

Bohdan Świderski.

Uwagi o geologii wschodniokarpackiego przedgórze.

(Sur la géologie de l'avant-pays de Karpates Orientales Polonaises)

W 1930 r. podjąłem próbę omówienia tektonicznego stosunku polskich Karpat wschodnich do ich przedgórze, mimo świadomości, że ówczesny stan badań był w znacznym stopniu niekompletny¹⁾. W międzyczasie uczyniony został znaczny postęp w geologicznym zbadaniu przedgórze wschodnich Karpat, zwłaszcza w związku z poszukiwaniami bogactw mineralnych, jak sole potasowe i złoża ropy. Jakkolwiek i dziś jeszcze badania nie są ukończone i pozostało wiele nierozstrzygniętych zagadnień, to jednak konieczność górniczego odkrycia przedgórze wymaga wzmożonej dyskusji nad geologią tych okolic.

Metody geologii regionalnej, stosowane w Karpatach fliszowych i polegające — wobec rzadkiego występowania przewodnich skamielin — głównie na litologiczno-petrograficznym śledzeniu i porównywaniu poszczególnych poziomów fliszu oraz kolejnego ich następstwa na sąsiadujących ze sobą obszarach, częściowo zawiodły w ich zastosowaniu do przedgórze Karpat. Stosunkowo duża stałość wykształcenia poszczególnych poziomów fliszu na większych przestrzeniach, stopniowe oboczne zmiany facjalne, wreszcie dość głębokie, sięgające tysiącometrowej skali erozyjne rozcięcie umożliwiły względnie dokładne poznanie budowy polskich Karpat wschodnich. Odmienne warunki istnieją na przedgórze, na zewnątrz od orograficznej krawędzi tych gór. Na tych obsza-

¹⁾ B. Ś w i d e r s k i: Tektoniczny stosunek polskich Karpat wschodnich do ich przedgórze. Roczn. Pol. Tow. Geol., T. VI, 1930, Kraków.

rach o charakterze płaskowyżu, obficie zasłanego pliocencko-pleistocenijskimi żwirami i glinami pleistocenijskimi, rozciętego przez szerokie aluwialne łożyska dolin co najwyżej na 100 do 200 m głębokości, rzadkie występowanie odkrywek o znokmonej pionowej rozpiętości w dużej mierze utrudnia badania. Jeszcze bardziej komplikuje geologiczne poznanie przedgórza Karpat wschodnich wybitna niestałość facjalnego wykształcenia utworów mioceńskich i częste oboczne zmiany w litologicznym wykształceniu stratygraficznych poziomów, jak tego na podstawie wyczerpujących badań i ogromnej liczby wierceń dowiódł C z. K u ź n i a r¹⁾). W związku z tym ulegają rewizji dawniejsze poglądy, dotyczące wschodnio-karpacciego przedgórza, nie tylko twórców Atlasu geologicznego Galicji, ale i późniejsze prace B. B u j a l s k i e g o, W. B r u d e r e r a, H. d e C i z a n c o u r t a, E. J a b ł o ń s k i e g o, W. T e i s s e y r e ' a, K. T o ł w i ń s k i e g o i moje. Równocześnie, do niedawna zaniedbana dziedzina stratygrafii utworów tortońskich zyskała na podstawie opracowania faun, dość licznie na obszarach przedgórza znajdujących, nowe oświetlenie dzięki badaniom B. B ö h m a, J. C z a r n o c k i e g o, W. F r i e d b e r g a i K. K o w a l e w s k i e g o. I w tej jednak dziedzinie zmienność facyj tortonu i trudności w prześledzeniu ciągłości, granic i wzajemnych stosunków bionomicznych środowisk o różnorodnej faunie w sensie poziomym i pionowym komplikują uzyskanie bezspornych rezultatów.

Przedgórze polskich Karpat wschodnich ograniczone jest od PdZd stromą krawędzią nasunięć kredowo-paleogeńskiego fliszu, od PnWd — wynurzającą się na powierzchnię płytą podolską z jej kredową i mioceńską pokrywą. O ile ta ostatnia nie ulega w sensie tektonicznym wątpliwościom, to PdZd granica przedgórza posiada bardziej złożoną budowę. Dzisiejsze morfologiczne umiejscowienie tej granicy związane jest z współczesnym poziomem intersekcji topograficznej i nie przesądza głębszych, częściowo tylko dostępnych badaniom, tektonicznych planów podłoża. W wyżej wymie-

¹⁾ C z. K u ź n i a r: Geologischer Bau der Kalisalzlagertstätte von Stebnik. Biul. Pol. Ak. Um., S. A., 1932, Kraków.

T e n ż e: Złoże soli potasowych w Hołyniu. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., t. VII, z. 5, 1933, Warszawa.

nionej pracy, określiłem orograficzny brzeg Karpat wschodnich, jako zbudowany, w miarę posuwania się od PdWd ku PnZd, z wychodzących w powietrze ku PnWd czołowych spiętrzeń coraz to wyższych jednostek tektonicznych, przy czym głębsze nasunięcia fliszu zanurzają się kolejno ku PnZd i zawijają w kierunku zachodnim pod wyższe płaszczowiny karpackie. Równocześnie wypowiedziałem pogląd, że orograficzny brzeg polskich Karpat wschodnich nie pokrywa się z zewnętrzną granicą nasunięć fliszu. Wschodnio-karpackie przedgórze podzieliłem wówczas na dwa odrębne rejony: rejon słobócki, o charakteryzującym go występowaniu zespołu zlepieńców słobóckich, warstw dobrotowskich, formacji łupków i piaskowców o zabarwieniu czerwonym i utworów solnych, intensywnie sfałdowany i nasunięty ku PnWd i przypodolski rejon autochtonicznych osadów tortońskich. Dla pierwszego z nich, wprowadził B. B u j a l s k i¹⁾, pojęcie „antyklinorium przedgórze“.

