

**Bohdan Świdorski.**

## **Tektoniczny stosunek polskich Karpat wschodnich do ich przedgórze.**

**(Sur le rapport tectonique des Karpates Orientales polonaises et de leur avant-pays).**

### **I. Wstęp.**

Tektoniczne rozgraniczenie łańcuchów górskich Karpat i ich bezpośredniego przedgórze pokrywało się w pojęciach długiego szeregu badaczy tego odcinka Polski z granicą morfologiczną, jaką tworzą brzeżne faliste wyniosłości gór w stosunku do o paręset metrów niższego od nich Podkarpacia, rozpościerającego się u ich stóp ku półn.-wschod. Granicę tą podkreślała, oddawna rozpoznana, różnica wieku utworów, z których zbudowane są obie te strefy.

W czasach przed powstaniem teorii płaszczwinowej badacze Karpat przyjmowali transgresję utworów mioceńskich, zaścielających przedgórze, w kształcie zatok pośród gotowego już gmachu Karpat, zbudowanych z fliszu kredowo-eoceńsko-oligoceńskiego. Znacznie później dopiero, idąc za genialnymi poglądami S u e s s a, rozpoznano istnienie brzeżnych nasunięć fałdów Karpat na obramiające je utwory mioceńskie.

Mimo coraz bardziej szczegółowych badań, do ostatnich czasów przeważał jednak pogląd, że w sensie geologicznym Karpaty kończą się tam, gdzie pierwsze ich fale wznoszą swe gęsto zalesione stoki ponad falisty lub nizinny kraj przedgórze, znaczonego dolinami szeroko rozlewających się rzek karpackich.

Jeżeli morfologia powierzchni ziemi w znacznym stopniu odzwierciedla jej wgłębną budowę i długie cykle zjawisk gradacyjnych najczęściej nie zdołały jeszcze zatrzeć młodszych rysów bu-

dowy podłoża, to już pobieżna analiza morfologiczna brzeżnej strefy Karpat wschodnich i ich bezpośredniego przedgórza nasuwa przypuszczenie o bardziej skomplikowanym stosunku tektonicznym, jaki pomiędzy temi dwoma obszarami istnieje.

Zwarta krawędź brzeżnych łańcuchów Karpat wschodnich ciągnie wprawdzie nieprzerwanie od okolicy Przemyśla po dolinę Łomnicy, wyginając się jedynie w kształcie dwóch łuków; na Pd-Wd od tej rzeki zwarty brzeżny wał karpacki różniczkuje się: poszczególne bloki górskie przekraczają go ku wschodowi (blok Majdanu, blok Nadwórnej, blok Słobody Rungurskiej i Karpat Pokuckich). Na przedłużeniu dość jednolicie wykształconej przykarpackiej strefy przedgórza, występują więc w kierunku na Pd-Wd bardziej odporne na erozję i ze starszych formacyj zbudowane wyniosłości. Nowsze prace geologiczne w obrębie południowo-wschodnich Karpat polskich wyjaśniają powyższe zjawiska wznoszeniem się ku PdWd tektonicznej osi masywu tak, że głębsze elementy strukturalne ukryte w podłożu Karpat i ich bezpośredniego przedgórza wznoszą się ku wielkiej poprzecznej elewacji pokucko-bukowińskiej na powierzchni.

O ile stosunki geologiczne we wschodnich Karpatach brzeżnych poznane zostały w ostatnich czasach dość szczegółowo, inaczej rzecz się ma na przedgórzu. Jak ogólnie wiadomo, badania są tutaj bardziej utrudnione wobec zasłania znacznych obszarów przedgórza przez młode utwory napływowowe; ustalenie wieku poszczególnych utworów, z których zbudowana jest ta strefa, wobec zupełnego częstokroć braku przewodnich skamielin, napotyka również na znaczne trudności. Mimo to wiele bardzo cennych obserwacji zebranych zostało od czasów Pusza zarówno przez zagranicznych jak i polskich uczonych.

Przedewszystkiem mapy i teksty Atlasu Geologicznego Galicji przyniosły dużą ilość materiału analitycznego, a zwłaszcza prace: R. Zuber'a [1, 7], E. H. Dunikowskiego [2], A. M. Łomnickiego [4], W. Szajnochy [5, 10], J. Łomnickiego [8], W. Friedberga [9], T. Wiśniowskiego [11], W. Teisseyra [13] i J. Grzybowski'ego [14]. Stronę paleontologiczno-stratygraficzną przedkarpackich utworów trzeciorzędowych badali głównie W. Friedberg [16, 19] i J. Siemiradzki [12]. Poza Atlasem wiele obserwacji dotyczących przedgórza zawdzięczamy J. Niedźwiedzkiemu [3, 6, 17]. Lepiej odsłonięte okolice przedgórza, pomiędzy dwoma Bystrzycami, badają później: J. Łom-

nicki [15] i E. Siegfried [18]. W szerszym zakresie badali te obszary: J. Nowak [20] i R. Zuber [21].

W pracach tych została szerzej uwzględniona starsza literatura geologiczna, dotycząca przedgórza Karpat wschodnich, której wobec tego nie przytaczam w niniejszym szkicu.

Wysiłkom tym zawdzięczamy przewodnie rysy stratygrafii utworów miocenu oraz przegląd facjalnego ich zróżnicowania. Zostaje ustalony tortoński wiek szerokiej smugi utworów ilastych, wypełniających przedkarpacką depresję (iłów krakowieckich, warstw certyjowych, iłów pokuckich), wówczas gdy dla formacji solnej przyjęty zostaje wiek helwetu.

Zuber, Niedźwiedzki, Friedberg i Wiśniowski dają nam opisy przejść stratygraficznych pomiędzy formacją iłów solnych i dolnemi ogniwami tortonu. Friedberg podkreśla już wówczas istnienie dwóch odrębnych stratygraficznie utworów o zabarwieniu czerwonym na wschodnio-karpackim przedgórzu [9, str. 8].

Nowy impuls badawczy rozpoczyna się od roku 1919. Posiadamy przedewszystkiem szereg nowszych, cennych prac, dotyczących budowy Karpat i ich przedgórza w świetle tektoniki porównawczej i kryptotektoniki, które zawdzięczamy niezmqrdowanemu badaczowi W. Teisseyrowi [24, 36]. E. Jabłoński [25] zajmował się wschodniem obramieniem przykarpackiej smugi iłów solnych, idąc śladami nieogłoszonych drukiem prac przedwcześnie zmarłego Kropaczka. W pracach o Karpatach Pokuckich i o tektonice polsko-rumuńskich Karpat wschodnich dowodziłem [27, 31, 32, 40] istnienia na przedgórzu nasuniętej serji słobódzkiej; dalsze rozszerzenie tych poglądów zawdzięczamy H. de Cizancourt'owi [30], który wykreślił zasięg płaszczowiny słobódzkiej po rzekę Świcę, wyróżniając u jej czoła sfałdowaną strefę autochtonicznych iłów solnych, różowych margli, warstw balickich i warstw certyjowych. W ostatnich czasach ogłosił B. Bujalski [37, 46] szereg przyczynków do geologii przykarpackiej strefy przedgórza pomiędzy Nadwórną i Borysławiem.

Odmienną wreszcie od mojej i de Cizancourt'a interpretację wschodnio-karpackiego przedgórza dał ostatnio K. Tołwiński [43]. Autor ten wyróżnił jako przewodni horyzont tej strefy różowe margle (warstwy stebnickie), zaliczając równocześnie do tej formacji i czerwone łupki i piaskowce, występujące dalej ku PdWd w serji słobódzkiej, mimo że stratygraficzne położenie tych

dwóch utworów o zabarwieniu czerwonym jest wręcz odmienne. Tołwiński dochodzi w pracy tej do wniosków przeczących zarówno dawniejszym badaniom Zuber a, Friedberga i innych, jak i nowszym pracom de Cizancourta i moim, nie wyjaśniając równocześnie szeregu niejasności, jakie co do budowy przedgórza z jego poglądów wynikają.

Obok tych badań o charakterze bardziej regionalnym, prace W. Teisseyra [24, 36] i dzieło o tektonice Polski J. Nowaka [45] rzucają nowe światła na obchodzące nas bliżej problemy tektoniczne stosunku Karpat i ich przedgórza, a pogłębiając metody badań pozwalają wejrzeć dalej w czas i przestrzeń procesów górotwórczych, którym powstanie Karpat zawdzięczamy.

## **II. Przegląd serji słobódzkiej na przedgórzu polskich Karpat wschodnich.**

Jak już kilkakrotnie podkreślałem, kluczem niejako do tektonicznego stosunku nasunięć karpackich i ich przedgórza jest obszar wielkiej poprzecznej elewacji Karpat Pokuckich. Wgłębne elementy tektoniczne są tutaj najwyżej wyniesione, dzięki czemu erozja odkryła głębszy przekrój podłoża aniżeli to ma miejsce na przedłużeniu tej strefy w kierunku PnZd.

Na elewacji pokucko-bukowińskiej wynurza się więc na powierzchni najgłębsza strukturalna jednostka brzeżnych Karpat — płaszczowina pokucka. Następna, nasunięta na nią od PdZd, płaszczowina słobódzka wychodzi na tem wypiętrzeniu w kierunku południowo-wschodnim w powietrze, to znaczy, że została dzięki maksymalnemu wyniesieniu w znacznej mierze zerodowaną, pozostawiając jedynie nieznaczne płyty u czoła niższej płaszczowiny pokuckiej i w łękach wśród tej ostatniej. Na fleksurze osi tektonicznej masywu, na linii Kosmacz—Kołomyja, zanurzają się dwie te najgłębsze jednostki Karpat brzeżnych, przyczem płaszczowina pokucka znika definitywnie z powierzchni, płaszczowina słobódzka zajmuje zaś szeroką na 17 kilometrów strefę. Środkowe jej antyklinalne wypiętrzenia wynoszą na powierzchnię warstwy eoceńsko-oligocieńskie i stanowią morfologicznie brzeżny grzbiet Karpat Pokuckich, wówczas gdy przedgórska okolica Peczyniżyna, aż nieomal po dolinę Prutu na Wd, zbudowana jest z czołowych dygitacyj serji słobódzkiej. Ku PdZd znika płaszczowina słobódzka, w kształcie szerokiego łęku Berezowa—Osław, pod wyższe, nasunięte na

nią, tektoniczne jednostki. Północno-wschodnie skrzydło tego łęku posiada najlepiej odsłonięty, normalny przekrój serji słobódzkiej, przyczem obserwować tutaj możemy przejścia stratygraficzne pomiędzy kompleksem zlepieńców, warstw dobrotowskich, czerwonych łupków i piaskowców i iłów solnych.

Płaszczowinowego charakteru serji słobódzkiej dowodzą zarówno odrębności facjalne jej inwentarza stratygraficznego w stosunku do jednostek tektonicznych w jej spągu i stropie zalegających, jak również kontakty tektoniczne na podłożu płaszczowiny, wykazujące szereg zluźnień i odkłuc<sup>1)</sup>.

---

<sup>1)</sup> Istnienie odrębnej płaszczowiny słobódzkiej zostało w ostatnich latach parokrotnie podane w wątpliwość. W dyskusji na ten temat rozróżnić należy dwa momenty: 1) hipotezę wypowiedzianą przez Bruderera [33], Tołwińskiego [43] i ostatnio przez Bujalskiego [47] o zakorzenianiu się płaszczowiny słobódzkiej na fałdach pokuckich, a zatem założenie ciągłości stratygraficznej pomiędzy serjami fliszu pokucką i słobódzką; 2) charakter tektoniczny jaki przybrała serja słobódzka w stosunku do podłoża, a więc przede wszystkim istnienie odkłuc i zluźnień w spągu tej serji, które obserwowali również moi oponenty; co do tego ostatniego punktu pozostawałaby więc dyskusja na temat tektonicznej nomenklatury powyższych zjawisk. Argumenty przedstawione przez Bruderera poddałem krytyce w jednej z poprzednich moich prac [42] i do nich nie powracam. Poglądy Tołwińskiego na istnienie płaszczowiny słobódzkiej opierają się na założeniu, że formacja czerwona serji słobódzkiej stanowi stratygraficzny odpowiednik czerwonych warstw stebnickich, należących do autochtonu przedgórza polskich Karpat wschodnich i występujących dalej ku PnZd w spągu iłów tortońskich. Ze serji warstw stebnickich, pomiędzy doliną rzeki Stryja i Przemyślem w żadnym razie charakteru płaszczowinowego przyznać nie można, jak to słusznie podkreśla Tołwiński, wnosi badacz ten o nieistnieniu płaszczowiny słobódzkiej i zalicza serję warstw charakteryzującą tą wydzieloną przezennie, jednostkę, do elementów przedgórza, wylaniających się na powierzchnię na poprzecznej elewacji pokucko-bukowińskiej. Słuszność powyższego argumentu Tołwińskiego, zaczerpniętego z obszaru poza typowym rozwinięciem pofałdowanej serji słobódzkiej, zależy w zupełności od interpretacji budowy strefy przedgórza Karpat wschodnich, którą pojmuję w sposób zgoła odmienny aniżeli to czyni Tołwiński. Jeżeli poglądy moje przedstawione w dalszym ciągu tej pracy są słuszne, temsamem upada dowód Tołwińskiego co do przedgórzowego i autochtonicznego charakteru serji słobódzkiej. Poglądy Bujalskiego na problem istnienia płaszczowiny słobódzkiej opierają się na kilku przekrojach obserwowanych przez tego badacza w brzeźnych Karpatach Pokuckich, wówczas gdy dla pełnego rozstrzygnięcia spornego problemu należałoby zdaniem mojem objąć dyskusją cały obszar fałdów pokuckich i płaszczowiny słobódzkiej. Przede wszystkim nie mogę się zgodzić na interpretację Bujalskiego co do stosunków geologicznych w okolicy wsi Słobody Rungurskiej, doliny Medwedży

Równocześnie z wylewaniem się serji słobódzkiej ku PnWd, na fleksurze osi (Kosmacz-Kołomyja) oddala się od Karpat stromo spiętrzony u ich czoła i częściowo pod fałdy pokuckie zapadający brzeg przedkarpackiej niecki tortońskiej.

Ponowne obniżenie osi na linii Prutu powoduje dalsze zanurzenie się elementu słobódzkiego ku PnZd: znikają więc z powierzchni jądrowe wysady eocenu i łupków menilitowych oraz zlepieńców zielonych. Cały obszar u czoła brzeżnych łańcuchów karpackich pomiędzy Prutem i Bystrzycą Nadwórniańską, aż po linię przebiegającą z PnWd na PnZd w okolicy Majdanu Śred-

i Łuczy; ility solne występujące tutaj z pod wielkich mas zlepieńców słobódzkich interpretuje mój oponent jako stratygraficzne wkładki w serji zlepieńców, wówczas gdy mojem zdaniem są to okna tektoniczne solonośnego miocenu w spągu płaszczowiny słobódzkiej. Na potwierdzenie mej tezy przypomnę jedynie, że zarówno w dolinie Medwedży jak i we wsi Słobodzie Rungurskiej ility solne występują nie bezpośrednio pod zlepieńcami, lecz są od nich oddzielone wyciśniętymi masami łupków menilitowych, a nawet zdają się miejscami leżeć bezpośrednio pod iłołupkami eoceńskimi, jak to ma miejsce w Słobodzie Rungurskiej. Ily solne Łuczy występują u czoła nasuniętych mas płaszczowiny pokuckiej (fałdu Kamienistego) i niewątpliwie łączą się w podłożu tego fałdu z formacją solonośną, dowierconą pod serję pokucką fałdu Kamienistego w okolicy przysiółka Łazy (por. [42], str. 334), na południowo-wschodnim zboczu doliny Ruszoru. Problem zlepieńców słobódzkich pośród dwóch brzeżnych fałdów pokuckich omawiałem już w wyżej cytowanej pracy, przy okazji dyskusji z Brudererem. Ze szczegółowych moich badań wynika, że jedynie bardzo nieznaczną część tych zlepieńców bezsprzecznie zaliczyć można do stratygraficznej serji pokuckiej, wówczas gdy większe ich bloki leżą w kontakcie tektonicznym z łupkami menilitowymi a nawet z eocenem, obok normalnie wykształconego łęku pomiędzy siodłami Kamienistego i Karmatury, gdzie strop łupków menilitowych stanowią warstwy polanickie, na niektórych odcinkach tego łęku zupełnie pozbawione utworów zlepieńcowych.

Bujalski zakorzenia serję słobódzką na fałdach pokuckich, „zwłaszcza“ na fałdzie Kamienistego. Zważywszy szerokość rozpostarcia intensywnie sfałdowanej serji słobódzkiej pomiędzy Łuczką i Prutem, sięgającej 17 km., niesposób uznać za korzenie tej serji li tylko wąskiej smugi fałdu Kamienistego. Jeżelibyśmy nawet przyjęli autochtonizm serji słobódzkiej, to szerokość jej rozpostarcia przemawiałaby raczej za uznaniem tej serji za pokrywę stratygraficzną całej wiązki fałdów pokuckich. Przeciw temu przemawia jednak walny mój argument o kontraście i to bez jakichkolwiek obocznych przejść facjalnych serji zlepieńców, warstw dobrotowskich, czerwonych łupków i piaskowców oraz iłów solnych, wypełniających szeroki łęk Berezowa-Osław w stosunku do warstw wypełniających wąski łęk pomiędzy siodłami Kamienistego-Karmatury, lub zwłaszcza następnego ku PdZd łęku, którego uważa Bruderer za odpowiednik niecki Berezowa-Osław. Że pod-

niego zajęty jest przez pofałdowane masy młodszej pokrywy jednostki słobódzkiej: warstwy dobrotowskie, czerwone łupki i piaszkowce i ily solne. Nizinny ten obszar jest słabo odkryty i geologiczne szczegóły nie łatwe są tutaj do odcyfrowania na zasadzie badań powierzchniowych. Mimo to nie sposób jest zgodzić się na podaną przez Tołwińskiego [43, str. 256] interpretację stosunków geologicznych, panujących w okolicy Delatyna i Dobrotowa. Autor ten przyjmuje, że w spągu czerwonych łupków i piaszkowców, będących według Tołwińskiego odpowiednikiem warstw stebnickich, występują już to warstwy dobrotowskie, już to ily solne, jakkolwiek nigdzie na całym obszarze przedgórze nie dowiedziono dotychczas istnienia przejść facjalnych pomiędzy temi dwoma formacjami, jakby tego wymagały poglądy Tołwińskiego.

Znacznie lepiej odsłonięty jest obszar sfałdowanych utworów serji słobódzkiej pomiędzy dwoma Bystrzycami, co pozostaje niewątpliwie w związku z ponownem wznoszeniem się osi Karpat ku poprzecznej elewacji Majdanu. Szerokość strefy słobódzkiej

kreślę tylko znaczną różnicę w rozwinięciu warstw serji słobódzkiej, mierzącą w tej niecce do 1700 m miąższości, w stosunku do serji warstw polanickich i iłów solnych fałdów pokuckich, niewiele przekraczającą 300 m grubości. Na tablicy synoptycznej utworów fliszowych brzeźnych Karpat wschodnich i ich przedgórze, zaproponowanej przez Bujalskiego ([47], str. 4), uderza przedewszystkiem fakt, że serję zlepieńców słobódzkich, mierzącą od łupków menilitowych w jej spągu, do spągu warstw dobrotowskich w nadkładzie około 500 m. rozciąga autor ten na czasokres oligocenu górń., aquitanienu i bourdigalienu, wówczas gdy przeszło tysiącmetrową miąższość warstw dobrotowskich, warstw o zabarwieniu czerwonym z iłami solnymi w ich stropie—osadów niewątpliwie o znacznie powolniejszym rytmie sedymentacji aniżeli zlepieńce —umieszcza Bujalski w czasach helwetu. Zaliczenie głównej masy zlepieńców słobódzkich do burdigalienu, podobnie jak to czynią geologowie rumuńscy dla Karpat południowych wymagałoby przyjęcia znacznego hiatusu pomiędzy eoceńsko-dolnooligocieńską formacją łupków menilitowych a mioceniem, na co dotychczas nie widzę dowodów.

Jakkolwiek problem istnienia płaszczowiny słobódzkiej, niewątpliwie bardzo skomplikowany, nie może być uważany za wyjaśniony bez reszty jak długo nie znajdziemy dowodów paleontologicznych co do wieku poszczególnych utworów, to jednak zarówno ogólny charakter tektoniczny tej serji w stosunku do fałdów pokuckich, jej daleko posunięta odrębność facjalna, wreszcie mało przekonywujące argumenty wysunięte przez mych oponentów, skłaniają mnie do podtrzymania w niniejszej pracy w całej rozciągłości mych, od szeregu lat wypowiedzanych poglądów co do tektonicznej niezależności płaszczowiny słobódzkiej.

wynosi tutaj około 14 kilometrów; składa się ona z odwodowego łęku iłów solnych i czerwonych piaszczystych iłów Monasterczan, położonych u czoła wyższej jednostki tektonicznej — płaszczowiny bitkowskiej (porównaj z pracą B. Bujalskiego [29]) i odgraniczonych od PnWd najprawdopodobniej partją uskokową, wzdłuż której wypiętrzony został fałd Potoków i wsi Staruni. Skomplikowana budowa tego obszaru od dość dawna zwracała uwagę badaczy tak, że posiadamy szereg interpretacji stosunków tutaj panujących (J. Łomnicki [15], E. Siegfried [18], J. Nowak [20], W. Teisseyre [24], H. de Cizancourt [30] i B. Bujalski [46]).

