлина Włostowic — południowa, siodło Włostowic — północne, fig. 4; wydłużone siodło między Nieszkowicami a Czyżyczką i trzy następne krótkie siodła z ilami eocenu w jądrach — południowe, środkowe i północne Nieszkowic-Czyżyczki, fig. 7).

We wschodniej części elewacji Czyżyczki, tam gdzie zanurza się ona pod nasunięcie jednostki śląskiej, występują intensywniejsze sfałdowania. Przebieg równoleżnikowy wykazuje złuszkowane siodło Czyżyczki-Poddębca, ukazujące w jądrze górnokredowe wapienie Łapczycy (fig. 7). Następne ku północy i także na północ obalone siodło Dębca (fig. 8) jest słabo wyciągnięte na południowy wschód i bardziej wypiętrzone. Pod wapieniami Łapczycy ukazują się tam dwa przebiecia warstw — lgoczych i wierzowskich, uważanych przez Skoczylas-Ciszewską (1952), za płaty należące do jednostki śląskiej. Oba siodła mógł uformować tylko nacisk sztywnych i ciężkich mas jednostki śląskiej, dochodzącej tu do Wielkiego Lasu (fig. 8) i przesuwającej się ponad znacznie podniesioną jednostką bocheńską.

Przed Wielkim Lasem, począwszy od fleksury potoku Bagno, zaznaczało się poprzeczne wypiętrzenie podłoża jednostki bocheńskiej i to już w trakcie nasuwania się jednostki śląskiej. Warstwy nasunięcia bocheńskiego były podnoszone przez parautochtoniczny torton, który zwiększa swą miąższość w miarę nasuwania się na siebie łusek wyciskanych z południa. Zaznacza się tu zatem elewacja wtórna płaszcz jednostki bocheńskiej w stosunku do elewacji Czyżyczki, sięgająca dalej na północ i bardziej rozdymająca płaszcz nasuniętych warstw jednostki bocheńskiej.



### *Czołowe sfałdowania wyższej dygitacji między Siedlcem a Kolanowem*

Za siodłem Dębca zaznacza się płaski łąk Dołów. W zachodniej części wypełniają go warstwy krośnieńskie, spod których przebiega się nad potokiem Bagno jedno większe siodło z łałami eocenu w jądrze i drugie bardzo małe z łupkami menilitowymi w jądrze (fig. 7 i 8). W części zachodniej, bliższej północno-zachodniego naroża Wielkiego Lasu, łąk wypełniają łał eocenu ze smugami łupków menilitowych i rogowców. Kształt łąku podkreślają jeszcze warstwy kraju nasunięcia śląskiego wysunięte na północny zachód w narożu Wielkiego Lasu (fig. 8).

Na północ od łąku Dołów rozwijają się kolejno — przefalutowane siodło Wierzchowin, łąk Dębin i za nim w części wschodniej — siodło Podlesia z warstwami łgockimi w jądrze i z obalonym północnym skrzydłem zajmującym Zajanie i Rędziny (fig. 8). W części zachodniej, ale jeszcze w obrębie znacznej poprzecznej elewacji, występują obalone i spłaszczone siodła Kamionki — górne oraz dolne (fig. 7).

Siodło Podlesia nakryte jest na wschodzie krańcem płaszcza jednostki śląskiej (piaskowcami istebniańskimi). Dopiero profil otworu Kolanów 1 odsłania jego warstwy leżące w przedłużeniu północnego skrzydła oraz sfałdowania przykryte obalonym siodłem Podlesia. Warstwy łgockie jądra tego siodła są regularnie otoczone młodszymi, wykształconymi w facji bocheńskiej (wapienie Łapczycy w górnej kredzie), a więc nie są płatem należącym do jednostki śląskiej, jak to przyjmowała Skoczylas-Ciszewska (1952).

Ku zachodowi, za potokiem Bagno, rozcięcie płaszcza jednostki bocheńskiej zmniejsza się, a przedłużenia siodła Kamionki — górnego i dolnego występują już w większym zanurzeniu, pod spagowymi łałami tortonu. Obecność fliszu stwierdzają dopiero wiercenia w Łapczycy i w Gierczach (fig. 7).

Podniesienie warstw przy rozcięciu płaszcza utrzymuje się aż do potoku Trzonia w obrębie przefalutowanego siodła Wierzchowin. Strome ustawienie warstw północnego skrzydła stwierdza tu wiercenie w Łapczycy, a zdjęcie powierzchniowe wskazuje, że warstwy łgockie jądra siodła nie są płatem jednostki śląskiej, jak to przyjmowała Skoczylas-Ciszewska (1952). Nie znane dotychczas odsłonięcie nad potokiem Trzonia wyznacza dalszy przebieg jądra tego siodła ku zachodowi. Przedłuża się ono i zanurza w kierunku Gierczyc, a następnie Siedlca (fig. 7). Równocześnie jednak zmniejsza się na skutek znacznego rozciągnięcia miąższość płaszcza jednostki bocheńskiej, obejmującego wypiętrzenie parautochtonicznego tortonu Gdowa i Suchoraby, a zwiększa się jego podatność na fałdowanie. Liczne płytkie sondowania dokładnie wyznaczyły czołowe przegięcie siodła i obalenie na północ, a także występowanie zachowanych w obalonym skrzydle i w odwodowym łąku — spagowych łał tortonu i piaskowców podsolnych (fig. 7).

### *Sfałdowanie elewacji Dołuszyc i Wiśnicza Małego*

Ustępujący od Kolanowa na południowy wschód kraj nasunięcia śląskiego odsłania najpierw elewację Dołuszyc o powierzchni ok. 3 km<sup>2</sup>, a między Kurowem i Wiśniczem Starym — elewację Wiśnicza Małego o powierzchni ok. 4 km<sup>2</sup>. Wierzchnią warstwę płaszczu stanowią głównie warstwy krośnieńskie (fig. 9), a tylko w północno-wschodnim obramowaniu elewacji występują jeszcze osadzone na nich spagowe utwory dolnego tertonu. Podobnie jak w elewacji Czyżyczki, występują tu złuskowania i powierzchniowe sfałdowania. Silniejsze sfałdowania natomiast znane są w otoczeniu elewacji pod brzegiem jednostki śląskiej. Przy północnym krańcu i po wschodniej stronie języka nasunięcia śląskiego w Kolanowie, odnajdujemy dalszy ciąg czołowych sfałdowań sprzed elewacji Czyżyczki. Północne odwrócone skrzydło Podlesia przedłuża się przez Kolanów i zanurza pod skrzydło południowo-wschodnie, które bezpośrednio łączy się z płaszczem warstw krośnieńskich elewacji Dołuszyc. W skrzydle południowo-wschodnim zaznacza się natomiast nieznaczne złuskowanie i wyciśnięcie łupków menilitowych, a warstwy krośnieńskie nasuwają się częściowo na ility eocenu siodła Kolanowa-Podlesia (fig. 8 i 9). Wschodnie przedłużenie tego siodła jest więc wyraźnie rozplaszczone i zgniecione przez czoło nasunięcia śląskiego. Podobne sfałdowanie przed czołem jednostki śląskiej zaznacza się wyraźniej w południowej części Dołuszyc. Spod piaskowców istebniańskich nasunięcia śląskiego wynurzają się w pobliżu drogi do Pogwizdowa ility eocenu jądra południowego siodła Dołuszyc, obramowane od północnego wschodu łupkami menilitowymi z rogowcami. Dalsza, bardziej południowo-wschodnia część tego siodła została przesunięta pchnięciem grubego płaszczu jednostki śląskiej, której czoło dosunęło się tu do linii Kurów — Wiśnicz Stary. Jest to silnie rozwleczone siodło Pagórka, obalone na warstwy krośnieńskie, a zanurzające się pod nasunięcie śląskie prostopadle do jego krawędzi. Pchnięcie tej części nasuwającej się jednostki śląskiej między Kurowem a Wiśniczem Starym było tego rodzaju, co w Kolanowie. Po drugiej stronie języka warstw istebniańskich, dochodzącego do Kurowa, zaznacza się siodło Kopolin jako przedłużenie siodła Pagórka (fig. 5 i 9). Jest ono obalone częściowo na północ tak, że piaskowce istebniańskie górne kładą się w Kurowie na łupki menilitowe lub na warstwy krośnieńskie dalszych sfałdowań elewacji. W części południowo-wschodniej obserwujemy natomiast obalenie wszystkich warstw skrzydła siodła na wschód. Wyraźnie widać przebieganie się języka nasunięcia śląskiego ku północnemu wschodowi, wyrażone rozwleczeniem warstw siodła Pagórka-Kopolin i obaleniem go w kierunku ruchu nasuwających się mas. To działanie odbiło się także na występujących dalej od brzegu nasunięcia śląskiego warstwach płaszczu jednostki bocheńskiej. Spowodowało ono bezpośrednio wygięcie oraz częściowe (w partii północnej) złuskowanie i obalenie siodła Kurowa



(fig. 9). Podobnie jak w obrębie elewacji Gierczyc, spod cienkiej powłoki warstw krośnieńskich przebijają się często, lub są wyciskane na złuskowaniach, łupki menilitowe. Zaznacza się wyraźniejsze złuskowanie równoległe do siodła Kurowa i ono to przecina w poprzek, w środkowej części elewacji, siodełko w serii „łupków jasielskich”, a na południowym wschodzie rozcina wysad Wiśnicza Małego (fig. 10). Wysad ten jest tu jeszcze rozcięty złuskowaniem równoleżnikowym biegnącym w przedłużeniu siodła Kopalin oraz złuskowaniem najpierw ukośnym, a potem prawie południkowym, wzdłuż którego warstwy krośnieńskie nasuwają się na łupki menilitowe i pstre ily eocenu południowego skrzydła siodła — wysadu Wiśnicza Małego oraz w swoim przedłużeniu, na łupki menilitowe siodła Kopalin. Rodzaj i kierunek rozwoju tych złuskowań jest taki sam, jak w siodłach Popieskiej w południowo-wschodniej części elewacji Czyżyczki. Tu więc także zanurzający się stok elewacji natrafiał na opór pokrywy jednostki śląskiej. Krótkie siodło Wiśnicza Małego jest od wschodu obcięte dyslokacją poprzeczną, przesuwającą na południe oś sfałdowań w warstwach krośnieńskich. Przebieg tej osi bezpośrednio na wschód dał się prześledzić tylko na małym odcinku. Widocznie następują tu dalsze, komplikujące obraz, pęknięcia poprzeczne.

Równoległe do tego wyraźnego odcinka zaznacza się w północnej części elewacji południowe siodło Dubielic oraz czołowe w tej części sfałdowanie wyższej dygitacji, szersze siodło Dubielic, w którym odsłaniają się łupki menilitowe z piaskowcami kliwskimi. Oba one, jak i północne siodło Wiśnicza Małego, są w części zanurzonej pokryte osadami dolnego tortonu. W Przymiarkach i Podgórzu przykryte są następnie warstwami nasunięcia śląskiego, obejmującego elewację Wiśnicza Małego od wschodu (fig. 10).

### *Sfałdowania elewacji Gródka-Porebskiej*

Do czoła wyższej dygitacji dochodzą w Górkach piaskowce podsolne dolnego tortonu, osłaniające flisz północnego przedłużenia siodła Wiśnicza Małego, a równocześnie spod nasunięcia śląskiego wyłania się bardziej

Fig. 10

Mapa geologiczna rejonu Gorzkowa i Brzeźnicy, elewacji Wiśnicza Małego, siodeł Górek i Przymiarek-Podgórza w obramowaniu elewacji jednostki bocheńskiej oraz łąków Podgórza jednostki śląskiej

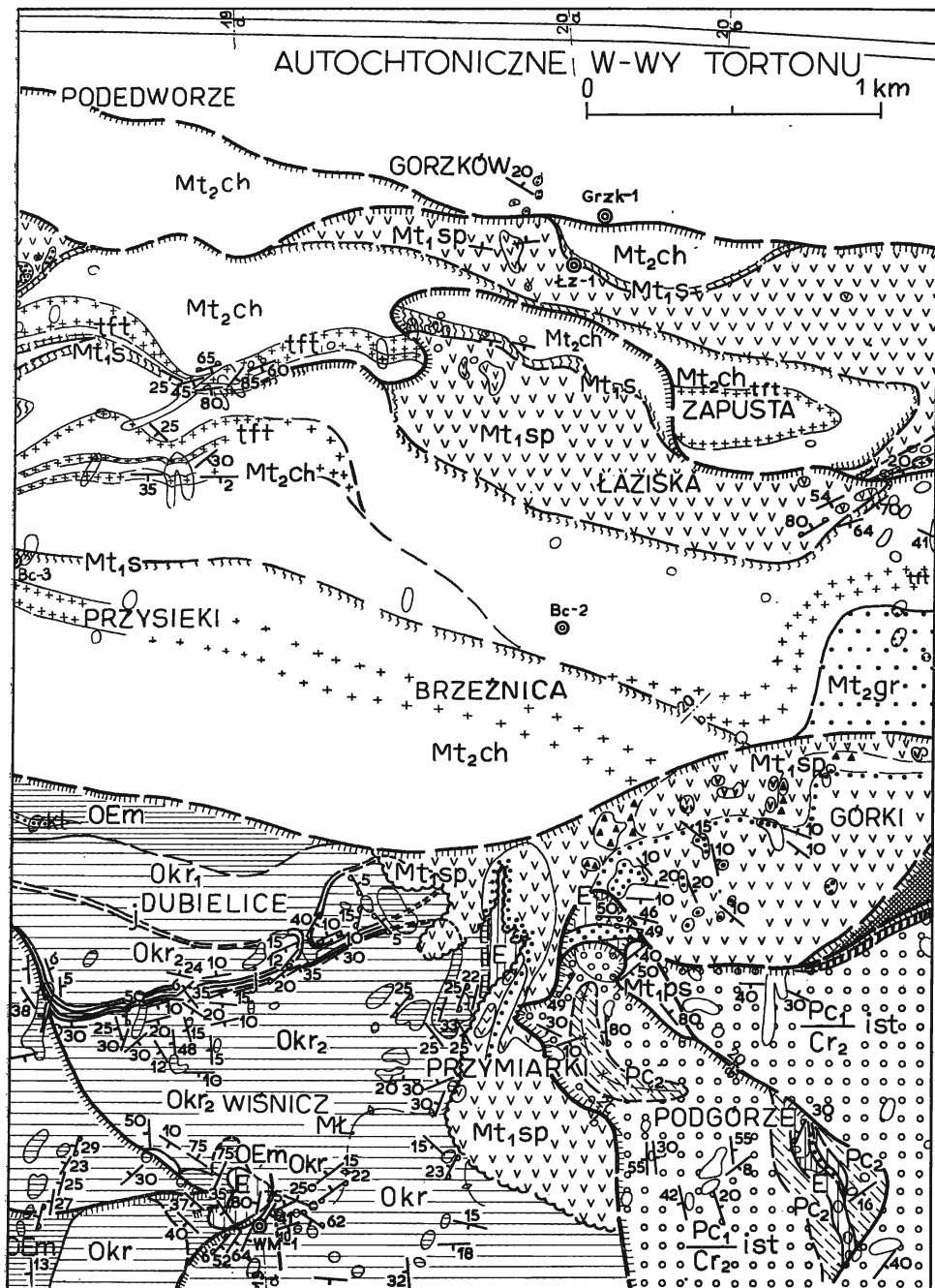
Oznaczenia jak przy fig. 2, 4 i 5

Geological map of the Gorzków and Brzeźnica regions, the Wiśnicz Mały elevation and of the Górk and Przymiarki-Podgórze anticlines in the framing of the elevation of the Bochnia unit and of the Podgórze synclines in the Silesian unit

Designations as in Figs 2, 4 and 5



południowe siodło Przymiarek-Podgórze, które ku wschodowi przedłuża się w siodło Gródka-Porębskiej (fig. 10 i 11). Jest to obalone siodło z wytartym północnym skrzydłem. W słabo nachylonym skrzydle południowym występuje dolny torton, osadzony na fliszu zerodowanym prawie



do spągu warstw łgockich. Głównie zachowały się warstwy wierzowskie, piaskowce grodziskie i górne łupki cieszyńskie. Na południe od Góry Porębskiej zaznacza się w tym skrzydle wtórne sfałdowanie, odginające się na południowy wschód i zanurzające się w Porębie Spytkowskiej pod nasunięcie jednostki śląskiej. Łęk oddzielający to sfałdowanie od dalszej części skrzydła siodła tworzą piaskowce grodziskie Góry Porębskiej. Tuż za łękiem odwodowym skrzydło siodła podnosi się i przechodzi w szczytowe przegięcie. W północnym skrzydle powtarzają się piaskowce grodziskie podścielone górnymi łupkami cieszyńskimi. Skrzydło to jest więc w dalszym ciągu podcięte i nasuwa się na swoje przedpole. Oś przegięcia szczytowego zanurza się ku południowemu wschodowi i tu łączą się ze sobą piaskowce grodziskie północnego i południowego skrzydła. W zwężonym przedłużeniu ku wschodowi występuje już tylko odsłonięte skrzydło północne, którego zakończenie nakrywa dolna kreda nieckowatego płatu Pomianowej — Nowej Wsi nasunięcia śląskiego.

Nie jest to ostatnie południowe sfałdowanie wschodniej części jednostki bocheńskiej. Wypełniony utworami dolnego tortonu łęk odgradza zakończenie siodła Porębskiej od siodła Poręby Spytkowskiej, obalonego na północ, na ily tortonu. To ostatnie, zbudowane z marglisto-wapiennych utworów fliszu jednostki bocheńskiej, wleczone w spągu nasunięcia śląskiego, ukazuje się spod skrzydła nasuniętej śląskiej niecki Poręby Spytkowskiej (fig. 12).