Czy istnieje płaszczowina słobócka?

Rozpatrzmy przede wszystkim zagadnienie granicznej strefy Karpat i ich przedgórze. Pod względem regionalnym, orograficznie brzeżne nasunięcia kredowo-paleogeńskiego fliszu Karpat wschodnich i południowo-zachodni rejon przedgórze, zbudowany na powierzchni z utworów miocenkich, sąsiadują ze sobą na PnZd od doliny Prutu. Stosunki te komplikują się pomiędzy dolinami Prutu i Czeremosza, gdzie, w związku z wielką poprzeczną elewacją Karpat Pokuckich i wynurzaniem się na powierzchnię głębszych planów tektonicznych, obie wyżej wymienione strefy zazębiają się ze sobą. W tej okolicy przede wszystkim szukać należy rozwiązania tektonicznych i paleogeograficznych zagadnień, związanych ze stosunkiem Karpat wschodnich do ich przedgórze. Już R. Z u b e r²⁾ i J. N o w a k³⁾, uważali zespół zlepieńców

¹⁾ B. B u j a l s k i: Budowa geologiczna przedgórze Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., t. VI, z. 2, 1930, Warszawa.

²⁾ R. Z u b e r: Zarys budowy północno-wschodnich Karpat fliszowych. Rozpr. i Wiad. z Muz. im. Dzieduszyckich, t. I, z. 3—4, 1915, Lwów.

³⁾ J. N o w a k: Jednostki tektoniczne polskich Karpat wschodnich. Archiwum Naukowe, Dz. II, t. II, z. 2, 1914, Lwów.

słobóckich, warstw dobrotowskich, czerwonych łupków i piaskowców i ilów solnych, szeroko rozpostartych w okolicach Słobody Rungurskiej, za normalny stratygraficzny nadkład kredowo-paleogeńskich utworów fliszu brzeżnych fałdów Karpat Pokuckich. W pracach moich z lat 1925—1930¹⁾, zastosowałem do tych okolic odmienną interpretację, przyjmując istnienie odrębnej jednostki tektonicznej słobóckiej, nasuniętej ku PnWd na fałdy pokuckie i na przedgórze i pierwotnie zakorzenionej na PdZd od tych fałdów. Z kolei W. Bruderer²⁾ i B. Bujalski³⁾, podali inne tłumaczenie stosunków tu panujących. Rozwijając dawniejsze poglądy R. Zuberera i częściowo W. Bruderera, uznał B. Bujalski zlepieńce słobóckie i warstwy dobrotowskie, zalegające w ich stropie, za wiekowy ekwiwalent i przybrzeżną fację poziomów łupków menilitowych, warstw polanickich i ilów solnych fałdów pokuckich. Badacze ci uważają więc zlepieńce słobóckie wraz z ich stratygraficznym nadkładem za ściśle sedymentacyjnie związane z fliszem pokuckim, przy czym liczne anormalne kontakty istniejące pomiędzy zespołem zlepieńców słobóckich, warstw dobrotowskich i utworów czerwonych a podłożem fliszowym usiłują tłumaczyć jako lokalne odłóstwa tektoniczne, spowodowane różnym petrograficznym składem poszczególnych utworów, przecząc równocześnie istnieniu płaszczowiny słobóckiej jako całości.

Znajdujemy się zatem w obliczu dwóch skrajnie przeciwnych założeń: B. Bujalski, idąc w ślady innych badaczy, stoi na krańcowym stanowisku istnienia litologiczno-facjalnych przejść pomiędzy dwiema seriami utworów; moje tłumaczenie stosunków geologicznych w Karpatach Pokuckich opierało się głównie na przesłankach natury tektonicznej. Rozbieżności w poglądach stają się zresztą zrozumiałe, zważywszy wysoce skomplikowaną na niektórych odcinkach

1) B. Ś w i d e r s k i: Budowa geologiczna Karpat Pokuckich. Państw. Inst. Geol., Stacja Geol., Borysław, Biul. 7, 1925.

T e n ż e: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach Pokuckich i na ich Przedgórzu w latach 1925—1926. Sprawozdania Pol. Inst. Geol., t. IV, z. 1—2, 1927, Warszawa.

2) W. B r u d e r e r: Brzeżne jednostki tektoniczne Polskich Karpat Pokuckich. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., t. III, z. 3—4, 1926, Warszawa.

3) Loc. cit.

budowę Karpat Pokuckich i trudności w znalezieniu ogólnego rozwiązania, zadawalniająco tłumaczącego wszystkie obserwowane zjawiska. Niemogąc na tym miejscu przeprowadzić wyczerpującego omówienia tych zagadnień, zwłaszcza bez ogłoszenia szczegółowych zdjęć tych obszarów, porzestaną na razie na kilku ogólniejszych uwagach.

Przede wszystkim należy przypomnieć, że materiał o charakterze dobruckim, z najbardziej dlań typowymi otoczkami skał zielonych, występuje w mniejszej lub większej ilości na całej miąższości kredowo-paleogeńskich seryj brzeźnych jednostek tektonicznych Karpat wschodnich i stanowi ślady intensywniejszego niszczenia łańcuchów prakarpaczkich, w związku z czynnikami natury diastroficznej i klimatycznej. Materiał ten występuje obficie zwłaszcza w dorzeczu doliny Rybnicy, w wyższych poziomach stratygraficznych brzeźnych fałdów pokuckich, na co zwrócił szczególną uwagę W. B r u d e r e r. Mówiąc o serii słobóckiej będę miał na myśli wyłącznie zespół zlepieńców słobóckich, warstw dobrotowskich, utworów czerwonych i ilów solnych, jako w sposób ciągły i wyraźnymi przejściami związaną serię osadową. W takim rozumieniu, zalegają zlepieńce słobóckie, wykształcone w większych masach w Karpatach Pokuckich, przekraczająco i niezgodnie, w postaci na ogół płaskich czap, na różnych poziomach stromo sfałdowanego fliszu pokuckiego, a mianowicie: na ilolupkach eoceńskich, na spągowych rogowcach i łupkach menilitowych, na warstwach polaniczkich (równorzędnych warstwom krośnieńskim głębszych łańcuchów Karpat), wreszcie na ilach solnych, występujących w stropie tych warstw, w jądrach łęków pokuckich.