Utwory serji słobódzkiej wykształcone są u czoła płaszczowiny bitkowskiej podobnie jak w okolicy Słobody Rungurskiej, z tem jednak zastrzeżeniem, że skomplikowana budowa tego odcinka zaciemnia miejscami wzajemny stosunek poszczególnych horyzontów stratygraficznych.

Najstarszym elementem, występującym w okolicy Hwozda, są soczewkowato wyciśnięte łupki menilitowe i zlepieńce słobódzkie. Miąższość tych ostatnich wynosi na PnZd od Nadwórnej około 400 metrów; posuwając się jednak dalej w tym kierunku grubość zlepieńców maleje i w okolicy wsi Staruni występują na powierzchni nieznaczne już tylko ich bloki, potrzaskane przez poprzeczne uskoki. Wobec istnienia strefy uskokowej, ograniczającej od Zd pasmo zlepieńców, trudno jest orzec czy zanikanie tego poziomu jest natury facjalnej, czy też tłumaczy się przyczynami tektonicznymi.

Zlepieńce grzbietu Horodyszczka leżą w serji odwróconej na warstwach dobrotowskich i czerwonych łupkach i piaskowcach Potoków. Jak to już wykazał J. Nowak, fałd Potoków, o jądrze zbudowanym ze zlepieńców i wygniecionych łupków menilitowych, nurza się swym przegubem czołowym ku PnWd tak, że czerwone łupki i piaskowce Potoków znikają tunelowo pod przewróconemi na nie warstwami dobrotowskimi. Kompleks warstw czerwonych wynurza się ponownie w okolicy Bani i zapada ku PnWd pod warstwy dobrotowskie grzbietu Hwozdeckich Łazów. Smugę warstw dobrotowskich pomiędzy dwoma wysadami warstw czerwonych (p. 515 m) tłumaczę więc jako wtórny fałszywy łęk.

W kierunku Staruni wychodzi element ten w powietrze, a z pod podścielających go czerwonych łupków i piaskowców zjawiają się na powierzchni ility solne, których dalszy przebieg ku PdWd znaczą występowania solanek.

Na warstwach dobrotowskich Hwozdeckich Łazów leżą nor-



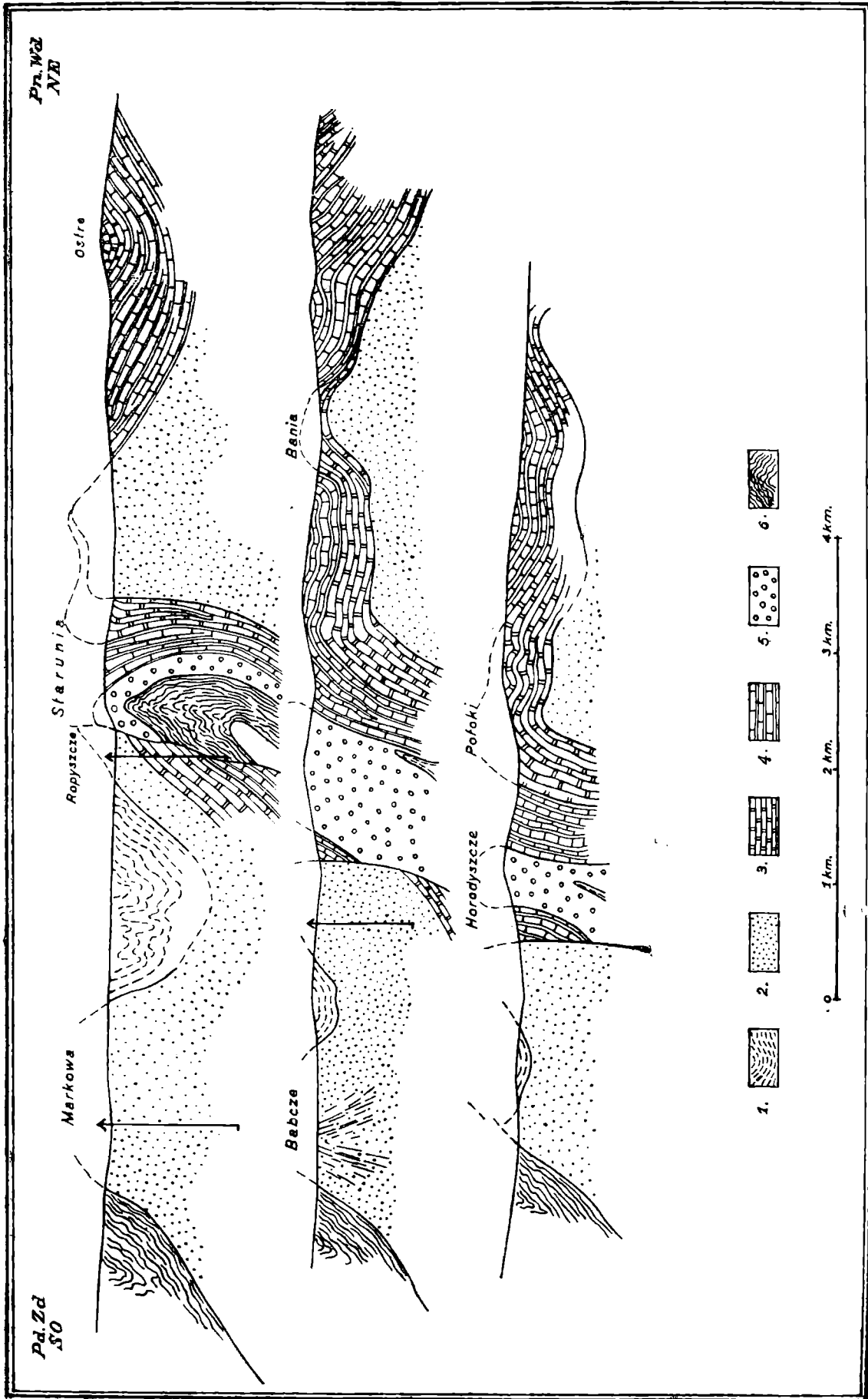
malnie czerwone łupki i piaskowce łęku Żuraków; w kierunku na PnWd są dwa te kompleksy jeszcze parokrotnie ze sobą przełażdowane, bez większych zresztą komplikacyj tektonicznych.

Powyższa interpretacja tektoniczna serji słobódzkiej pomiędzy Nadwórną i Starunią odbiega od dotychczasowych o tym przedmiocie pojęć; wydaje mi się jednak i z tego powodu stosowną, że w ogólnych zarysach odpowiada stosunkom tektonicznym, panującym pośród serji słobódzkiej na Pd od Prutu (por. z przekrojami w mojej pracy z r. 1927 [42]), gdzie szeroka niecka Berezowa — Osław, siodłowy wysad Słobody Rungurskiej i fałszywe siodło Łanczyna z iłami solnemi w jądrze odpowiadałyby: łękwowi Mołotkowa, antyklinalnej strefie Hwozda—Bzowacza i fałszywemu siodłu Potoków — Staruni. Regularnie pofałdowana strefa pomiędzy Żurakami i Horocholiną stanowiłaby zaś odpowiednik czołowych dygitacyj w okolicy Peczyniżyna.

Okolica wsi Staruni wykazuje stałe przechylenie warstw ku PnWd, przyjąć więc tutaj musimy istnienie ruchów wstecznych, najprawdopodobniej związanych z izostatycznym osiadaniem niecki Mołotkowa—Markowej jako rezultatu nasuwania się na nią płaszczowiny bitkowskiej. Hipoteza ta tłumaczyłaby nam również istnienie strefy uskoków podłużnych na zachodniej granicy pasma zlepieńców Hwozda.

H. de Cizancourt [30] wyróżnił w obrębie serji słobódzkiej na przedgórzu Karpat wschodnich trzy odrębne łuski, które charakteryzuje odmiennem wykształceniem petrograficznym horyzontu warstw czerwonych, w stropie warstw dobrotowskich. Niewątpliwie istnieją znaczne odchylenia w facjalnem wykształceniu horyzontu czerwonych łupków i piaskowców serji słobódzkiej, przeprowadzenie jednak podziałów tektonicznych na tej podstawie wymaga zdaniem mojem jeszcze bardzo szczegółowych zdjęć i ścisłego opracowania petrografji poszczególnych smug utworów czerwonych.

W okolicy pomiędzy Nadwórną i Sołotwiną kontrast w wykształceniu czerwonych warstw Monasterczan i utworów czerwonych Potoków jest bardzo znamieny. pomiędzy Mołotkowem i Monasterczanami występuje w obrębie niecki iłów solnych, dobrze odkryty wzdłuż prawego brzegu Maniawki, zespół piaszczystych iłów niewyraźnie warstwowanych, o ławicach od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów grubości, zabarwionych na kolory: ciemno-wiśniowy, żółtawo-brunatny, szaro-zielony lub szary. Iły te



Rys. 1. Geologiczne przekroje okolicy Nadwórnej i Starunii.

1. Warstwy stebnickie; 2. ility solne; 3. czerwone łupki i piaskowce; 4. warstwy dobrotowskie; 5. zlepierce stobódzkie; 6. łupki menilit.

rozpadają się na grudki o muszlowym przełomie, są mniej aniżeli łupki sypliwe i zawierają częstokroć odłamki miękkich, jasnych, szaro-zielonych iłołupków, przypominających swem petrograficznym wykształceniem iłołupki solne. Rzadziej występują warstewki szaro-zielonych lub ceglanych iłołupków i ławice miękkich wąskowarstwowanych, szarych piaskowców. Żyłki białego lub różowego gipsu towarzyszą tym warstwom wzdłuż ich powierzchni łupliwości.

Jakkolwiek bezpośredni kontakt tej serji z iltami solnymi Markowej nie jest odsłonięty, to jednak nieopodal zachodniej granicy utworów czerwonych występują: miękkie, szare, średnio-ziarniste, lub zlepieńcowate piaskowce z odłamdami czarnych, bitumicznych łupków (łupków menilitowych), rogowców, z ziarnami kwarcu i okruchami skał prakarpaccich, szare ilaste piaski, szaro-zielone i szaro-brunatne ily, częstokroć łupkowe; miejscami występują w warstwach tych czerwone naloty. Jest to więc kompleks przejściowy.

Warstwy czerwone w okolicy Nadwórnej wykształcone są wręcz odmiennie: przeważają tu gruboziarniste piaskowce mikowe w niezbyt mięższych ławicach obok zdecydowanych łupków barwy wiśniowo-czerwonej, z drobnymi łuskami białego łyszczyku na powierzchniach łupliwości. Warstwy te przechodzą stopniowo do warstw dobrotowskich.

Znacznie mniej jasne są stosunki w obrębie pierwszej z opisanych seryj warstw o zabarwieniu czerwonym. Piaszczyste ily Monasterczan ułożone są stromo; w południowo-zachodnich odkrywkach zapadają pod kątem 70—90° ku PnWd. Na zachodnim zboczu doliny Łukawca upad warstw czerwonych jest przeciwny, ku PdZd. Zarówno więc odrębności natury petrograficznej jak i układ czerwonego kompleksu Monasterczan przemawiają za interpretacją tej masy jako łęku wśród iltów solnych Markowej i Wielkiego Łukawca.

W kierunku Mołotkowa smuga ta zwęża się i znika z powierzchni tak, że całą szerokość niecki zajmuje tutaj formacja solna. Jedynie na drodze z Mołotkowa do Nadwórnej występują w rowach przydrożnych czerwone ily, płasko ułożone. Jeszcze bardziej uderzającym jest fakt, że szyb Geo I, wywiercony na przedłużeniu smugi warstw czerwonych Monasterczan, w okolicy Ropyszcza, na Pd od kopalni wosku ziemnego, nie napotkał do głębokości 896 m warstw czerwonych. B. Bujalskiemu zawdzięczam profil wiercenia Tow. Franco-Polonaise w dolinie Łu-

kowca, który wykazuje 185 m formacji solnej i notuje pod nią w warstwy gruboziarnistych piaskowców i czerwonych łupków, zbliżonych facjalnie do czerwonej formacji Nadwórnej, wybitnie się różniących od czerwonych warstw Monasterczan, mimo że wiercenie to założone było w nieznacznej odległości od tych ostatnich.

Powyższe fakty nasuwają przypuszczenie, że formacje o zabarwieniu czerwonym Nadwórnej (serja słobódzka) i Monasterczan nie są równorzędne co do wieku i że piaszczyste ility Monasterczan leżą w stropie iłów solnych, są od tych ostatnich młodsze i odpowiadają najprawdopodobniej warstwom srebnickim tortonu (por. rys. 1).

Na PnZd od Bystrzycy Sołotwińskiej badania geologiczne są utrudnione ze względu na brak dostatecznej ilości odkrywek. Bujalski [46] ogłosił ostatnio szereg bardzo sumiennych obserwacji poczynionych w okolicy Dźwiniacza, w dorzeczu Sadzawki i w dolinie Łukwi. Z badań tych wynika, że typowo rozwinięta i pofałdowana serja słobódzka (warstwy dobrotowskie, czerwone łupki i piaskowce) pomiędzy Żurakami i Horocholiną, ciągnie się nieprzerwanie poprzez doliny potoków Rakowego, Dźwiniaczanki i Sadzawki, ku dolinie Łukwi. Warstwy dobrotowskie Głębokiego zdają się być przedłużeniem czołowego fałdu serji słobódzkiej, opisanego przez de Cizancourt'a we wsi Petrance [30]. Iły solne występujące w jarze Sołonec, około wsi Chmielówki, najprawdopodobniej odpowiadają łękwowi formacji solnej, odkrytemu we wsi Petrance, nad Bereźnicą, powyżej gościńca prowadzącego z tej wsi do Topolska. Czerwone warstwy Rosulnej stanowiłyby wedle Bujalskiego przedłużenie łęku Żuraków.

Znacznie bardziej skomplikowane stosunki panują w okolicy Dźwiniacza. Pod czerwonymi, wapnistymi łupkami istnieje tutaj wysad iłów i piaskowców należących do formacji solnej. W spągu tych ostatnich przewiercono wedle Bujalskiego [46]: prawdopodobnie warstwy polanickie, łupki menilitowe z rogowcami i warstwy popielskie, a więc element stratygraficznie obcy serji słobódzkiej i zalegający w jej podłożu. W kierunku Bystrzycy Sołotwińskiej autor ten stwierdził rozdwojenie się smugi iłów solnych Dźwiniacza, przyczem oba ramiona formacji solnej przedziela pasemko warstw dobrotowskich. Jeżeli wraz z Bujalskim uznamy pasemko to za odpowiednik serji zlepieńców słobódzkich, warstw dobrotowskich i czerwonych łupków Staruni, to przyjąć

musimy stopniowe wyklinowywanie się ku PnZd zasuniętego antyklinalnego wysadu Hwozda—Bzowacza, najprawdopodobniej tu i tam spowodowanego przyczynami tektonicznymi.

Na PnZd od Sołotwiny teren jest zupełnie zakryty przez utwory terasowe, nie wiemy przeto co się dzieje w tym kierunku z czerwonymi warstwami Monasterczan. Jeżeli łęk dolno-tortońskich utworów istnieje na Pn od Bystrzycy Sołotwińskiej, to wychodzi on niewątpliwie w powietrze na poprzecznej elewacji Majdanu. Bujalski zaznacza istnienie łęku, zbudowanego z szarych wapnistych łupków z potężnymi ławicami drobno i gruboziarnistych piaskowców i cienkimi wkładkami czerwonych łupków, w dolinie Łukwi. Łęk ten wychodzi ku PdWd (na elewacji Majdanu) w powietrze. W obecnym stanie badań, ta, tak skomplikowana budowa serji słobódzkiej w obrębie elewacji Majdanu nie da się wyjaśnić bez reszty.

Obszar przedgórza pomiędzy dolinami Bereźnicy i Świcy został zbadany przez de Cizancourt'a [30]; moje własne spostrzeżenia potwierdzają w ogólnych zarysach sumienne obserwacje tego badacza, poprzestaną przeto na ogólnym zobrazowaniu stosunków tu panujących oraz na poczynieniu pewnych uwag uzupełniających co do tych okolic, które de Cizancourt opisał mniej szczegółowo.

Dobrze odsłonięty profil poprzez serję słobódzką śledzić możemy wzdłuż Łomnicy i Bereźnicy. Występują tu cztery złuskowane siodła warstw dobrotowskich, pochylone ku PnWd. Na południowo-zachodnich skrzydłach tych jednostek przechodzą warstwy dobrotowskie normalnie w czerwone łupki i piaskowce. Czołowa łuska warstw dobrotowskich nasunięta jest na ility solne, odkryte w łożysku potoku w pobliżu dolnej cerkwi w Petrance.

Warstwy dobrotowskie wykształcone są w postaci: ciemnoszarych ility łupków, mało wapnistych, blaszkowato się rozpadających i ławic jasno-szarych, mikowych, wapnistych piaskowców. W północno-wschodniej części tej serji zdarzają się wąskie wkładki czerwonych ility łupków, świadczące o częściowym zachowaniu odwróconego skrzydła czołowej łuski słobódzkiej. Cały ten kompleks warstw dobrotowskich jest bardzo intensywnie sfałdowany. Ku PnWd występują wzdłuż Bereźnicy szare ility plastyczne lub wąskowarstwowane, z cienkimi ławicami miękkich piaskowców, równie silnie sfałdowane. Odróżnienie tych dwóch różnowiekowych kompleksów przedstawia niekiedy pewne trudności, zwłaszcza, że ility

solne, leżące w spągu niewątpliwych warstw dobrotowskich Petranki nie zawierają gipsu. Jednakże źródła solne, występujące na przedłużeniu tej smugi iłów solnych u źródeł potoku Buczków, potwierdzają słuszność naszego przydziału. O podobnych trudnościach w rozgraniczeniu warstw dobrotowskich od zewnętrznej smugi iłów solnych na przedpolu serji słobódzkiej, wspomina Bujalski w dolnych partjach potoków Dźwiniaczówki i Rakowego, w pobliżu Bystrzycy Sołotwińskiej.

Iły solne górnej części wsi Petranki leżą w stropie warstw czerwonych normalnego skrzydła czołowej łuski słobódzkiej, jak tego dowodzą stopniowe przejścia pomiędzy dwoma temi kompleksami. Jest to więc niewątpliwie łęk, który znajduje swe przedłużenie ku PdWd w okolicy leśniczówki Łukwy i we wsi Chmielówce, gdzie również występują na powierzchni iły solne (por. Bujalski [46], str. 10).

Bardziej zachodnie łuski serji słobódzkiej w dolinie Bereźnicy, odznaczają się piaskowcowym wykształceniem warstw dobrotowskich; miejscami zachowały one w skrzydłach odwróconych wyściśnięty kompleks warstw czerwonych.

Na PnZd od doliny Łomnicy możemy śledzić dalszy przebieg serji słobódzkiej wzdłuż lewego brzegu Cieczwy, pomiędzy Monasterem (na Pn od Roźniatowa) i Strutynem Wyżnim. Warstwy dobrotowskie, o przeważająco piaskowcowym, miejscami drobnozlepieńcowym charakterze, występują w stromym północnym brzegu tej rzeki, powyżej głównego gościńca; stopniowe przejście tego poziomu do czerwonych łupków i piaskowców jest doskonale odsłonięte na przestrzeni conajmniej 300 m w górę rzeki. Zespół ten stanowi przedłużenie południowo-zachodnich łusek Krasnej.

Na Pn od Strutyna Niżniego, po obu stronach wielkiego lewo-brzeżnego jaru, uchodzącego do doliny Cieczwy, widnieją w stromem zboczu: ciemno-wiśniowe lub brunatne piaszczyste iły, źle uwarstwowane, z wkładkami szaro-zielonych iłów i szarawych, miękkich piaskowców. Wśród iłów występuje gips w żyłkach i drobnych gruzełkach.

Idąc w górę rzeki obserwujemy na Zd od Strutyna Niżniego gruby kompleks szarych iłów w wąskich warstwach, rozpadających się na nieregularne odłamki, przeławiconych warstewkami drobnoziarnistych piaskowców, żółtawo wietrzejących. Serję tą zaliczam do formacji solnej. Mniej więcej na pół drogi pomiędzy obu Strutynami występuje wśród iłów solnych, sądząc po upadach warstw —

w kształcie łęku, kompleks ciemno-wiśniowych i zielono-szarych iłów oraz wiśniowych iłów piaszczystych w grubszych warstwach, z okruchami ciemno-szarych łupków. Wśród iłów zalegają wąskie warstewki zlepieńców z otoczków skał zielonych oraz drobnoziarniste piaskowce, brunatno wietrzejące, w postaci soczewkowatych ławic lub luźnych buł. Skała zawiera tutaj również żyłki gipsu.

Zarówno łękowy układ tych warstw jako też podobieństwo ich do czerwonych warstw Monasterczan, nasuwają przypuszczenie, że leżą one w stropie iłów solnych i odpowiadałyby warstwom stebnickim. Byłoby to zatem przedłużenie odwodowego łęku serji słobódzkiej, u czoła wyższych jednostek tektonicznych.