Na północ od siodła Gródka-Porębskiej zanurza się w Górkach siodło północne Wiśnicza Małego, a wynurza siodło Kiebla-Podjasienia-Jasienia-Pomianowej, które jest tu czołowym sfałdowaniem wyższej dygitacji jednostki bocheńskiej. Jest ono także obalone i częściowo złuskowane (fig. 11 i 12). W łęku odwodowym i w południowym skrzydle zachodniej części występują pstre ily bezwapienne lub utwory marglisto-wapienne fliszu jednostki bocheńskiej. Utwory dolnej kredy południowego skrzydła są tu wyciśnięte. Występują one natomiast w obalonym i odwróconym skrzydle północnym jako górne łupki cieszyńskie leżące na piaskowcach grodziskich i warstwach wierzowskich. Flisz jądra w obalonym skrzydle zasłania częściowo związane z nim utwory tortonu dolnego. Jednak seria

Fig. 11

Mapa geologiczna zanurzenia niższej dygitacji między Łazami a Podjasieniem, oraz wyższej dygitacji jednostki bocheńskiej między Kieblem a Porębą Spytkowską

Oznaczenia jak przy fig. 2, 4 i 5

Geological map of the submerging of the lower digitation between Łazy and Podjesień and the upper digitation of the Bochnia unit between Kieblo and Poręba Spytkowska

Designations as in Figs 2, 4 and 5



dła południowego. Między Pomianową a Jasieniem wąski rąbek fliszu jądra fałdu jest otoczony ilami marglistymi tortonu i piaskowcami podsolnymi zawierającymi ułamki skał fliszowych, często także czerwonych iłowców. Flisz występujący w osi siodła zanurza się ku wschodowi, a od Jasienia aż do doliny rzeczki Uszwicy przebieg siodła znaczą już tylko utwory tortonu. Kontakt tych warstw z tortonem przedkarpackim nie da się dokładnie wyznaczyć bez głębszych sondowań. Zasięg północny tortonu wyższej dygitacji jest przyjęty tylko umownie.

Ku wschodowi zasięg wszystkich opisanych sfałdowań jednostki bocheńskiej (jak i warstw jednostki śląskiej) urywa się na poprzecznej dyslokacji Uszwicy (fig. 12). Za nią brzeg Karpat cofa się o kilometr na południowy wschód. W przedłużeniu siodła Jasienia-Pomianowej występuje już autochtoniczny torton przedkarpacki, a w przedłużeniu płatu dolnej kredy jednostki śląskiej Nowej Wsi mamy już warstwy jednostki inoceramowej przylegające na południu bezpośrednio do kredy jednostki śląskiej (Skoczylas-Ciszewska 1952, 1954).

### *Tektonika niższej dygitacji*

Obraz przedstawiony w szkicu geologicznym okolic Bochni przez Poborskiego (1952), a powtórzony przez Skoczylas-Ciszewską (1952) i zmodyfikowany przez Tołwińskiego (1956) odnosi się głównie do odcinka między Łazami a Moszczenicą. Należy go wiązać z niższą dygitacją jednostki bocheńskiej. Został on znacznie uzupełniony na podstawie nowszych materiałów geologicznych.

Oprócz dotychczas wydzielanych sioseł Bochni i Uzborni (Poborski 1952, Olewicz 1952a, b, c), należy jeszcze w środkowej części wyróżnić siodło Wójtowstwa-Zapusty jako odrębną jednostkę, nie będącą przedłużeniem siodła Bochni (fig. 9 i 10), a w części północno-wschodniej — siodło Gorkowa-Łazów (fig. 10 i 11) stanowiące przedłużenie siodła Bochni. W części południowej natomiast można wyróżnić nie znane Po-

Fig. 12

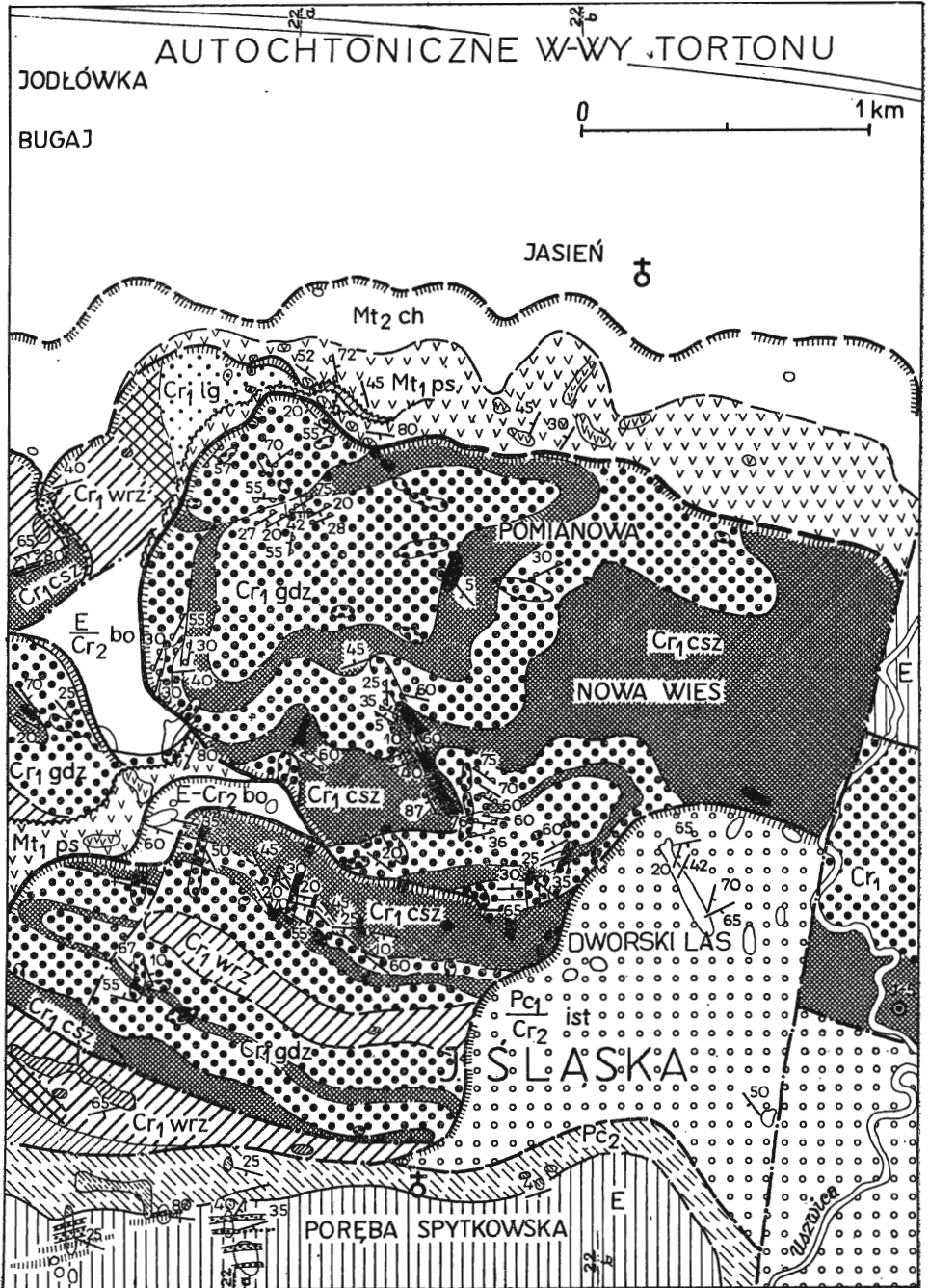
Mapa geologiczna jednostki bocheńskiej między Porębą Spytkowską a Jasieniem i Pomianową, oraz jednostki śląskiej między Pomianową — Nową Wsią, a Porębą Spytkowską

Oznaczenia jak przy fig. 2, 4 i 5

Geological map of the Bochnia unit between Poręba Spytkowska, Jasień and Pomianowa as well as of the Silesian unit between Pomianowa — Nowa Wieś and Poręba Spytkowska

Designations as in Figs 2, 4 and 5

berskiemu (1952) siódło Kolanowa-Zbójeckiej (fig. 8 i 9). Obecnie skartowane są także przedłużenia jednostek, przedtem znanych tylko w środkowej części, ku wschodowi, między Łazami a Kieblem i Podjasieniem



(fig. 10 i 11), oraz ku zachodowi, między Łapczycą, Moszczenicą a Chełmem nad Rabą (fig. 6—8).

### *Siodło Bochni*

Na odcinku, między północno-wschodnią częścią Łapczycy (fig. 8) a Podedworzem (fig. 9), budowę poziomu solnego północnego skrzydła siodła wyczerpująco przedstawia Poborski (1952). Natomiast w jądrze siodła należy oddzielić właściwe fliszowe utwory od dolnotortońskich piaskowców podsolnych. Występowanie odsłoneń właściwego fliszowego jądra ogranicza się do odcinka między szybem Campi a potokiem Łychów (fig. 9). Poza tym flisz występuje w nie znanej Poborskiemu (1952) łusce na południe od Campi. Głębsze sondowanie „3/53” (fig. 9) ustaliło występowanie gipsów serii solnej w południowym skrzydle głównego siodła, a płytkim otworem „1/53” stwierdzono poza tym łękiem występowanie warstw krośnieńskich łuski. Natomiast w siodle głównym, w przekroju szybu Campi, na powierzchni mogą się odsłaniać jedynie piaskowce podsolne, które dają się prześledzić także w południowym i północnym skrzydle siodła w Podedworzu. W skrzydle południowym, między Podedworzem a Wójtowstwem (fig. 9), da się ponadto wydzielić wyraźną wąską łuskę fliszową. W Łychowie, wbrew sugestii mapy Poborskiego (1952), kończą się w ogóle odsłoneń jądra siodła Bochni. Na południowy wschód bowiem od odsłoneń fliszu w jądrze siodła Bochni w Łychowie, występują tufity warstw chodeničkih w odsłonięciu znanym już Bukowskiemu (1932), a ponadto między tufitami a fliszem występuje odsłonięcie piaskowców podsolnych (fig. 10). Siodło Bochni zanurza się ku wschodowi w depresję, z której podnosi się dopiero w Gorzkowie (fig. 10), gdzie natrafiono otworem Łazy 1 na gipsy serii solnej północnego skrzydła. W dalszym przedłużeniu tej strefy ku wschodowi, w Łazach (fig. 11), zaznacza się w odsłonięciach powierzchniowych zarówno czołowe przegięcie jak i zanurzanie się siodła w kierunku południowo-wschodnim pod sfałdowanie Kiebla-Podjasienia, wyższej dygitacji. Zatem przedłużenie siodła Bochni-Łychowa-Gorzkowa-Łazów biegnie po północnej stronie osi wytyczonej przez Poborskiego (1952).

Zachodniego przedłużenia osiowej części siodła, między Łapczycą a Moszczenicą, Poborski (1952) nie wyznaczył. Tymczasem tu północne skrzydło siodła Bochni, z prawie pionowego, przechodzi ku zachodowi w obalone na północ, zwięzając się przy tym stopniowo, a przegięcie warstw w osi przesuwa się o 0,4 km na północ. Zaznacza się ono bardzo wyraźnie w obrębie jednej z wyższych ławic tufitów (fig. 8), w odległości 1,2 km na północ od kościoła w Łapczycy a 0,4 km przed Rabą. Sam szczyt siodła jest spłaszczony, a południowe skrzydło połogie. Oznacza to, że oś siodła Bochni, odginając się w Łapczycy ku północnemu zachodowi, równocześnie zanurzała się tak, że w szczycie zjawiały się stopniowo

coraz to wyższe poziomy warstw chodenickich. W dalszym ciągu, 0,2 km na zachód od potoku z odsłonięciami szczytu siodła, zaznacza się dalsze przesunięcie osi na północny zachód i równocześnie potęguje się obalenie (fig. 7). Siodło zostaje rozerwane, jego północne skrzydło ulega zupełnemu zdarciu, a tylko dolna część warstw chodenickich skrzydła południowego dochodzi w Łubowem do brzegów Raby i nasuwa się na warstwy grabowieckie tortonu przedkarpackiego. Brakuje odsłoneń w północnej części Moszczenicy, za potoczkiem Trzonia, a dopiero między Moszczenicą i Chełmem oraz w Chełmie można odnaleźć nad Rabą, w warstwach chodenickich, wyraźny dalszy ciąg osiowego przegięcia obalonego siodła (fig. 6, 7 i 13). W Chełmie nad Rabą, oprócz obalenia, występuje ponownie zupełne wytarcie skrzydła północnego. Na brzegu rzeki Raby warstwy grabowieckie południowego skrzydła siodła nasuwają się bezpośrednio na młodsze warstwy grabowieckie tortonu autochtonicznego. Kontakt jest ostry i wyrażony odmiennymi kierunkami upadów. W ten sposób granica północnego zasięgu niższej dygitacji jednostki bocheńskiej jest tu ściśle określona (fig. 6 i 13). Jeszcze wyraźniej zaznacza się ona w Łubowem nad Rabą, na północ od Moszczenicy (fig. 7), gdzie wyznaczają ją nie tylko odmiennie kierunki upadów warstw, ale i kontakty różnych zespołów litologiczno-facjalnych i stratygraficznych. Kontakt tektoniczny dolnych warstw chodenickich południowego skrzydła Bochni z wyższymi warstwami grabowieckimi tortonu przedkarpackiego jest tu dokładnie odsłonięty. Nie jest to, sugerowany przez Poborskiego (1952), kontakt stratygraficzny. Natomiast dwieście metrów dalej ku wschodowi, północne skrzydło siodła Bochni dochodzi już do kontaktu z warstwami tortonu przedkarpackiego. W tym skrzydle warstwy grabowieckie są najpierw ustawione prawie pionowo lub nawet przechylone na północ (fig. 8). Ku wschodowi przechylenie zanika, a rozwija się sfałdowanie w obrębie skrzydła tak, że w potoku Grabowiec i na jego prawym brzegu warstwy chodenickie nasunięcia stykają się z warstwami grabowieckimi tortonu przedkarpackiego i znów wyznaczają dokładnie północną granicę zasięgu nasunięcia bocheńskiego (fig. 8). Warstwy grabowieckie północnego skrzydła siodła Bochni leżą tu w wąskim łuku ciągnącym się wzdłuż granicy zasięgu jednostki. Ku wschodowi łuk poszerza się i pogłębia, a dzięki temu warstwy grabowieckie dochodzą do kontaktu z tortonem przedkarpackim (fig. 8). Jeszcze raz zaznacza się takie sfałdowanie między Krzęczkowem a Podedworzem, na wschód od Bochni. We wtórnym sfałdowaniu ukazują się tufity warstw chodenickich, a na południe od nich — łęk wypełniony warstwami grabowieckimi (fig. 9). Tu ponownie warstwy chodenickie sięgają aż do granicy zasięgu nasunięcia. W Gorzkowie taką granicę wyznaczają kontakty warstw chodenickich w odsłonięciach powierzchniowych, a z dwóch profilów geologicznych głębszych otworów (Łazy 1 i Gorzków 1) widać, że zostały one usytuowane po obu

stronach granicy tektonicznej (fig. 10). W Łazach granicę zasięgu nasunięcia bocheńskiego na przedkarpacki torton wyznaczają dobre odsłonięcia w prawym brzegu potoku (fig. 11). Między Kieblem a Podjasieniem

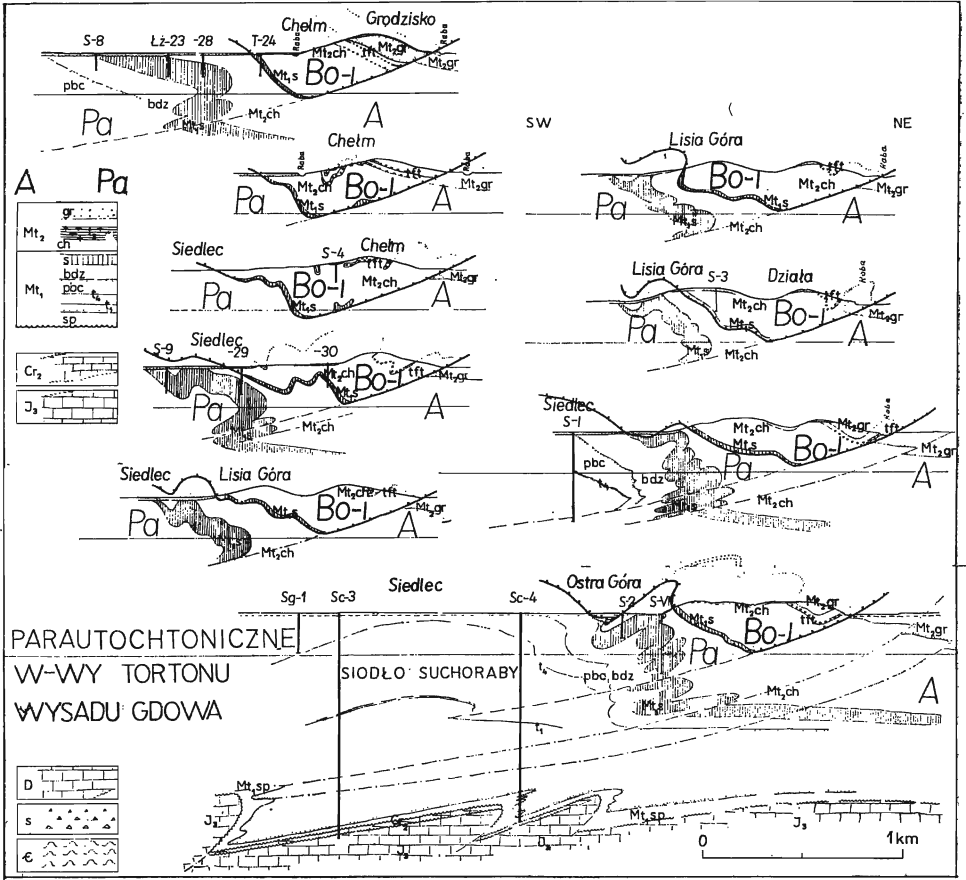


Fig. 13

Przekroje geologiczne przez niekę Grodziska-Moszczenicy między Siedlcem a Chełmem nad Rabą

Podłoże miocenu:  $\varepsilon$  eokambr,  $S$  sylur,  $D$  dewon,  $J$  jura środkowa i górna,  $Cr_2$  kreda górna (cenoman i turon-kampan);  $Mt_1$  torton dolny — serie piaszczyste z tufitami ( $t_1-t_4$ ), piaski i piaskowce przebieczańskie ( $pbc$ ), iły Bodzanowa ( $bdz$ );  $A$  torton autochtoniczny;  $Pa$  torton parautochtoniczny. Inne oznaczenia jak przy fig. 2, 4 i 5

Geological cross-sections through the Grodzisko-Moszczenica syncline between Siedlec and Chełm on the Raba river

Substratum of the Miocene:  $\varepsilon$  Eocambrian,  $S$  Silurian,  $D$  Devonian,  $J$  Middle and Upper Jurassic,  $Cr_2$  Upper Cretaceous (Cenomanian and Turonian-Campanian);  $Mt_1$  Lower Tortonian — sandy deposits with tuffites ( $t_1-t_4$ ), Przebiczany sands and sandstones ( $pbc$ ), Bodzanów clays ( $bdz$ );  $A$  autochthonous Tortonian;  $Pa$  parautochthonous Tortonian. Other designations as in Figs 2, 4 and 5



natomiast wyznaczają ją przeciwnie skierowane upady w warstwach grabowieckich (fig. 11).