Tłumaczenie wyraźnie transgresywnego zalegania głównie zlepieńców serii słobóckiej na różnorodnych, ściętych poziomach fliszu brzeźnych fałdów pokuckich jako rezultatu dysharmonijnego fałdowania grubej serii utworów osadzonych w sposób ciągły, jak to czynią W. B r u d e r e r i B. B u j a l s k i, nie jest, zdaniem moim, wystarczające. Jakkolwiek zjawisko dysharmonijnego fałdowania jest w Karpatach fliszowych niezmiernie pospolite i niemal każda grubsza warstwa czy zespół piaskowców lub zlepieńców, położona pośród utworów przeważająco łupkowych, odznacza się pewną samodzielnością tektoniczną, to jednak przekra-

czające i niezgodne zaleganie zlepieńców serii słobóckiej na fliszu pokuckim posiada swoiste cechy i gdzie indziej niespotykaną amplitudę. Jeżeli powyższe zjawiska dotyczą ogromnej większości przekrojów, to jeszcze bardziej uderzają stosunki istniejące w dorzeczu Luczki. Stosunkowo wąski łęk, pomiędzy siodłami Kamienistego i Karmatury, zbudowany w stropie łupków menilitowych z co najwyżej kilkusetmetrowej serii warstw polanickich i ilów solnych, zanurza się w głąb, ku PnZd, pod wielokroć od niego szerszą synklinalną nieckę, zbudowaną z serii słobóckiej, mierzącej do 1700 m miąższości. To najbardziej uderzające w Karpatach Pokuckich zjawisko, już kilkakrotnie przeze mnie podkreślane, dobitnie świadczy, zwłaszcza wobec zupełnego braku jakichkolwiek obocznych przejść facjalnych, o niezależności dwóch nadległych seryj. Z tych to powodów i dążąc do jednolitego syntetycznego ujęcia zjawisk na całym obszarze Karpat Pokuckich, wysunąłem w swoim czasie hipotezę o tektonicznym nasunięciu serii słobóckiej na fałdy pokuckie w kształcie płaszczowiny.

Obok tej tektonicznej i krańcowo odmiennych interpretacyj. W. B r u d e r e r a i B. B u j a l s k i e g o, najbardziej prawdopodobną wydaje mi się dziś, dotychczas nieujawniona, inna możliwość wytłomaczenia geologii Karpat Pokuckich, mająca przede wszystkim za sobą ten argument, że odpowiada nie tylko zjawiskom obserwowanym na przedgórzu wschodnich Karpat, ale również wyklucza budzącą wątpliwość tezę o zakorzenianiu się nasunięcia słobóckiego na PdZd od fałdów pokuckich. Skłonny jestem obecnie przyjmując, że zlepieńce słobóckie transgredowały na częściowo już sfałdowanych i erozyjnie ściętych fałdach pokuckich, stanowiąc pod względem stratygraficznym zdecydowanie młodszymi poziomem od ilów solnych, zakańczających ciągnącą serię osadową fliszu pokuckiego. W ten sposób istniały by w granicznej strefie południowo-wschodnich Karpat polskich i ich przedgórza dwa niezależne cykle osadowe: kredowo-paleogeński ¹⁾, dający serię fliszową

¹⁾ Wiek ilów solnych, w stropie fliszowej serii pokuckiej, nie został dotychczas w braku skamielin stratygraficznie oznaczony. Najmłodszy

fałdów pokuckich, coraz intensywniej fałdowaną równocześnie z wygasaniem tego cyklu, następnie wynurzoną i zerodowaną, oraz drugi, dający — transgresywną, mioceńską serię słobócką. Założenie to nie tylko tłumaczyło by niezgodnie przekraczający układ zlepieńców słobóckich na ściętych fałdach pokuckich, ale wyjaśniało by również łatwość późniejszego tektonicznego zluźnienia serii słobóckiej, pierwotnie zakorzenionej, jak to słusznie przypuszczał J. N o w a k ¹⁾, na fałdach pokuckich, a zwłaszcza na północno-zachodnim ich przedłużeniu w głębi strukturalnego gmachu Karpat. Odkłócie tej serii w kształcie wtórnie intensywnie sfałdowanego płatu miało miejsce zwłaszcza na poprzecznej depresji Prutu i Bystrzycy Nadwórniańskiej, na PnZd od doliny Luczki. Dalsze dysharmonijne fałdowanie obu nadległych seryj mogło spowodować częściowe i lokalne zatarcie pierwotnych niezgodności kątowych, zwłaszcza w granicach preegzystujących łęków.

Z powyższych założeń wynikały by dalsze wnioski natury tektonicznej i paleogeograficznej. W stosunku do prostolinijnego zanurzania się ku PnZd fałdów pokuckich jest seria słobócka, na Pn od doliny Luczki, zepchnięta i wybrzuszona w kierunku północno-wschodnim. Amplituda przesunięcia tej ostatniej w stosunku do fałdów pokuckich wynosi co najmniej 4—6 km. Seria słobócka, fałdowana przy końcu i po jej osadzeniu się, została przemieszczona ku PnWd nie tylko w stosunku do fałdów pokuckich, ale i wraz z tymi ostatnimi — w stosunku do przedgórz a. Jakkolwiek, dzięki istnieniu okien tektonicznych iłów i warstw solnych, sprawdzonemu również przez wiercenia, w jądrze siodła Kamienistego, stwierdzalna amplituda nasunięcia jednostki pokuckiej nieprzekracza

poziom tej serii, stratygraficznie określony na podstawie fauny przez M. de C i z a n c o u r t (Kosmos, t. LIII, 1928) i położony w najdolniejszej części warstw polanickich prawdopodobnie odpowiada Auversienowi.