Na odcinku przedgórza pomiędzy dolinami Czezwy i Świcy posiadamy dobrze odkryty przekrój poprzez serję słobódzką w dolinie Turzanki. Około drogi prowadzącej z doliny do Słobody Bolechowskiej, występuje na granicy lasów państwowych przejściowy kompleks warstw dobrotowskich i czerwonych łupków i piaskowców, o upadach skierowanych ku PnZd. Nieco dalej na Pn widzimy utwory czerwone, które zdają się zapadać pod ility solne odsłonięte we wsi Słobodzie B. Wyraźna zmiana kierunku szerzenia w okolicy Rachinia świadczy o zanurzaniu się południowo-zachodnich łusek serji słobódzkiej ku PnZd.

Dolina Turzanki odkrywa nam drugą, zewnętrzną strefę serji słobódzkiej. W spągu iłów solnych Słobody Bolechowskiej leży kompleks warstw czerwonych, które przechodzą we wsi Bolejowie typowe warstwy dobrotowskie, nasunięte ku PnWd na ility solne Turzy Wielkiej. Czołowa ta łuska serji słobódzkiej zawija pomiędzy dolinami Turzanki i Świcy ku zachodowi, a nawet ku południowemu zachodowi, gdyż idąc prawym brzegiem Świcy, w górę rzeki, spotykamy warstwy dobrotowskie, w przeważająco łupkowym rozwinięciu, dopiero naprzeciw wsi Czołhany, przy ujściu rzeczki Łuszczawy. W okolicy Zarzecza Górnego leżą one w kształcie szerokiego łęku, którego oś zapada ku PdWd, a zatem wychodzącego w przeciwnym kierunku, prawdopodobnie w powietrze.

Jeszcze dalej w górę rzeki, nie dochodząc do wsi Huziejowa, znajdujemy w korycie Świcy czerwone ility przeławicowe z szarimi iłołupkami i z wąskimi ławiczkami miękkich szarych piaskowców. Odkrywka ta stanowi przejście do szarych iłów plastycznych, bardzo wąsko-warstwowanych iłołupków o jasnych na-

lotach i drobno-ziarnistych miękkich piaskowców, które zaliczyć już wypada do iłów solnych. Zdają się one stanowić przedłużenie łęku formacji solnej Słobody Bolechowskiej.

Przeważające zawijanie warstw serji słobódzkiej, wyklinowywanie i zanurzanie się jej elementów tektonicznych w kierunku północno-zachodnim, pomiędzy Łomnicą i Świcą, jest tem prawdopodobniejsze, że na lewym brzegu Sukieli nigdzie już nie znajdujemy warstw dobrotowskich, których ostatnie ku PnZd płyty zalegają nad Świcą. Jedynie czerwone ily występujące pomiędzy Wołoską Wsią i Banią około Morszyna możnaby zaliczyć do serji słobódzkiej: kompleks ten położony jest w kierunku szerzenia czerwonych utworów łozyska Świcy, pomiędzy Huziejowem i Czołhanami i jest podobnie do nich pod względem petrograficznym wykształcony. Północne kierunki warstw nad Sukielą przemawiałyby za zanurzeniem się osłony serji słobódzkiej w głąb ku PnZd.

Bujalski opisał ostatnio (46, str. 7) smugę warstw czerwonych nad Żyzawą, około Niniowa Górnego, podkreślając odmienne ich petrograficzne wykształcenie w stosunku do czerwonych utworów, odsłoniętych nad Sukielą. Występują tam bowiem: bladoczerwone, zielonawe lub szare margle z ławicami skorupowych piaskowców, przypominające swem wykształceniem warstwy stebnickie.

Poza temi dwoma smugami utworów czerwonych, cały obszar pomiędzy Bolechowem i Morszynem, o ile sądzić można z bardzo nielicznych odkrywek, wypełniają szare warstwowane ily z nieznaczną ilością piaskowców, miejscami poprzecinane żyłkami gipsu, znaczone występowaniem solanek i należące niewątpliwie do formacji solnej.

Przekraczając dolinę rzeki Stryja i śledząc przykarpacką smugę iłów solnych w kierunku na Borysław, wchodzimy w obszar badany ostatnio przez: de Cizancourta [38], Bujalskiego [37, 46] i Tołwińskiego [43].

Pomiędzy brzegiem nasunięć karpackich o warstwach zapadających ku PdZd i wychodniami strefy czerwonych margli stebnickich o północno-wschodnich upadach, rozpościera się pas iłów solnych o zmiennej szerokości, w znacznym stopniu zależnej od poprzecznych wypiętrzeń tektonicznej osi Karpat i ich podłoża. Pośród iłów solnych wyróżnił Bujalski pomiędzy Ulicznem, Dobrohostowem i Truskawcem kompleks grubo-ziarnistych, wapnistych piaskowców, tworzących morfologiczne wyniosłości. Utwór



ten łączy Bujalski w jedną stratygraficzną całość ze zlepieńcami Glorietty w Truskawcu i uważa je za wstecznie przechylone siodło, wynurzające się pośród iłów solnych.

Że budowa geologiczna smugi iłów solnych w okolicy Truskawca należy do jednego z najtrudniejszych problemów na wschodnio-karpackim przedgórzu, dowodzą tego krańcowo odmienne interpretacje podane przez różnych badaczy. Tektoniczną interpretację tej okolicy dał już Teisseyre (24, str. 351, 381), zaliczając łupki bitumiczne, zielone zlepieńce i warstwy dobrotowskie Truskawca do swej płaszczowiny truskawieckiej przyczem podkreślił wsteczne obalenie tego fałdu.

Przeciw zaliczeniu zlepieńców truskawieckich, przypominających swym składem petrograficznym zielone zlepieńce słobódzkie, do formacji iłów solnych (jak to czynią Tołwiński i Bujalski) przemawia fakt występowania w okolicy Glorietty w Truskawcu: czarnych łupków bitumicznych z rogowcami, w bezpośrednim kontakcie ze zlepieńcami (de Cizancourt). Analiza mapki ogłoszonej przez tego badacza [38] wskazuje na znamienne zbliżanie się ku sobie w kierunku ku PnZd dwóch pasemek zlepieńców Worotyszczka i Glorietty, które zdają się łączyć w okolicy Lipek. Pasemka te obrzeżają wraz ze smugą iłów solnych serję: szarych łożupków z wtrąceniami mikowych piaskowców o pręgach falistych i z łożupkami o zabarwieniu blado-czerwonym w środkowej partji tej masy. De Cizancourt widzi tu wstecznie przechylone siodło, zanurzające się ku PnZd, wówczas gdy Bujalski interpretuje masę tą jako łęk w tymże kierunku wychodzący w powietrze; Tołwiński wreszcie przyjmuje tutaj istnienie szczątków łęku warstw stebnickich u czoła wgłębnego fałdu borysławskiego. Za interpretacją Bujalskiego przemawiałoby ogólne wznoszenie się osi tektonicznej ku PnZd, czego dowodzą zarówno dźwiganie się wgłębnego fałdu borysławskiego jak i cofanie się brzegu wyższych nasunięć karpackich ku Pd, zaś margli stebnickich ku Pn. Łupki bitumiczne z rogowcami, występujące wraz ze zlepieńcami Glorietty, stanowią jednak element stratygraficznie obcy łożom solnym; petrograficzny zaś charakter szarych łupków i piaskowców Worotyszczka, bardzo zbliżony swym wyglądem do warstw dobrotowskich serji słobódzkiej, komplikuje jeszcze bardziej zagadnienie budowy okolicy Truskawca.

W związku z wyżej opisaną budową tektoniczną przykarpackiej strefy przedgórza, w jego południowo-wschodnim odcinku,

wydaje mi się najbardziej prawdopodobną następująca teza: serja słobódzka, zapadająca wgłąb i ku Zd na linii rzeki Świcy, cofa się w kierunku na Borysław pod brzeżne nasunięcia karpackie tej okolicy, czego dowodzi chociażby zbliżanie się wielkiej niecki tortońskiej do czoła wyższych jednostek tektonicznych. Jeżeli istnieje ona w podłożu, to wydaje się prawdopodobnym wygniecenie i spiętrzenie oderwanych płatów tej serji u czoła wgłębnego leżącego fałdu Borysławia-Nahujowic, przekraczającego tutaj ku PnWd krawędź wyższych nasunięć i skib.

Na PnZd od Borysławia, w miarę zwięzania się przykarpackiej smugi iłów solnych, zbliża się do orograficznego brzegu Karpat kompleks spiętrzonych warstw stebnickich, a wraz z nimi przedkarpacka niecka tortonu.

Powyższy przegląd dał nam jedynie fragmenty budowy geologicznej przedgórze, w jego części zajętej przez sfałdowaną serję słobódzką, mimo to jednak umożliwia on sformułowanie szeregu tez, które uważam w przewodnich liniach za ustalone.

Stwierdziliśmy zatem występowanie na bezpośrednim przedpolu wyższych nasunięć, skib i łusek wschodnio-karpackich, pomiędzy Czeremoszem i Świcą sfałdowanej i nasuniętej ku PnWd serji Słobódzkiej. Pośród tej strefy jedynie na jej południowym odcinku występują stratygraficznie starsze horyzonty: zlepieńców słobódzkich, łupków menilitowych i eocenu. Jak to już podkreślił de Cizancourt [30], na szerzeniu tej strefy ku PnZd nastąpił zanik starszych elementów lub odkłucie młodszego zespołu warstw dobrotowskich, czerwonych łupków i piaskowców i iłów solnych od starszego podłoża (na Pn od doliny Bystrzycy Sołotwińskiej). Dla tej więc strefy nie formacja o zabarwieniu czerwonym, wobec występowania petrograficznie zbliżonych utworów w spągu przedkarpackiego tortonu, jest przewodnim elementem, jak to utrzymuje Tołwiński, lecz zespół trzech stratygraficznymi przejściami ze sobą związanych poziomów: warstw dobrotowskich, czerwonych łupków i piaskowców i iłów solnych, które 45 lat temu trafnie wydzielił już R. Zuber na przedgórze Karpat Pokuckich.

Tektoniczny charakter tej strefy znaczą, na Pn od Bystrzycy Sołotwińskiej, od PdZd na PnWd nasunięte łuski. Jedynie w granicach elewacji pokuckiej, dzięki znaczniejszemu poprzecznemu wypiętrzeniu Prakarpat, zyskujemy wgląd w głębsze partje serji słobódzkiej: tutaj więc znajdujemy na powierzchni dowody płasz-

czowinowego jej charakteru. Że zaś przełańdowane masy filszu karpackiego posunęły się na predysponowanych depresjach podłóża dalej w kierunku północno-wschodnim anizeli to miało miejsce na poprzecznych elewacjach masywu, przeto oczywistem wydaje się, że serja słobódzka zachowuje charakter płaszczowinowy i na swem przedłużeniu ku PnZd, cofając się i zanurzając w głąb na Pn od Świcy.

Jeszcze jaśniej występuje charakter strefy słobódzkiej, organicznie związanej z nasunięciami karpackimi, gdy przyjrzymy się stosunkom geologicznym panującym w obramiającej strefę tą od PnWd niecce tortońskiej.

### **III. Przedkarpacka strefa tortonu pomiędzy Przemyślem i Kutami.**

Morfologicznej krawędzi Karpat Przemyskich, zbudowanej z warstw kredowych i eoceńsko-oligocieńskich, towarzyszy od wschodu wąska smuga sinawo-szarych iłów solnych, z warstwą iłów zielonych w spągu. Smuga ta pomiędzy Przemyślem i Chyrowem rzadko kiedy przekracza szerokość 150 m i zapada naogół ku Zd i PdZd pod nasunięte łuski Karpat. Śledzić ją możemy na podstawie prac Niedźwiedzkiego [6], Friedberga [9], Wiśniowskiego [11], ostatnio ogłoszonych spostrzeżeń de Cizancourt'a [50] oraz własnych obserwacyj, na PnZd od Pikulic i dalej ku południowi poprzez Kniazyce, Żupę, Berendowice, Sólęcę, Hujsko, Lacko i Dobromil. Przebieg iłów solnych znaczą występowania solanek, gipsu i złoża soli kamiennej w Lacku.

Do iłów solnych przylegają zgodnie od wschodu: grubo-ławicowe, częstokroć zlepieńcowate piaskowce zawierające miejscami większe otoczaki, rzadziej grubo-otoczakowe zlepieńce, z wkładkami czerwonych i ciemno-szarych iłów i iłołupków, parokrotnie się powtarzającemi. Bezpośrednio do iłów solnych przylegają najczęściej ławice gradowca lub zlepieńca złożonego z drobno lub grubo-otoczakowych elementów wapieni, skał zielonych i okruców jaskrawo-czerwonych twardych łupków. W tych miejscach gdzie kontakt ten jest dobrze odsłonięty, jak naprzykład na Zd od Lacka i w kopalni soli, śledzić można niewątpliwie zgodne, stratygraficzne przejście pomiędzy iłami solnemi i serją zlepieńców, piaskowców i czerwonych łupków mimo, że facjalna zmiana osadów jest tu naogół dość nagła. Zlepieńce te i piaskowce, le-

zące w stropie iłów solnych a więc od nich młodsze, nazwał Niedźwiedzki [6] piaskowcem żupnym.

Po Niedźwiedzkim wyróżnił również Friedberg ten młodszy od iłów solnych poziom zlepieńcowatych piaskowców i czerwonych łupków, w przeciwstawieniu do starszych od iłów solnych utworów czerwonych serji słobódzkiej [9, str. 8].

Pomiędzy Przemyślem i Chyrowem kompleks zlepieńców, zlepieńcowatych piaskowców i czerwonych łupków, występujących w stropie iłów solnych, zyskuje na miąższości w kierunku ku PdWd, od 200 do 500 m. Ku górze kompleks ten przechodzi zwolna w szare iłołupki i szaro-żółtawe ily z wąskimi ławicami piaskowców. Jeszcze wyżej przeważają parometrowej grubości warstwy jasnych, drobno-ziarnistych piasków z wkładkami ciemnoszarych iłów, nieco łupkowych. Przekroje przez tą serję są najlepiej odsłonięte w okolicy Dobromila i wykazują ku Wd przewagę utworów ilasto-piaszczystych (w dolinie Jasionki, pomiędzy Tarnawą i Pietnicą). W tej okolicy miąższość serji szarych iłów i piasków wynosi do 1300 m.

Na przedłużeniu tego profilu ku Wd, u stóp grzbietów Radycza i Gibeli zjawiają się początkowo wąskie warstwy brekcjo-watych piaskowców z okruchami białych margli i rogowców menilitowych karpackich oraz typowych dla całego kompleksu warstw w stropie iłów solnych zalegającego, kawałków jaskrawo-czerwonych, twardych łupków. Zależnie od miejsca przekroju przeważają utwory piaszczysto-zlepieńcowe lub szaro-żółtawe ily, gruzelkowo rozpadające się, w wąskich warstewkach.

Na coraz bardziej stromo wznoszących się, zachodnich zboczach Radycza i Gibeli ilość zlepieńcowych wkładek wzrasta; zwiększa się również wielkość otoczków karpackich piaskowców i margli rogowcowych. Dobrych odkrywek na tych, z luźno spójnych bryłowych zlepieńców zbudowanych grzbietach, jest bardzo niewiele.

Na całej szerokości opisanego w okolicy Dobromila profilu upad warstw jest naogół stromy i przeważnie skierowany ku Zd i PdZd, w obrębie serji piaskowców i czerwonych łupków oraz ich bezpośredniego nakładu. Nieopodal jednak zachodnich zboczy Radycza i Gibeli warstwy przechylają się stopniowo ku Wd.

Na wschodnich zboczach tych grzbietów, morfologicznie dominujących nad przedgórzem, warstwy zlepieńców radyckich tracą stopniowo na miąższości i przechodzą w piaski i szare ily, o po-

dobnem wykształceniu do spągowych utworów na zachodnich zboczach Radycza i Gibeli oraz do iłów krakowieckich. Równocześnie upad warstw zmienia się na południowo-zachodni. O ile więc wnosić można z istniejących odkrywek, masy zlepieńców radyckich posiadają układ łękowy. Z badań Friedberga [9] i de Cizancour'ta [50] wynika, że na Wd od grzbietów Radycza i Gibeli utwory tortońskiego przedgórza sfałdowane są w conajmniej dwa szerokie siodła, przyczem w jądrach tych fałdów wynurzają się iłowupki o zabarwieniu czerwonym: we wsiach Hruszatycach i Stroniowicach—Boratyczach. Dwa te siodła przedziela łęk Nizankowiec, zbudowany z szarych iłów i piasków o południowo-zachodnich upadach warstw. Brak zlepieńców w obrębie tego łęku, jako odpowiednika zlepieńców radyckich, przemawia za hipotezą, wypowiedzianą przez de Cizancour'ta, że zlepieńcowy ten utwór zapewne o charakterze deltowym wyklinowuje się ku Wd od grzbietów Radycza i Gibeli.

Jeszcze dalej ku Wd, w granicach arkuszy Sambor i Mościska, istnieje nieznaczna ilość odkrywek iłów krakowieckich, które są, wedle obserwacji A. M. Łomnickiego [4] i Friedberga [9], miejscami dość intensywnie sfałdowane, jeszcze na odległości 30 do 40 km od orograficznego brzegu Karpat.

Kompleks piaskowców i czerwonych łupków wraz ze zlepieńcami i iłami solnemi w ich spągu, obrzeża od Wd wyginające się na depresji Przemyśla ku PnWd masy fliszu karpackiego. Wraz z tym ostatnim zmieniają więc warstwy miocieńskie kierunku Pn-Pd, przeważający pomiędzy Lackiem i Witoszycami, na szerzenie PdZd-PnWd powyżej Grochowiec. Ostatnie ku Pn ślady tych warstw znalazłem na PnZd od Pikulic, na zachodnim stoku wzgórza p. 284 m. Nakład tego kompleksu jest na Pn od Nizankowiec zasłany przez mieszane żwiry dyluwjalne i utwory napływowe. Zlepieńce Radycza i Gibeli, sądząc po morfologii, zanikają w kierunku północnym, przechodząc w utwory ilasto-piaszczyste, podobnie jak to ma miejsce na południowo-wschodnim szerzeniu tych warstw.

Na Pd od Lacka obserwujemy podobne wyginanie się warstw miocenu równoległe do kierunku Karpat, ku PdWd. Iły solne ciągną się przez Chyrów i Berezów ku Starej Soli; od wschodu towarzyszą im utwory o zabarwieniu czerwonym i o podobnym składzie petrograficznym jak w okolicy Dobromiła.

Na północnych stokach doliny Strwiąża, wraz ze zmianą kie-

runku, przechodzą zlepieńce radyckie na szerzeniu tego kompleksu w utwory piaszczyste i ilaste. Jedynie rzadkie warstewki zlepieńcowatych piaskowców znaczą przebieg poziomu, odpowiadającego czasowo wzmożonej erozji w obrębie Karpat Dobromilskich. Dobrze odsłonięty przekrój tych warstw śledzić możemy wzdłuż Strwiąża, pomiędzy Laszkami Murowanemi i Czapłami. W tej ostatniej miejscowości, a więc w strefie osadów zbliżonych swym położeniem stratygraficznym do zlepieńców radyckich, występuje dość bogata fauna, głównie grubo-skorupowych małży, znana już Friedbergowi [9] i będąca obecnie w opracowaniu w Zakładzie Geologicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego. W stropie piaszczystych iłów ze skamielinami, zapadających ku PnWd pod kątem 45°, zalega gruba ławica zlepieńców litotamniowych. W porównaniu z przekrojem Radycza uderza nad Strwiążem brak odpowiednika łęku, w którym zachowały się utwory zlepieńcowe, spotykamy tu bowiem upady warstw skierowane jednolicie ku PnWd.

Częste zmiany facjalne, występujące w serji utworów leżących w stropie iłów solnych, na Pn od doliny Strwiąża, są wyrazem zmiennego rytmu sedymentacji u pobraża przedkarpackiej niecki tortońskiej. Pierwszemi zwiastunami słabych jeszcze ruchów orogenicznych w obrębie łańcuchów karpackich są zlepieńce i piaskowce, zalegające w stropie iłów solnych. Czy jednak otoczaki wapieni, skał zielonych i czerwonych fylitów pochodzą bezpośrednio ze szczątków prakarpackich grzbietów, jak to przypuszcza de Cizancourt [50, str. 314], czy też leżą one na wtórnym złożu i są rozmytym prakarpackim materiałem ze starszych horyzontów fliszu, tak obficie w okolicy Przemyśla i Dobromila występującym, trudno jest na zasadzie dotychczasowych badań zdecydować. Ogólny rozwój łańcuchów karpackich przemawiałby raczej za tą drugą hipotezą. Dowodem na to służą chociażby zlepieńce radyckie, pośród których występują równocześnie otoczaki skał fliszu karpackiego obok elementów prakarpackiego pochodzenia.

Zlepieńce radyckie, złożone w postaci wielkiej soczewki, oznaczają gwałtowne wzmożenie się erozji na odcinku Karpat Dobromilskich, poprzedzającej okres spokojnej sedymentacji górnych iłów krakowieckich. Stanowią one równocześnie brzegową fację tortonu, przechodzącą stopniowo ku Wd do bardziej od ówczesnych Karpat odległych obszarów osadów wód głębszych.