### *Siodło Wójtowstwa-Zapusty-Łazisk*

Występowanie piaskowców podsolnych w południowym skrzydle siodła Bochni, między Wójtowstwem a Podedworzem, i tufitów wśród warstw chodenickich, na południe od Łychowa, a w części zachodniej, tufitów na prawym brzegu Babicy, wyznacza łęk odwodowy pomiędzy siodłem Bochni na północy, a południowym siodłem Wójtowstwa. To ostatnie nie ma wspólnego jądra z siodłem Bochni, jak to sugeruje mapka Poborskiego (1952). Łęk jest wprawdzie ścieśniony (na północ od otworu Bochnia 2), gdyż obalają się nań złuskowane piaskowce podsolne północnego skrzydła siodła Wójtowstwa, ale wyraźny. Dopiero na południe od otworu Bochnia 2 występują w jądrze siodła warstwy krośnieńskie, dobrze odsłonięte na powierzchni (fig. 9). W południowym skrzydle tego siodła odsłaniają się gipsy i wapienie pogipsowe serii solnej. Siodło jest brachyantyklinalne. Szybko się zanurza ku wschodowi, gdzie niebawem podnosi się w słabiej wypiętrzonej brachyantyklinie cegielni Wójtowstwa. W jej jądrze ukazują się tylko ility podsolne i piaskowce. Zapadanie osi siodła na wschód jest łagodne tak, że jeszcze w odległości kilometra odsłaniają się w potoku nie znane Poborskiemu (1952) gipsy przechylonego na północ szczytu siodła, kładącego się na ścieśniony łęk wypełniony tufitami warstw chodenickich (fig. 10). Tufity między siodłami Wójtowstwa i Bochni-Gorzkowa występują jeszcze 0,6 km dalej na wschód. Leżą one tutaj na południe od pasma gipsów, skartowanego przez Poborskiego (1952) między Gorzkowem a Brzeźnicą i uważanego za rzekome peryklinalne zakończenie siodła Bochni. Nie można jednak gipsów tego pasma uważać za południowe skrzydło siodła Gorzkowa, leżącego w przedłużeniu siodła Bochni, gdyż są one przykryte serią ilastą tortonu zawierającą ułamki skał fliszowych, a więc starszą, reprezentującą spagowe ility tortonu. Zatem mamy tu do czynienia z daleko idącym obaleniem szczytu siodła Zapusty-Łazisk, będącego przedłużeniem siodła Wójtowstwa, na łęk oddzielający ciąg siodła Wójtowstwa-Łazisk od siodła Bochni-Gorzkowa-Łazów (fig. 10 i 11). Obalenie widoczne jest także w odległości 1 do 1,5 km na wschód, w prawym brzegu potoku w Łazach (fig. 11), gdzie warstwy chodenickie z tufitami są nasunięte na grabowieckie południowo-wschodniego skrzydła siodła Gorzkowa-Łazów. Tu spagowe ility i piaskowce podsolne jądra spłaszczonego siodła są załamane poprzecznie wzdłuż biegu potoku, a oś podłużna zanurza się na południowy wschód. Na stoku wzgórza odsłaniają się jeszcze warstwy chodenickie z tufitami leżące w szczycie spłaszczonego siodła, a na wierzchołkach (Kaplica Św. Stanisława) występują już warstwy grabowieckie (fig. 10 i 11). Spłaszczone siodło zanurza się stopniowo pod fałd Kiebla-Podjasienia wyższej

dygitacji. Położenie serii solnej południowego skrzydła sioł wójtostwa i Łazisk ustalają profile wierceń Brzeźnica 2 i 3, w których zaznacza się ona na wykresach profilowań na głębokości odpowiednio od 163 do 185 m i 250 do 257 m. Zanurzenie siodła ku wschodowi sprawdza profil otworu Brzeźnica 1, z którego Jaworowa i Mikucka-Regułowa opisały występowanie utworów fliszowych, a dokonana przez autora analiza wykresów profilowań ustala pełny przekrój warstw tortonu jednostki bocheńskiej.

### *Siodło Łapczycy-Uzborni-Brzeźnicy*

Podniesienie warstw i przesunięcie ich ku północy między Brzeźnicą a Gorzkowem, powodujące wysunięcie i obalenie siodła Łazisk, spłyca także łęk rozwijający się na południe od siodła Wójtostwa. Ciągające się od zachodu tufity warstw chodenickich wychodzą w tej elewacji w powietrze, a tym bardziej nie mogły się zachować warstwy grabowieckie, sugerowane przez mapkę Poborskiego (1952). Dopiero na południowy wschód od tej elewacji pojawiają się tufity warstw chodenickich i warstwy grabowieckie południowo-wschodniego skrzydła zanurzającego się siodła Łazisk, a wyprasowaniu ulega południowe skrzydło łęku.

Za opisanym łękiem, w brzeźnickim przysiółku Przysieki można znaleźć w kilku miejscach (fig. 9 i 10), nie uwzględnione przez Poborskiego (1952), odsłonięcia ilów z gipsami serii solnej. Budują one szczyt siodła przebiegającego przez Brzeźnicę, przewierconego także do głęb. 35 m w profilu otworu Brzeźnica 3, jak na to wskazuje wykres profilowania. Jest to południowo-wschodnie przedłużenie pasma gipsów serii solnej siodła Uzborni. Poborski (1952) znaczy przebieg tego sfałdowania tylko jako jedno pasmo wychodni serii solnej między Bochnią a Łapczycą. Szczegółowe kartowanie ustala natomiast występowanie pomiędzy Wójtostwem a Uzbornią (fig. 9) poprzecznego wypiętrzenia siodła. Wąska smuga gipsów szczytu siodła, ciągnąca się od Brzeźnicy, rozdziela się na skrzydło północne i południowe, a w jądrze ukazują się spągowe ily i piaskowce podsolne, o swoistej (Olewicz 1968) charakterystyce petrograficznej i faunistycznej (nie są to warstwy grabowieckie, jak to sugeruje mapa Skoczylas-Ciszewskiej, 1954). W obu skrzydłach tego wypiętrzenia występują warstwy chodenickie z tufitami.

W samej Uzborni oba skrzydła siodła znów się łączą w węższy szczyt, a dopiero na zachód od niej między Uzbornią a Kolanowem następuje ponowne ich rozdzielenie, obejmujące drugie poprzeczne wypiętrzenie Nowego Świata, z ilyami spągowymi w jądrze (fig. 8 i 9). Sondowania ustaliły pewne spłaszczenie szczytu brachyantykliny i jej zamknięcie od zachodu małym obniżeniem, poza którym siodło znów się nieco podnosi w Kolanowie (fig. 8), a jego skrzydła biegną równolegle aż do Łapczycy.

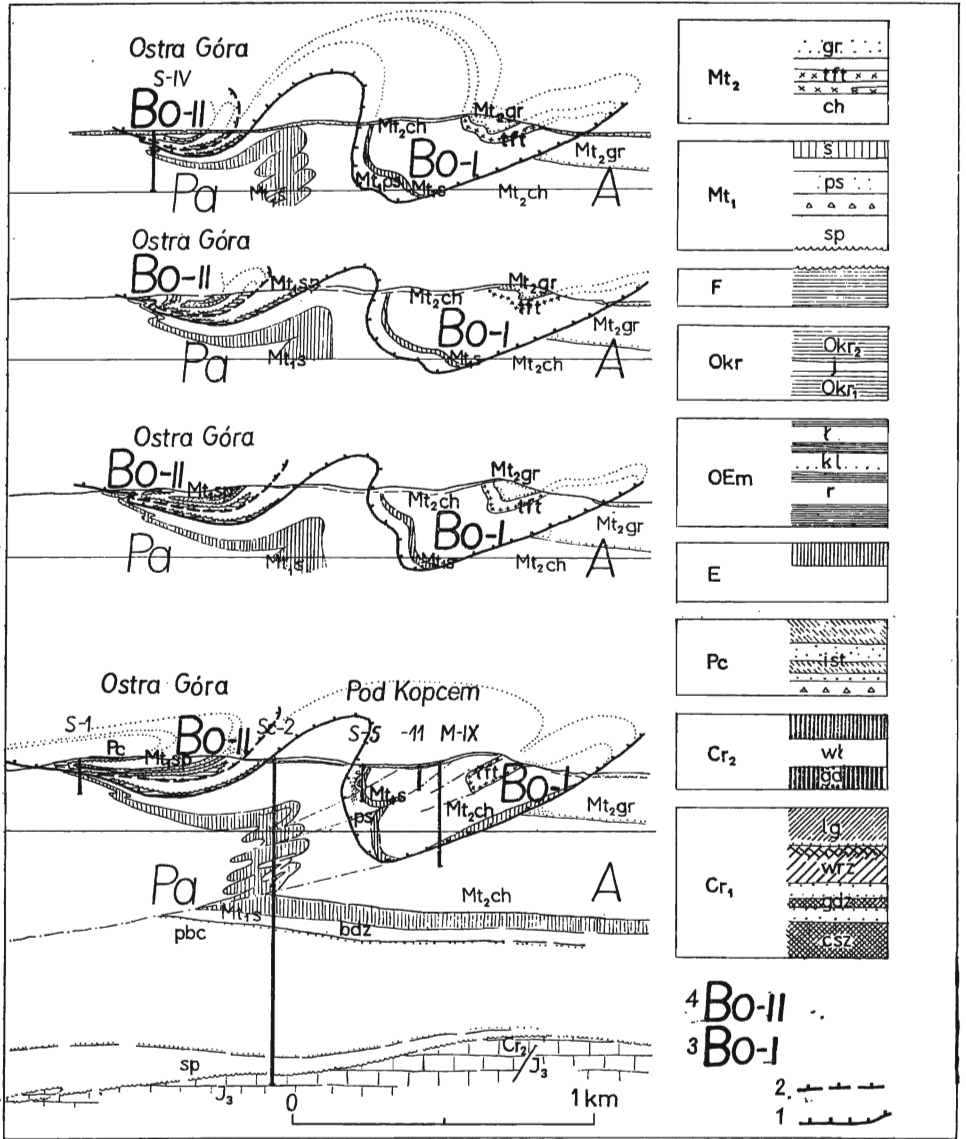


Fig. 14

Przekroje geologiczne przez nieckę Moszczenicy-Grodziska w Siedlcu i czołowe sfałdowania w Ostrej Górze

Jednostka bocheńska: 1 ślad powierzchni spągowej nasunięcia niższej dygitacji; 2 ślad powierzchni spągowej nasunięcia wyższej dygitacji; Bo-I niższa dygitacja; Bo-II wyższa dygitacja; F flisz nierozdzielony. Inne oznaczenia jak przy fig. 2, 4, 5 i 13

Geological cross-sections through the Moszczenica-Grodzisko syncline at Siedlec and the frontal foldings at Ostra Góra

Bochnia unit: 1 trace of the bottom surface of the lower digitation overthrust; 2 trace of the bottom surface of the upper digitation overthrust; Bo-I lower digitation; Bo-II upper digitation; F Flysch (not subdivided). Other designation as in Figs 2, 4, 5 and 13

Tutaj, poza zasięgiem elementu skartowanego przez Poborskiego (1952), skrzydło południowe przechodzi w płytki łęk wychodzący ku zachodowi w powietrze, a skrzydło północne odgina się w Łapczycy na północny zachód, przecina stok wzgórza Łanów, a następnie — począwszy od starego kościoła w Łapczycy położonego na szczycie wzgórza — kieruje się na południowy zachód przez stoki Machowca (fig. 7), ukazując się w odsłonięciu znanym Bukowskiemu (1932) i Poborskiemu (1952). Spągowe ily z ławicami piaskowców podsolnych jądra siodła Uzborni zajmują stoki Machowca i Łanów. Szerokość strefy ich występowania wskazuje na uwypuklenie i rozciągnięcie warstw jądra (fig. 7 i 8) w tym nowym poprzecznym, łapczyckim podniesieniu, połączonym z podłużnym rozerwaniem i odsunięciem od siebie obu skrzydeł, przy równoczesnym stopniowym wyprasowaniu warstw spągowych.

Od Machowca na zachód, poza obszarem skartowanym przez Poborskiego (1952), gipsy serii solnej północnego skrzydła siodła biegną prawie 2,5 km równoleżnikowo przez Moszczenicę do Siedlca. Tutaj na krótkim odcinku przesuwają się nieco na południe, ukazują się w południowym stoku Lisiej Góry (fig. 7) i za poprzecznym uskokiem, w miejscu wskazanym już przez Bukowskiego (1932), wracają do poprzedniej rozciągłości (fig. 6). Następnie bieg kieruje się na północny zachód zarówno w wychodniach gipsów serii solnej, jak i w wyżej leżących tufitach warstw chodenickich północnego skrzydła siodła. Ponadto, poza każdym uskokiem poprzecznym, następuje cofanie się ciągu wychodni na północny wschód, gdyż skrzydło rozerwanego siodła jest coraz silniej odsuwane przez wypiętrzający się parautochtoniczny torton siodła Suchoraby (fig. 6).

Wychodnie gipsów na zachodnim stoku Lisiej Góry wskazują na strome zapadanie skrzydła, a nawet na nieznaczne jego obalenie na północ. Potwierdzają to wiercenia *MŁ-6*, *M-12*, *S-5* (fig. 14). Natomiast wiercenia *S-8*, *Łż-23*, *28*, *T-24*, *S-9*, *29*, *30*, *2*, *S-5*, *M-IX*, *MŁ-2*, *M-14*, *MŁ-1*, *M-VIII*, *MŁ-4* i *3* (fig. 13 i 14) potwierdzają także, że siodło Łapczycy jest rozerwane w osi na odcinku 3,2 km między Łapczycą a Lisią Górą w Siedlcu, oraz że skrzydła są rozsunięte o 0,15 do 0,2 km przez przebijający się wydłużony diapir warstw solnych i nadsolnych wschodniego przedłużenia siodła Suchoraby (Olewicz 1962, 1963; Poborski & Skoczyła-Ciszewska 1963).

### *Łęk Grodziska-Moszczenicy*

Maksymalne rozszerzenie się jądra siodła i silne odgięcie jego skrzydła na północ, połączone ze ścięciem warstw spągowych, wystąpiło w strefie, gdzie podcięte zostały także w spągu i przesunięte na północ warstwy siodła Bochni.

W północnym skrzydle siodła Łapczycy na zachód od Machowca (fig. 7), oderwanym od jądra, zachowały się tylko warstwy solne i nad-solne. Tak więc na zachód od kościołów w Łapczycy najbardziej północnym elementem nasuniętym nie są już siodła, ale łęk pomiędzy obydwoma rozpatrywanymi siodłami, czyli płaska niecka wypełniona serią solną występującą w spągu i warstwami chodenickimi z ławicami tufitów, a miejscami także — dolnymi grabowieckimi jako najwyższym ogniwem. Jest to łęk Grodziska-Moszczenicy, tworzący samodzielna, na tym północno-zachodnim odcinku, jednostkę tektoniczną, powtarzającą tylko na bardzo krótkich odcinkach czołowe sfałdowanie w przedłużeniu siodła Bochni. Szczegóły tektoniki tego łęku są łatwe do odczytania z mapy geologicznej (fig. 6 i 7) i z profilów wierceń *MŁ-1*, *M-VIII*, *M-IX*, *M-12*, *S-5* (fig. 14).

Nieprzerwana jego łączność ze skrzydłami siodeł Bochni i Uzborni, a więc siodeł, których jądra są zbudowane z fliszu, wyklucza możliwość przyjęcia sugestii Poborskiego i Skoczylas-Ciszewskiej (1963), że nasunięta niecka, wraz z podścielającymi ją gipsami serii solnej, pochodzi z warstw parautochtonicznych tortonu przykrywanych dopiero fliszem jednostki bocheńskiej.

#### *Południowe skrzydło siodła Łapczycy-Uzborni*

Siodło to rozerwane przez diapir przylega ściśle do stromej, prawie pionowo ustawionej ściany wysadu na odcinku między Łapczycą a Świętem, czyli na tym odcinku, gdzie łęk odwodowy południowego skrzydła leży dostatecznie głęboko. Od uroczyska Święte w Moszczenicy natomiast aż do Ostrej Góry w Siedlcu (fig. 7), tj. w miarę jak ku zachodowi wynurza się w nasunięciu łęk i warstwy leżące pod nasunięciem, nachylenie skrzydła łagodnieje (fig. 7, 14 i 15).

Naturalne odsłonięcia warstw rozpatrywanego skrzydła są skąpe, gdyż przed rozerwaniem było ono rozciągane przez przebijający się diapir. W wyniku tego miąższość fliszu zredukowana została do kilkunastu lub kilku metrów. Na fliszu zachowały się w łęku tylko spągowe iły margliste tortonu. Warstwy wyższe zostały pchnięte na północ przez nasuwającą się wyższą dygitację jednostki. Utwory fliszowe południowego skrzydła można obserwować na powierzchni tylko w Siedlcu, między Lisią Górą a uroczyskiem Pod Kopcem, w sąsiedztwie odsłonień spągowych iłów marglistych tortonu (fig. 7 i 14), w miejscu wskazanym przez Bukowskiego (1932).

Dalej ku wschodowi, do spągowych iłów tortonu lub podścielającego je fliszu można dotrzeć jedynie sondowaniami przebijającymi 8—10 m glin czwartorzędowych. Dlatego też dla zrozumienia budowy skrzydła bardzo cenne okazały się profile uzyskane z głębszych otworów.

W otworze *M-II* (fig. 15) pod glinami występują bardzo stromo ustawione i lekko sfałdowane w pionie piaskowce (do głęb. 20 m) i łupki (do głęb. 27 m) warstw istebniańskich górnych, obalone wstecznie na spągowe iły margliste tortonu. Na przykład warstewki z toczeńcami fliszowymi i z pteropodami, pojawiające się najpierw na głęb. 37—54 m, powtarzają się jeszcze na głęb. 147—214 m, 235—249 m i 289—295 m (tu już po powtórным przejściu otworu na głęb. 277—280 m przez sfałdowane warstwy fliszu w pionowo ustawionym skrzydle siodła).