¹⁾ J. N o w a k: Zarys tektoniki Polski. II. Zjazd słow. geogr. i etnogr. w Polsce, 1927, Kraków.

kilku kilometrów, to jednak z ogólnych przesłanek tektonicznych, dotyczących budowy Karpat w ogólności¹⁾, wnosić należy o bardzo znacznych przemieszczeniach płaszczowinowych, sięgających w Karpatach zachodnich co najmniej stukilometrowych wymiarów i zapewne nie o wiele mniejszych w Karpatach wschodnich. Nasuwanie się jednostki pokuckiej ku PnWd musiało mieć miejsce równocześnie z odkłóciem jej serii osadowej od podłoża i intensywniejszym fałdowaniem ku końcowi paleogenu, w okresie poprzedzającym transgresję serii słobóckiej i zapewne równoczesnym z potężniejszym wypiętrzaniem prakarpackich trzonów, coraz intensywniej następnie niszczonych na zlepieńce słobóckie. Dalszy ruch nasuwawczy trwał równocześnie z dysharmonijnym przefałdowaniem obu nadległych seryj, z odkłóciem serii słobóckiej i jej przewaleniem ku PnWd, zapewne przed, a w każdym razie po osadzeniu się górnortortońskich, płasko ułożonych utworów przedgórze pokuckiego. Świadczą o tym sfałdowanie tych utworów u czoła fałdów pokuckich i częściowe nasunięcie na nie tej jednostki tektonicznej. W każdym razie wydaje się wysoce prawdopodobnym, że osadowa transgresja serii słobóckiej odbywała się na fałdach pokuckich, już wyruszonych i nasuniętych ku PnWd. Dalsza tektoniczna ewolucja Karpat Pokuckich przesądza o conajmniej paraautochtonicznym charakterze jednostki słobóckiej.

Wyprostowując i wygładzając fałdy nasunięcia słobóckiego do stanu pierwotnego, osadowego układu tej serii, jej rejon sedymentacyjny mierzył by conajmniej 30 km szerokości i leżał znacznie dalej w kierunku południowo-zachodnim aniżeli obecny zasięg tej tektonicznej jednostki. W ten sposób dochodzimy do wniosku, że rejon osadowy słobócki pokrywać musiał co najmniej całą szerokość fałdów pokuckich, w ich ówczesnym tektonicznie szerszym rozpostarciu.

Transgresja serii słobóckiej na fałdach pokuckich, w ich położeniu z końcem paleogenu i na początku miocenu, wyznacza PdZd granicę zasięgu tego sedymentacyjnego rejonu. Że utwory te nie sięgały dalej ku południowemu zachodowi,

¹⁾ Porównaj: B. Ś w i d e r s k i: Sur l'arc des Karpathes occidentales. *Eclogae geologicae Helvetiae*, V. 26, n. 1, 1933, Bâle.

T e n ż e: Aperçu sur la morphologie des Karpates du Flysch. *Przegląd Geograficzny*, T. XIV, z. 1—2, 1934, Warszawa.

dowodzi brak ekwiwalentów tej serii w osłonie wyższych jednostek tektonicznych polskich Karpat wschodnich, położonych pierwotnie na PdZd od osadowej strefy pokuckiej, a następnie kolejno ponasuwanych i budujących obecnie erozyjną krawędź Karpat i jej wglębne podłoże. Wyższe poziomy serii słobóckiej: warstwy dobrotowskie i formacja czerwona z iłami solnymi zajmują gwałtownie zwężający się ku PdWd obszar przedgórza Karpat Pokuckich, w kształcie stromo sfałdowanej smugi, położonej nazewnątrz od czoła jednostki pokuckiej i stanowią w dzisiejszej intersekcji topograficznej obok płasko ułożonych warstw górnego tortonu, główny element składowy przedgórza.

Rzut oka na wschodniokarpackie przedgórze pomiędzy Prutem i Dniestrem.

Śledzenie PnZd przedłużenia strefy słobóckiej w granicach przedgórza polskich Karpat wschodnich, na podstawie obecnie dostępnych prac, pozwala na wyciągnięcie prowizorycznych wniosków co do paleogeograficznego i tektonicznego charakteru tych obszarów. Ze zdjęć B. B u j a l s k i e g o ¹⁾, J. O b t u ł o w i c z a, H. T e i s s e y r e ' a i O. W y s z y ń s k i e g o ²⁾, wynika, że, prócz zlepieńców słobóckich, które wyklinowują się pomiędzy obu Bystrzycami, warstwy dobrotowskie i formacja czerwona wraz z iłami solnymi ciągną, częściowo ulegając obocznym zmianom facjalnym, nieprzerwaną i sfałdowaną smugą ku PnZd, tworząc północno-wschodnie obramienie wychodni starszych utworów fliszowych. W spągu tej strefy zostało stwierdzone w wierceniach w Staruni i w Dźwiniaczu zaleganie paleogenu o typowym dla Karpat wykształceniu fliszowym. Pozostaje na razie otwartym zagadnienie, czy miała tu również miejsce transgresja utworów miocenijskich na sfałdowanym i zerodowanym podłożu fliszowym, jak to najprawdopodobniej działo się w granicach wielkiej poprzecznej elewacji pokuckiej, czy też w miarę obniżania się tektonicznej osi struktu-

¹⁾ Loc. cit.

²⁾ J. O b t u ł o w i c z, H. T e i s s e y r e i O. W y s z y ń s k i: Mapa geologiczna Przedgórza Karpat Wschodnich między Łomnicą i Bystrzycą Nadwórnianką. Karp. Inst. Geol.-Naft., Borysław.

ralnego gmachu Karpat połączenie te nie zostały wynurzone u schyłku paleogenu i ekwiwalent serii słobóckiej osadzony został w stosunku hiatusu, względnie penakordancji na podłożu fliszowym i czy uległ on wreszcie tektonicznym przemieszczeniom w stosunku do tego ostatniego.