Na PdWd od doliny Strwiąża, różnice petrograficzne w spągu

iłów tortońskich stopniowo się zacierają. Wyraźnie zaznacza się jedynie granica pomiędzy przykarpacką smugą iłów solnych i serją czerwonych iłów, margli i piaskowców, miejscami drobno-zlepieńcowych, zapadających ku PnWd. Granica ta przebiega na PnWd od Starej Soli, poprzez wsie Torchanowice i Kobło Stare w dolinie Dniestru, przez Błazów, Czerchawę, Winniki, Nahujowice, Modrycz, Solec ku Stebnikowi. Kompleks warstw o zabarwieniu czerwonym tworzy szereg pagórkowatych wyniosłości, dominujących ponad dolinną smugą iłów solnych.

De Cizancourt opisał ostatnio (50, str. 307-8) odkrywki utworów tortońskich w okolicy na Pn od Nahujowic. Notujemy za tym autorem: stromy, ku PnWd zapadający, układ warstw czerwonych margli obramionych od wschodu szerokim łękiem wypełnionym przez utwory odpowiadające warstwom balickim tego autora: ławice piasków i zielonawych piaszczystych margli, oraz, w jądrze tego łęku występujące, górne iły krakowieckie z fauną, znaną z miejscowości Niedźwiedziej i Stupnicy. Pomędzy tą ostatnią a gościńcem Drohobycz-Sambor występują ponownie na powierzchni margle czerwone, o upadzie warstw skierowanych ku PdZd. Łęk ten byłby odpowiednikiem synkliny Radyca.

Utwory miocenijskie przedgórza Karpat pomiędzy Nahujowicami i doliną Stryja opisali ostatnio Tołwiński [43], i Bujalski [37, 46]. Wedle pierwszego z tych badaczy, iły solne przechodzą tutaj, podobnie jak to ma miejsce na PnZd, w sposób stratygraficznie ciągły do serji warstw o zabarwieniu czerwonym (warstw stebnickich Tołwińskiego). Podobnie jak to obserwowaliśmy w okolicy Dobromila i Chyrowa, spąg formacji czerwonej wykształcony jest przeważnie piaskowcowo, czerwone łupki są naogół margliste, istnieją również wkładki szarych iłolupków. W stropie tej serji w okolicy Drohobycza ilość miękkich piaskowców i piasków ponownie wzrasta. Tołwiński przypisuje warstwom stebnickim przeszło tysiąco-metrową miąższość, wówczas gdy w okolicy Dobromila grubość tych utworów jest znacznie mniejsza, nie przekracza 500 m i maleje coraz bardziej w kierunku Przemyśla. Według obliczeń de Cizancourta, miąższość warstw balickich, w nadkładzie serji czerwonej, wynosi pomiędzy Drohobyczem i doliną Bystrzycy od 1000 do 1500 m.

Smuga przykarpackich iłów solnych znacznie się rozszerza w okolicy Drohobycza; zewnętrzna jej granica z marglami stebnickimi wygina się na poprzecznej elewacji w kształcie łuku ku

PnWd, w związku z zapadaniem warstw stebnickich w tym kierunku.

Na PdWd od Stebnika, gdzie w spągu warstw stebnickich występują w iłach solnych złoża soli potasowych i podobnie jak w Lacku, warstwy soli kuchennej, przebiega granica iłów solnych i warstw stebnickich nieopodal wsi Dobrohostowa i Gassendorfu. Przebieg warstw stebnickich znaczą tutaj wyniosłości na Wd od tych miejscowości położone. Na PdWd od Uliczna formacje te znikają pod aluwjami doliny Stryja i glinami terasowymi na lewym brzegu Bereźnicy. Dopiero w Morszynie ukazują się na powierzchni ily solne, zawierające i tu prawdopodobnie złoża soli szlachetnych, jak o tem świadczą źródła lecznicze tej okolicy. Bezpośrednio na PdWd od Morszyna spotykamy warstwy stebnickie na zboczach szczytu Wiedernicy.

Wzdłuż prawego brzegu Bereźnicy występują ily czerwone i piaskowce we wsi Mielniki. Nieco dalej ku PnWd w dół doliny, znalazłem pomiędzy Piłą i Bereźnicą odkrywki szarych, mało wapnistych, jasno wietrzejących, wąsko-ławicowych iłów z ławicami miękkich, żółtawych piaskowców oraz z wkładkami różowych marglistych iłów. Kompleks ten przypomina swym składem petrograficznym warstwy balickie de Cizancourt'a [30], stanowiące przejście od warstw stebnickich do górnych iłów tortońskich.

W okolicy wsi Bereźnicy i Łotatników, w nieistniejących już dziś odkrywkach obserwował Grzybowski [14] szare ily z kryształkami gipsu, które należą prawdopodobnie do górnych iłów tortońskich.

W wysokim prawym brzegu Świcy, pomiędzy Czołhanami i Baliczami, istnieje szereg odkrywek: u czoła opisanych w rozdziale II-im warstw dobrotowskich przy ujściu potoku Łuszczawy, występują ciemno-brunatne, wąsko-warstwowane ily i czerwone łożupki: nieco dalej w dół rzeki w Zarzeczcu Dolnem, widać ślady szarych iłów plastycznych — najprawdopodobniej iłów solnych; naprzeciw Czołhan odsłonięte są ciemne, wiśniowo-brunatne, piaszczyste ily nieco wapniste, z okruchami zielonych łożupków i ławicami do 1,5 m grubych miękkich, żółtawych piaskowców; takie same utwory zjawiają się na powierzchni na prawym zakolu Świcy, naprzeciw Woli Zaderewackiej i na Wd od Sokołowa.

W dół Świcy ku Baliczom, czerwone i różowe ily stopniowo zanikają, przeważają zaś szare, wąsko-warstwowane margliste łoż-



łupki o muszlowym przełomie i czerwonych nalotach na zlustrowanych powierzchniach; miejscami górują nad ilastymi warstwami grubo lub cienko-ławicowe, jasno-szare; łyszczkowe piaskowce z wkładkami jasno-szarych lub szaro-zielonych łupków marglistych. Warstwy te zapadają pod kątem nieprzekraczającym  $60^\circ$  ku PdZd. Stanowią one przejście do wydzielonych przez de Cizancourt'a warstw balickich i wraz z nimi tworzą normalny stratygraficzny spąg szarych iłów i piasków tortońskich (warstw certyjowych, iłów pokuckich).

Czerwone utwory Czołhan. odpowiadające warstwom stebnickim, leżą na południowo-wschodnim przedłużeniu kompleksu tych ostatnich w okolicy Wiadernicy koło Morszyna; ku Wd przechodzą one zatem stopniowo do warstw balickich i wraz z temi ostatnimi do iłów tortońskich.

Podobne stratygraficzne i tektoniczne stosunki spotykamy wzdłuż dolnego biegu Turzanki (por. de Cizancourt [30]), gdzie występują naprzemianległe, pofałdowane smugi warstw stebnickich i iłów solnych, ograniczone od Wd szerokim łękiem dolnych iłów pokuckich, przechodzących do warstw balickich i za ich pośrednictwem do ostatniego w tym kierunku wysadu warstw czerwonych w okolicy wsi Balicze. Pomiędzy Baliczami i Demnią odsłonięte są poziome warstwy szaro-brunatnych, drobno-ziarnistych piasków z wąskimi wkładkami szarych iłów, zaliczane przez de Cizancourt'a do górnych iłów tortońskich (górnych warstw certyjowych). Wreszcie pomiędzy Demnią i Lachowicami Zarzecznemi istnieje bezpośrednio w łózysku Świcy dobra odkrywka zlepieńców, o otoczkach czarnych krzemieni i skorupowych piaskowców ze skamielinami (małże) oraz jasno-szarych wapnistych piaskowców, równie bogatych w skamieliny i zwęglone szczątki roślin, przeławiconych jasno-szaremi lub żółtawemi iłami. Warstwy te zapadają w kierunku południowo-wschodnim.

Obszar przedgórza położony na Zd od Kałusza, zasłany jest młodemi utworami napływowemi i nie posiada odkrywek. Jedyne w obrębie kopalni kałuskiej opisał Niedźwiedzki [3, 17] odkrywkę tortonu nieopodal szybu N. IV. W zamian za to, wglębna budowa tej okolicy została dość szczegółowo poznana dzięki licznym wierceniom dokonany w bliższej i dalszej okolicy Kałusza w poszukiwaniu złożu soli potasowych oraz, ostatnio przeprowadzonym, badaniom geofizycznym.

Pierwszy szczegółowy obraz wglębnej budowy okolicy Kału-

sza zawdzięczamy Cz. Kuźniarowi, który na podstawie materiałów z wierceń oraz rezultatów badań sejsmicznych podał<sup>1)</sup> następujący profil geologiczny tej okolicy: pod występującymi na powierzchni iłami tortońskimi (warstwami certyjowemi — iłami pokuckimi) zalega w podłożu około 50 m miąższy kompleks szarozielonawych łupków z żyłkami gipsu, stanowiący prawdopodobnie odpowiednik warstw balickich de Cizancourt'a. W spągu tego kompleksu występuje formacja solna około 200 m miąższości, złożona z warstwowanych iłów z solą kuchenną, ze zlepieńcowatych mas okruchów piaskowców i łożupków, z solnem lepiszczem lub solą w żyłach, z solami potasowemi występującymi w trzech poziomach, wreszcie z nieregularnymi wkładkami czerwonych łupków. Te ostatnie występują najczęściej w środkowej części formacji solonośnej, rzadziej w jej stropie, w tym ostatnim wypadku poniżej łożupków z żyłkami gipsu (warstw balickich), bardzo rzadko wreszcie pod ławicą anhydrytu (50 cm grubości) w spągu formacji solonośnej.

Pod utworem solnym zalegają szaro-brązowane łupki z fauną tortońską, około 10 m grubości i potężny kompleks szarych, piaskowatych, mikowych łupków przechodzących w ilasto-margliste piaskowce z miką, około 800 m miąższości. W kompleksie tym dowiercono parokrotnie w Kałuszu gazów ziemnych. Najgłębszy, przez wiercenia osiągnięty poziom stanowią: ciemne łupki z fauną dolno-oligocenijskiego lub górno-eoceńskiego wieku.

Z badań przeprowadzonych przez Cz. Kuźniara wynika istnienie w podłożu okolicy Kałusza siodłowych wypiętrzeń serji piaskowców i łupków, przedzielonych łękami formacji solonośnej.

Z porównania tych, niezmiernie interesujących badań z rezultatami spostrzeżeń de Cizancourt'a oraz moich obserwacji wynika szereg znamiennych konkluzji co do facjalnego zróżnicowania tortońskich utworów przedgórza Karpat wschodnich.

Przedewszystkiem uderza zanik ku Wd, w kierunku wynurzającej się na linii Dniestru płyty podolskiej, serji warstw stebnickich, osiagającej u czoła nasunięć karpaccich co najmniej tysiącmetrową miąższość. W okolicy Kałusza facjalnym odpowiednikiem tej serji byłyby co najwyżej nieregularne wkładki czerwonych łup-

---

<sup>1)</sup> Według komunikatu Cz. Kuźniara, wygłoszonego na Posiedzeniu Naukowym P. I. G. w dn. 17 grudnia 1929 oraz niezmiernie uczynnych ustnych informacji udzielonych mi przez autora. Por.: Państw. Inst. Geol., Pos. Nauk. N. 25, Warszawa (w druku).

ków w obrębie formacji solnej, a więc stratygraficznie niżej aniżeli w przykarpackiej strefie tortonu.

Istnienie stratygraficznych wkładek czerwonych łupków pośród formacji solnej Kałusza przeczyłoby tektonicznej interpretacji połańdowanych utworów tortońskich przedgórza (czerwonych łupków i piaskowców oraz iłów solnych) w przekrojach Turzanki, Bereźnicy i Łukwi, jak to przyjmował poprzednio de Cizancourt [30]. W ostatniej swej pracy [50], badacz ten przewiduje już możliwość istnienia jednolitej serji stratygraficznej, w przeciwstawieniu do poprzedniej interpretacji, według której ily solne występujące pośród margli czerwonych uważał de Cizancourt za jądra antyklin.

Dalszą konsekwencją badań Cz. Kuźniara jest stwierdzenie bardzo znacznej redukcji w miąższości poszczególnych horyzontów utworów tortońskich, w kierunku ku płycie podolskiej. Dotyczy to przede wszystkim kompleksu warstw balickich oraz ich odpowiednika w okolicy Chyrowa i Dobromiła (dolnych iłów i piasków krakowieckich), w przykarpackiej strefie miocenu mierzących do 1400 m. grubości, wówczas gdy odpowiednik tych warstw w okolicy Kałusza — szaro-zielone łożupki z żyłkami gipsu nie przekraczają 50 m. miąższości. Podobnie formacja solonośna u czoła nasunięć karpackich posiada niewątpliwie znacznie większą, jakkolwiek dotychczas nieznaną miąższość w stosunku do 200 metrowej serji solonośnej Kałusza. Kontrast ten potęgowałby jeszcze możliwość częściowego przynajmniej zastępstwa kompleksu warstw stebnickich przez ily solne w okolicy Kałusza.

Ważnym rezultatem pracy Cz. Kuźniara jest wreszcie stwierdzenie tortońskiego wieku formacji solonośnej przedgórza, jak tego dowodzi tortońska fauna w spągu zubru solnego występująca.

W okolicy Kałusza została również po raz pierwszy na wschodnio-karpackim przedgórzu odkryta serja oligoceńsko-dolno miocenijskich utworów fliszowych, podścielających tortońską nieckę, o odmiennym wykształceniu facjalnym w stosunku do rejonów osadowych płaszczowin fliszu i to zarówno serji słobódzkiej jak i niższej pokuckiej i wyższych jednostek tektonicznych.

Na Pd od doliny Łomnicy, uzyskujemy lepszy wgląd w budowę podłoża dzięki istnieniu liczniejszych odkrywek wzdłuż potoku Bereźnicy. Stosunki geologiczne panujące tutaj u czoła nasuniętej serji słobódzkiej odpowiadają wyżej opisanemu profilowi doliny Turzanki. Opis tej okolicy podany przez de Cizancourt

court'a (30) uledz musi zmianie co do interpretacji naprzemianległych stref iłów solnych i warstw o zabarwieniu czerwonym, uważanych początkowo przez tego badacza za jądrowe antyklinalne wysady pierwszych, pośród łęków warstw stebnickich, wówczas gdy doświadczenia poczynione ostatnio przez Cz. Kuźniara w Kałuszu przemawiałyby za stratygraficzną ciągłością całego tego kompleksu.

Pomiędzy Petranką, gdzie opisałem czołową łuskę warstw dobrotowskich a Bereźnicą mamy więc smugę iłów solnych wyruszających się z pod warstw dobrotowskich i dających się prześledzić od Grabówki nad Łukwią po dolinę Łomnicy (liczne źródła solne), szeroką strefę warstw o zabarwieniu czerwonym, dość intensywnie wtórnie prześladowanych, pas iłów solnych znany na przestrzeni od Grabówki poprzez Uhrynów Średni do Nowicy, wreszcie prawdopodobnie łęk Uhrynowa Starego wypełniony przez ilasto-piaszczysty kompleks warstw o wykształceniu zbliżonym do warstw balickich. Na granicy sfałdowanych iłów tortońskich (dolnych warstw certyjowych de Cizancourt'a) istnieje nieznaczny wysad warstw czerwonych.

W kierunku południowo-wschodnim strefa iłów solnych i czerwonych łupków u czoła nasuniętej serji słobódzkiej stopniowo się zwięża. Na przekroju Łukwi i Sadzawki ily tortońskie sięgają dalej ku Zd aniżeli w dolinach Łomnicy i Bereźnicy, w związku ze zwiężaniem się serji słobódzkiej na elewacji Majdanu.

Warstwy czerwonych lub zielonawo-szarych iłólupków z czerwonymi nalotami oraz grube ławice kruchych piaskowców, występujące na Zd od Lachowiec w dolinie Bystrzycy Sołotwińskiej, zaliczam wraz z Bujalskim [46] do serji słobódzkiej. Nieco dalej w dół rzeki w stromym lewym brzegu, są dobrze odkryte typowe ily tortońskie, o upadach warstw skierowanych ku PnWd, w przeciwieństwie do południowo-zachodniego zapadania fałdów serji słobódzkiej.

W okolicy Horocholiny obserwował Bujalski izoklinalne siodło warstw dobrotowskich i czerwonych łupków marglistych, nasunięte bezpośrednio na ily pokuckie (ily tortońskie).

Pomiędzy rzekami Bystrzycą Nadwórnianką i Prutem, na poprzecznej depresji Karpat, granica pomiędzy sfałdowaną i nasuniętą serją słobódzką a tortońskimi utworami przedgórza wygina się ponownie ku PnWd. Obszar ten jest jednak słabo odsłonięty.

Ostatnią wreszcie ku PdWd okolicę, gdzie bezpośrednio u czoła

serji słobódzkiej jest torton przedgórza nieco lepiej odsłonięty na powierzchni stanowi obszar pomiędzy Prutem i Łuczka, a mianowicie doliny Prutu, Szybieńki, Sopówki i lewobrzeżnych dopływów Łuczki w okolicy Werbiaża Wyżnego i Kluczowa Wielkiego. Obserwacje poczynione przezemnie w tych okolicach niezupełnie zgadzają się z opisem de Cizancourt'a (50, str. 299).

Przełańdowana i w izoklinalne fałdy, o skrzydłach zapadających ku PdZd, ułożona serja słobódzka (warstwy dobrotowskie i czerwone łupki i piaskowce) okolic Peczyniżyna graniczy od Wd ze smugą iłów solnych, których przebieg znaczą występowania solanek: we wsi Kniaźdworze (w dolinie Szybienki), w jarze Kamionka, położonym na południowym zboczu tej doliny, w okolicy Brzeziny na Wd od Peczyniżyna w dolinie Sopówki i w jarze Pod Banią na PnZd od Werbiaża Wyżnego. Do iłów solnych przylegają od PnWd warstwy czerwonych i szaro-zielonych marglistych łożupków o północno-wschodnich upadach; warstwy te przechodzą w stropie w typowe ły pokuckie. Przejściowy ten horyzont zalicza de Cizancourt do warstw balickich.

Na przedłużeniu tej serji ku Pd, na zachodnim zboczu doliny Łuczki, w jarach Werbiaża Wyżnego i Kluczowa Wielkiego, w nikłych odkrywkach widać już tylko szarawe ły, zbliżone swym wyglądem do iłów pokuckich. Od Wd, w stropie tych iłów leżą prawie poziome lub ku Wd zapadające warstwy piasków i zlepieńców z wkładkami lignitu koło Myszyzna. O ile więc sądzić można z bardzo niedostatecznych odkrywek w tej okolicy, czerwone łupki margliste w stropie iłów solnych oraz odpowiednik warstw balickich przechodzą ku Pd obocznie w dolne ły pokuckie. Jeszcze dalej w kierunku południowym, na prawym zboczu doliny Łuczki i pomiędzy tą ostatnią a doliną Pistynki brak jest zupełny facjalnego odpowiednika warstw stebnickich i balickich, zastąpionych na tych obszarach przez dolne ły pokuckie. Czerwone łupki i piaskowce, występujące w okolicy Utorop, Kosowa i Kut należą już do nasuniętych mas serji słobódzkiej.

Z powyższych rozważań wynika, że warstwy stebnickie znikają jako oddzielny horyzont już pomiędzy doliną Świcy a okolicą Kałusza, że czerwone łupki margliste stanowią dalej ku Pd-Wd stratygraficzne przeławiczenia pośród iłów solnych, występując również miejscami w stropie tych ostatnich, że wreszcie tortońskie utwory o zabarwieniu czerwonym zarówno jak i warstwy balickie przechodzą na przedgórzu Karpat Pokuckich obocznie

w dolne ility pokuckie. W przeciwstawieniu do tych poglądów przyjmuje de Cizancourt wyższe położenie dolnych ility pokuckich w stropie warstw stebnickich i balickich.

Na Pd od doliny Łuczki, wewnętrzna południowo-zachodnia granica tortonu wygina się w kształcie łuku ku PdZd. Jak już tego dowodziłem na innym miejscu, zjawisko to związane jest z wyklinowywaniem się ku PdWd, na wielkiej poprzecznej elewacji pokucko-bukowińskiej, serji słobódzkiej. Odnosimy wrażenie jakgdyby torton zastępował cofające się na elewacji ku Zd masy płaszczowiny słobódzkiej.

Pośród osadów tortońskich Pokucia wyróżniłem trzy horyzonty: dolne ility pokuckie, intensywniej pofałdowane u czoła nasuniętych na nie fałdów pokuckich i płatów płaszczowiny słobódzkiej, zlepieńce Pistynia, piaski Kosowa oraz piaski z lignitem w Myszyńcu — jako poziom środkowy i wreszcie górne ility i piaski pokuckie z drugim poziomem lignitów w okolicy Dżurowa i Nowosielicy. Środkowy poziom zlepieńców i piasków zapada stromo ku Wd, przyczem upad ten staje się w tym kierunku coraz bardziej połogi aż do poziomo ułożonych górnych ility i piasków pokuckich.