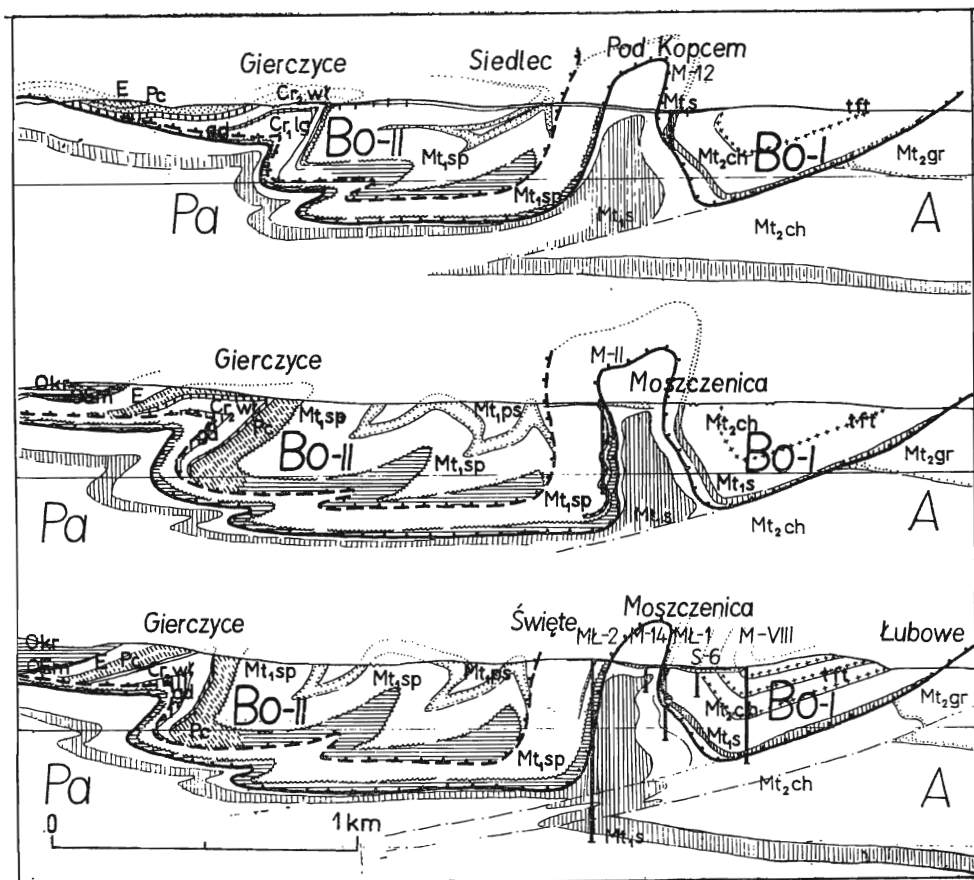


Fig. 15

Przekroje geologiczne przez Moszczenicę i czołowe sfałdowania w Gierczycach  
Oznaczenia jak przy fig. 2, 4, 13 i 14

Geological cross-sections through the Moszczenica syncline and the frontal foldings  
at Gierczyce

Designations as in Figs 2, 4, 13 and 14

W profilu otworu MŁ-2 napotkano w łażach spągowych (na głęb. 22—23 m) piaskowce podsolne, a na głęb. 112—253 m — utwory fliszu (fig. 15).

Profil otworu MŁ-4 potwierdził natomiast ułożenie warstw poznane już otworem M-II.

Pod fliszem południowego skrzydła wiercenie wchodzi ponownie w łaży tortońskie i dopiero na głęb. 239—333 m przebija flisz niższej dygitacji, osiągając jej spąg.

Wierceniami powyższymi udokumentowane zostało ułożenie warstw oderwanego skrzydła siodła na odcinku 2,3 km, od Siedlca do Łapczycy.

### *Siodło Kolanowa-Zbójeckiej*

W południowej części obszaru objętego mapką Poborskiego (1952) pojawia się jeszcze jeden nie znany temu autorowi element. Jest to ostatnie południowe sfałdowanie niższej dygitacji, występujące na wschód od Łapczycy.

W Kolanowie, tuż na północ od drogi z Łapczycy do Bochni, odsłaniają się gipsy serii solnej południowego i północnego skrzydła siodła, a między nimi spągowe łaży z piaskowcami podsolnymi. Te ostatnie występują na południe od łęku, między siodłem Uzborni a siodłem Kolanowa-Zbójeckiej, wychodzącego ku Łapczycy w powietrze. Ku zachodowi jądro siodła łączy się z rozciągniętym i uwypuklonym jądrem siodła Uzborni-Łapczycy, a skrzydło południowe zanurza się pod nasunięty flisz wyższej dygitacji jednostki bocheńskiej. Ku wschodowi siodło wybitnie się zwięża, obalone jest na północ i przygniecione łękiem odwodowym południowym. W profilu otworu Bochnia 5 (fig. 8), po zgniecionym południowym łęku odwodowym (z gipsami na głęb. 6—9 m), występują na głęb. 14—18 m gipsy południowego skrzydła siodła Kolanowa-Zbójeckiej, następnie do głęb. 43 m spągowe łaży dolnego tortonu jądra, do głęb. 46 m gipsy obalonego skrzydła północnego, a niżej warstwy chodenickie północnego łęku odwodowego. Dopiero od głęb. 51 m występują gipsy południowego skrzydła siodła Uzborni.

Jeszcze dalej na wschód siodło ponownie stopniowo się wynurza i kieruje na południowy wschód. Między Kolanowem a Dołuszycami ukazują się na powierzchni łaży spągowe tortonu z piaskowcami podsolnymi, a w południowym skrzydle — gipsy, na drodze z Kolanowa do Dołuszyc, pod przykryciem warstw krośnieńskich wyższej dygitacji, w drodze z Dołuszyc do Zbójeckiej. Dalsze odsłonięcia łaż spągowych i piaskowców podsolnych w jądrze siodła występują szeroką strefą na elewacji poprzecznej w Zbójeckiej (fig. 9). Gipsy serii solnej obalonego na północ skrzydła przewierca otwór Bochnia 3 na głęb. 5—14 m, natrafiając następnie na warstwy chodenickie północnego łęku i wchodząc na głęb. 95 m w gipsy południowego skrzydła siodła Uzborni.

W dalszym biegu na południowy wschód, obalone siodło Zbójeckiej zanurza się pod nasunięty flisz wyższej dygitacji jednostki bocheńskiej.

*Wgłębne odślonięcia ilustrujące tektonikę wewnętrzną  
jednostki bocheńskiej*

Głębokie otwory przewiercające nasunięcie bocheńskie, jak i długie poziome wyrobiska górnicze, były wykonywane w różnym czasie i dla różnych zadań, stąd nie zawsze są zgrupowane tak, aby kolejno wyjaśnić zawikości tektoniki tego obszaru. Dla omówienia w niniejszej pracy zagadnień tektonicznych grupowane będą wiercenia i wyrobiska znajdujące się najczęściej tylko przypadkowo w układzie korzystnym dla toku wyjaśnień. Częściej muszą być omawiane pojedyncze otwory, które dostarczają cennych obserwacji.

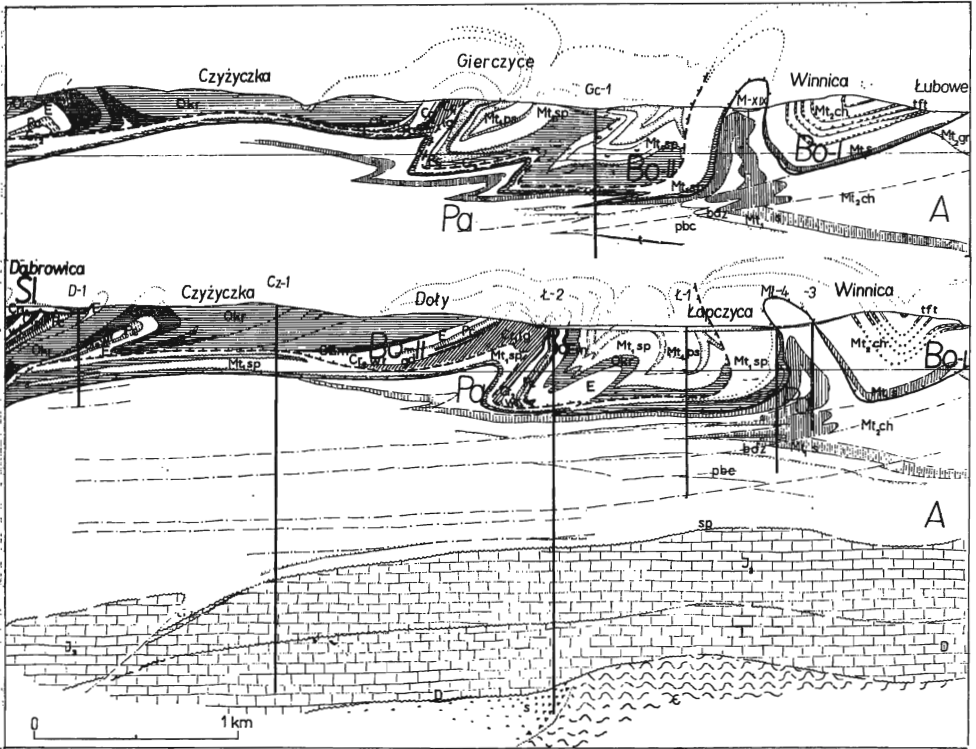


Fig. 16

Przekrój geologiczny przez obie dygitacje jednostki bocheńskiej oraz przez diapir parautochtonicznych warstw tortonu w Łapczyca

Oznaczenia jak przy fig. 2, 4, 13, 14 i 20

Geological cross-section through the two digitations of the Bochnia unit and the diapir of the parautochthonous Tortonian beds at Łapczyca

Designations as in Figs 2, 4, 13, 14 and 20



Spśród szeregu głębokich wierceń ugrupowanych korzystnie, w profilu poprzecznym do rozciągłości nasunięcia, ważny jest otwór Dąbrowica 1 usytuowany w południowej części elewacji Czyżyczki (fig. 4 i 16). Ze względu na lokalizację na granicy zasięgu jednostki śląskiej, profil wiercenia odsłania do głęb. 22 m rozmyte czerwone iłowce turonu-cenomanu i warstwy cieszyńskie jednostki śląskiej. Niżej do głęb. 255 m, w wyższej dygitacji jednostki bocheńskiej, występują: warstwy krośnieńskie południowego skrzydła siodła Popieskiej — południowego, następnie — warstwy krośnieńskie południowego skrzydła siodła Popieskiej — środkowego, łupki menilitowe tego skrzydła, a pod nimi w północnym skrzydle tego sfałdowania — margle i wapień Łapczyca, piaskowce istebniańskie oraz zielone i czerwone iły eocenu. W niższej dygitacji jednostki bocheńskiej do głęb. 380 m stwierdzono spągowe iły margliste tortonu i podścielający je flisz, najpierw wyższej łuski, reprezentowany przez zielone i czerwone iły eocenu, szare iłowce i piaskowce warstw krośnieńskich, oraz zielone i czerwone iły eocenu, następnie flisz łuski środkowej, w postaci czerwonych i zielonych iłów eocenu, a niżej czerwone i zielone margliste iły kredy górnej, oraz czarne i zielone łupki warstw łgockich fliszu spągowej części nasunięcia. Pod jednostką bocheńską aż do końcowej głębokości 489 m występują piaszczyste i ilaste parautochtoniczne warstwy dolnego tortonu przedkarpacciego.

Podział nasunięcia bocheńskiego na dwie dygitacje przedzielone spągowymi łożami tortonu został tym samym stwierdzony w odległości 3,2 km od północnego zasięgu dygitacji wyższej i w odległości 4,6 km od północnego zasięgu dygitacji niższej.

W odległości 1,1 km na północ od otworu Dąbrowica 1, w środkowej części elewacji Czyżyczki, wiercenie Czyżyczka 1 nie było tak skrupulatnie badane, ale z wykresów profilowań można ustalić, że flisz wyższej dygitacji sięga do głęb. 210 m, następnie w spągowych łożach tortonu niższej dygitacji zaznacza się łuska fliszowa na głęb. 240—255 m, a spągowa część fliszu występuje w interwale 330—348 m. Pod niższą dygitacją napotkano natomiast parautochtoniczny i autochtoniczny torton, a następnie serie węglanowe jury i dewonu przedkarpacciego podłoża.

W północnym zamknięciu elewacji Czyżyczki (fig. 7), w odległości ponad 1,3 km od otworu Czyżyczka 1, profil wiercenia Łapczyca 2 dokumentuje obalone północne skrzydło głównego siodła Wierzchowin i odsłania do głęb. 400 m fliszowe warstwy wyższej dygitacji jednostki bocheńskiej. Są to kolejno: czerwone i zielone iły margliste, piaskowce górnych warstw istebniańskich — paleocenu, górne wapień Łapczyca — kampan, potem powtórnie piaskowce górnych warstw istebniańskich, a następnie — czerwone i zielone iłowce dolnego eocenu, jeszcze raz piaskowce i iły górnych warstw istebniańskich, czerwone i zielone iłowce eocenu dolnego, iły zielone i czerwone oraz iły margliste i wapień oraz radiolaryty eocenu środkowego i górnego, warstwy krośnieńskie oligocenu, tworzące łęk odwodowy dla wtórnego małego sfałdowania, oraz iły czerwone eocenu jądra tego sfałdowania, następnie warstwy krośnieńskie, oraz iły zielone, czerwone i brunatne — eocenu, głęboko tu zanurzonego przedłużenia siodła Kamionki i spągowej części fliszu wyższej dygitacji (fig. 16).

Warstwy niższej dygitacji jednostki bocheńskiej sięgają do głęb. 440 m, tworząc obalone i złuskowane siodło w spągu nasunięcia. Występują tu spągowe iły margliste tortonu z tocząciami fliszowymi, czerwone, zielone i brunatne iły oraz margle eocenu górnego, a pod złuskowaniem — ponownie spągowe iły margliste tortonu i czerwone, zielone oraz brunatne iły fliszu dolnej łuski niższej dygitacji. Do głębokości 1107 m wiercenie osiągnęło parautochtoniczny i autochtoniczny torton przedkarpaccy, a do głęb. 1924 m warstwy starszego podłoża przedkarpacciego.

W odległości 0,7 km dalej na północ od omawianego otworu, profil wiercenia Łapczyca 1 potwierdza zanurzenie czołowego sfałdowania wyższej dygitacji w podłużnej depresji na głęb. 24—350 m. Występują tu kolejno spągowe iły margliste dolnego tortonu z piaskowcami podsolnymi oraz utwory fliszowe — wykształcone jako zielone i czerwone iły eocenu, spłaszczonemu czołowemu sfałdowania.

Niższa dygitacja występuje w interwale 350—426 m, i są to: spągowe iły margliste dolnego tortonu z piaskowcami podsolnymi, cienkie warstewki iłów zielonych i czerwonych eocenu, a głównie łupki menilitowe z rogowcami, a niżej warstwy krośnieńskie, co oznacza, że warstwy fliszu są tutaj rozwleczone i rozciągnięte. Pod nimi (do głęb. 860 m) leży parautochtoniczny i autochtoniczny torton.

W odległości niespełna 0,5 km na północ od otworu Łapczyca 1, profil wiercenia MŁ-4 ustala strome podnoszenie się fliszu niższej dygitacji w południowym skrzydle rozerwanego siodła Uzborni-Łapczycy. Wiercenie MŁ-3 natomiast, odległe o 0,2 km od ostatniego, wyznacza szerokość rozerwania siodła, którego północne skrzydło należy już do łęku Moszczenicy, szczegółowo skartowanego w tym profilu na powierzchni.

Obraz tektoniki warstw obu dygitacji w podłużnej depresji przed siodłem Uzborni-Łapczycy uściślają dane z wiercenia Gierczyce 1, leżącego w odległości 1,3 do 1,5 km na zachód od głębokich wierceń w Łapczycy (fig. 7 i 16). Otwór ten do głęb. 398 m przebija wyższą dygitację, mianowicie szczyt obalonego wewnętrznego siodła Gierzyce (w przedłużeniu siodła Kamionki ze wschodniej elewacji) i jego północne skrzydło. W profilu występują kolejno: środkowa warstwa spągowych iłów marglistych tortonu, warstwa z toceńcami fliszowymi, piaskowiec podsolny, spągowa warstwa z toceńcami fliszowymi, w samym szczycie obalonego siodła, a następnie w łęku odwodowym północnym — powtórnie piaskowiec podsolny, warstwa z toceńcami fliszowymi, powtórnie środkowa warstwa spągowych iłów marglistych, ale tu już w osi łęku, następnie warstwa z pteropodami, środkowa warstwa iłów marglistych, warstwa spągowa z toceńcami fliszowymi i wreszcie flisz czołowego sfałdowania wyższej dygitacji w postaci iłów brunatnych, czerwonych i zielonych, margli białych i żółtawych oraz wapieni Łapczycy.

Pod wyższą dygitacją występują (do głęb. 402 m) spągowe iły margliste tortonu niższej dygitacji, a następnie złuskowany flisz niższej dygitacji jako zielone i czerwone oraz brunatne iły i margle eocenu (do głęb. 415 m) w pierwszej łusce. Pod nią (do głęb. 422 m) występują iły, gipsy i anhydryty serii solnej wyższej łuski warstw parautochtonicznych tortonu. Do głębokości 426 m występuje następna łuska fliszowa niższej dygitacji, leżąca na parautochtonicznych warstwach Bodzanowa (do głęb. 465 m), a pod nią (do głęb. 480 m) jeszcze dalsza łuska fliszowa, leżąca w spągu nasunięcia bocheńskiego, a na parautochtonicznych warstwach tortonu przewierconych do głęb. 735 m.

Także w tym profilu wyższa dygitacja jednostki bocheńskiej, z grubą warstwą fliszu czołowego sfałdowania dygitacji, okrytego spągowymi iłami marglistymi tortonu, jest wyraźnie oddzielona, powtórnym występowaniem spągowych iłów marglistych tortonu, od cienkiej warstwy fliszu dolnej dygitacji.