W kierunku PnZd, pomiędzy Łomnicą i Tyśmienicą, na dalszym szerzeniu sfaldowanej, południowo-zachodniej strefy przedgórze zostały facjalne i tektoniczne stosunki wyjaśnione dzięki pracom C z. K u ź n i a r a ¹⁾, opartym zwłaszcza na licznych wierceniach i robotach górniczych w okolicach pomiędzy Kałuszem i Stebnikiem. Obserwacje czynione na dniu częstokroć zawodzą na tych terenach, wobec powierzchniowego rozmycia pokładów solnych przez wody podskórne i związanych z tym zaburzeń warstw. Na tych podstawach stwierdził C z. K u ź n i a r kapitalne dla geologii przedgórze zjawisko, że tak wyraźnie na PdWd zaznaczające się litologiczne i stratygraficzne poziomy serii słobóckiej ulegają ku PnZd daleko idącym obocznym zmianom facjalnym. Pod utworami prasarmackimi (w znaczeniu Ł o m n i c k i e g o, górno-prasarmackimi facji krakowieckiej w ujęciu J. C z a r n o c k i e g o, 1935) strefy przypodolskiej występuje w okolicach Kałusza, wedle C z. K u ź n i a r a, do 600 m gruba formacja solna, ze złożami soli potasowych, przeławicona i przechodząca obocznie w ilaste łupki szare, oliwkowe i czerwone, z wkładkami piaskowców, przy czym poziomy łupkowe z pstrymi łupkami występują zarówno w stropie jak i w spągu utworów solnych. Przypodolskie gipsy, zastępujące ku PnWd formację solną Kałusza, uważa C z. K u ź n i a r za utwór równowiekowy, co potwierdza wedle J. C z a r n o c k i e g o ²⁾, występowanie fauny syndesmyowej podolskiego poziomu prasarmatu dolnego w stropie gipsów i serii solnej. Geneza formacji czerwonej, solnej i anhydrytowo-gipsowej zdaje się być związana wspólnymi przyczynami natury paleogeograficznej i klimatycznej. W podłożu formacji solnej, pod anhydrytem spągowym, zalega 600—700 m kompleks warstw łupkowo-piaskowcowych, nazwany lokalnie od występowania w nim lot-

1) Loc. cit. i Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol. NN.: 25, 29, 34, 38, 40, 41.

2) Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol. N. 39, 1934.

nych węglowodorów „serią gazową“ i wykazujący duże podobieństwo do warstw dobrotowskich serii słobóckiej. W górnej części tego kompleksu została znaleziona fauna o charakterze tortońskim. W spągu tego kompleksu leży 150-metrowy zespół zlepieńców, o otoczkach typu prakarpacko-dobruckiego, które zestawia C z. K u ź n i a r ze zlepieńcami słobóckimi, niżej — cienka warstwa anhydrytów, 100 m piaskowców i zielonych łupków i wreszcie piaskowce kwarcytowe i kwarcyty, przypominające wedle tego badacza piaskowce kliwskie paleogeńskiego fliszu, z wkładkami ciemnych łupków. W kopalniach soli potasowych i w wierceniach w okolicy Kałusza i Hołynia zostało stwierdzone pofałdowanie utworów solnych i serii gazowej w stosunkowo położe siodła i łęki oraz zapadanie tych kompleksów ku PnWd, pod górnotortońskie osady strefy przygodolskiej.

Porównywując budowę okolic Kałusza i południowego rejonu słobóckiego, pomiędzy Prutem i Czeremoszem, w obecnej mojej interpretacji, uderzają daleko posunięte analogie. Jeżeli górna formacja solna i seria gazowa okolic Kałusza, osadzone w środkowej partii przedgórskiego synklinorium, odpowiadają formacji czerwonej i warstwom dobrotowskim jego południowo-zachodnich brzegowisk, i tu i tam ze zlepieńcami typu słobóckiego w spągu, to ślady dolnej formacji solnej, zaznaczone wedle C z. K u ź n i a r a przez wglębny anhydryt, głębiej położone zielone łupki i piaskowce, wreszcie utwory kwarcytowe, odkryte na dnie głębokich wierceń w Kałuszu, mogłyby stanowić odpowiednik ilów solnych, warstw polanickich i łupków menilitowych paleogeńskiego fliszu, w spągu transgresywnej serii słobóckiej Karpat Pokuckich. W ten sposób uzyskalibyśmy pośrednio oznaczenie wieku stropowych partyj serii słobóckiej, pozbawionej w Karpatach Pokuckich skamielin, jako torton, równorzędny z tortońską formacją solną Kałusza.

Facjalna strefa młodszej, tortońskiej formacji solnej, ze złożami soli potasowych, ciągnie się wedle C z. K u ź n i a r a, pod postacią szerokiej niecki, wtórnie sfałdowanej pomiędzy Łomnicą i Świcą, po Stebnik i Jasienicę Solną. Ukośny, ku Zd odchylony przebieg tektonicznych elementów tego odcinka przedgórzia zgadza się z położeniem osi tektonicznych fałdów pokuckich, równie pod ostrym kątem przecinających

główne tektoniczne kierunki Karpat wschodnich, co może się tłumaczyć paleogeńsko-dolno-mioceną tektoniczną ewolucją łańcucha, zatartą przez późniejsze i nieco inaczej skierowane naciski górotwórcze.