Jedynie więc na dwóch odcinkach polskich Karpat wschodnich: pomiędzy Dobromilem i Chyrowem z jednej strony, a Łuczką i Pistynką z drugiej, wykształcony jest torton przedgórza w facji wybitnie brzegowej. Na szczycie poprzecznej elewacji pokucko-bukowińskiej, jako widomy znak fazy intensywniejszego wypiętrzania i erozji poniekąd gotowego już gmachu Karpat Pokuckich w czasach tortońskich, osadzone zostały zlepieńce pistyńskie, złożone z otoczków fliszu płaszczowiny pokuckiej i zielonych elementów pochodzących ze zlepieńców słobódzkich oraz piaski lignitowe, których fauna wskazywałaby na półśrodkowodny utwór brzegowy, osadzony przy ujściu rzeki karpackiej (porównaj: Siemiradzki [12] str. 260). Analogiczną fazę wypiętrzania i erozji Karpat Przemyskich podczas tortonu wyznaczają piaski i zlepieńce radyckie.

W spągu piasków i zlepieńców pistyńskich wykształcony jest torton pod postacią ility z rzadszemi ławicami utworów piaszczystych. Zdają się one przechodzić ku dołowi w ility solne, dowodząc temsamem ciągłości sedimentacji w obrębie przedkarpackiej niecki, podobnie jak to mieliśmy możność stwierdzić na przedgórzu Karpat Przemyskich.

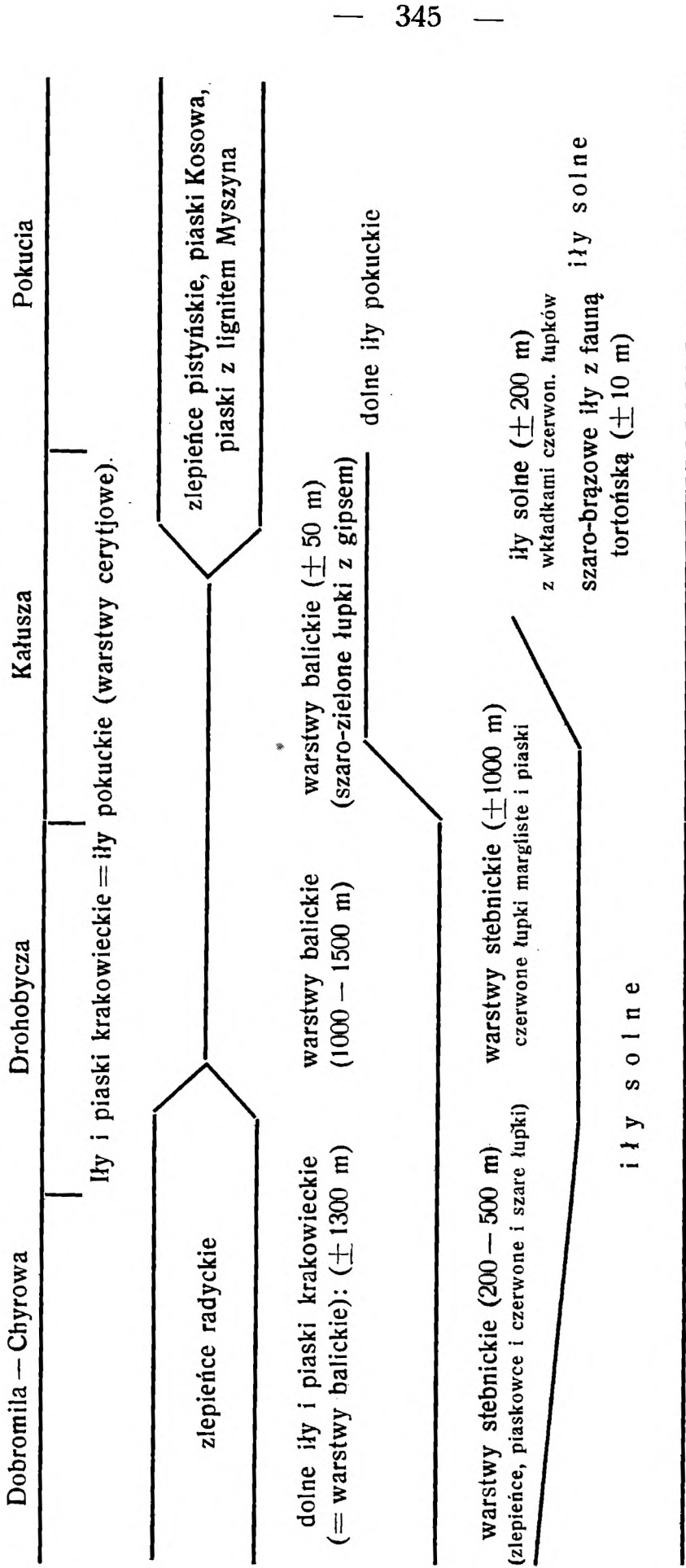
Piaszczysta i lignitowa facja górnych iłów i piasków pokuckich w okolicy Dżurowa i Nowosielicy z fauną słodkowodną (Siemiradzki [12], str. 268) dowodzi wystąpienia się morza tortońskiego w obrębie elewacji pokucko-bukowińskiej, jako powierzchniowego oddźwięku przebiegającego tędy w podłożu antyklinorium podolsko-marmaroskiego.

O facjalnem zróżnicowaniu tortońskich utworów przedgórza polskich Karpat wschodnich pisał ostatnio de Cizancourt [50]. Badania moje przeprowadzone równocześnie, jakkolwiek niezależnie od de Cizancourt'a oraz podstawowe prace Cz. Kuźniara w okolicy Kałusza pozwalają na nieco odmienne ujęcie stratygrafii oraz zmian facjalnych tortońskich osadów, wypełniających przedkarpacką część zapadliska, jak o tem świadczy następujące zestawienie:

Schemat, umieszczony na str. 345, winien ulec rewizji na podstawie opracowania faun znanych z wielu miejscowości tortońskiego przedgórza polskich Karpat wschodnich, a występujących głównie w iłach krakowieckich i iłach i piaskach pokuckich. Materiały stratygraficzne zostały już częściowo zebrane z okolic Czapli, Lachowiec, Nowosielicy i Kosowa i są w opracowaniu w Zakładzie Geologicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego. Na tej podstawie dopiero można będzie przeprowadzić ścisłą parallelizację poszczególnych formacji tortonu przedgórza oraz rewizję nomenklatury, posiadającej dziś charakter li tylko regionalny. Już Friedberg [19] wyeliminował nazwę warstw certyjowych, jako nie odpowiadającą charakterowi fauny utworów tortońskich w okolicy Kosowa. Wobec braku dokładnego oznaczenia wieku utworów tortońskich na Pokuciu w ich kolejnym następstwie, zastosowałem dla tych obszarów nazwę „iłów pokuckich“ [42] jako poziomów odpowiadających z grubsza iłom krakowieckim, znanym z obszarów położonych dalej ku PnZd.

W powyżej naszkicowanym obrazie stosunków geologicznych na przedgórzu polskich Karpat wschodnich wyróżniamy więc wraz z de Cizancourt'em dwa rejony, które charakteryzują stratygraficznie odmienne zespoły warstw: rejon słobódzki, należący do nasuniętych mas fliszu, obejmuje serję zlepieńców słobódzkich, warstw dobrotowskich, czerwonych łupków i piaskowców i iłów solnych, wówczas gdy rejon tortońskiego przedgórza znamionuje serja iłów solnych, warstw stebnickich, warsw balickich

# Tortonские przedgórze polskich Karpat Wschodnich w okolicy:





(dolnych iłów krakowieckich, dolnych iłów pokuckich), zlepieńców z materiałów pochodzenia karpackiego o lokalnym zasięgu, wreszcie iłów i piasków tortońskich.

W przeciwstawieniu do tych poglądów wysunął K. Tołwiński [43] hipotezę, że czerwone warstwy stebnickie, jako spągowa partja tortonu przedgórza, odpowiadają stratygraficznie czerwonym utworom serji słobódzkiej. Powyższe założenie tożsamości czerwonych utworów brzeźnych łańcuchów pomiędzy Bystrzycą Sołotwińską i Czeremoszem oraz przedgórza polskich Karpat wschodnich pociąga za sobą następujące założenia: 1) istnienie obocznego przejścia iłów solnych, leżących w spągu warstw stebnickich, do warstw dobrotowskich serji słobódzkiej na Pd od doliny rzeki Stryja; podobnie iły solne leżące w stropie czerwonej serji słobódzkiej stanowiłyby, w razie słuszności poglądów Tołwińskiego, odpowiednik ilasto-piaszczystej serji warstw ballickich.

Istnienie podobnie daleko idących obocznych zmian facjalnych w obrębie utworów przedgórza, pomiędzy rzekami Stryjem i Świcą, nie zostało dotychczas stwierdzone w terenie. Opierając się na stosunkach geologicznych w południowym odcinku brzeźnych łańcuchów Karpat Pokuckich oraz na przedgórzu polskich Karpat wschodnich, przeciwieństwa w wykształceniu obu wyżej wyznaczonych rejonów tłumaczy zdaniem mojem istnienie nasuniętej serji słobódzkiej, wiekowo starszej on warstw stebnickich, warstw ballickich i iłów tortońskich, stanowiących właściwe tektoniczne przedgórze Karpat. Nasunięta ku PnWd i intensywnie przełałdowana serja słobódzka zapada w głąb i zawija ku Zd na Pn od rzeki Świcy, zjawiając się być może raz jeszcze na powierzchni w postaci porwaków w okolicy Truskawca, wówczas gdy osady tortońskie przedgórza ciągną nieprzerwanie u czoła wyższych jednostek tektonicznych Karpat wschodnich ku PnZd, zachowując na całej przestrzeni od granicy rumuńskiej po Przemyśl jednolity charakter tektoniczny, odmienny w swych przewodnich rysach budowy od nasuniętych i przełałdowanych mas fliszu.

#### **IV. Przewodnie rysy budowy Karpat wschodnich.**

Rzut oka na architekturę Karpat w świetle nowszych badań pozwala stwierdzić jako przewodnią cechę budowy tych gór intensywny stopień ich przełałdowania. Jeżeli mimo to istnieją pewne

rozbieżności pośród poszczególnych badaczy co do charakteru nasunięć karpackich, to wiążą się one z mniej lub bardziej regionalnym rodzajem zainteresowań w pracach nad geologią tego masywu: regionalne monografie operują przede wszystkim jednostkami tektonicznymi niższych rzędów, jak elementy, skiby, łuski i siodła, nie przesądzając całości zjawisk górotwórczych i poprzestając na stwierdzonej bezpośrednią obserwacją amplitudzie nasunięć; inna znów grupa geologów przyjmuje szerszy zasięg płaszczowin karpackich, odpowiednio do wymogów syntetycznego ujęcia całości Karpat.

Obok tych, dziś już klasycznych metod wyjaśniających skomplikowaną budowę masywów górskich, torują sobie drogę w polskiej literaturze geologicznej nowe zasady, sięgające zarówno w nieznaną głębie podłoża młodych, w czasach miocenu przełaudowanych łańcuchów (T e i s s e y r e), jako też w zamierzchnie czasokresy poprzedzających je cykli osadowych, górotwórczych i gradacyjnych (J. N o w a k). Nowe te metody odsłaniają nam coraz wyraźniej współzależność młodych form tektonicznych i ich paleo-geograficznej treści od dawno przebrzmiałych procesów kształtowania się skorupy ziemi. Jeżeli więc można mówić o poniekąd nowym elemencie w tym skomplikowanym i nieskończonym procesie geologicznym, to jest nim każdorazowe napięcie ruchów orogenicznych, odmładzających oblicze naszej ziemi.

W poprzednich moich pracach [27, 31, 32, 42] starałem się dać ogólniejszy przegląd nasunięć w łańcuchach Karpat wschodnich. Na podstawie szczegółowych badań obszaru poprzecznej elewacji pokucko-bukowińskiej, gdzie najgłębsze elementy strukturalne odkryte są na powierzchni i opierając się na nowszych badaniach dotyczących sąsiednich odcinków tych gór (por. prace: J. Nowaka [20], B. Bujalskiego [29], E. Jabłońskiego i St. Weignera [26], K. Tołwińskiego [28]) wydzielamy szereg odrębnych jednostek tektonicznych w kolejnej ich nadległości: płaszczowinę pokucką, płaszczowinę słobódzką, nasunięcie wgłębnych fałdów Bitkowa—Majdanu—Sliwek—Borysławia, płaszczowinę bitkowską (mrażnicką—skibę brzezną), wreszcie szereg skib, łusek i sodeł tworzących intensywnie przełaudowany grzbiet najpotężniejszej jednostki tektonicznej Karpat wschodnich — płaszczowiny skolskiej. Jak z de Cizancourt'a [30] i moich prac wynika, płaszczowina słobódzka zajmuje również część wschodnio-karpackiego przedgórze.

J. Nowak [45] wydzielił pierwsze cztery płaszczowiny jako wschodnią grupę brzeżną nasunięć fliszu w przeciwstawieniu do grupy średniej, obejmujących we wschodnich Karpatach najpotężniejszą rozpostartą płaszczowinę skolską.

Nie wchodząc w ścisłą dyskusję na temat wzajemnego stosunku poszczególnych nasunięć oraz ich amplitudy, ograniczam dziś problem do bardziej ogólnych rysów tektonicznych wschodniego odcinka Karpat polskich.

Dzięki pracom Teisseyra i J. Nowaka, tak zasłużonych dla geologii Karpat badaczy wiemy, że naczelne cechy tektoniczne Karpat wschodnich: wielka elewacja pokucko-bukowińska i w stosunku do niej obniżony, jakkolwiek poprzecznie sfałowany obszar młodych łańcuchów pomiędzy Prutem i Sanem są wyrazami powierzchniowymi antyklinorium podolsko-marmaroskiego z jednej strony i synklinorium Alföldu-Wołynia z drugiej, jako prastarych rysów budowy podłoża Karpat. Swoiste ukształtowanie trzeciorzędowych łańcuchów fliszu nie zdołało zatrzeć tych wgłębnych założeń, w pewnej mierze dostosowując do nich budowę powierzchniowych nasunięć. Zastanówmy się więc nad rysami charakteryzującymi poprzeczne elewacje i depresje w obrębie Karpat wschodnich.

Poprzeczne elewacje osi znamionuje przede wszystkim, tam gdzie istnieje nadległość kilku jednostek tektonicznych, wychodzenie najgłębszych elementów na dzisiejszą powierzchnię erozyjną Karpat. Zapadając na zboczach elewacji, kryją się te jednostki tunelowo pod nasuwające się na nie ku PnWd wyższe płaszczowiny. Dzięki nabrzmiewaniu przefalowanych mas fliszu na poprzecznych depresjach wyginają się czołowe ich przeguby i antyklinalne smugi grzbietowe ku PnWd, cofają się zaś na elewacjach. Przeważający upad warstw w obrębie Karpat ku PdZd potęguje jeszcze to zjawisko w dzisiejszej erozyjnej intersekcji masywu, jak to ma zwłaszcza miejsce na ondulacjach osi tektonicznej o podrzędniejszym znaczeniu (elewacja Borysławia — Nahujowic).

Na poprzecznych elewacjach pierwszego rzędu (jak elewacja Pokucia) najgłębsze elementy nasunięte w wyższym stopniu odzwierciedlają wpływ wgłębego podłoża, aniżeli to ma miejsce w wyższych jednostkach tektonicznych, leżących jakgdyby na bardziej wyrównanej przez głębsze elementy powierzchni. Już poprzednio [42] zwróciłem uwagę na nieciągłe dyzlokacje w granicach fałdów pokuckich, zaznaczające zdaniem moim przebieg ja-

kichś wgłębnych, prakarpaccich, napotkanych przez nasuwające się masy fliszu, oporów. Podobnem zjawiskiem zdaje się być nierównomierne, jakgdyby schodowe zapadanie osi w granicach głębszych jednostek tektonicznych: fleksury Kosmacz—Kołomyja i linii Prutu.

Innem tego rzędu zjawiskiem jest odchylenie PnZd-PdWd—kierunku fałdów pokuckich ku zachodowi, tak że kierunek osi tych siodeł przecina pod ostrym kątem szerzenie wyższych jednostek tektonicznych Karpat. Zjawisko to tłumaczą również wpływem podłoża na ukształtowanie płaszczowiny pokuckiej: kierunki fałdów pokuckich więcej są bowiem dzięki temu zbliżone do dominujących kierunków paleozoicznych fałdów płyty podolskiej [44], aniżeli ogólny przebieg Karpat wschodnich.

Budowa najgłębszych płaszczowin Karpat Pokuckich zdaje się jeszcze świadczyć o zmiennych kolejach ukształtowania osi tektonicznej masywu. Poprzednio już zwróciłem uwagę [42], że fałdy pokuckie zapadają prostolinijnie na fleksurze osi Kosmacz—Kołomyja, że więc podczas procesów szarżazu płaszczowiny pokuckiej nie staczała się ona ku depresji, jak to ma miejsce w bezpośrednio nadległej płaszczowinie słobódzkiej. Wnioskuje więc, że amplituda zapadów osi tektonicznej wzrastała w miarę izostycznego osiadania depresji Prutu-Bystrzycy Nadwórniańskiej pod ciężarem nasuwających się na fałdy pokuckie od PdZd wyższych jednostek tektonicznych: płaszczowin słobódzkiej, bitkowskiej i skolskiej. W jakiej mierze odgrywała tu rolę predyspozycja podłoża nie da się dziś ściślej określić.

Śledząc czołowe spiętrzenia płaszczowin wschodnio-karpaccich oraz kierunki drugorzędnych sfałdowań ich grzbietów, uderzają trzy wyraźnie zaznaczające się łuki, o wygięciach skierowanych ku PnWd i odpowiadające trzem znaczniejszym depresjom poprzecznym Karpat wschodnich.

Posuwając się z PdWd na PnZd spotykamy pierwszy z tych łuków, o stosunkowo nieznacznej cięciwie, pomiędzy rzeczką Łuczka i Bystrzycą Nadwórniańską; dotyczy on płaszczowin słobódzkiej i skolskiej i spowodowany został wypełnieniem przez masy fliszu poprzecznej depresji ograniczającej od PnZd elewację pokucko-bukowińską (por. Nowak [20]).

Pomiędzy Bystrzycą Nadwórniańską i Łomnicą czołowe spiętrzenia płaszczowiny skolskiej wyginają się łukowo w kierunku przeciwnym (ku PnZd) i okalają umiarowe wznoszenie się i za-

padanie tektonicznej osi Karpat na elewacji Majdanu. Ta ostatnia jest niższego od wielkiej elewacji pokucko-bukowińskiej rzędu, to też najgłębsze jednostki tektoniczne nie ukazują się tutaj na powierzchni. Elewacja Majdanu oddziela depresję Prutu od wielkiego łuku Karpat wschodnich pomiędzy Łomnicą i Chyrowem.

Łuk ten uwydatniają zarówno czołowe spiętrzenia wyższych nasunięć wschodnio-karpackich jak i przebieg fałdów grzbietu płaszczowiny skolskiej, ograniczonych od południowego zachodu przez śródkarpacką nieckę krośnieńską. Mimo, że w obrębie tego łuku istnieją pomniejsze elewacje (Borysławia—Nahujowic i Wydiłka), nasuwanie mas fliszu ku PnWd było tu widocznie ułatwione przez depresję podłoża, przyczem największe poprzeczne obniżenie przypada na okolice pomiędzy Bolechowem i Doliną. Jedynie łuk czołowych spiętrzeń płaszczowiny słobódzkiej na przedgórzu nie zupełnie harmonizuje z łukowem wygięciem wyższych jednostek, zawijając znacznie wcześniej (na linii rzeki Świcy) ku zachodowi. Równocześnie płaszczowina słobódzka nie odzwierciadla w tej mierze co wyższe nasunięcia Karpat wschodnich przebiegu poprzecznej elewacji Majdanu.

Północno-zachodnie skrzydło poprzecznej depresji Doliny-Bolechowa posiada bardziej zaburzony charakter aniżeli południowo-wschodnie jej zbocze, zapadając dość umiarkowo ku PnZd. Występują tu, jak to podkreślił już Tołwiński dla Karpat Skolskich [28], drugorzędne wypiętrzenie osi tektonicznej masywu, a więc elewacje Pobuka, Borysławia i Nahujowic, jeszcze zaś dalej ku PnZd, wyznaczona przez Jabłońskiego [40] i Horwita [35], poprzeczna elewacja pomiędzy dolinami Bystrzycy i Dniestru, którą prowizorycznie oznaczam mianem elewacji Wydiłka.

Każde z tych poprzecznych wypiętrzeń osiowych posiada poniekąd odrębne cechy: elewacja Pobuka, o zupełnie podrzędnym znaczeniu, dotyczy jedynie kilku brzeżnych fałdów karpackich i nie zaznacza się wyraźniej w nasuniętym brzegu fliszu; wyraźne cofnięcie ku Pd tego brzegu występuje dopiero na elewacji Borysławia, równocześnie wygina się w kierunku północnym graniczna strefa tortonu, w związku z zapadaniem tych utworów ku PnWd. Wielka ilość wierceń za ropą w Borysławiu szczegółowo wyjaśniła zachowanie się na tej elewacji wgłębnego fałdu borysławskiego, a zwłaszcza rolę uskoków poprzecznych obniżających jego przebieg ku PnZd i PdWd. Wgłębny fałd borysławski wypiętrza

się jeszcze bardziej na poprzecznej elewacji Nahujowic, gdzie wynurza się na powierzchnię oligoceńskie jego jądro. Mimo to brzeg wyższych jednostek tektonicznych podobnie jak i granica tortonu przedgórza nie uwydatniają w tym stopniu co na elewacji Borysławia charakter wypiętrzenia Nahujowic.