Taki układ warstw powtarza się w odległości 1,5 do 1,8 km na zachód od otworu Gierczyce 1 (fig. 7 i 14) w wierceniu S-1, gdzie do głęb. 49 m napotkano najpierw warstwy łęku Ostrej Góry w obrębie sfałdowań wyższej dygitacji, reprezentowane przez czerwone i zielone iły mastrychtu, piaskowce istebniańskie paleocenu, spągowe iły margliste tortonu, piaskowce podsolne osiowej części łęku, widoczne także na powierzchni w odległości 0,5 km, w Siedlcu, na północ od Ostrej Góry. W skrzydle leżącym w profilu otworu występują spągowe iły margliste tortonu, leżące na fliszowych piaskowcach istebniańskich i czerwonych iłach mastrychtu. Do głębokości 57 m stwierdzono warstwy niższej dygitacji jednostki, które reprezentowane są przez spągowe iły margliste tortonu, czerwone iły eocenu oraz iły i piaskowce istebniańskie, widoczne także na powierzchni w odległości 0,6 km na stokach wzgórza wschodniej części Siedlca. W profilu otworu leżą one na parautochtonicznym tortonie przedkarpackim, tj. gipsach serii solnej (do głęb. 64 m) i iłach Bodzanowa (do głęb. 120 m).

W wierceniu *S-IV* ten zgnieciony łęk zaznacza się do głębokości 35 m następującą kolejnością warstw. W skrzydle przewróconym występują czerwone iły mastrychtu i czarno-szare iły istebniańskie, obalone na spągowe iły margliste tortonu, przebijające się przez nie w formie łusek na głęb. 6—10 m, 11—20 m i 22—25 m oraz podścielające je na głęb. 33—35 m.

Dolna dygitacja jest rozerwana przez złuskowanie. W górnej łusce do głęb. 41 m występują spągowe iły margliste tortonu leżące do głęb. 50 m na parautochtonicznych iłach i gipsach serii solnej. W dolnej łusce natomiast są to czerwone i zielone iły oraz piaskowce fliszu spągu dolnej dygitacji sięgające do głęb. 51 m. Wychodzą one na powierzchnię w odległości 0,3 km we wschodniej części Siedlca. W profilu otworu przykrywają one gipsy parautochtonicznych warstw tortonu (na głęb. 51—53 m, 57—62 m, 67—72 m i 74—85 m) oraz iły Bodzanowa do końcowej głębokości otworu 191 m.

W odległości 2,7 km na wschód od wiercenia w Łapczycy, profil otworu Kolanów 1 potwierdza podobny układ warstw wyższej i niższej dygitacji jednostki bocheńskiej, jak w Łapczycy. Występuje tu jeszcze przykrycie nasunięciem śląskim i podścielenie warstw niższej dygitacji oderwanym skrzydłem północnym czołowego sfałdowania, tutaj obalonym i przewróconym (fig. 17).

Piaskowce istebniańskie jednostki śląskiej sięgają do głębokości 90 m. Warstwy obalonego i zgniecionego eocenu siodła Kolanowa-Podlesia wyższej dygitacji jednostki bocheńskiej, wykształcone jako zielono-szare iły wapniste z wtrąceniami iłów czerwonych i brunatno-czarnych, z wstęgami drobnoziarnistych piaskowców i twardych jasnobrunatnych margli, przykrywają w interwale 145—160 m łupki menilitowe leżące, zgniecionego łęku. Głębiej (do głęb. 175 m) leżą iły eocenu i margle oraz wapienie łapczyckie — koniaku-santonu, budujące ostatnie czołowe sfałdowanie wyższej dygitacji (do głęb. 190 m).

W niższej dygitacji występują do głębokości 210 m dolnotortońskie drobnoziarniste, mikowe i średnioziarniste, kruche piaskowce podsolne oraz szare i ciemnoszare iły, częściowo mikowe, zawierające okruchy fliszu karpackiego, leżące na utworach fliszowych, a mianowicie: łupkach menilitowych z okruchami skał zielonych, z wkładkami glaukonitycznych piaskowców i twardych jasnobrunatnych margli (do głęb. 245 m), budujących jądro siodła Kolanowa-Zbójeckiej, oraz zielone iły górnego eocenu, najpierw wapniste, brunatno wstęgowane, a następnie bezwapienne, z częstymi wkładkami iłów czerwonych (do głęb. 260 m) skrzydła siodła Uzborni.

Te warstwy podcięte są dyslokacją (powierzchnią nasunięcia), pod którą występują już (do głęb. 600 m) warstwy krośnieńskie obalonego i przewróconego, północnego skrzydła siodła Bochni, wykształcone jako szare iłowce z wkładkami zbitych, wapnistych, mikowych piaskowców, czasem glaukonitycznych lub zawierających okruchy skał zielonych (podobnie jak i iłowce). Nachylenie warstw wynosi od kilkunastu do 45°, wyjątkowo 50—60°.

Obalone skrzydło leży na utworach tortonu autochtonicznego występującego do głębokości 1059 m.

W odległości 0,5 km na północ od otworu Kolanów 1, profil wiercenia *ME-12* określa położenie siodła Uzborni. Po spągowych iłach marglistych szczytu obalonego siodła Kolanowa-Zbójeckiej i gipsach południowego skrzydła tego siodła występują warstwy chodeniackie południowego skrzydła siodła Uzborni, gipsy serii solnej, spągowe iły margliste (do głęb. 148 m) oraz utwory fliszowe jądra siodła do głębokości 455 m.

Daleko więcej danych dla szczegółowej tektoniki wewnętrznej dolnej dygitacji jednostki bocheńskiej dostarcza profil wiercenia Bochnia 5, usytuowany 0,45 km na wschód od otworu Kolanów 1 (fig. 8 i 17).

Po przebicciu południowego łęku odwodowego, obalonego szczytu siodła Kola-

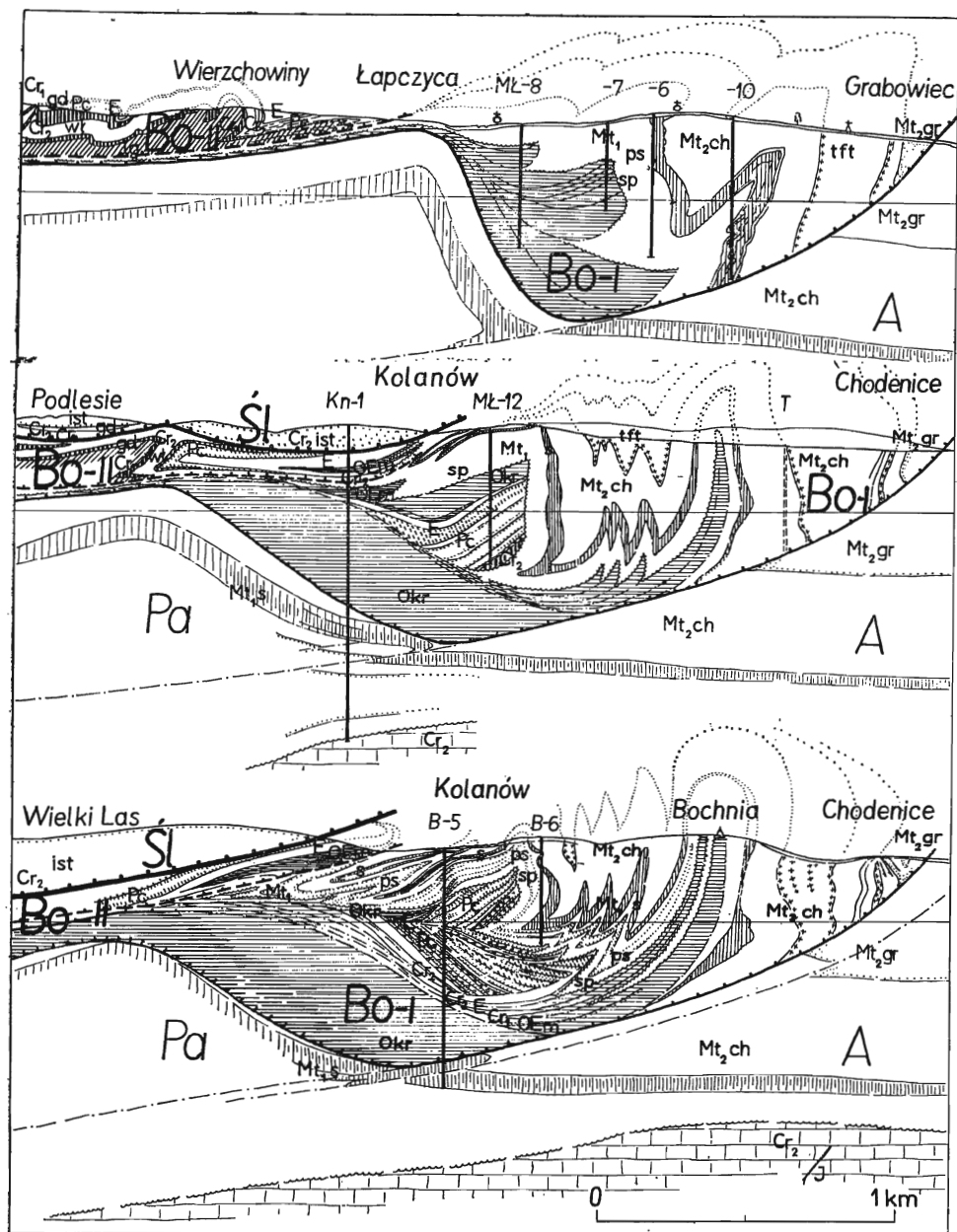


Fig. 17

Przekroje geologiczne przez siodła Bochni, Uzborni i Zbójcekiej w Łapczycy i Kolanowie

Oznaczenia jak przy fig. 2, 4, 13, 14 i 20

Geological cross-sections through Bochnia, Uzborna and Zbójceka anticlines at Łapczyca and Kolanów

Designations as in Figs 2, 4, 13, 14 and 20

nowa-Zbójeckiej i ścienionego łęku północnego, wiercenie wchodzi w południowe skrzydło siodła Uzborni, odsłaniając (na głęb. 43—46 m) gipsy serii solnej. Spągowe ility margliste z dwiema cienkimi ławicami tufitów, piaskowcami podsolnymi i ułamkami skał karpackich występują do głębokości 171 m, a poniżej warstwy krośnieńskie, czerwone i zielone ility eocenu środkowego, czarno-szare ility istebniańskie z pierwszymi ławicami drobno- i gruboziarnistych piaskowców oraz z twardymi marglami jądra siodła Uzborni (do głęb. 263 m), podciętego powierzchnią nasunięcia. Północne skrzydło tego siodła wyznacza, odległe o 0,3 km na północ od otworu Bochnia 5, wiercenie B-6.

Poniżej występują, podcinane dalszymi powierzchniami nasunięć, warstwy tworzące jądra kolejnych złuskowań w obrębie łęku między siodłem Uzborni a Bochni. Są to: spąg piaskowcowej serii istebniańskiej oraz czerwone i zielone ility z fukoidami podcięte drugą powierzchnią dyslokacyjną na głębokości 278 m, następnie dolna część piaskowcowej serii istebniańskiej z charakterystycznymi żwirkami w ility spągowych (do głęb. 419 m) i z czerwonymi oraz zielonymi paleoceno-kredowymi ility, z wkładkami zielono-brunatnych twardych margli i wapnistych glaukonitycznych piaskowców, podcięte trzecią powierzchnią dyslokacyjną na głębokości 464 m. Niżej występują zielone i czerwone ility środkowego i górnego eocenu z warstewkami wapnistych piaskowców, z radiolarytami i cienkimi wkładkami wapieni, a także wapień (do głęb. 493 m) i bitumiczne łupki menilitowe dolnego skrzydła obalonego ku północy wewnętrznego sfałdowania Bochni, podcięte czwartą powierzchnią dyslokacyjną na głębokości 497 m. Pod nimi napotkano czarne i zielone bezwapienie ility, potem ility czarno-szare margliste oraz zielono-białe wapień Łapczycy i czarno-szare ility paleocenu, podcięte piątą powierzchnią dyslokacyjną na głębokości 512 m, wreszcie wapień cenomanu podcięte szóstą powierzchnią dyslokacyjną na głębokości 515 m.

Pod tymi łuskami fliszowymi jądra siodła Bochni występują, podobnie jak w profilu otworu Kolanów 1, ility i piaskowce warstw krośnieńskich (do głęb. 716 m), zapadające początkowo przeważnie pod kątem 20—30°, a potem do 45°. Tworzą one obalone, dolne skrzydło czołowego sfałdowania niższej dygitecji jednostki bocheńskiej, które leży na serii solnej miocenu autochtonicznego (do głębokości 805 m).

W obrębie elewacji Dołuszyc, w odległości 1,8 km na południowy wschód od otworu Bochnia 5, wiercenie Dołuszyc 1 przebija warstwy krośnieńskie i łupki menilitowe siodła Kurowa i Dubielic, czołowych sfałdowań wyższej dygitecji (do głęb. 205 m), ility tortonu niższej dygitecji (do głęb. 240 m), warstwy krośnieńskie jądra siodła Zbójeckiej (do głęb. 605 m) i flisz zredukowanego siodła Uzborni (do głęb. 765 m), wchodząc następnie w warstwy przedkarpackiego tortonu i w podłoże (fig. 18).

Tym samym uzupełnia ono obraz tektoniki uzyskany już w tym profilu przez wiercenia Bochnia 3 i 4, zaprojektowane przez autora w obrębie Uzborni. Otwory te stwierdziły przewidywane występowanie tylko jednego poziomu gipsowo-solnego w profilu tortonu oraz udowodniły, że utwory tortonu leżą na większej jednostce fliszowej, posiadającej poza fałdem Bochni także fliszowy fałd Uzborni (Olewicz 1952a, b). Poprawkę w przekroju stratygraficznym tortonu uznał Poborski (1952), ale pominał fakt występowania w profilu otworu Bochnia 3 utworów fliszu pod tortonem, co potwierdzone zostało badaniami mikrofaunistycznymi (Olewicz 1952b, 1961, 1968).

W profilu otworu Bochnia 3 przewiercone zostały najpierw gipsy obalonego północnego skrzydła siodła Zbójeckiej, a następnie dolna część warstw chodenickich płytkiego łęku między siodłem Zbójeckiej a Uzborni. Na płytkość łęku wskazują upady nie przekraczające 5°. Zwiększają się one od 15 do 30° dopiero poniżej poziomu solnego występującego w interwale 95—168 m, w piaskowcach podsolnych (stwierdzonych do głębokości 296 m) południowego skrzydła siodła Uzborni, a w utworach fliszowych dochodzą do 38°.

Otwór Bochnia 4 potwierdził występowanie regularnego północnego skrzydła siodła biegnącego równoległe do fałdu Bochni. Skrzydło zapada stromo do głębokość 165 m. Powtarzają się w profilu gipsy i anhydryty serii solnej oraz warstwy chodenickie, z upadami 60—90°. Następnie skrzydło najpierw odgina się ku północy (do głęb. 238 m występują w serii solnej upady 40—60°), a potem podwija się (w piaskowcach podsolnych upady maleją z 50 do 28°).

Tektonika wewnętrzna siodła Bochni została dokładnie zbadana w dwu przekrojach. W przekroju zachodnim (fig. 9 i 18), odsuniętym 0,5 km na zachód od otworu Bochnia 4, występują w profilu otworu Bochnia 1 chodenickie ilowce górnego tortonu z wkładkami twardej margli, nakrywające i podścielające ściśnięty i obalony łęk, wyrażony powtarzaniem się ławicy tufitów na głęb. 19—20 i 23—25 m. Pod tymi warstwami występują (na głęb. 89—168 m) gipsy serii solnej południowego skrzydła

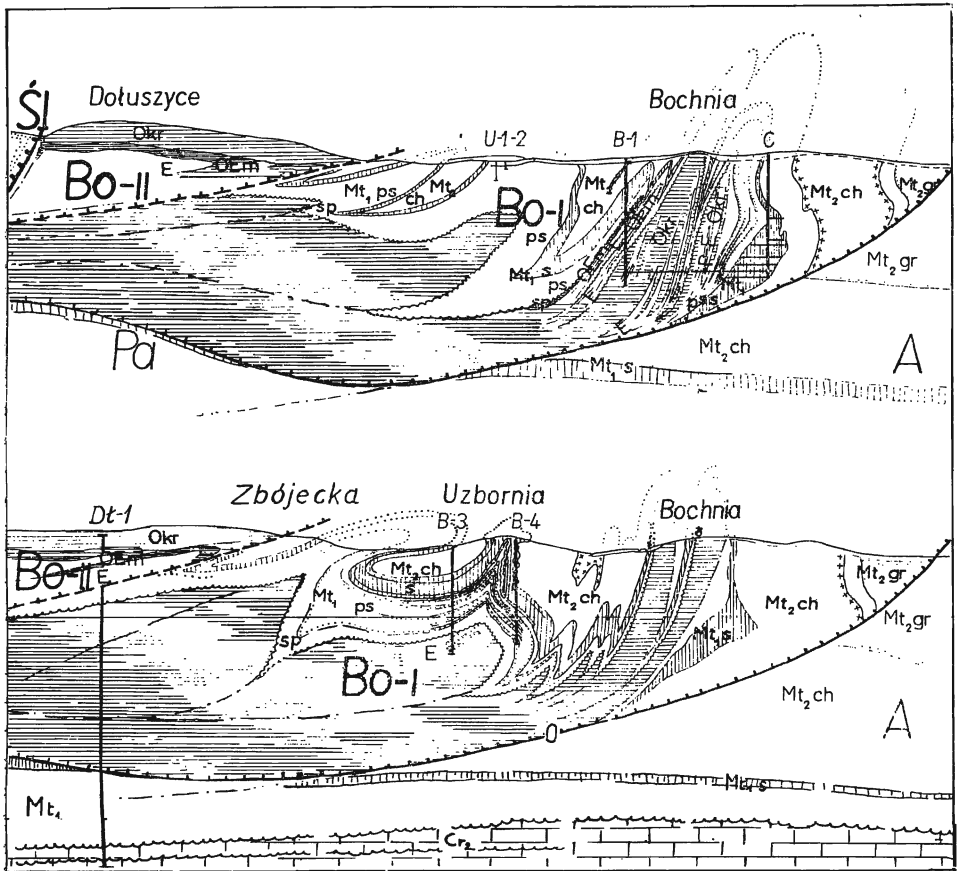


Fig. 18

Przekroje geologiczne przez Bochnię, Uzbornię, Zbójcecką i Dołuszyce

Oznaczenia jak przy fig. 2, 4, 13, 14 i 20

Geological cross-sections through Bochnia, Uzbornia, Zbójcecka and Dołuszyce

Designations as in Figs 2, 4, 13, 14 and 20

siodła Bochni, a poniżej (do głęb. 187 m) spągowe iły margliste tortonu. Utwory fliaszowe, wykształcone w postaci iłowców warstw krośnieńskich, łupków menilitowych z rogowcami oraz zielonych i czerwonych iłów eocenu górnego nawiercono w tym profilu do głęb. 230 m. Jest to pierwsza łuska tego siodła. Pod nią napotkano do głębokości 293 m następną łuskę — reprezentowaną przez spągowe iły margliste i mikowe piaskowce podsolne tortonu, warstwy krośnieńskie, z wciśniętym strzępem łupków menilitowych, prześladowane łupki menilitowe z rogowcami i marglami przyrogowcowymi oraz zielone i czerwone iły jądra wtórnego fałdu. Poniżej (do głęb. 294 m) występują warstwy krośnieńskie północnego skrzydła wtórnego fałdu. Pod tym zafałdowaniem, w bardziej środkowej łusce siodła Bochni, występują ponownie spągowe iły margliste i mikowe piaskowce podsolne tortonu (do głęb. 311 m), a następnie (do głęb. 415 m) — stromo zapadające ( $48-85^\circ$ ) iłowce i piaskowce warstw krośnieńskich.