W okolicy Stebnika występuje, wedle C z. K u ź n i a r a, w stratygraficznym nadkładzie utworów solnych potężny kompleks czerwonych margli i ławic piaskowców, wydzielony przez K. T o ł w i ń s k i e g o¹⁾, pod nazwą „warstw stebnickich“. W spągu serii solnej zalega w tej okolicy zespół ilasto-piaskowcowy z szarymi, zielonymi i czerwonymi łupkami, kompleks szarych łupków i piaskowców i wreszcie wkładki utworów solnych, w stropie zlepieńców truskawieckich, typu słobóckiego. W stosunku do geologii okolic Kałusza występują więc i tu oboczne zmiany facjalne, utrudniające w braku skamielin, stratygraficzne ujęcie przekrojów. Odmienną interpretację budowy geologicznej okolicy Stebnika dał J. C z a r n o c k i²⁾, uznając formację solną ze złożami soli potasowych w Stebniku za stratygraficzny nadkład serii stebnickiej i przyjmując wsteczne przewalenie tej ostatniej, na co brak jest przekonujących dowodów. Stosunki panujące w północno-wschodnim otoczeniu przykarpackiej strefy utworów solnych pomiędzy Tyśmienicą i dorzeczem Sanu nie zostały również całkowicie wyjaśnione, zwłaszcza w odniesieniu do wieku formacji solnej i dolnej i górnej seryj żupnych J. C z a r n o c k i e g o, najprawdopodobniej stanowiących lokalne, obocznie wyklinowujące się facje.

Z badań J. C z a r n o c k i e g o³⁾, wynika, że południowo-zachodnia, sfałdowana strefa przedgórza ulega przekształceniom na PnZd od doliny Stryja. Antyklinalne wysady niższych poziomów tortonu (facji balickiej w sensie J. C z a r n o c k i e g o prawdopodobnie równowiekowej

1) K. T o ł w i ń s k i: Z geologii południowej strefy przedgórza polskich Karpat Wschodnich. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., T. IV, z. 1—2, 1927, Warszawa.

2) Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol., N. 39, 1934.

3) J. C z a r n o c k i: O ważniejszych zagadnieniach stratygrafii i paleogeografii polskiego tortonu. Sprawozd. Pol. Inst. Geol., t. VIII, z. 2, 1935, Warszawa.

T e n ż e i K. K o w a l e w s k i: Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol., NN.: 32, 36, 39, 42.

z górną formacją solną Kałusza-Stebnika, lecz odmiennie facjalnie wykształconej i znacznie mniej zasolonej oraz serii górno-żupnej) przedzielone są przez łęki górnotortońskich utworów facji krakowieckiej, jak synklina radycko-niedźwiecka. Strukturalny gmach tej strefy zanurza się więc stopniowo w kierunku PnZd i najmłodsze górnotortońskie osady, towarzyszące tej strefie od Wd pomiędzy Stryjem i Czeremoszem, palcowato rozszczepiają poprzednio zwartą antyklinalną strefę starszych utworów miocenu. W stosunku do bardziej regularnej budowy górnotortońskich łęków są siodłowe wysady facji balićkiej i górnej serii żupnej intensywniej sfałdowane.

Wzdłuż orograficznej krawędzi Karpat, pomiędzy dorzecziami Luczki i Sanu, zapada południowo-zachodnia miocieńska strefa przedgórza ku PdZd, pod brzeżne nasunięcia fliszu. Podkarpacka smuga szarej formacji solnej, względnie utworów wtórnie zasolonych, towarzysząca krawędzi Karpat wschodnich, posiada, jak to już zauważył K. T o ł w i ń s k i¹⁾, złożoną budowę. Co najmniej część tych utworów należy do najprawdopodobniej paleogeńskiej osłony wgłębnych, nasuniętych elementów tektonicznych fliszu (jak wgłębne fałdy Bitkowa i Borysławia) i wraz z nimi podściela wyższe tektoniczne jednostki, budujące orograficznie brzeżne łańcuchy. Obocznie i od północnego wschodu graniczy starsza formacja solna z pofałdowanym mioceniem przedgórza. Jeżeli płaszczowina pokucka z transgredującą na niej serią słobócką stanowi najgłębszą znaną nam jednostkę tektoniczną Karpat, a zarazem w sensie paleogeograficznym najbardziej zewnętrzną strefę osadową fliszu, zanurzającą się ostatecznie ku PnZd na linii Luczki w głąb strukturalnego gmachu pod wyższe nasunięcia, niewyłączając wgłębnych elementów Bitkowa-Borysławia, to kontakt przykarpackiej paleogeńskiej smugi solnej z miocieńskimi utworami przedgórza musi posiadać charakter tektoniczny. Jeżeli kontakt ten okaże się przy dalszych badaniach natury stratygraficznej, będzie to dowodem, że pierwotny rejon osadowy miocieńskiej

¹⁾ Loc. cit.

serii przedgórze obejmował również wglębne elementy Bitkowa-Borysławia w ich bardziej południowo-zachodnim położeniu z końcem paleogenu i w starszym miocenie i że seria ta została być może odkłóta i przewalona ku PnWd. W każdym razie wydaje się wysoce prawdopodobnym, że w sensie paleogeograficznym wewnętrzna granica utworów miocen-skich, transgredujących na poprzednio przefalowanym i nasuniętym fliszu, leżała znacznie dalej ku PdZd od dzisiejszego jej zasięgu. Osadowa niecka starszych miocen-skich utworów przedgórze posiadała zatem znacznie większą szerokość aniżeli wymiary dzisiejszego zasięgu tych utworów, pierwotnie zagarniając brzeżne strefy fliszu. Miocen-skie osady południowych brzegów tej niecki zostały następnie, u schyłku miocenu, zawikłane w dofałdujące się nasunięcia fliszu, wraz z tymi ostatnimi przemieszczone ku PnWd i posiadają być może w głębi strukturalnego gmachu Karpat wschodnich również skomplikowaną budowę, jak to ma miejsce w Karpatach Pokuckich.