Elewacja Wydiłka uwydatnia się stopniowem cofaniem się brzegu nasunięć karpackich na przedgórze, na Pn od rzeki Bystrzycy, wyginaniem się w kształcie łuku wypukłego ku PdZd wyższych skib nasunięcia skolskiego, wreszcie, jak to szczegółowo opisuje Horwitz [35, str. 676], wznoszeniem się osi poszczególnych elementów tektonicznych pomiędzy dolinami Bystrzycy i Dniestru.

Ogólną cechą wyżej wymienionych elewacji jest ich stopniowe zamieranie ku PdZd; tak że siodłowe smugi warstw eoceńsko-kredowych, obramiające nieckę krośnieńską, zachowują swój lekko wygięty ku PnWd przebieg.

Odrębny charakter od pozostałych elewacji osi tektonicznej Karpat wschodnich posiada maksymalne, zatokowe cofnięcie się brzegu wyższych jednostek tektonicznych fliszu pomiędzy Chyrowem, Dobromilem i Hujkiem. W poprzecznej tej strefie kredowe jądra fałdów i wąskie łęki zwężają się jeszcze bardziej i zacieśniają. Dotychczasowe badania nie wykazały wybitniejszego wypiętrzania się osi drugorzędnych elementów tektonicznych. Zjawiska te zdawałyby się wskazywać na istnienie w podłożu, u czoła nasunięć karpackich w okolicy Dobromila, głębokiego oporu, który powstrzymał dalsze ku PnWd rozpostarcie płaszczowin na tym odcinku Karpat. Opór ten musiał w kierunku PnZd szybko zniknąć, gdyż następuje tu, na całej szerokości brzeżnych fałdów Karpat Przemyskich, gwałtowny skręt biegów i wygięcie się prze-fałdowanych mas fliszu ku Pn i PnWd. Lokalne wygięcia na Pd od Przemyśla w przebiegu brzegu Karpat tłumaczy również R a b o w s k i (41) istnieniem opornych mas w podłożu. Równocześnie z tą gwałtowną zmianą w kierunkach biegu warstw, występują tutaj poprzeczne uskoki, obniżające północne odcinki siodła, jak to obserwowałem na siodłach Chwaniowa i Wańkowej. Podobne zjawiska uskokowe obserwował Horwitz (35) na zboczach elewacji Wydiłka. Znamienne jest wreszcie występowanie w okolicy Dobromila wybitnie przybrzeżnego charakteru osadów tortońskich, podobnie jak to ma miejsce na szczycie elewacji pokucko-bukowińskiej. I tu więc nastąpiła w czasach dolno-tortoń-

skich wzmożona erozja w brzeźnych łańcuchach Karpat, a zatem i silniejsze wynurzenie ponad poziom morza.

Zwężenie Karpat w okolicy Dobromila ogranicza od PdWd trzeci wybitnie depresyjny łuk przemyski, który charakteryzuje potężne wysunięcie się przefałdowanych mas fliszu ku PnWd.

Ustosunkowanie się drugorzędnych skib, łusek i siodłał grzbietów płaszczowin karpaccich do poprzecznych depresyj osi masywu odpowiada zjawiskom opisanym przez Argand [22] na poprzecznych depresjach Alp. W Karpatach spotykamy więc podobne zawijanie i anastomozowanie się tych drugorzędnych jednostek tektonicznych na kończynach łuków, których genezę porównuje Argand do fal morskich wylewających się na wybrzeża ukośnie do kierunku tych fal położone.

Pozornie sprzecznym zjawiskiem na poprzecznych depresjach Karpat wschodnich jest zachowanie się drugorzędnych fałdów. Zwłaszcza na depresjach Prutu i Przemyśla obserwujemy z reguły nabrzmiewanie i poszerzanie się kredowych jąder fałdów, a więc wynoszenie na powierzchnię najstarszych warstw ich inwentarza stratygraficznego. Uzupełniając w myśli fałdy te o całą zniszczoną przez erozję eoceńsko-oligocieńską ich pokrywę, przychodzimy do wniosku, że mimo depresyjnego charakteru osi masywu, a zatem prawdopodobnie i podłoża Karpat, pierwotna powierzchnia strukturalna, po ukończonym procesie fałdowania, wznosiła się ponad grzbiety co najmniej pomniejszych poprzecznych elewacyj; mieliśmy więc do czynienia z pewnego rodzaju inwersją strukturalną rodzącego się masywu Karpat<sup>1)</sup>. Zjawisko to występuje na węższych depresjach, o bardziej stromym obniżeniu osi tektonicznej, zaciera się zaś na szerokiej depresji Doliny. Zestawienie tych zjawisk ułatwia wytłomaczenie ich genezy: na depresjach Przemyśla i Prutu nasuwanie się przefałdowanych mas fliszu w kierunku północno-wschodnim miało miejsce w sposób bardziej intensywny; były to jakgdyby kanały odpływowe dla mas skalnych, gdzieindziej na większy napotykających opór. Wskutek w ten sposób zwiększonej amplitudy nasu-

---

<sup>1)</sup> De Cizancourt (50) mylnie tłumaczy wznoszenie się osi drugorzędnych elementów tektonicznych i odsłanianie w jądrach siodłał najstarszych pięter kredy w Karpatach Przemyskich jako spowodowane elewacją podłoża. Jest to typowy przykład inwersji tektonicznej, gdzie na depresji prakarpacciego podłoża istnieją nabrzmienia grzbietowych fałdów płaszczowiny, spowodowane intensywniejszym przefałdowaniem mas fliszu.

wania się, nastąpił silniejszy proces fałdowania najwyższej i najbardziej zasobnej płaszczowiny skolskiej, co wywołało silniejsze marszczenie się jej grzbietu i wyniesienie na wyższe poziomy głębnego jej inwentarza. Na depresji Bolechowa-Doliny, przy bardziej połogiem zanurzaniu się osi, proces szarżazu mas fliszu szerszym korytem odbywał się jakgdyby spokojniej i w rezultacie ułożył je w mniej spiętrzone fałdy.

Jeżeli analiza przebiegu osi tektonicznej polskich Karpat wschodnich wykazuje szereg momentów, których wyjaśnienia szukać należy w ukształtowaniu podłoża Karpat, to przewodnie rysy budowy tego podłoża, jakimi są: antyklinorium podolsko-marmaroskie i synklinorium wołyńsko-panońskie, dysponują również zasięgiem poszczególnych nasunięć ku PnWd. Jak to ostatnio podkreślił Nowak [45] czołowe spiętrzenia Karpat, a więc brzeg karpacki w sensie tektonicznym, tworzą, posuwając się od PdWd na PnZd, coraz to wyższe jednostki tektoniczne. Kolejno do tortonu przedgórze przypierają: płaszczowina pokucka, pomiędzy Czeremoszem i Łuczka, płaszczowina słobódzka — pomiędzy Łuczka i Świcą, wreszcie wyższe od nich płaszczowiny bitkowsko-mrażnicka i skolska — pomiędzy Świcą i Przemyślem.

Jeszcze bardziej urozmaiconą jest budowa orograficznego brzegu Karpat wschodnich, gdyż brzeżne pasma należą kolejno do płaszczowin: pokuckiej, słobódzkiej, bitkowskiej, fałdu Majdanu, dalej zaś ku PnZd — do płaszczowin bitkowsko-mrażnickiej i skolskiej.

Cofanie się głębszych jednostek tektonicznych Karpat w głąb i ku Zd tłumaczyłbym istnieniem wgłębnym oporów, które zatrzymywały czoła niższych płaszczowin w ich marszu na PnWd; jedynie wielka płaszczowina skolska przemogła te prakarpackie progi, może za wyjątkiem okolicy Dobromila, korzystając równocześnie z częściowego przynajmniej wyrównania podłoża przez szarżaz niższych od niej nasunięć.

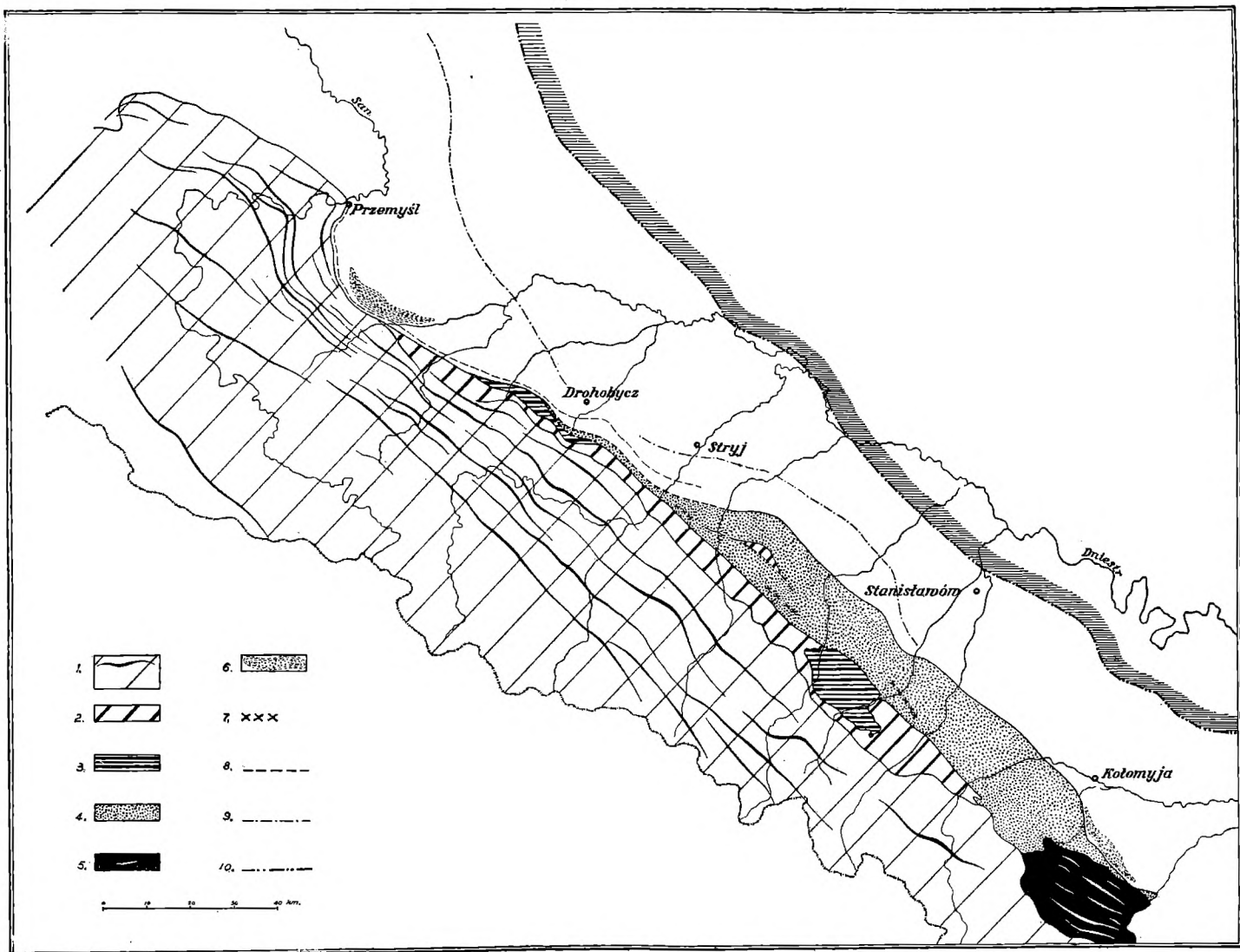
Prawo rządzące rozpostarciem wschodnio-karpackich płaszczowin da się więc ująć w następujący sposób: w miarę oddalania się od poprzecznej elewacji pokucko-bukowińskiej ku depresji północnej, coraz to wyższe jednostki tektoniczne wysuwają się na brzeg masywu; równocześnie z tem głębsze jednostki zawiązują ku Zd w głąb, co powoduje przekraczanie ich czoł przez nadległe nasunięcia.



Z problemem krańcowego zasięgu wschodnio-karpackich płaszczowin łączy się teza Teisseyra o dyzlokacyjnym charakterze krawędzi fliszowej i neokarpackiego zapadu warstw tortonu u jej czoła. Teisseyre [24] uważa podkarpacką smugę solną za wiszące skrzydło, wówczas gdy zapadłe skrzydło tej fleksury stanowiłaby strefa tortonu o zapadzie warstw ku PnWd. Dalsze fleksury i uskoki, sięgające do prakarpackiego podłoża, obniżają zdaniem tego badacza przykarpacką strefę solną w stosunku do krawędzi fliszu. Powyższa teza, wyczerpująco broniona przez autora, przeczy dotychczasowym poglądom na krawędź fliszu, uważaną przez większość badaczy za zerodowane czoła płaszczowin lub łańdów. Obserwacje poczynione ostatnio przezemnie wzdłuż krawędzi Karpat wschodnich również poglądów Teisseyra nie potwierdziły.

Jak już wyżej podkreśliłem, na krawędź Karpat wschodnich, rozumianą w sensie morfologicznym, składają się czoła dygitacyjne szeregu nadległych płaszczowin, przyczem przykarpacka formacja solna z reguły zapada pod tą krawędź ku PdZd. Pomiedzy Przemysłem i Nahujowicami morfologiczna krawędź Karpat pokrywa się z brzegiem Karpat rozumianym w sensie tektonicznym; dalej jednak ku PdWd już tak nie jest. Dzięki wynurzeniu się z głębi i dalszemu nasunięciu ku PnWd głębszych jednostek karpackich, czołowa strefa nasunięć przechodzi w obręb przedgórza a krawędź morfologiczna na Pd od rzeki Świcy odpowiada już tylko zerodowanym czołom wyższych jednostek. Wreszcie, dotychczas zwarty jej przebieg różniczkuje się w obrębie elewacji Majdanu w kształcie linii zatokowej (półwyspy fliszowe Teisseyra), która nawet w szczegółach odpowiada nadległości i obocznemu zapadaniu poszczególnych płaszczowin. Podobne stosunki rządzą i dalej na Pd, aż po granicę kraju nad Czeremoszem.

Czołowe spiętrzenia serji słobódzkiej w obrębie przedgórza, stanowiące właściwą tektoniczną krawędź tej części Karpat, jakkolwiek w morfologii wyraźniej nie zaznaczoną, nie wykazują, jak z dotychczasowych badań wynika, podłużnych deformacji nieciągłych czy też fleksurowych, niezależnych i późniejszych od szarżaju. Co więcej, krzywizny i łuki, jakie wykazuje przebieg morfologicznej krawędzi wschodnich Karpat, zależne są, jak o tem była mowa wyżej, od nieregularności w przebiegu poszczególnych elementów tektonicznych i wraz z nimi spowodowane zostały przez po-



Rys. 2. Mapa tektoniczna polskich Karpat Wschodnich i ich przedgórze:

1. Skiby płaszczowiny skolskiej. — 2. Płaszczowina bitkowska (skiba brzeżna). — 3. Wgłębne fałdy Nahujowic—Borysławia, fałdy Majdanu—Słiwiek i wgłębne fałdy Bitkowa. — 4. Płaszczowina słobódzka. — 5. Płaszczowina pokucka. — 6. Przybrzeżna facja tertonu (Pistyń, Radycz). — 7. Łęki warstw stebnickich pośród serji słobódzkiej. — 8. Zewnętrzna granica przykapańskiej strefy formacji solnej pomiędzy Przemyślem i Stryjem. — 9. Zewnętrzna granica intensywnych śladowań tertonu przedgórze, na poprzecznych depresjach. — 10. Południowo-zachodnia granica zasięgu przygodolskich gipsów tertonu.

przecne elewacje i depresje osi masywu, a więc tłumaczą się bez reszty tektoniką nasuwawczą.

Nie mogę się również zgodzić na pogląd Teisseyra, że czoła płaszczowin karpackich, załamanych na uskokach i fleksurach wzdłuż krawędzi Karpat, leżą w głębi niecki tortońskiej przedgórza, nigdzie bowiem na zewnątrz zasięgu znanych nam z powierzchni nasunięć karpackich, jak go na załączonej mapce (Rys. 2) wykreśliłem, nie spotykamy fliszu, który mógłby być zaliczony do płaszczowin karpackich. Łupki menilitowe Liwocza, nieopodal Doliny, tworzą nasunięty płat na serję słobódzką, nie zakorzeniają się w głębi i są bodaj że jedynym w tak znacznej odległości od brzegu wyższych nasunięć oszczędzonym przez erozję dowodem ongiś dalszego ku PnWd zasięgu płaszczowiny bitkowskiej.

Piaskowcowo-łupkowe utwory, odwiercone w Kałuszu w spągu formacji solnej wedle badań Cz. Kuźniera, posiadają odmienny charakter facjalny od fliszu Karpat i niesposób je łączyć z którąkolwiek ze znanych płaszczowin.

Tworzenie się przedkarpackiej niecki tortonu u czoła nasunięć fliszu rozumiem, idąc za poglądami Nowaka, jako zaanektowanie strefy przedgórza, w związku z ruchami nasuwawczymi i izostatycznym osiadaniem podłoża Karpat pod ich ciężarem, w obręb orogenezy trzeciorzędowej. Jeżeli tak jest w istocie, to niezrozumiałem staje się oddzielenie strefy prakarpackiej, pokrytej nasuniętymi masami fliszu od przedmurza niecki tortońskiej serją podłużnych uskoków i fleksur, jak to przypuszcza Teisseyre. Jeżeliby proces taki zachodził rzeczywiście, to obniżeniem skrzydłem fleksury krawędzi fliszowej byłby raczej obszar obciążony przez nasunięcia karpackie a nie odwrotnie. Wobec znacznego przełażdowania i nagromadzenia mas fliszu, a tem samym znacniejszego obciążenia podłoża Karpat w stosunku do strefy osadów tortońskich, nawet potomne osiadanie tej ostatniej pod ciężarem gromadzących się mas osadów tortońskich nie zdaje się posiadać większego znaczenia. W związku z tem i smugę zapadu neokarpackiego tłumaczę potomnymi ruchami stycznymi, dołażdżującymi Karpaty w czasach potortońskich.

Przenosząc się myślą do odwodowych części płaszczowin karpackich stwierdzamy, że, podobnie jak to ma miejsce pośród najpotężniejszej z nich, płaszczowiny skolskiej i głębsze, szerzej rozpostarte jednostki są również zbudowane ze stref czołowych

spiętrzeń i odwodowych łęków depresyjnych, na które nasuwają się wyższe jednostki. Cechy te posiada już w pewnej mierze płaszczowina pokucka: głębsze jej fałdy zwięzają się ku PdZd, a nasuwające się na nie czoło płaszczowiny skolskiej wykazuje znaczniejsze obniżenie się powierzchni strukturalnej fałdów pokuckich. Na obszarze płaszczowiny słobódzkiej zaznacza się odwodowy łęk jeszcze wyraźniej i ciągnie od Berezowa, poprzez Mołotków ku PnZd, zaznaczony u czoła wyższych nasunięć synklinalną strefą iłów solnych, należących do płaszcza płaszczowiny słobódzkiej. Pomędzy Nadwórną i Monasterczanami łęk ten podkreślają jeszcze bardziej podłużne, wsteczne dyzlokacje (porównaj: Siegfried [18], Teisseyre [24]). Na tym odcinku synkliny zachowały się prawdopodobnie, jak to z rozdziału II-go wynika, resztki tortońskiej pokrywy. Odpowiednio do większej skali płaszczowiny skolskiej, odwodowa niecka krośnieńska przybiera potężne rozmiary i zwięza się jedynie na poprzecznej elewacji Pokucia.

Teisseyre [24] tłumaczy powstanie depresyjnej strefy krośnieńskiej potomnem osiadaniem płytowego podłoża. Powtarzające się występowanie odwodowych łęków wśród innych jednostek tektonicznych wskazywałoby, zdaniem mojem, na bardziej ogólne przyczyny, związane już to z pierwotną budową rejonów osadowych poszczególnych płaszczowin w zależności od prakarpackich grzbietów, już to ukształtowaniem podłoża pod dzisiejszem ich rozpostarciem. Że grzbiety takie różniczkowały panwie osadowe karpackiego fliszu, dowodzi tego w sposób wykluczający wszelkie wątpliwości J. Nowak w swej Tektonice Polski [45], na zasadzie analizy litologicznego charakteru osadów. W tych warunkach odkłucia czoł płaszczowin miały miejsce nieopodal praantyklin karpackich, gdzie najdobitniej zarysowały się różnice petrograficzne we fliszu, odkłucia takie ułatwiające. Synklinalne partie płaszczowin odpowiadałyby w takim razie łękowym częściom ich panwi osadowych. Mogą tu jednak również decydować dzisiejsze ukształtowania podłoża wypiętrzonych, czołowych partyj płaszczowin. W tym wypadku szukaćby można w tych strefach tektonicznego oddźwięku starych, częściowo przez erozję zniszczonych na flisz, prakarpackich łańcuchów górskich.