Od tego miejsca układ warstw jest także badany wierceniem poziomym Caballini 2 i samą poprzeczną Caballini w poziomie —139 m. Warstwy krośnieńskie przewiercane otworem Bochnia 1 na głębokości od 380 do 415 m zapadały pod kątem  $48-85^\circ$ , a w wierceniu poziomym bardziej na północ — są prześladowane. Pojawia się tu bowiem wąskie pasemko wkliniowanych iłów czerwonych między 379 a 380 metrem<sup>1</sup> profilu, a między 345 i 358 metrem występuje pasmo eocenich zielonych i czerwonych oraz czarnych iłów. Są to dwa sprasowane i złuskowane drugorzędne siodła wśród warstw krośnieńskich, które podnoszą się aż do powierzchni (gdzie zostały nawiercone płytkim otworem sondującym „1/53” na głęb. 12—62 m). W dalszym ciągu poziomego wiercenia występuje ściśnięta, zgnieciona, stroma synklina warstw krośnieńskich zapadających pod kątem do  $78^\circ$  (między 287 a 303 m). Jej skrzydła — południowe i północne — przylegają do zachowanych w jądrach, białych wapnistych piaskowców, występujących między czarnymi, przeważnie bezwapniowymi iłowcami. W jądrze południowego złuskania napotkano tylko cienkie wkładki iłów czerwonych, natomiast w jądrze sfałdowania północnego iły zielone i czerwone, bezwapienne, występują na dłuższym odcinku, aż do spągu łuski nasuniętej na łęk (między 269 a 275 m) wypełniony druzgotem szarych iłowców mikowych, iłowców czerwonych, piaskowców i solą. Jest to szczelina otwierająca się ku górze i rozszczepiająca fliaszowe jądro fałdu (sprawdzona na powierzchni otworem „3/53”, nawiercającym iły tortonu, na głęb. 9—29 m, a następnie gipsy serii solnej wypełniającej łęk). Za tym łękiem, do 221 metra profilu poziomego, występują zgniecione, czarne, bezwapienne iłowce i rzadziej iłowce czerwone oraz zielone, budujące najbardziej wydzwignięty element fliaszowego jądra siodła Bochni. Między 221 i 226 metrem odsłaniają się natomiast szare iły margliste tortonu, które wypełniają większą szczelinę. Flisz występujący na północ od tej szczeliny i sięgający do 198 m profilu jest silnie zbrekcjonowany, przy czym wykazuje zarys dna wtórnie sfałdowanej synkliny. Otoczone czerwonymi i zielonymi iłowcami oraz piaskowcami — występują tu (od 204 do 205 i od 206 do 210 m) sprasowane łęki wypełnione zgniecionymi i zmylonityzowanymi iłowcami warstw krośnieńskich.

Do fliaszowego jądra przylegają od północy piaskowce podsolne dolnego tortonu (do 198—149 m profilu) zgniecione i porozrywane w pobliżu kontaktu z fliaszowym jądrem fałdu, w pewnym oddaleniu od niego już niezaburzone, ułożone w ławice przewarstwione szarymi iłami dolnego tortonu, zawierającymi wstęgi wtórnie osadzonych, rozmytych iłów karpackiego fliszu. Między 149 a 120 metrem profilu występują iły margliste tortonu już bez piaskowców, podścielające serię solną Bochni stwierdzoną od 120 do 0 m profilu.

<sup>1</sup> Długość wiercenia poziomego jest liczona wraz z długością poprzeczni Caballini od północy, od szybu Campi.

Zarys układu warstw tej serii w północnym skrzydle siodła daje już profil szybu Campi (Poborski 1952).

W przekroju wschodnim, w odległości 1,7 km od szybu Campi, wiercenie Bochnia 2, usytuowane między Wójtowstwem a Podedworzem (fig. 9 i 19), stwierdza występowanie dalszych łusek fliszowych w północnym skrzydle siodła Wójtowstwa. Pojawiają się one (na głęb. 37—38 m i 55—57 m) jako czarne, czerwone i zielone iłowce okryte spągowymi iłami tortonu z okruchami i toczęncami skał karpackich i z mikowymi piaskowcami podsolnymi (do głęb. 36 m i na głęb. 47—50 m). Warstwy są stromo ustawione lub nawet pionowe. Od głębokości 65 do 170 m występują iłowce czerwone oraz łupki zielone, czarno wstęgowane, warstw łgockich, a po łuku wypełnionym spągowymi utworami tortonu oraz czerwonymi i zielonymi iłami pojawiają się także głębsze poziomy warstw dolnej kredy — czarne łupki i stromo ustawione (80°) piaskowce drobno- i gruboziarniste, zlepieńcowate, kolejnej większej łuski fliszowej. Na głębokości 195—227 m występują zielone ily eocenu i łupki menilitowe dalszej łuski fliszowej. Wzajemne ułożenie warstw z upadami 75—80° wykazuje istnienie zgniecionej synkliny. Następną łuska fliszowa występuje na głęb. 240—243 m. Po niej (do głęb. 290 m) łęk wypełniają spągowe ily i piaskowce dolnego tortonu z upadem 75°. Dalsze fliszowe łuski występują na głębokości 308—334 m i 338—365 m, przedzielone utworami dolnego tortonu. Minąwszy łuski fliszowe przechylonego skrzydła siodła, otwór wchodzi na głębokości 387—405 m w warstwy z anhydrytem i solą, wypełniające najgłębszą część stromego łuku (upady 45—60°).

W tym samym łuku warstwy poziomu solnego zostały stwierdzone przez Haucha (1851) w wyrobisku poziomym w poziomie 142 m, w odległości 249,5—254 m (fig. 19) od południowego odciosu podłużni poziomu Danielowiec (czyli 828—840 stóp od północnego przodka poprzeczni Baum według pomiaru Haucha, 1851).

To samo wyrobisko wyznacza położenie fliszowej łuski południowej siodła Bochni między 224 i 221 metrem profilu, gdzie Hauch (1851) zanotował występowanie czerwonych iłów. Dalej na północ występuje jeszcze dość szeroki łęk wypełniony spągowymi iłami marglistymi tortonu (do 185 m profilu). ily leżą na południowym skrzydle fliszowego jądra siodła Bochni, którego warstwy zapadają tu na południe. Są to zielone, brunatno wstęgowane, łupki warstw łgockich, nasuwające się na czerwone, dwukrotnie sfałdowane, iłowce cenomanu-turonu przylegające z kolei do czarnych łupków dolnokredowych zawierających ławice piaskowców zwrócone spągami ku północy, ułożone pionowo, lub nawet przechylone na południe (upady 85° i 80°). Te warstwy dochodzą aż do powierzchni, gdzie widział je już Bukowski (1932), ale uważał za resztki płyt fliszu nasuniętego na utwory miocenu.

Na dalszym odcinku wyrobiska, między 150 a 130 metrem, występuje synkliną wypełniona warstwami krośnieńskimi z wklonowanymi w szczycie lokalnego sfałdowania iłami czarnymi, czerwonymi i zielonymi (między 146 a 145 m). Warstwy są przechylone na południe. W dalszym ciągu odsłonięcia (na odcinku 130—55 m profilu) występują liczne przefałdowania i złuskowania jądra fałdu. Większą łuskę warstw dolnej kredy, rozbity wciśniętymi iłami czerwonymi, można wydzielić na odcinku między 130—121 m profilu. Siega ona także do powierzchni, gdzie dostępne są jej odsłonięcia. W dalszym ciągu (od 121 do 119 m profilu) występuje łęk wypełniony zielonymi i czerwonymi iłowcami. Na powierzchni ukazują się nad nim rogowce warstw menilitowych otoczone iłami miocenu. Dalsze odgałęzienie łuku wódka się pomiędzy warstwy dolnej kredy (między 111 a 110 m), oddzielając wtórne siodło od łuski czarnych iłów z piaskowcami (także dochodzącej do powierzchni). Drugi łęk zdaje się występować w odległości 100 m od początku chodnika, ale jest niewidoczny spoza obudowy, jednak Hauch (1851) znaczy tu występowanie czerwonych iłów. Dalej (do 89 m profilu) zarysowuje się sprasowane, wąskie i strome



siodło warstw dolnej kredy oddzielone od następnego, jeszcze wyraźniej zarysowanego, łękami zbudowanymi z zielonych iłów (89—80 m profilu). Jeszcze raz występuje wyraźny łęk z łupkami zielonymi i czerwonymi (między 70 a 65 m) i ostatnia łuska dolnokredowa (do 55 m profilu). Wśród następujących teraz spągowych iłów tortonu,

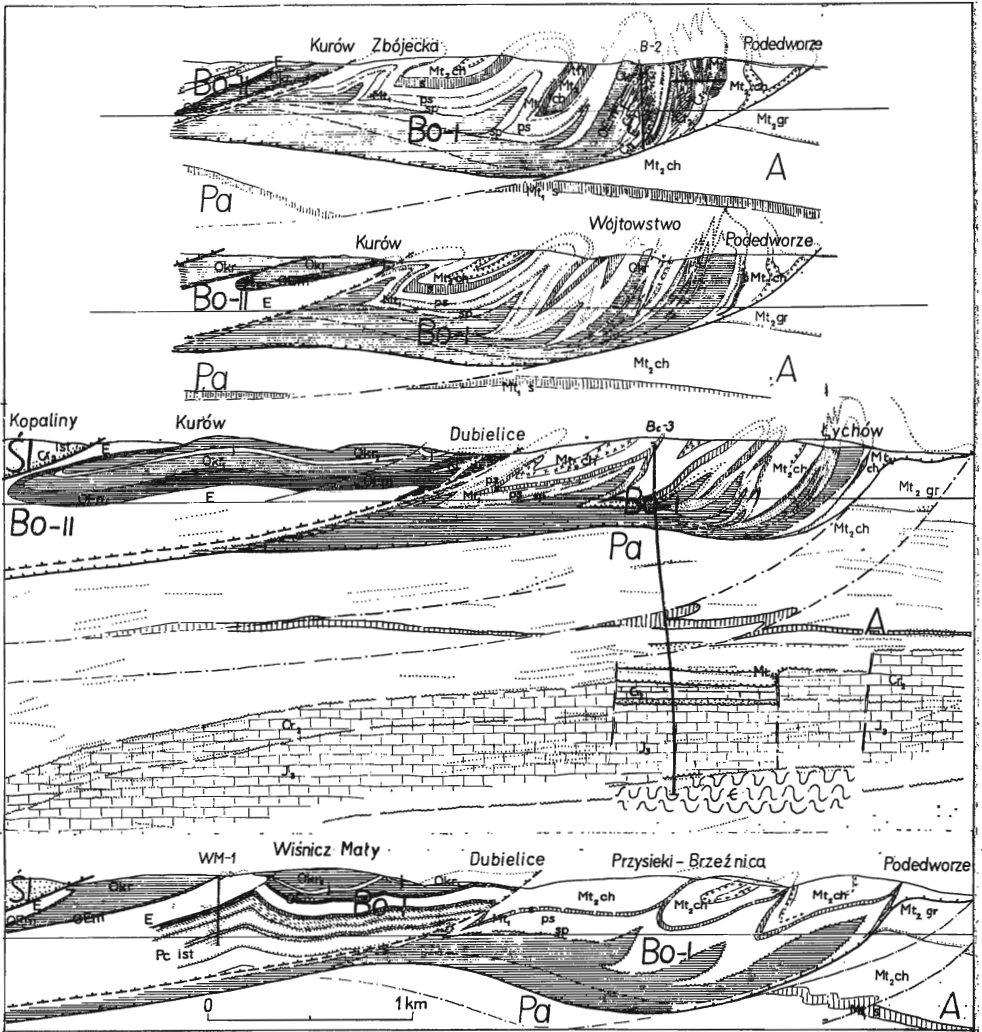


Fig. 19

Przekrój geologiczny przez Bochnię-Wójtowstwo-Lychów oraz przez elewację Wiśnicza Małego

Oznaczenia jak przy fig. 2, 4, 13, 14 i 20

Geological cross-section through Bochnia-Wójtowstwo-Lychów and the Wiśnicz Mały elevation

Designations as in Figs 2, 4, 13, 14 and 20

północnego skrzydła siodła, występują sfałdowane wstęgi rozmytych iłów fliszowych, powtórnie osadzonych. W dalszej części profilu występuje już seria solna północnego skrzydła siodła.

Opisany profil poziomy jest bardziej złożony i wykazuje znacznie więcej złuskowań w fliszowym jądrze fałdu Bochni niż profil Caballini, ale także podważa tezę Skoczylas-Ciszewskiej (1952) o bezładności występowania utworów fliszu jednostki śląskiej, ulegających zatapianiu w utworach tortonu przedkarpackiego.

Seria solna północnego skrzydła siodła Bochni jest dostępna dla obserwacji na odcinku 3,8 km objętym wyrobiskami górniczymi bocheńskiej żupy solnej. Jej tektonikę wyczerpująco przedstawia Poborski (1952). Natomiast dla poznania tektoniki północnego skrzydła w warstwach fliszu ważne są także i krótsze odsłonięcia w poprzeczniach skierowanych na południe. Tak więc zwraca uwagę występowanie — przy szybie Floris, w poz. +106 m, czerwonych i zielonych iłowców eocenu; w chodniku Ochman, w poz. +37 m, brunatno-czarnych łupków, piaskowców i rogowców warstw menilitowych; w nadszybiu obok komory Mazurkiewicz, w poz. —99 m, warstw krośnieńskich, a nie utworów spągowych iłów miocennych, jak to przyjmuje Poborski (1952). W północnym skrzydle występują, tak jak i w południowym, młodsze utwory niż w części środkowej jądra fliszowego, a zatem siodło Bochni rozwinęło się z normalnego sfałdowania warstw fliszu, skomplikowanego następnie złuskowaniem warstw wewnątrz jądra siodła.

Profile dalej na wschód usytuowanych wierceń Brzeźnica 3 (fig. 19) i Brzeźnica 2 (fig. 20) ustalają (na głęb. 425 i 426 m) występowanie spągu warstw fliszu pod siodłami Wójtostwa i Uzborni, a profil wiercenia Brzeźnica 1 ustala występowanie fliszu w jądrze czołowego sfałdowania niższej dygitacji jednostki na głębokości 355—469 m, co wskazuje na cieniowanie płaszcza nasunięcia ku wschodowi i na wygładzanie się powierzchni spągu nasunięcia.

Natomiast przechylenie się sfałdowań Zbójeckiej, Uzborni i Bochni niższej dygitacji i spływanie ich na północ ponad obalonym skrzydłem czołowego sfałdowania, stwierdzone w Kolanowie (fig. 17), staje się coraz intensywniejsze ku zachodowi, między Kolanowem a Łapczycą. Tu w warstwach parautochtonicznych tortonu potęgował się rozwój sfałdowania będącego wschodnim przedłużeniem siodła Suchoraby. To sfałdowanie warstw pod nasunięciem podnosiło warstwy dolnej dygitacji jednostki bocheńskiej i obalało jej siodła na północ. Potwierdzają to profile wierceń MŁ-9 i Łapczyca I (fig. 8). W pierwszym — pod gipsami serii solnej i spągowymi iłami marglistymi tortonu, wiercenie do głęb. 446 m nie przebiło warstw fliszu. Drugie natomiast, odległe od pierwszego o 0,43 km, przewierca do głęb. 464 m tylko utwory tortonu, reprezentowane przez gipsy serii solnej południowego skrzydła, spągowe ily tortonu jądra siodła oraz utwory solne i nadsolne warstwy chodenickie strome i w głębi podwiniętego skrzydła północnego.

Analogiczny układ warstw, zdaniem autora, występuje w profilach wierceń MŁ-8, MŁ-7, MŁ-6 i MŁ-10 (fig. 17).

Wiercenia wysunięte dalej na zachód nie kontrolują już czołowego sfałdowania warstw nasunięcia bocheńskiego, a tylko oś łąku Grodziska-Moszczenicy i południowe skrzydło.

Wiercenie M-VIII (fig. 7 i 15), zlokalizowane dokładnie w osi łąku Moszczenicy, ustala głębokość spągu nasunięcia na 288 m, przewiercając (do głęb. 279 m) warstwy chodenickie z tufitami i (do głęb. 288 m) gipsy serii solnej, pod którymi wystąpiły już parautochtoniczne warstwy chodenickie tortonu przedkarpackiego. Flisz i spągowe ily margliste tortonu są tu już ścięte w spągu nasunięcia.

W wierceniu MŁ-1, oddalonym o 0,27 km na południe od otworu M-VIII, gipsy serii solnej południowego skrzydła łąku są (do głęb. 124 m) ustawione prawie pionowo.