Odmienny charakter posiada północno-wschodnia granica intensywnie sfałdowanych, miocen-skich utworów przedgórze, w stosunku do przypodolskiej strefy niemal poziomo zalegających najmłodszych osadów górnego tortonu facji krakowieckiej¹⁾. Granica ta wygina się ku PnWd w kształcie łuku, o większej aniżeli łuk polskich Karpat wschodnich krzywiznie, najbardziej zbliżając się na dwóch jego końcach — w Karpatach Pokuckich i w dorzeczu Dniestru i Sannu — do brzeżnej krawędzi Karpat fliszowych, a najsilniej odchylając się w środkowym odcinku przedgórze. Na przestrzeni pomiędzy Prutem i Łomnicą przebieg tej granicy jest niemal równoległy do wyznaczonej przez badania geofizyczne linii stromeego zapadu płyty podolskiej, podkreślonego fleksurami, względnie uskokami. Zjawisko to wskazywałoby na przyczynowy związek, istniejący pomiędzy zasięgiem ku

¹⁾ Wedle podziału J. Czarnockiego, 1935, loc. cit.

PnWd strefy intensywnie sfałdowanych miocenijskich osadów a obramieniem synklinorium przedgórze. U czoła tektonicznej jednostki pokuckiej są górnortonońskie utwory stromo sfałdowane i zapadają ku PdZd pod nasunięte masy fliszu. Pomiedzy Pistynką i Łomnicą utwory te zapadają bardziej lub mniej stromo ku PnWd, bezpośrednio granicząc z formacją czerwoną i solną.

O ile w południowej części przedgórze regionalny i tektoniczny kontrast obu jego stref jest bardzo wyraźny, przynajmniej w dzisiejszej intersekcji topograficznej, to ku PnZd, w miarę obniżania się strukturalnego gmachu, zanika ich regionalna niezależność, dzięki zjawianiu się w obrębie starszych, intensywnie sfałdowanych miocenijskich utworów łęków najwyższego tortonu w facji krakowieckiej. Pomiedzy Prutem i Czeremoszem ulega południowo-zachodnia strefa przedgórze odmiennym przekształceniom. Miast normalnego wynurzania się na poprzecznej elewacji Karpat Pokuckich w związku z jej „antyklinorialnym charakterem“¹⁾, strefa ta zwęża się i wyklinowuje u czoła brzeźnych fałdów pokuckich, co pozostaje w związku z intensywniejszym przefałdowaniem i przewaleniem jej inwentarza stratygraficznego ku PnWd, na poprzecznych depresjach, prawdopodobnie poprzedzającym osadzenie się górnortonońskich utworów w facji krakowieckiej. Jakkolwiek w bezpośrednim kontakcie tych utworów z ich miocenijskim podłożem brak jest wyraźnych cech transgresji i niezgodności kątowych, to jednak odmienny styl tektoniczny obu stref, zwłaszcza w PdWd części wschodniokarpackiego przedgórze, świadczy o fałdowaniu starszych pozio-

1) Pojęcie „antyklinorium“ niezupełnie odpowiada południowo-zachodniej strefie przedgórze, a zwłaszcza obszarom zawartym pomiedzy Prutem i Czeremoszem; jeżeli może być ono zastosowane dla podkreślenia przeciwieństw pomiedzy tą strefą i przypodolską, synklinalną smugą górnortonońskich utworów, wykształconych w facji krakowieckiej, to stosunek południowo zachodniej strefy przedgórze do Karpat jest tektonicznie bardziej skomplikowany.

mów miocenu i tortonu podczas i być może po ich osadzaniu się. Za tego rodzaju wnioskiem przemawiałyby również: zwięzająca się w sensie paleogeograficznym sedymentacja tortońskiej formacji solnej, z generalnym strąceniem gipsów na całej długości wschodnio-karpackiego przedgórza, ze zlokalizowaniem panwii osadowych soli potasowych, z dopływem wód słodkich z otaczających te panwie łądów¹⁾ oraz istnienie otoczaków z bezpośredniego miocenijskiego podłoża w serii warstw balijskich (w sensie J. Czarnockiego²⁾). Ruchy te miały miejsce, zgodnie z synklinorialnym charakterem przedgórza, częściowo pod powierzchnią morza, co tłumaczyłoby brak wyraźnych niezgodności kątowych. Wreszcie intensywność tych ruchów tektonicznych prawdopodobnie malała, jak to już zauważył K. Tołwiński³⁾, z PdWd ku PnZd.

Trzeciorzędowe cykle osadowe na wschodnio-karpackim przedgórz.

O tym jakiego rodzaju osady zalegają bezpośrednio w sągu miocenijskich utworów przedgórza sądzić możemy głównie drogą pośrednią, przez analizę zlepieńców, przede wszystkim slobóckich. Paleogeograficzny sens ich występowania wyjaśnił R. Zuber, a za nim rozważali te zagadnienia K. Wójcik, J. Nowak, J. Samsonowicz, J. Czarnocki i piszący te słowa, wiążąc genezę tych makroklastycznych i diastroficznych utworów z istnieniem w owych czasach wału świętokrzysko-dobruckiego. To hercyńsko-mezozoiczne antyklinorium, o PnZd-PdWd kierunku i zapewne różnych starszych, poprzecznych elementach składowych, tworzyło północno-wschodnią część prakarpackich łańcuchów, położonych w bezpośrednim sąsiedztwie paleozoicznej płyty Podola. Późniejszy jego oddźwięk widzę w brzeźnych spiętrzeniach sfałdowanego fliszu Karpat wschodnich, tak jak na południowo-wschodnim przedłużeniu nadnidziańskiego synklinorium mieści się śródkarpacka niecka krośnień-

1) Porównaj Cz. Kuźniar, 1955, loc. cit.

2) Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol. N. 59, str. 54.