Z istnieniem podłużnych stref depresyjnych w obrębie nasunięć karpackich łączą genetycznie Nowak [23] i Teisseyre [24] występowania wstecznych odchyleń na południowo-zachodnich skrzydłach fałdów, zewnętrzny brzeg tych stref okalających.

Idąc śladami kryptotektonicznych poglądów Teisseyra, przypuścić można, że napozór drobne uskoki i przemieszczenia nieciągłe, wyciśnięcia i odkłucia w normalnych skrzydłach siodeł karpackich, na które baczną uwagę zwrócił ostatnio Horwitz [39], wreszcie wsteczne przechylenia siodeł są wyrazem dostosowywania się powierzchniowej budowy Karpat fliszowych do nierówności ich prakarpackiego podłoża z jednej strony, z drugiej zaś mogą być śladem zjawisk izostatycznego osiadania gmachu Karpat podczas i po zakończeniu szarżażów.

Podkreślić jednak należy, że, jak to zwłaszcza z badań Horwita [48] i Opolskiego [49] wynika, zjawisko wstecznych przechyleń i wyciśnięć w normalnych skrzydłach siodeł nie ogranicza się, jak to dotychczas przypuszczano, do północno-wschodniego brzegu depresyjnej strefy krośnieńskiej. Istnieje ono również na całej prawie szerokości fałdów karpackich, aż nieopodal orograficznego brzegu gór (Truskawiec, Starunia). Mamy tu więc do czynienia ze zjawiskiem bardziej ogólnym i niekoniecznie związanym z izostatycznym osiadaniem podłużnych depresyj przełađowanego fliszu i jego podłoża. Jeżeli zważymy, że jedynie brzeżna strefa nasunięć karpackich wykazuje wyniesienie na powierzchnię kredowych jąder fałdów, wówczas gdy w obrębie środkowej niecki Karpat wschodnich warstwy starsze od oligocenu z reguły nie są odsłonięte na powierzchni, to zjawisko to tłumaczyć można zwiększeniem oporu u czoła nasuwających się mas fliszu i intensywniejszym ich w tej partji przełađowaniem lub też istnieniem wgłębnych przeszkód pod postacią szczątków prakarpackich łańcuchów, na których czoła nasuwających się płaszczowin zostały spiętrzone. Czy więc szukać będziemy wgłębnych oporów w podłożu brzeżnych, wyniesionych partyj płaszczowin, czy opór ten tłumaczyć będziemy, przy danym nasileniu ruchu fałdowego, maksymalnym sfałdowaniem brzeżnej smugi siodeł i łęków i wobec tego odpornością na dalsze spiętrzenie w kierunku ku PnWd, wsteczne odchylenia i wyciśnięcia w normalnych skrzydłach siodeł tłumaczyłbym zjawiskiem powrotnej fali, organicznie związanym z orogenetycznym, jakkolwiek słabiejącym naciskiem górotwórczym. Proces tu zachodzący porównałby można w pewnym stopniu z rozbijaniem się fal morskich o płasko wznoszący się brzeg, gdzie naprzeciw nowej fali postępowej dąży słabsza fala powrotna.

Jeżeli powyższe rozumowanie jest słuszne, to wiązałbym

wsteczne odchylenia drugorzędnych łusek i fałdów grzbietów płaszczowin oraz towarzyszące im zjawiska z fazą potomnych ruchów potortońskich, na tyle jeszcze silnych, że zdołałyby one sfałdować tortońskie utwory przedgórza, posuwając strukturalny gmach płaszczowin być może już *en bloc* ku PnWd.

Wytłomaczenie natury drobnych zjawisk tektonicznych zachodzących w obrębie krawędzi fliszowej Karpat, na które tak silny nacisk kładzie Teisseyre, jeżeli są one związane ze zjawiskiem osiadania, rozumiałbym w ten sposób, że u czoła nasuniętych mas fliszu, przy względnie stromym jego ustawieniu, potomne nawet drobne ruchy powodować musiały drugorzędne spływanie tych mas ku depresji przedmurza niezajętej przez nasunięcia karpackie.

Analiza tektoniczna Karpat wykazuje, że szereg rysów, jak: zasięg płaszczowin i ich czoł, wzajemne ich przekraczanie, zachowanie się drugorzędnych grzbietowych elementów nasunięć (skib, łusek i siodła), wreszcie stopień ich przefałdowania i wypiętrzania, jest niewątpliwie związany z ukształtowaniem wgłębnego podłoża tych gór i bardzo wiele zjawisk tektonicznych jedynie tą zależnością daje się wytłomaczyć. Obok decydującej roli, jaką w procesie fałdotwórczym odegrał petrograficzny skład seryj fliszu, genetycznie związany z łańcuchami Prakarpat — a więc istnienia bardziej masywnych kompleksów piaskowcowo-zlepieńcowych i bardziej podatnych dla ruchów fałdowych, zjawisk odkłucia i ślizgania się utworów ilasto-łupkowych lub łupkowo-piaskowcowych — tektoniczny wpływ budowy podłoża oraz zachowania się tego ostatniego pod nasuwającymi się masami fliszu były co najmniej równie ważnym czynnikiem.

Jeżeli przewodnie cechy tego odcinka ziemi, jak antyklinorium podolsko-marmaroskie i synklinorium Wołynia—Alföldu przetrwały przez długie cykle sedymentacyjne i górotwórcze i rządzą jeszcze dzisiejszą budową łańcuchów karpackich, to nie należy jednak zapominać, że budowa podłoża Karpat posiadać musi i zasadniczo odmienne założenia w stosunku do płyty podolskiej i ograniczających ją zapadlisk. W podłożu przefałdowanych w miocenie łańcuchów istnieją przecież, przynajmniej częściowo na flisz zniszczone, stare trzony łańcuchów sudecko-prakarpacko-dobrudzkich, oddzielone od płyty podolskiej prastarą synkliną przedgórską, Masywy te inaczej musiały reagować w czasach młodo-karpackiej orogenezy aniżeli stężałe już wówczas płyty zagórza oraz blok

Podola, nasuwając stę na siebie pod naciskiem sił równoległych do powierzchni ziemi, wzdłuż starych im właściwych skaz tektonicznych. One to, jak wykazuje *Nowak*, zmusiły flisz młodokarpacki do odkłucia się od podłoża i do utworzenia samodzielnych płaszczowin. We wschodnich Karpatach znamy takie jądra krystaliczne i szczątki ich mezozoicznej pokrywy, zawikłane w mioceński paroksyzm górotwórczy; charakter ruchów w ich obrębie dalekim jest od płytowych zjawisk przedmurza i zagórza.

*Teisseyre* prześledził niektóre cechy tektoniczne płyty podolskiej w granicach Karpat (linja Gołogóry — Krzemieniec jako odpowiednik elewacji Borysławia, linja Kowalówka — Smykowce i elewacja Majdanu). Wyraz ich w przełałdowanych masach fliszu jest jak to podkreślił *Nowak*, odmienny od charakteru tych zjawisk w granicach płyty przedmurza. Jednakże wiele innych rysów tektonicznych Karpat wschodnich, jakkolwiek związanych z budową wgłębnego podłoża, nie znajduje swych odpowiedników w masywie podolskim i pozostaje w zależności od odmiennej ewolucji podłoża Karpat i ich przedgórze i zagórza. W tym zakresie dociekań decydować przedewszystkiem muszą metody litologiczno-paleogeograficzne, wdrożone ostatnio w geologii Karpat przez *Nowaka* [45, 51].

## V. Rozwój i budowa przykarpackiej strefy miocenu.

W poprzednich rozdziałach była już mowa o zależności zasięgu obecnej granicy tortonu przedgórze w kierunku południowo-wschodnim od amplitudy nasunięcia wschodnio-karpackich płaszczowin: im dalej posunęły się poszczególne jednostki tektoniczne ku PnWd, tem bardziej wydaje się brzeg tortońskiego zalewu cofnięty w tymże kierunku.

Posuwając się od Przemyśla ku PdWd, graniczą utwory tortońskie początkowo z najwyższymi nasunięciami (z płaszczowiną skolską); w miarę wynurzania się i wyprzedzania czoła płaszczowiny skolskiej przez niższe elementy tektoniczne, graniczy torton kolejno z fałdem Nahujowic—Borysławia i z pokrywą iłów solnych częściowo przynajmniej należąca do ukrytej w głębi serji słobódzkiej, pomiędzy Tyśmienicą i Świcą. Na Pd od tej rzeki, utwory tortońskie cofają się ku PnWd i towarzyszą czołu płaszczowiny słobódzkiej aż po rzekę Łuczkę. W miarę zwięzania się tej jednostki ku PdWd, zbliża się granica tortonu do czoła naj-

głębszej jednostki Karpat wschodnich — płaszczowiny pokuckiej. Pomiędzy Kosowem i Kutami, brzeżny fałd Kamienistego nasunięty jest bezpośrednio na dolne ility pokuckie tortonu.

Faliste kontury wewnętrznej granicy tortonu, przy zapadaniu jego warstw w kierunku PnWd, związane są z przebiegiem elewacji osi tektonicznej Karpat i ich wgłębne podłoża, które powodują wygięcie tej granicy ku PnWd, w okolicy Nahujowic i Borysławia. Pomiędzy Łomnicą i Czeremoszem spotykamy zjawisko odwrotne: na poprzecznej elewacji pokucko-bukowińskiej i na elewacji Majdanu wygina się zasięg tortonu najdalej ku Pd-Zd. Zjawisko to tłumaczyłem postępowym nasuwaniem się płaszczowiny słobódzkiej na poprzecznych depresjach masywu ku PnWd do przedkarpackiej niecki, która jedynie w niewypełnionych przez te nasunięcia częściach zawiera grubszy kompleks osadów tortońskich. Na elewacji pokuckiej czoła płaszczowin nie posunęły się tak daleko, jak na depresjach ku PnWd, dzięki czemu morze tortońskie sięgało tutaj znacznie dalej na Zd. Podobne zjawisko, aczkolwiek o mniejszej amplitudzie opisał ostatnio Bujalski [46] na elewacji Majdanu.

Na obszarze poprzecznych depresyj, zalew tortoński sięgał niewątpliwie i na obszar sfałdowanych grzbietów niższych płaszczowin, przede wszystkim na płaszczowinę słobódzką w granicach obecnego przedgórze, którą pokrył nieznaczna grubością osadów, dziś prawie całkowicie przez erozję zniszczonych.

Stosunek zatem tortońskich utworów przedgórze do nasunięć fliszu posiada w przewodnich liniach charakter transgresywny. Zjawisko to dotyczy jedynie wyższych poziomów tortonu: warstw stebnickich, warstw balickich i ich południowych odpowiedników facjalnych, leżących w stropie formacji solnej. Ta ostatnia stanowi jeszcze wspólny horyzont niższych płaszczowin fliszu i tortońskiej niecki przedgórze.

Jak z opisu lokalnych stosunków wzdłuż wewnętrznej granicy przykarpackiego tortonu wynika (porównaj Roz. III), niższe poziomy tego piętra: warstwy stebnickie, warstwy balickie i dolne ility pokuckie związane są stratygraficznie z ility solnymi i leżą w ich bezpośrednim stropie. Równocześnie jednak, jak to wiemy z regionalnych monografii o Karpatach wschodnich, niższe jednostki tektoniczne, a mianowicie: płaszczowina pokucka, płaszczowina słobódzka, wgłębne elementy Bitkowa—Majdanu i Borysławia—Nahujowic posiadają w swym inwentarzu stratygraficznym

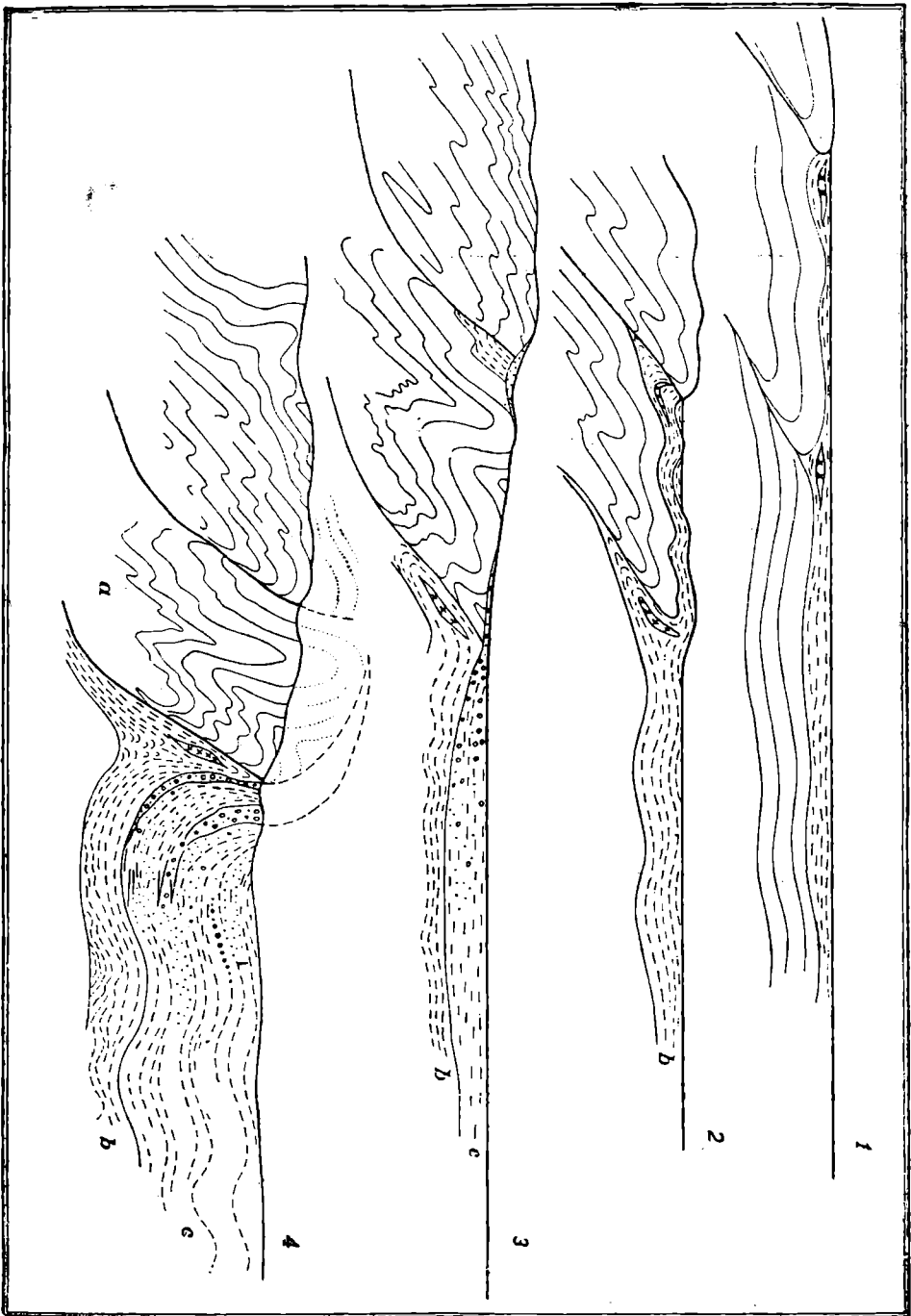


ity solne jako najmłodsze, końcowe ogniwo osadowego cyklu utworów fliszowych.

Jeżeli przykarpacką smugę iłów solnych pomiędzy Przemyślem i doliną Dniestru zaliczyć możemy bodaj że w całości do normalnego spągu utworów tortońskich przedgórza i wraz z niemi do osadów przedkarpackiej niecki, to w miarę wynurzania się na powierzchnię głębszych jednostek tektonicznych wschodniokarpackich, znaczną część przykarpackich iłów solnych na Pd od doliny Dniestru zaliczyć wypadnie do tych elementów nasuniętych. Pomiedzy Dniestrem i Tyśmienicą obok iłów solnych związanych stratygraficznie z tortonem przedgórza, istnieją również ily solne, należące do wgłębnego elementu borysławskiego. Na Pd od Tyśmienicy, gwałtowne poszerzanie się smugi formacji solnej świadczyłoby, że w inwentarzu tej strefy zaczyna odgrywać poważniejszą rolę pokrywa iłów solnych serji słobódzkiej. Fakt ten staje się niewątpliwy na Pd od rzeki Stryja. Posuwając się dalej w kierunku PdWd, strefa iłów solnych różniczuje się na: zewnętrzną, stratygraficznie związaną z autochtonem przedgórza i strefy wewnętrzne, karpackie, zachowane w łękach płaszczowin. Autochtoniczną smugę solną, w spągu warstw tortońskich charakteryzują występujące pośród niej złoża soli kamiennej w Lacku i soli potasowych w Stebniku, prawdopodobnie w Morszynie, w Turzy wielkiej i w okolicy Kałusza.

Smuga iłów solnych u podnóża krawędzi fliszu, pomiędzy Świcą i Łuczka, należy do głębokiego odwodowego Łęku płaszczowiny słobódzkiej, posiadającego tem większe znaczenie, że w jego obrębie zachowały się najprawdopodobniej strzępy pokrywy tortońskiej (warstw stebnickich). Pomiedzy dwoma temi rejonami występują ily solne już to w drugorzędnych łękach płaszczowiny słobódzkiej i pokuckiej i w tym wypadku należą do ich grzbietu, już to w diapirowych wysadach siodłowych spiętrzeń płaszczowiny słobódzkiej, jak to opisałem na przedgórzu peczyniżyńskim [42] i wówczas należą do osady płaszczowiny i być może wraz z tą ostatnią do autochtonu przedgórza.

Jeżeli więc Teisseyre [24] podjął dyskusję co do przynależności przykarpackiej formacji solnej, zaliczając ją do grzbietu nasunięć fliszu, to nowsze badania geologiczne w Karpatach wschodnich wykazują, że część przykarpackich iłów solnych jest stratygraficznie związana z tortońskim autochtonem przedgórza i należy do osadów przedgórskiej części karpackiego zapadliska, na które zostały nasunięte płaszczowiny karpackie, wówczas gdy



Rys. 3. Zarys ewolucji krańdźzi fliszowej Karpat.

1. Okres osadzania się iłw solnych. — 2. Okres orogenezy Karpat. — 3. Okres tortońskiej erozji Karpat. — 4. Okres potomnych po-tortońskich ruchów górotwórczych. — a) utwory fliszowe Karpat. — b) Formacja solonośna Karpat i przedgórze. — c) Tortońskie utwory przedgórze.

pozostałe masy iłw solnych należą stratygraficznie i tektonicznie do grzbietów niższych jednostek płaszczwinowych fliszu karpackiego. Do analogicznych wniosków doszedł ostatnio Nowak [45] rozważając stosunki geologiczne panujące na brzegu Karpat zachodnich, w okolicy Wieliczki i Bochni.

Geologiczną ewolucję czoła nasunięć karpackich i przykarpackiej smugi miocenu przedstawiłem na Rys. III.

Udział formacji solonośnej wraz z całą serją fliszu płaszczwin pokuckiej, słobódzkiej i pod-bitkowskiej w szarżaju dowodzi,

że jest ona starszą od głównej fazy ruchów nasuwawczych. Fazę tą poprzedzało wypływanie i zamieranie morza pośród rejonów osadowych fliszu karpackiego, posuwające się stopniowo od PdZd ku PnWd. W rejonach osadowych nasunięć grupy średniej (płaszczowiny skolskiej) końcowe ogniwo fliszu stanowią górno-oligoceńskie warstwy krośnieńskie, a zatem paroksyzm górotwórczy rozpoczął się na tych obszarach wcześniej, aniżeli w brzeżnych panwiach osadowych fliszu.

Podobnie jak w obrębie brzeżnych, niższych płaszczowin wschodnio-karpackich formacja solna stanowi końcowe ogniwo cyklu osadów fliszowych, również i w granicach tortońskiej niecki przedgórza strącenie iłów solnych kończy cykl utworów oligoceńsko-dolno-mioceńskich i starszych, znanych nam jedynie z głębokich wierceń w Kałuszu (l. c.).

Po osadzeniu formacji solonośnej różniczuje się ewolucja obszarów karpackich i ich bezpośredniego przedgórza. Na obszarach fliszu następuje nasilenie fazy orogenetycznej, procesy fałdowania i szarżaju osiągają swe maksimum. Równocześnie i przyczynowo w związku z nasuwaniem się płaszczowin fliszu ku PnWd, powstaje na przedgórzu u ich czoła nowy cykl sedymentacyjny detrytycznych utworów typu molasowego, a więc pochodzących z rozmycia formacji fliszowych w rodzących się łańcuchach Karpat, w przeciwieństwie do fliszu jako osadu pochodzenia prakarpackiego.

Fazy nasilenia ruchów tektonicznych w Karpatach pozostawiają ślad w obrębie powoli pogłębiającej się i wypełniającej się molasowymi osadami niecki przedkarpackiej pod postacią przybrzeżnych facyj utworów warstw stebnickich, warstw balickich, a przede wszystkim zlepieńców radyckich i piasków z lignitem oraz zlepieńców pistyńskich.