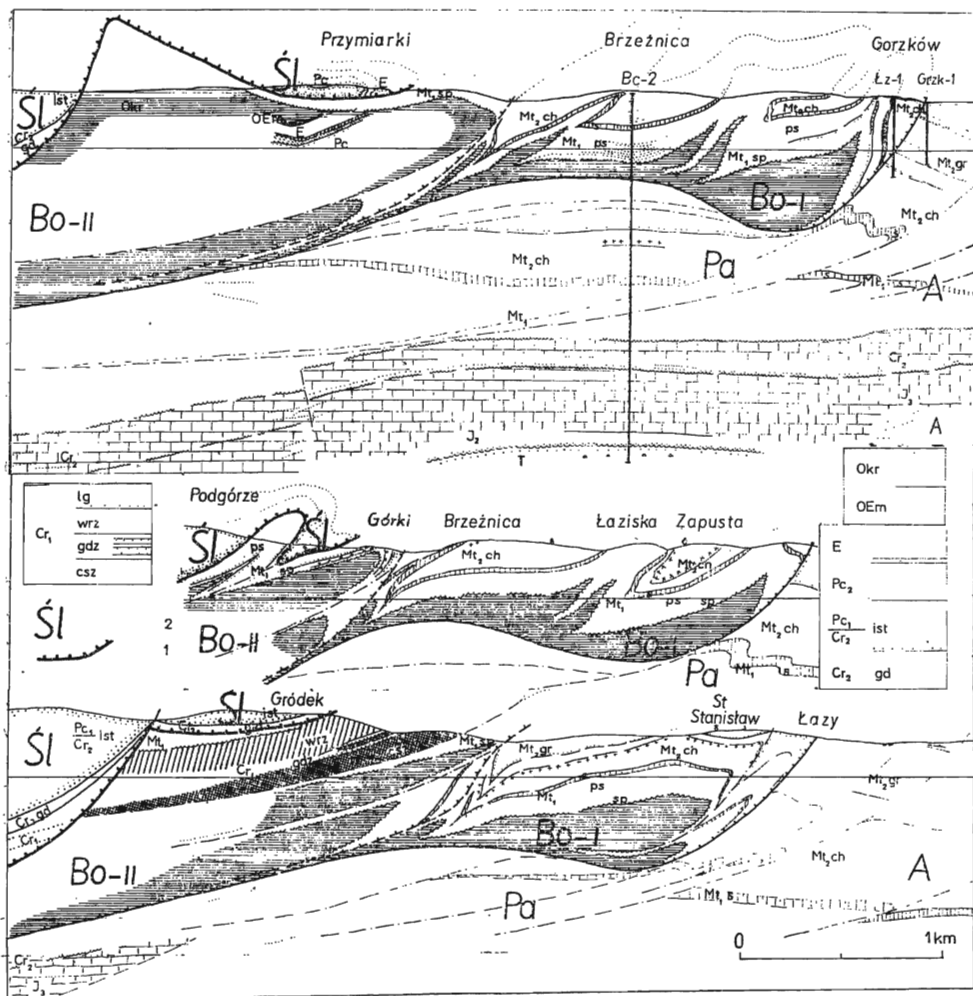


Fig. 20

Przekroje geologiczne przez siodła Górki, Podgórze-Przymiarek oraz Gródka, wschodniego skłonu elewacji Wiśnicza Małego

Jednostka śląska: 1 ślad powierzchni spągowej nasunięcia; 2 warstwy nasuniętej jednostki śląskiej;  $\frac{Pc_1}{Cr_2}$  kreda górna — paleocen, piaskowce istebniańskie (ist);  $Pc_2$  paleocen — łupki istebniańskie górne; E eocen — pstre ły i piaskowiec ciężkowicki; A ślady płaszczyzn odbijających skartowanych sejsmicznie. Inne oznaczenia jak przy fig. 2, 4, 5, 13 i 14

Geological cross-sections through the Górki, Podgórze-Przymiarek, and Gródek anticlines in the eastern slope of the Wiśnicz Mały elevation

Silesian unit: 1 trace of the overthrust of the bottom surface of the unit; 2 beds of the overthrust Silesian unit;  $\frac{Pc_1}{Cr_2}$  Upper Cretaceous — Palaeocene, Istebna sandstones (ist);  $Pc_2$  Palaeocene — upper Istebna shales; E Eocene — variegated clays and Ciężkowice sandstone; A traces of reflecting planes mapped seismically. Other designations as in Figs 2, 4, 5, 13 and 14

wo, a pod nimi występuje jeszcze kilkanaście metrów spągowych ilów marglistych tortonu w spągu nasunięcia bocheńskiego. Głębiej występują warstwy chodenickie z tufitami, tworzące północną ścianę diapiru warstw parautochtonicznych tortonu przedkarpackiego.

W podobnej sytuacji geologicznej znajduje się wiercenie *M-12*, w odległości 0,5 km na zachód od otworu *MŁ-1* (fig. 15), które w obalonym na północ skrzydle łęku natrafia na piaskowce podsolne wśród spągowych ilów marglistych tortonu, następnie na stromo ustawione gipsy, które do głęb. 115 m odginają się na północ ku osi łęku.

Jeszcze raz pełny przekrój warstw nasunięcia bocheńskiego uzyskuje wiercenie *M-IX*, odsunięte 0,46 km na północny zachód od otworu *M-12* (fig. 15). Południowe skrzydło łęku Moszczenicy jest już tu obalone na północ. Otwór przewierca do głęb. 80 m warstwy chodenickie obalonego południowego skrzydła, części osiowej łęku (do głęb. 149 m) i skrzydła północnego (do głęb. 268 m), a następnie gipsy serii solnej, ustalając spąg nasunięcia na głęb. 295 m.

W tym samym przekroju, wiercenie *S-5* — usytuowane w odległości 0,26 km na południe od otworu *M-IX* — ustala w spągu warstw nasuniętych występowanie ilów marglistych z piaskowcami podsolnymi i strome ustawienie gipsów serii solnej południowego skrzydła łęku (na głęb. 55—118 m).

Jeszcze dalej na zachód, skrzydło południowe łęku Grodziska jest ścięte od dołu aż do spągu serii solnej, której położenie pod warstwami chodenickimi na głęb. 30—36 m i 72—86 m stwierdzają wiercenia *S-29* i *S-30*, a wiercenie *T-24* na głęb. 12—48 m (fig. 6 i 13).

Tym samym wiercenia potwierdzają tu, ustaloną zdjęciem powierzchniowym, ciągłość tektoniczną nasuniętego łęku Grodziska-Moszczenicy z łękiem pomiędzy siodłami Bochni i Uzborni, w których pod warstwami tortonu zachowały się warstwy fliszu, a więc ciągłość tektoniczną i łączność z nasunięciem bocheńskim, co podważa tezę (Poborski & Skoczylas-Ciszewska 1963) o łączności wspomnianych tu gipsów serii solnej z rzekomą „allochtoniczną” jednostką leżącą pod nasunięciem fliszowym, a na parautochtonicznych warstwach tortonu przedkarpackiego.

#### WNIOSKI O ROZWOJU RUCHÓW TEKTONICZNYCH JEDNOSTKI BOCHEŃSKIEJ

Określony zdjęciem powierzchniowym i wgłębnym, obecny, statyczny obraz tektoniki jednostki, przy uwzględnieniu wniosków, nasuwających się przy rozpatrywaniu stratygrafii (Olewicz 1968) oraz miejsca i sposobu sedymentacji warstw, pozwala nakreślić następujący zarys rozwoju ruchów tej jednostki.

Pierwszym, większego rzędu aktem tektonicznym, któremu podlegały jeszcze w obrębie basenu sedymentacyjnego osady dzisiejszej nasuniętej jednostki bocheńskiej, było odklucie warstw od podłoża, po okresie sedymentacji warstw krośnieńskich oligocenu, i ich przesunięcie w przejściowe położenie, którego najdalej północną granicę określa strefa prawdopodobnego występowania północnej grzędy w podkarpackim podłożu (Olewicz 1968).

Jedyną obserwacją odnoszącą się do tego aktu jest możliwość stwierdzenia, że powierzchnia odkłucia przebiegała poniżej warstw cieczyńskich górnych.

W trakcie przesuwania się płaszczowina była jednolitym płaszczem nie przefalowanym, ale już zaznaczały się w niej pewne zluźnienia i poziome przesunięcia warstw. Utwory paleogenu bowiem przesunęły się dalej na północny zachód niż górnej kredy, a te z kolei prawdopodobnie także dalej w tym samym kierunku niż warstwy kredy dolnej. Świadczy o tym stosunkowo większy udział w partii zachodniej warstw paleogenu we fliszu, zarówno niższej jak i wyższej dygitacji, oraz warstw górnej kredy w tej ostatniej, podczas gdy w części wschodniej dygitacji wyższej występują tylko częściowo utwory kredy górnej, a przeważają kredy dolnej. Osadzające się na fliszu warstwy dolnego tortonu zawierają bowiem w części północno-zachodniej tocznie i ułamki erodowanych warstw krośnieńskich (fig. 7—10 i 16—18), w części środkowej — tocznie czerwonych i zielonych iłów eoceńskich, a jeszcze dalej na południowy wschód — ułamki ciemnych iłów paleocenu, pstrych iłów i margli kredy górnej, oraz okruchy łupków kredy dolnej. Zjawisko to świadczy o pewnym, nieznacznym jeszcze, sfałdowaniu się warstw przesuniętego płaszczu fliszowego.

Po osadzeniu się warstw dolnego tortonu oraz warstw chodenickich i grabowieckich na fliszu dzisiejszej jednostki bocheńskiej, nastąpił drugi akt tektoniczny większego rzędu, a mianowicie zsuniecie się płaszczowiny w zagłębienie w podłożu poza grzędą północną. Zagłębienie to było już wcześniej wypełnione osadami dolnego i górnego tortonu przedkarpacciego, ale pogłębiło się jeszcze w czasie znacznej subsydencji grzędy północnej i w ten sposób umożliwiło zsuniecie się jednostki bocheńskiej ze stoków podnoszącej się równocześnie grzędą południowej.

W trakcie tego nasuwania się jednostki bocheńskiej, uformowało się w jej płaszczu czołowe sfałdowanie, które wraz z całą płaszczowiną doszło do Bochni i tu przy dalszym nacisku od południa uległo obaleniu, a później także przewróceniu.

Równocześnie rozwinęło się rozległe sfałdowanie wewnętrzne płaszczowiny. Osiągnęło ono wielką amplitudę pod wpływem nacisku jednostki śląskiej, która dogania w czasie pierwszej fazy nasuwania się jednostkę bocheńską i spycha ją na północ. To wewnętrzne sfałdowanie w trakcie obalania się na północ zostało przerwane w północnym skrzydle oraz nasunięte na dolną część płaszczu fliszowego pokrytego osadami tortonu i w ten sposób utworzyło wyższą dygitację jednostki (fig. 7—10, 16—19 oraz 20 i 21).

Obie dygitacje mają swoje niezależne sfałdowania i częściowo wspólne przefalowania. Niezależne sfałdowania niższej dygitacji występują na zewnątrz zasięgu dygitacji wyższej, a niezależne tej ostatniej, jako sfałdowania czołowe i odwodowe. Zaznaczają się one przed czołem i częściowo

wo już pod przykryciem w dalszym ciągu nasuwającej się jednostki śląskiej, a także jako wywołane tą samą przyczyną, ale w jeszcze późniejszej fazie, złuszkowania i drobne sfałdowania rozciągniętego płaszczka. Nato-

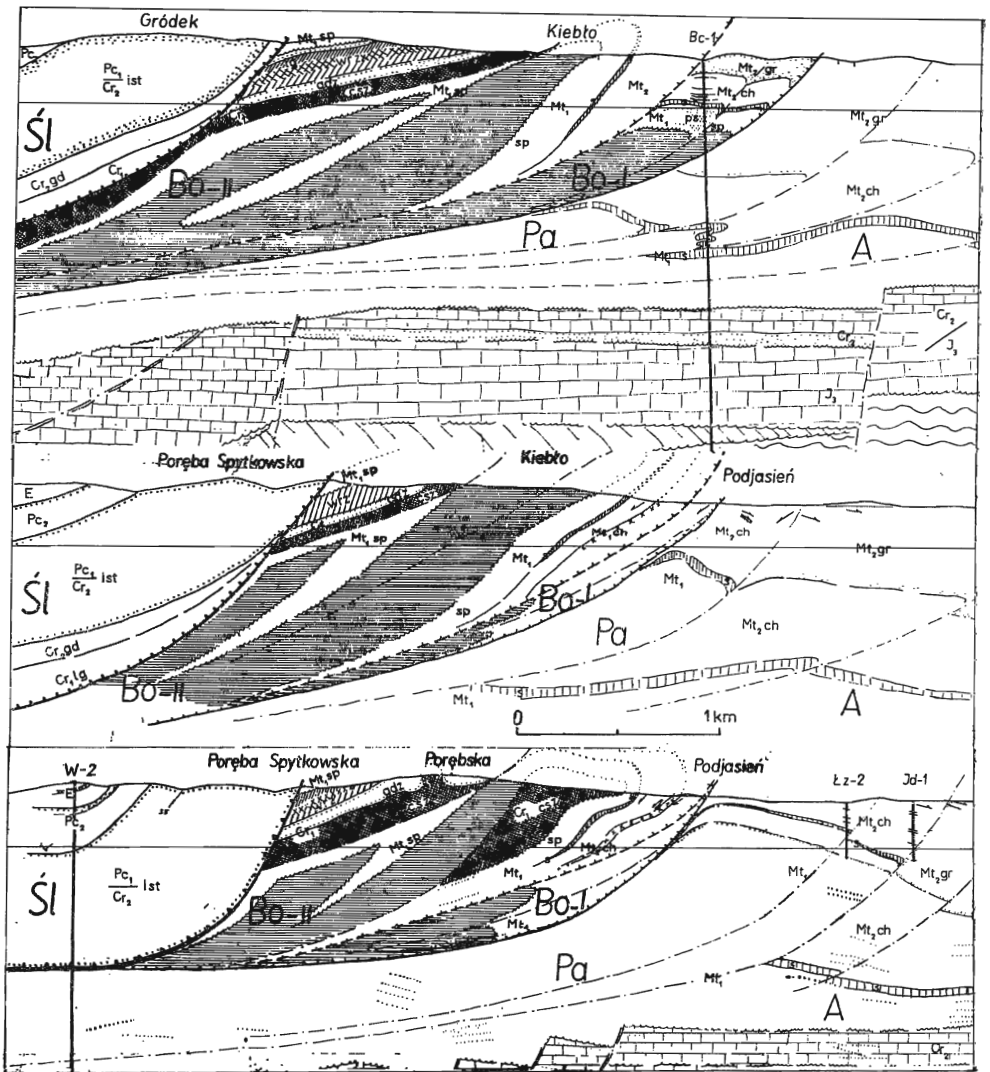


Fig. 21

Przekroje geologiczne przez siodła Kieślów-Podjasień, Górki i Gródek-Porebskiej, między Kieślów a Porebą Spytkowską

Oznaczenia jak przy fig. 2, 4, 5, 13, 14 i 20

Geological cross-sections through the Kieślów-Podjasień, Górki and Gródek-Porebska anticlines between Kieślów and Poreba Spytkowska

Designations as in Figs 2, 4, 5, 13, 14 and 20

miast wspólne przefaldowania obu dygitacji występują w części nasunięcia nakrywającego i obejmującego skłon wypiętrzenia Gdowa i Suchorały w parautochtonicznych warstwach tortonu przedkarpackiego. Występują one w elewacji Czyżyczki i wspólnych czołowych dla niej sfałdowaniach Wierzchowin obu dygitacji (fig. 14—16). Są one wywołane równoczesnym działaniem, na obie dygitacje, drugiej fazy podsuwania się na północ parautochtonicznych warstw tortonu przedkarpackiego.

Podsuwanie się warstw przedłużenia siodła Suchorały, połączone z tworzeniem się niezbyt głęboko zakorzonego diapiru solnego, oddziaływało już tylko na płaszcz niższej dygitacji pozostający poza zasięgiem wyższej, podnosząc go w Kolanowie i rozrywając w Łapczycy.

Te ruchy parautochtonicznych warstw tortonu, przykrytych nasunięciem bocheńskim, zostały z kolei wywołane naciskiem drugiej fazy nasuwania się jednostki śląskiej. W fazie tej obniżenie przed zsuwającą się jednostką śląską musiało stać się rozleglejszym i głębszym, gdyż główne powierzchnie dyslokacyjne sięgają do większych głębokości. Jednostka śląska zaczęła teraz przypierać, zakrzywioną częścią swojej głównej powierzchni nasuwania się, bezpośrednio do pozostałych jeszcze pod nią mięszszych warstw dolnego tortonu przedkarpackiego, nie odciętych przez poprzednio nasuwającą się na tym samym obszarze jednostkę bocheńską.

W części wschodniej, gdzie podłoże tortonu pogłębiało się coraz silniej w czasie ruchów karpaccich, powierzchnie nasuwania się jednostki bocheńskiej ścinały tylko wyższe warstwy tortonu, a mimo to warstwy nasunięte jednostki znalazły się w znacznie większej głębokości niż w części zachodniej. W drugiej fazie nasuwania się jednostki śląskiej, znalazły się one przed zakrzywioną częścią powierzchni nasunięcia poza elewacją Wiśnicza Małego, a na wschód od łęku Kobyla-Podgórze (fig. 5 i 10—12). Tu sfałdowania wyższej dygitacji jednostki bocheńskiej, często nakryte jeszcze płatami nasunięcia jednostki śląskiej, pochodzącymi z pierwszej fazy jej nasuwania się, zostały dźwignięte ku górze, spiętrzone nad sobą w postaci obalonych siodła i zepchnięte w całości na północ, aż do granicy zasięgu niższej dygitacji. Utworzyły one w ten sposób elewacje Gródka-Porębskiej i Podjasienia-Pomianowej (fig. 21 i 22).

Ten rozwój zjawisk tektonicznych nie sprzyja bezpośredniemu zaznaczaniu się w tektonice jednostki bocheńskiej lokalnej morfologii głębokiego podłoża podkarpackiego, a tylko ruchy podłoża współczesne nasuwaniu się i późniejsze od niego odbijają się na ukształtowaniu nasunięcia.