Pierwszemi oddźwiękami fałdowego wypiętrzenia i erozji na obszarach Karpat po okresie solnym, są zlepieńcowo-piaszczyste utwory zalegające w spągu warstw stebnickich, w północno-zachodnim odcinku przedgórza, pomiędzy Przemyślem i doliną Dniestru. Ku PdWd przybrzeżny ten charakter warstw stebnickich częściowo zanika; odpowiednik tych warstw na Pokuciu — dolne ily pokuckie są jeszcze utworem prawie wyłącznie ilastym. A zatem pierwsza ta faza wzmożonej erozji nowopowstałych łańcuchów karpackich w czasach tortońskich ograniczona jest do Karpat

Przemyskich i wiąże się przyczynowo z faktem, że brzeżne łańcuchy zbudowane są tutaj z dygitacyj płaszczowiny skolskiej, jak wiemy najwcześniej z pośród płaszczowin Karpat przełałdowanej i wynurzonej.

Zmienna litologia i różnolite petrograficzne wykształcenie warstw stebnickich i balickich oraz dolnych iłów pokuckich są wyrazem tektonicznej ewolucji łańcuchów karpackich. Że ewolucja ta w czasach tortońskich osiągnęła stan bliski dzisiejszemu ustosunkowaniu płaszczowin, tego dowodzi obecność w zlepieńcach pistyńskich otoczków pochodzących zarówno z fliszu pokuckiego jak i elementów serji słobódzkiej. Szarżaż tych płaszczowin miał zatem miejsce już poprzednio, przed osadzeniem zlepieńców pistyńskich i podczas ostatnich ruchów potortońskich, którym zawdzięczamy pofałdowanie i strome ustawienie tortonu przedgórza; płaszczowiny karpackie zostały przesunięte li tylko „en bloc“ i wzajemny ich stosunek nie uległ już znaczniejszym zmianom.

W miarę przełałdowania i nasuwania się płaszczowin fliszu ku PnWd zostaje wciągnięte w zakres orogenezy karpackiej przedkarpacka strefa przedgórza. Zapewne głównie jako wyraz izostaticznego osiadania podłoża pod ciężarem nasuwających się mas fliszu, pogłębia się przedkarpacka niecka, wypełniając się równocześnie molasowymi osadami tortonu. Że pogłębienie to osiągnęło bezpośrednio u czoła nasunięć karpackich bardzo znaczną amplitudę, stwierdzają duże miąższości osadów tortonu, przekraczające 2000 m. W kierunku wschodnim, ku płycie podolskiej, której kredowa pokrywa wynurza się wzdłuż linii Dniestru, o 40—60 km od czoła płaszczowin karpackich w okolicy Przemyśla—Chyrowa—Drohobycza, następuje stopniowe spłylenie podłoża, tak że odpowiednik niższych poziomów tortonu mierzy w okolicy Kałusza (15 km od brzegu płyty podolskiej) już tylko 250 m.

Przegłębienie przykarpackiej strefy tortońskiej niecki w stosunku do jej przydolskiej części wynosi zatem co najmniej około 2000 m.

De Cizancourt wykazał, że pomiędzy dolinami Świcy i Łukwi istnieje u czoła nasuniętej serji słobódzkiej do ośmiu kilometrów szeroki pas intensywnie sfałdowanych spągowych warstw tortonu i iłów solnych, wówczas gdy na północno-zachodniem i południowo-wschodniem przedłużeniu tej strefy, torton jest silniej spiętrzony jedynie bezpośrednio u czoła nasunięć karpackich. Również u czoła strefy intensywnych spiętrzeń tortonu, po-

między Stryjem i Łomnicą, istnieją w granicach przeważająco poziomo ułożonych górnych iłów tortońskich lokalne wydźwignięcia i sfałdowania, jak to można obserwować w okolicy Demni nad Świcą.

Na depresji Przemyśla utwory tortońskie przedgórza są również sfałdowane, jakkolwiek mniej intensywnie, aż po okolice Krakowca nad rzeką Szklę [4]. Podobne fałdy o szerokiej amplitudzie spotykamy na przedgórzu pomiędzy Przemyślem i okolicą Kalinową, na PnWd od Sambora [9, 50] oraz na Pn od Nahujowic [50].

Nawiązując powyższe zjawiska do przewodnich rysów budowy polskich Karpat wschodnich, uderza położenie stref intensywnych spiętrzeń autochtonu na maksymalnych obniżeniach tektonicznej osi masywu (depresje Doliny i Przemyśla). W rzucie na mapę, strefy te przypadają na wygięcia i najdalsze nasunięcie ku PnWd wschodniokarpaccich płaszczowin na poprzecznych depresjach masywu, a więc na odcinki, gdzie ruch górotwórczy znajdował najłatwiejsze ujście.

Na poprzecznych elewacjach masywu, a zwłaszcza w granicach elewacji pokucko-bukowińskiej, będącej karpaccim oddźwiękiem antyklinorium podolsko-marmaroskiego, nie znajdujemy silniejszych wyruszeń pośród górnych iłów tortońskich (pokuckich), co zdawałoby się świadczyć o większej na tych odcinkach odporności wgłębnej architektury na młodokarpaccie, potortońskie ruchy orogeniczne.

Z tym potomnym, potortońskim ruchem orogenicznym wiąże się również strome ustawienie tortonu u czoła nasunięć, o zapadzie warstw skierowanym z reguły ku PnWd, niekiedy podwiniętego pod brzeżne nasunięcia fliszu. Ruch ten, jak chociażby z załączonego Rys. 3. wynika, w zupełności tłumaczy genezę smugi neokarpacciego zapadu (Teisseyre), przeto nie sędzę ażeby należało się uciekać do przyjmowania ukrytych dyzlokacyj pionowych podłoża w tej strefie.

## VI. Zakończenie.

Tektoniczną charakterystykę stosunku polskich Karpat wschodnich do ich przedgórza ujmuję, o ile na to pozwala dzisiejszy

niekompletny stan badań na tych obszarach, w następujących punktach:

1. Orograficzny brzeg polskich Karpat wschodnich nie pokrywa się z zewnętrzną granicą nasunięć fliszu; ta ostatnia położona jest, pomiędzy rzekami Rybnicą i Świcą, w obrębie przedgórza.

2. W granicach tego odcinka przedgórza wyróżniamy dwa rejony: rejon słobódzki, przylegający pomiędzy Rybnicą i Świcą do brzeźnych łańcuchów Karpat i należący do nasuniętych ku PnWd mas fliszu i rejon tortońskich osadów właściwego tektonicznego przedgórza Karpat.

3. Orograficzny brzeg polskich Karpat wschodnich zbudowany jest w miarę posuwania się od antyklinorium podolsko-marmaroskiego (elewacji pokucko-bukowińskiej) ku synklinorium Wołynia—Alföldu (depresji przemyskiej), z wychodzących w powietrze ku PnWd czołowych spiętrzeń coraz to wyższych jednostek tektonicznych, przyczem głębsze nasunięcia fliszu zanurzają się kolejno ku PnZd i zawijają w kierunku zachodnim pod wyższe płaszczowiny karpackie.

4. W związku z ukształtowaniem wgłębnego podłoża Karpat, decydującym czynnikiem w budowie i zasięgu płaszczowin fliszu są podłużne i poprzeczne elewacje i depresje masywu. Na poprzecznych depresjach występuje lokalnie w nasuniętych i prześladowanych masach fliszu zjawisko inwersji strukturalnej (depresje Prutu i Przemyśla).

5. Im dalej sięgała na poprzecznych depresjach zewnętrzna granica nasunięć fliszu w obrębie karpackiego zapadliska ku PnWd, tem bardziej był w tym kierunku cofnięty brzeg tortońskiego zalewu.

6. Główny paroksyzm karpackich ruchów górotwórczych wraz z wypiętrzeniem masywu ponad poziom wód nastąpił w okresie poprzedzającym osadzanie się przybrzeżnej facji tortonu (warstw stebnickich, zlepieńców radyckich, zlepieńców pistyńskich).

7. W miarę nasuwania się płaszczowin karpackich ku PnWd, ich wypiętrzania i erozji pogłębiała się przedkarpacka niecka tortońska, wypełniając się równocześnie osadami o charakterze molasowym. Pogłębianie to osiągnęło największą amplitudę bezpośrednio u czoła nasunięć, jak o tem świadczy parotysięczna miąższość osadów tortońskich na PdZd brzegu niecki.

8. W czasie potomnego, po-tortońskiego nacisku górotwórczego, nasunięcia karpackie zostały pchnięte „en bloc“ ku Pn-

Wd, powodując równoczesne dofałdowywanie się płaszczowin karpackich. Z tą potomną fazą orogeniczną łączę genetycznie wsteczne przechylenia siodeł na całej szerokości Karpat.

9. Ów potomny ruch orogeniczny spiętrzył tortońskie osady przedgórze Karpat Wschodnich, na poprzecznych depresjach tektonicznych masywu na szerokości od 8 do 40 km licząc od czoła nasunięć fliszu. Na poprzecznych elewacjach Karpat wschodnich ruch ten spowodował jedynie strome spiętrzenie tortonu u czoła nasunięć.

### RÉSUMÉ.

La présente étude a pour but d'éclaircir la géologie de la zone bordière des Karpates orientales polonaises et de leur avant-pays.

Dans les trois premiers chapitres l'auteur décrit deux zones de l'avant-pays, disposées au NE du bord orographique de la chaîne et différentes tant au point de vue stratigraphique que tectonique. L'une d'elles — la zone de Słoboda — appartient aux chevauchements karpatiques, l'autre constitue l'avant-pays autochtone des nappes de recouvrement du flysch et n'est formée à la surface que du tortonien, différencié en quelques horizons d'un caractère mollassique.

Dans le IV-ème chapitre l'auteur discute le rôle tectonique des élévations (élévations de: Pokucie, Majdan, Borysław—Nachujowice, Wydiłok) et des dépressions transversales (dépressions de: Prut, Dolina, Przemyśl) de la chaîne des Karpates ainsi-que leurs traits caractéristiques par rapport aux nappes de recouvrement du flysch. Une prédisposition tectonique du substratum pré-karpatique est parfois masquée dans les dépressions transversales par une inversion tectonique, c'est-à-dire par l'élévation de l'axe tectonique des éléments secondaires des nappes — grâce aux plus intenses surplissements de ces nappes dans les dépressions transversales du massif (dépressions de Prut et de Przemyśl). L'existence dans les nappes des zones longitudinales surélevées trouve son explication, d'après l'auteur, dans la structure du soubassement pré-karpatique. Le caractère érosive du bord orographique des Karpates orientales ainsi-que le problème des plis en retour est discuté.

Le dernier chapitre traite de l'orogenèse des Karpates avant

la sédimentation du tortonien détritique et de son caractère transgressif par rapport aux nappes du flysch. Le rôle de la formation salifère, appartenante soit aux nappes, soit au substratum autochtone du tortonien est discuté. L'auteur passe en revue les plissements posthumes du tortonien de l'avant-pays sur le prolongement des dépressions transversales des Karpates.

A la fin de l'ouvrage, l'auteur arrive aux conclusions suivantes:

1. Le bord orographique des Karpates orientales polonaises ne coïncide pas avec la limite externe des chevauchements du flysch; cette dernière est située, entre les vallées de Rybnica et de Świca, dans l'avant-pays de la chaîne.

2. Il existe dans cet avant-pays deux zones stratigraphiques et tectoniques différentes: la zone charriée de Słoboda et la zone du tortonien autochtone de l'avant-pays tectonique du massif.

3. Le bord orographique des Karpates orientales polonaises est constitué, entre la grande élévation transversale de Pokucie (anticlinorium de la Podolie — Marmaros) et la dépression transversale de Przemyśl (synclinorium de la Volynie—Alföld), de plis frontaux des nappes du flysch, de plus en plus élevées en allant du SE vers le NO. Les nappes inférieures plongent latéralement vers le NO sous les unités supérieures en liaison avec la tectonique profonde des Pré-Karpates.

4. Les élévations et les dépressions transversales des Karpates ont joué un rôle important dans l'épanchement et le plissement interne des nappes de recouvrement du flysch. Leur influence sur les éléments tectoniques secondaires des nappes n'a pas été toujours du même signe (inversions tectoniques).

5. Parallèlement au plus large épanchement vers le NE des nappes karpatiques dans les dépressions transversales du massif, la mer tortonienne a pénétré moins en avant vers la SO sur les dépressions de Prut et de Dolina, que sur les élévations de Pokucie et de Majdan.

6. La phase principale de l'orogénèse des Karpates a eu lieu avant la sédimentation des dépôts cotiers du tortonien (conglomérats des couches de Stebnik, conglomérats de Pistryń et de Radycz).

7. A mesure de l'avancement et du surplissement des nappes karpatiques ainsi-que de la montée du massif et de son érosion, s'approfondissait la zone tortonienne de l'avant-pays en se remplissant de sédiments d'un caractère molassique. L'enfoncement



du substratum pré-karpatique de cette zone a eu son amplitude maximum immédiatement au front des nappes, comme le prouve l'augmentation de plus de 2000 m de l'épaisseur des dépôts du tortonien vers le SO.

8. Dans la phase posthume, post-tortonienne, de l'orogénèse des Karpates, les nappes du flysch ont été poussées en bloc vers l'avant-pays, ne subissant que des modifications tectoniques peu importantes. Les mouvements en retour dans les anticlinaux de la carapace des nappes semblent être liés avec cette phase posthume des plissements karpatiques.

9. Les dépôts du tortonien de l'avant-pays ont été plissés lors de la phase posthume de l'orogénèse des Karpates, sur une largeur de 8—40 km le long des dépressions transversales du massif. Sur les élévations transversales par contre, le tortonien n'a subi qu'un redressement des couches, immédiatement devant le front des nappes.

#### LITERATURA.

1. 1888 R. Zuber: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt II. Akad. Umiejętn. Kom. fizjogr., Kraków.
2. 1891 E. H. Dunikowski: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt IV.
3. „ J. Niedźwiecki: O formacji solnej koło Kałusza. Kosmos, T. 16 Lwów.
4. 1900 A. M. Łomnicki: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt XII.
5. 1901 W. Szajnocha: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt XIII.
6. „ J. Niedźwiecki: Przyczynek do geologii pobraża Karpat przemyskich. Kosmos, T. 26, Lwów.
7. 1905 R. Zuber: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt XVII.
8. „ J. Łomnicki: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt XVIII.
9. 1906 W. Friedberg: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt XIX.
10. „ W. Szajnocha: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt XX.
11. 1908 T. Wiśniowski: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt XXI.
12. 1909 J. Siemiradzki: Geologia Ziemi Polskich. T. II, Muzeum im. Dzieduszyckich. Lwów.
13. 1910 W. Teisseyre: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt XXII.
14. 1911 J. Grzybowski: Atlas geologiczny Galicji: Zeszyt XXV.
15. „ J. Łomnicki: O składnikach tektonicznych Podkarpacia nadwórniańsko-sołotwińskiego. Akad. Umiejętności, Spraw. Kom. Fizjogr. T. XLV, Kraków.
16. 1912 W. Friedberg: Utwory miocenyjskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski. Kosmos, T. 37, Lwów.
17. „ J. Niedźwiecki: Drugi przyczynek do znajomości formacji solnej koło Kałusza. Kosmos, T. 37, Lwów.

18. „ E. Siegfried: Die Naphtalagerstätten der Umgebung von Sółtwina. Ein Beitrag zur Tektonik des Karpathenrandes in Ostgalizien. Berlin.
19. 1913 W. Friedberg: Formacja solna w Kosowie. Akad. Umiejętności Spraw. Kom. fizjogr., T. XLVII, Kraków.
20. 1914 J. Nowak: Jednostki tektoniczne polskich Karpat wschodnich. Archiwum Naukowe, Dz. II, T. II. Z. 2, Lwów.
21. 1915 R. Zuber: Zarys budowy północno-wschodnich Karpat fliszowych. Rozpr. i Wiad. muz. im. Dzieduszyckich, T. I, Z. 3—4, Lwów.
22. 1916 E. Argand: Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. Helv.
23. 1922 J. Nowak: Nafta Karpat Polskich w świetle geologii regionalnej. Prace Geograf., Z. VI, Lwów.
24. „ W. Teisseyre: Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. Cz. I. Kosmos, T. 46, Lwów.
25. 1923 E. Jabłoński: Geologia Przedgórze Karpat, między Dobromilem i Stryjem. Geologiczna konferencja karpacka. Stacja geol., Borysław, Biul. 2.
26. 1925 E. Jabłoński i St. Weigner: Brzeg Karpat fliszowych między Świcą i Łomnicą. P. I. G. Stacja geol., Borysław, Biul. 6.
27. „ B. Świdorski: Budowa geologiczna Karpat Pokuckich P. I. G. Stacja geol., Borysław, Biul. 7.
28. „ K. Tołwiński: Skolskie Karpaty brzeżne z uwzględnieniem geologii Borysławia. P. I. G. Stacja geol., Borysław, Biul. 9.
29. „ B. Bujalski: Budowa geologiczna Karpat w obszarze Bitkowa. P. I. G. Stacja geol., Borysław, Biul. 9.
30. „ H. de Cizancourt: O budowie przedmurza polskich Karpat wschodnich. Stacja geol., Borysław, Biul. 12.
31. „ B. Świdorski: Quelques nouvelles données sur la tectonique des Karpates orientales polono-roumaines. Acad. Pol. d. Sc., Sér. A, Kraków
32. 1926 B. Świdorski: Bieżące zagadnienia z geologii polsko-rumuńskich Karpat wschodnich. P. I. G. Mémoire de la 1-ère Réunion de l'Association Karpatique en Pologne.
33. „ W. Bruderer: Brzeżne jednostki tektoniczne Karpat Pokuckich. Pol. Inst. Geol., Sprawozd. T. III, Z. 3—4. Warszawa.
34. „ Cz. Kuźniar: Mapa Geologiczna Rzeczypospolitej Polskiej w skali 1:750 000. Pol. Inst. Geol., Warszawa.
35. „ L. Horwitz: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1925 w południowej części arkusza Stary Sambor. Pol. Inst. Geol., Sprawozd. T. III, Z. 3—4, Warszawa.
36. 1927 W. Teisseyre: Metoda kryptotektoniki a podłoże Karpat. Kosmos, T. 51, Lwów.
37. „ B. Bujalski: Sprawozdanie z prac geologicznych, wykonanych w r. 1926. Państw. Inst. Geol., Pos. Nauk. Nr 18, Warszawa.
38. „ H. de Cizancourt: Przyczynek do znajomości przedgórze w okolicy Truskawca. Kosmos, T. 51, Lwów.
39. 1927 L. Horwitz: Badania geologiczne, wykonane w r. 1926 na arkuszach Stary Sambor i Ustrzyki Dolne. Pol. Inst. Geol., Sprawozd. T. IV, Z. 1—2, Warszawa.

40. „ E. Jabłoński: Sprawozdanie z robót letnich w r. 1926 na arkuszu Stary Sambor. Państw. Inst. Geol., Pos. Nauk. Nr 18, Warszawa.
41. „ F. Rabowski: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1926 na obszarze arkuszy Dobromil i Przemyśl. Państw. Inst. Geol., Pos. Nauk. Nr 18, Warszawa.
42. „ B. Świdorski: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach Pokuckich i na ich Przedgórzu w latach 1925—26. Pol. Inst. Geol., Sprawozd. T. IV, Warszawa.
43. „ K. Tołwiński: Z geologii południowej strefy przedgórza polskich Karpat wschodnich. Pol. Inst. Geol., Sprawozd. T. IV, Warszawa.
44. „ W. Zych: Old-red podolski. Pol. Inst. Geol., Prace T. II, Z. I, 1927.
45. „ J. Nowak: Zarys tektoniki Polski. II-gi Zjazd słowiańskich geografów i etnografów w Polsce, Kraków.
46. 1928 B. Bujalski: Sprawozdanie ze zdjęć geologicznych wykonanych w r. 1927. Państw. Inst. Geol., Pos. Nauk. Nr 21, Warszawa.
47. 1929 B. Bujalski: Sprawozdanie z robót wykonanych w lecie 1928 r. Państw. Inst. Geol., Pos. Nauk. Nr 24, Warszawa.
48. „ L. Horwitz: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 na arkuszu Ustrzyki Dolne. Państw. Inst. Geol., Pos. Nauk. Nr 22—23, Warszawa.
49. „ Z. Opolski: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 na arkuszach Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne. Państw. Inst. Geol., Pos. Nauk. Nr 24, Warszawa.
50. „ H. de Cizancourt: Kilka uwag o stratygrafji utworów przedgórza Karpat wschodnich. Pol. Inst. Geol., Sprawozdanie T. V, Warszawa.
51. „ J. Nowak: Die Geologie der polnischen Ölfelder. Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie, Heft 3, Stuttgart.

## TREŚĆ:

I. Wstęp . . . . .	314
II. Przegląd serji słobódzkiej na przedgórzu polskich Karpat wschodn. . . . .	317
III. Przedkarpacka strefa tortonu pomiędzy Przemyślem i Kutami . . . . .	332
IV. Przewodnie rysy budowy Karpat wschodnich . . . . .	346
V. Rozwój i budowa przykarpackiej strefy miocenu . . . . .	359
VI. Zakończenie . . . . .	365
Résumé . . . . .	367
Literatura . . . . .	369