Za wywołane ruchami i pęknięciami poprzecznymi podłoża, współczesnymi nasunięciom, należy uważać powstanie poprzecznej dyslokacji Uzwicy (fig. 12) oraz fleksury Bagna i Trzoni (fig. 6 i 7). Natomiast za wywołane pęknięciami podłużnymi podłoża, późniejszymi od nasunięcia,

a umożliwiającymi zanurzanie się poszczególnych bloków podłoża coraz to intensywniej w kierunku południowym, należy uznać powstanie pierwszego od północy obniżenia podłużnego pod północnym skrzydłem

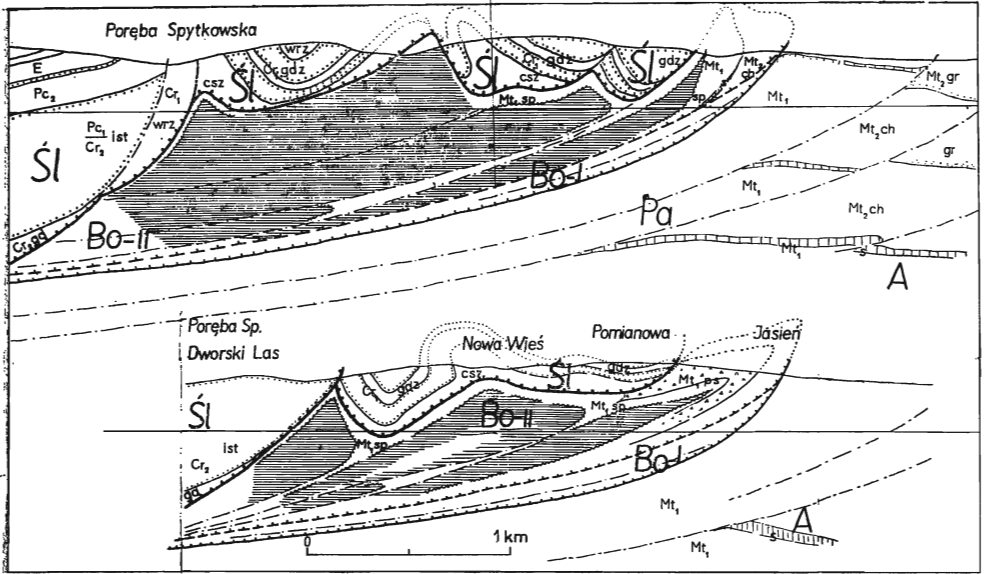


Fig. 22

Przekroje geologiczne przez niekowane płaty Pomianowej — Nowej Wsi i północnej części Poreby Spytkowskiej jednostki śląskiej, nakrywające siodła Kiebia-Podjasienia-Pomianowej, Gródka-Porebskiej i Poreby Spytkowskiej jednostki bocheńskiej

Oznaczenia jak przy fig. 2, 4, 5, 13, 14 i 20

Geological cross-sections through the basinlike patches of Pomianowa — Nowa Wieś and the northern part of Poreba Spytkowska of the Silesian unit, covering the Kiebia-Podjasien-Pomianowa, Gródek-Porebska and Poreba Spytkowska anticlines of the Bochnia unit

Designations as in Figs 2, 4, 5, 13, 14 and 20

siodła Bochni, powodującego utworzenie się niecki warstw chodeniczkich i grabowieckich między Krzęczkowem a Łychowem w Bochni (fig. 9 i 19), oraz wtórnych sfałdowań wewnątrz serii solnej północnego skrzydła siodła Bochni i złuszkowanie fliszowego jądra tegoż siodła.

Ze zjawiskiem usunięcia się podłoża w głąb związane jest dzisiejsze ukształtowanie zasięgu jednostki bocheńskiej na prawym brzegu Raby między Stadnikami a Stradomką (fig. 1—3), w obramowaniu przedkarpacciego wysadu Gdowa. Po tym epizodzie nastąpiło tu ostatnie dosunięcie się jednostki bocheńskiej ku północy, wywołujące późniejsze czołowe sfałdowanie rąbka fliszu ocalałego z jednolitej pokrywy jednostki bocheń-



skiej, rozciągającej się przedtem nad całym obszarem występowania parautochtonicznych warstw tortonu wysadu Gdowa. Z pokrywy tej pozostały resztki fliszu w postaci płatu w Zborzcycach (fig. 1) i części okalające wysad od zachodu i wschodu, w których sfałdowania zostały przy dzisiejszej granicy nasunięcia poprzecznie przerwane między Sławkowicami a Przebieczanami (Olewicz 1963) oraz Włostowicami a Gierczykami, a także w zachodniej części łęku Moszczenicy-Grodziska. Rozerwanie tej pokrywy wystąpiło nad południową częścią wysadu Gdowa jeszcze przed drugą fazą dosuwania się jednostki śląskiej, dofałdowującej rąbek jednostki bocheńskiej na prawym brzegu Raby. Natomiast o pierwotnej ciągłości pokrywy świadczy występowanie obu dygitacji jednostki bocheńskiej, łatwych do wyróżnienia na podstawie mapy Burtan (1954)<sup>2</sup>, także w zachodniej części obramowania wysadu.

Jeśli zatem nasunięta jednostka bocheńska pierwotnie sięgała po Wieliczkę, Zborczyce i Chełm nad Rabą, to po tę granicę sięgało też, aż do przełomu między górnym tortonem a dolnym sarmatem, zagłębienie, w które wlewały się warstwy jednostki bocheńskiej.

Ruchy, które powodowały podsuwanie parautochtonicznych warstw tortonu pod tak już ułożony płaszcz nasuniętej jednostki bocheńskiej, rozciągając go (jak np. w elewacji Czyżyczki) i rozrywając (w południowej części wysadu Gdowa), były już co najmniej wieku dolnosarmackiego. Objęły one nie tylko parautochtoniczne warstwy wysadu Gdowa, ale i ich podłoże. Wypiętrzenie Gdowa powstało bowiem w miejscu wcześniej występującego, dolnotortonńskiego zapadliska, w wyniku zsuwania się w dotychczasowe zapadlisko i spiętrzania się nad sobą, grubych kier mezozoicznego podłoża (Olewicz 1963).

Równoczesne z nimi, lub nieco późniejsze, ruchy obniżały głębokie podłoże w części wschodniej, wywołując powstawanie fleksur Trzoni i Bagna oraz poprzecznej dyslokacji Uszwicy.

Wyraźnie późniejsze są natomiast ruchy obniżające podłoże między podłużnymi dyslokacjami (np. pod siedłem Bochni). Obejmowały one kolejno, coraz to dalej na południu położone odcinki podłoża, łącznie z występującym pod nasunięciem śląskim, umożliwiając rozwój drugiej fazy nasuwania się.

Opisane ruchy wystąpiły w stosunkowo krótkim odcinku czasowym, na przełomie górnego tortonu i dolnego sarmatu, to jest po sedymentacji warstw grabowieckich na fliszu jednostki bocheńskiej, a przed pojawieniem się osadów sarmatu w obszarze występowania parautochtonicznych warstw tortonu przedkarpackiego.

<sup>2</sup> Jeśli uwzględni się występowanie osadów tortonu na warstwach krośnieńskich jednostki bocheńskiej w Koźmicach Małych i rozszerzy się interpretację, wobec prawidłowości następstw warstw, dla obszaru między Sierczą a Niżową dla wyższej dygitacji i między Tomaszkowicami a Kunicami, dla niższej.

Układ sił wywołujących te ruchy, jak też i przyczyny ich wywiązywania się, daje się wyjaśnić hipotezami przedstawionymi przez autora przy okazji omawiania obszaru przedkarpacciego. Także wszystkie spągowe powierzchnie nasunięć jednostek fliszowych, bocheńskiej i śląskiej są tego rodzaju jak w utworach przedkarpacciego tortonu (Olewicz 1962, 1963), to znaczy dają się sprowadzić do regularnych, określonych formułami matematycznymi, zakrzywionych powierzchni rozkładu największych naprężeń występujących w plastycznej masie, przesuwałej się ponad zagłębieniem w podłożu.

*Pracownia Geologii Poszukiwawczej  
Instytutu Naftowego  
Kraków, ul. Lubicz 25a  
Kraków, w październiku 1970 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- BUKOWSKI G. 1932. Objasnienie szczegółowej mapy geologicznej strefy podkarpacciej w okolicach Bochni (Erläuterung zur geologischen Detailkarte der subkarpatischen Zone von Bochnia). — Spraw. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 7, z. 2. Warszawa.
- BURTAN J. 1954. Szczegółowa mapa geol. Polski, 1 : 50 000, ark. Wieliczka. Inst. Geol. Warszawa.
- CHLEBOWSKI T. 1947. Spostrzeżenia geologiczne z miocenu Kałusza i Bochni (Geological observations on the Miocene of Kałusz and Bochnia — Carpathian foreland). — Biul. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.) 29. Warszawa.
- HAUCH A. 1851. Die Lagerungs-Verhältnisse und der Abbau des Steinsalzlagers zu Bochnia in Galizien. — Jb. Geol. Reichsanst., Bd. 2, H. 3. Wien.
- NEY R. 1968. Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpacciego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu (The role of the „Cracow Belt” in the geological history of the Carpathian fore-deep and in the distribution of oil and gas deposits). — Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddział w Krakowie, nr 45. Warszawa.
- NIEDZWIĘDZKI J. 1883—1886. Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni. — Kosmos V, cz. 2, z. 8, 9 i 11. Lwów.
- 1883—1891. Beitrag zur Kenntniss der Salzformation von Wieliczka und Bochnia sowie der angrenzenden Gebirgsglieder. Lwów.
- OLEWICZ Z. R. 1952a. Flisz fałdu wglębnego Bochni. — Biul. Inf. PIG, z. 1. Warszawa.
- 1952b. Brzeg Karpat na południe od Bochni i Łączycy. — *Ibidem*, z. 2.
- 1952c. Sprawozdanie z prac terenowych w roku 1949 przeprowadzonych w okolicy Gdowa i Bochni. — *Ibidem*, z. 3.
- 1961. Stratygrafia i tektonika fliszu okolicy Bochni. — Spraw. Pos. Komis. PAN Oddz. w Krakowie, styczeń—czerwiec 1960. Kraków.
- 1962. Untersuchungen der Sedimentation und der Tektonik in einem Teil des Miozänbeckens zwischen Wieliczka und Bochnia unter besonderer Berücksichtigung der Forschungsmethodik. — Freiburger Forschungsh., C. 123 — Erdölgeologie. Berlin.
- 1963. Geologia przedkarpacciego obszaru między Wieliczką a Bochnią (maszynopis pracy doktorskiej). Biblioteka AGH w Krakowie.

- 1968. Stratygrafia warstw jednostki bocheńskiej i brzegu jednostki śląskiej między Wieliczką a Bochnią oraz pierwotne ich położenie w basenach sedymentacyjnych Karpat lub Przedgórze (Stratigraphy of the beds of the Bochnia unit and the border of the Silesian unit between Wieliczka and Bochnia and their original position in the Carpathian or Foreland sedimentary basins). — Prace Inst. Naft. Wydawn. „Śląsk”. Katowice.
- POBORSKI J. 1952. Złoże solne Bochni na tle geologicznym okolicy (The Bochnia salt deposits on the geological background of region). — Biul. Państw. Inst. Geol. 78. Warszawa.
- & SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1963. O miocenie w strefie nasunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni (Miocene in the zone of the Carpathian overthrust in the area of Wieliczka and Bochnia). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 33, z. 3. Kraków.
- SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1952. Budowa geologiczna brzegu Karpat w okolicy Bochni (Kraj flišowych Karpat v okrestnostjach Bochni). — Bull. Państw. Inst. Geol. 77. Warszawa.
- 1954. Szczegółowa mapa geol. Polski, 1 : 50 000, ark. Brzesko. Inst. Geol. Warszawa.
- & BURTAN J. 1954. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000, ark. Bochnia. Inst. Geol. Warszawa.
- TOŁWINSKI K. 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów (The chief tectonic elements of the Carpathian Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. 6, no. 2. Warszawa.
- WDOWIARZ J. 1954. Zarys wglębnej tektoniki strefy na południowy wschód od Gór Świętokrzyskich (Očerok głubinnój tektoniki zony jugovostočnyje Sventokrzyskich Gor). — Biul. Inst. Geol. Warszawa.

---

## SUMMARY

Two overthrust Flysch covers stretch to the outer margin of the Carpathians between the Raba and Uszwica rivers (Figs 1—12). The Silesian unit is the inner one, while that of Bochnia (a part of the Sub-Silesian nappe) with Tortonian sediments, is the outer one. The stratigraphy of these two units has already been separately described (Olewicz 1968).

The Silesian unit is a uniform non-folded mantle. Its top beds are partly eroded in the elevations but fully preserved in the depressions. The depressed areas are often delimited by dislocations. The subsided parts of the mantle are not synclines formed during the folding of the beds. During the overthrusting of the beds, the curved parts of the overthrust planes close to the front of the overthrust, sheared the bottom layers of the nappe. Hence, we may determine the distance of the original range and the direction of overthrust of the various parts of the nappe. On the other hand, the occurrence near the margin of the overthrust at the border of the mantle of a complete profile indicates that the present margin is not near to the original front of the overthrust. On the right bank of the Raba river, the Silesian unit stretched NE as far as Kolanów, skirting the Gdów and Czyżyczka elevations (Figs 1—4, 7—8). Its NW limits are not the original ones. These can, however, be

traced between Kolanów and Kopaliny (near Wiśnicz Stary, Figs 5, 8—9), also between Podgórze and Poręba Spytkowska (Figs 10 and 11). Over this last distance the overthrust advanced directly northwards after skirting the elevation of Wiśnicz Mały. The northernmost advance of the overthrust was between Poręba Spytkowska and Pomianowa (Figs 12, 20—22). In the last part, Lower Cretaceous deposits of the first phase of the overthrusting, have persisted at Pomianowa — Nowa Wieś and in the NW part of Poręba Spytkowska where they overlie the folded sediments of the Bochnia unit. In the second phase of the overthrust, substratal subsidence played a more important role. The layers of the mantle of the Silesian unit descending into the depression have been undercut at a greater depth by the dislocation plane of the overthrust, while its curved front involved the Istebna sandstones of Dworski Las (Figs 12 and 22) bringing them into direct contact with the overthrust Lower Cretaceous lobes of the same unit, now more elevated. The whole mantle of the overthrust is disrupted by a transversal dislocation in the Uszwica valley, while the eastern part is immersed more deeply and pushes onto the steeper layers of the outer units. No layers of the Inocerameous unit occur, however (Skoczylas-Ciszewska 1952), on the left bank of the Uszwica river.

Ahead of the overthrusting Silesian unit was that of Bochnia, the outer one. From the Lower Tortonian to the turn of the Upper Tortonian into the Lower Sarmatian, the advance of the last named Flysch unit had — during its overthrusting — been arrested rather far south from its present occurrence site by the northern ledge protruding from the substratum and there the Lower and Upper Tortonian strata were laid down on the Flysch (Olewicz 1968). At the turn of the Upper Tortonian into the Lower Sarmatian there occurred a major subsidence of the substratum below the northern ledge, which enabled further overthrusting of the Bochnia unit (simultaneously with the formation of its frontal folding) and the approach of the Silesian unit which followed. Owing to the pressure of the Silesian unit, the unit of Bochnia was subjected to internal folding of a great amplitude and which overturned northwards. During the second phase of the advance of the Silesian unit, the anticline was disrupted in the northern limb while it was being further overturned and overthrust to produce a second mantle, *i.e.* a higher digitation of the Bochnia nappe with its own frontal folding. The further advance of the Silesian unit caused an internal folding of the lower digitation, near to the limits of the overthrust, also that of the higher digitation in front of the border of the Silesian unit, as well as mutual folding in the northern fringes of the Czyżyczka elevation then under formation. The over-all subsidence of the substratum, responsible for the Silesian unit being overthrust in the second phase, already deeper down, caused — in the western part of the area under consideration — a northward squeezing out of the parautochthonous Tortonian strata (Olewicz 1962, 1963) covered by the Bochnia overthrust, as well as the formation of the Gdów and Czyżyczka elevations. In the east, however, the layers, squeezed out upwards and northwards, belonged to the Bochnia unit. They had been overthrust earlier but lay deep down. Because of the folding of the higher digitation of the Bochnia unit, the layers completely covered up its lower digitation. They lay within the elevation but below an earlier cover of Lower Cretaceous lobes of the Silesian unit referable to its first phase of overthrust.

The downturned part of the northern Flysch limb of the overturned Bochnia anticline has persisted in the frontal folding of the lower digitation (Fig. 17). Over this digitation the remaining Flysch and Tortonian layers of the anticline were shifted north. Along the boundary of the overthrust, the Tortonian layers of this folding are in direct contact with the upper Grabowiec beds of the Fore-Carpathian Tortonian.

East of Łazy (Figs 11 and 12) all the anticlines of the lower digitation plunge below the frontal folding of the eastern elevation — of the upper digitation of the

Bochnia unit (Fig. 21). The more inner foldings occur here as several Flysch anticlines provided with a sedimentary Lower Tortonian cover.

From Górkę anticline (Figs 10 and 20) they pass into Wiśnicz Mały elevation (Fig. 19) and afterwards into the Dołuszyce one (Figs 9 and 18). The western train of the frontal foldings of the higher digitation begins with the anticline of Podlesie-Kolanów while the Wierzchowiny anticline surrounds the Czyżyczka elevation. The pressure exercised by the Silesian unit is responsible for foldings in the southern and eastern fringes of the Czyżyczka elevation, as well as for the scaling and folding near to the western limits of the mantle.

In the western extension of the Czyżyczka elevation, parautochthonous beds of the Fore-Carpathian Tortonian from the vicinity of Gdów, crop out from below the disrupted and eroded mantle of the Bochnia overthrust. In its southern fringes occur the foldings formed by the disrupted mantle of the Bochnia overthrust under the pressure of the second phase of the overthrust of the Silesian unit. The relicts of that disrupted mantle above the Gdów elevation are represented in the north by a Flysch lobe at Zborczyce (Fig. 1). Several anticlines, transversely disrupted at the border of the overthrust, occur west of the Gdów elevation within the mantle of the overthrusting Bochnia unit, the upper and lower digitations of that unit being particularly well indicated.

In the central area of the region here considered, the subsequent subsidence of the more southern blocks of the substratum, together with the simultaneous pressure exercised on the strata by the mass of the Silesian unit, led to considerable scaling of the Flysch core of the Bochnia anticline (Figs 18 and 19), which secondarily complicated the tectonic structure. Moreover, the development of the tectonic structure distinctly displays the flow of the Flysch along the depressions due to substratal subsidence. In the plastic material, shearings occur along the maximum tension planes strongly curved to the surface, and asymptotically smoothed out deeper down, similarly as has been the case in the beds of the Fore-Carpathian Tortonian (Olewicz 1962, 1963).

*Laboratory of Research Geology  
of the Petroleum Institute in Cracow  
31-503 Kraków, ul. Lubicz 25a  
Cracow, October 1970*

---