3) Loc. cit.

ska¹⁾. Z badań K. W ó j c i k a²⁾, wiadomo, że w makroklastycznych utworach fliszu brzeżnych jednostek tektonicznych, w okolicy Przemyśla, występuje dość kompletna seria sedymentów od dewonu po kimeryd w facji krakowskiej, co stanowiło pośredni dowód dużej amplitudy nasunięć fliszu. Z rozważań J. C z a r n o c k i e g o³⁾ i J. N o w a k a⁴⁾, wynika, że stratygraficzny inwentarz zlepieńców słobóckich i truskawieckich jest bardziej fragmentaryczny, i że powstał na PnWd od tamtych, w związku z antyklinorialnym charakterem prakarpackich łańcuchów, na szerzeniu antyklinorium dobrucko-świętokrzyskiego.

J. N o w a k odnalazł w Czarnym Potoku, w okolicy Słobody Rungurskiej, w zlepieńcach słobóckich, otoczaki wapieni kredowych z inoceramami, w facji pokrewnej turonowi i emszerowi podolskiemu, całkowicie odmiennej od fliszu kredowego Karpat wschodnich. Przed kilku laty natrafiłem w dorzeczu Luczki, w tych samych utworach, na otoczaki przybrzeżnej facji zlepieńców z numulinami, które określił F. B i e d a⁵⁾ jako lutetien dolny.

Innym uderzającym zjawiskiem jest zupełny brak pośród zlepieńców typu słobóckiego otoczków skał fliszowych Karpat, mimo że zlepieńce te najprawdopodobniej transgredowały na zerodowanych fałdach fliszu. Z powyższych zestawień wynika, że zlepieńce słobóckie i im pokrewne utwory dalej ku PnZd powstały wyłącznie kosztem prakarpackich trzonów, w rejonach położonych znacznie dalej ku południowemu zachodowi od obecnego ich występowania i że młodszą, kredową i przynajmniej dolnoeocieńską pokrywa tych trzonów wykształcona była w facji przedgórskiej, całkowicie odmiennej od fliszu. Stąd wynika dalszy wniosek, że n a j p r a w d o p o d o b n i e j w e w g ł ę b n y m p o d-

1) B. Ś w i d e r s k i, 1934, loc. cit.

2) K. K ó j c i k: Jura Kruhela Wielkiego pod Przemyślem. Rozpr. Wydz. mat.-przyr. Akad. Um., t. LIII/IV, B, 1913/14, Kraków.

3) J. C z a r n o c k i: O skałach egzotycznych w zlepieńcach słobóckich i warstwach polanickich w okolicy Starej Soli. Pos. Nauk. Pol. Inst. Geol., N. 39, 1934, Warszawa.

4) J. N o w a k: Sur le crétacé supérieur dans le conglomérat de Słoboda Rungurska. Biul. Pol. Ak. Um., S. A., 1936, Kraków.

5) F. B i e d a: Egzotyki numulinowe z Karpat polskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. VII, 1931, Kraków.

łożu przedgórze brak jest autochtonicznych osadów fliszowych, kredowego i dolnopaleoгеńskiego wieku. Z danych, przytoczonych przez J. Nowak¹⁾, o szerokim rozpostarciu ku PnWd, w granicach przedgórze Karpat, oligoceńskiej formacji warstw krośnieńskich i z nawiercenia w głębokich otworach Kałusza osadów, co najmniej zbliżonych do karpaccich łupków menilitowych wnosić możemy, że dopiero u schyłku eocenu i w oligocenie zapanaowała na dzisiejszym przedgórze facja fliszowa.

W najgłębszych, brzeźnych jednostkach tektonicznych Karpat wschodnich — odpowiadających, po rozwinięciu płaszczowin, rejonom sedymentacyjnym położonym co najmniej w południowo-zachodniej części strefy dzisiejszych czołowych spiętrzeń fliszu, względnie synklinorialnym obszarom na przedłużeniu niecki nadnidziańskiej — kredowo-paleoгеńskie cykle osadowe fliszu zamierały, w związku z fałdowaniem Karpat, pod postacią lagun solnych, osadzających zasolone ily z nieznaczną przymieszką prakarpaccich zlepieńców. Że podobne stosunki panowały wówczas w przypodolskiej strefie przedgórze, świadczy nawiercenie w Kałuszu w głębnych anhydrytów, w spągu ekwiwalentu zlepieńców słobóckich.

U schyłku paleogenu i w dolnym miocenie ulegają stosunki paleogeograficzne daleko idącym zmianom. Wypiętrzanie i intensywne niszczenie prakarpaccich trzonów, nierównomiernie zasypujące pochodzącym od nich materiałem brzeźną strefę fliszu w jej ówczesnym tektonicznym położeniu i przedgórze, aż po stromy próg Podola, rozpoczyna nowy mioceniński cykl osadowy. Ewenement zlepieńcowy kończy się wraz ze zniszczeniem, względnie zanurzeniem prakarpaccich trzonów, tkwiących pośród miocenińskiego synklinorium, dość szybko i w czasie osadzania warstw dobrotowskich i ich północno-zachodnich odpowiedników facjalnych morska sedymentacja staje się bardziej jednolita, przynajmniej w PdWd odcinku przedgórze. Na północnym zachodzie powstają, być może równocześnie, lokalne zastoiska, strącające przy odpo-

¹⁾ Loc. cit., 1927, str. 54.

wiednich warunkach klimatycznych utwory solne. W detrytycznym materiale tych warstw coraz bardziej przeważają składniki pochodzące z wolno wypiętrzających się łańcuchów karpackich. Na północnych i wschodnich peryferiach podkarpackiego synklinorium przejawiają się wahania w stanie mórz w transgresywnym charakterze dolnego tortonu, a mianowicie dolnych warstw przegrzebkowych i warstw baranowskich¹⁾. W okresie osadzania się utworów czerwonych, anhydrytowo-gipsowych i solnych, odznacza się sedymentacja największą niestałością, z częstą zmiennością facyj w kierunku pionowym i poziomym, z czasowym zwięźnieniem się i różniczkowaniem przedgórskiej i brzeżnokarpackiej niecki synklinorialnej, ze strącaniem anhydrytów i gipsów na całym jej PnWd obramieniu, z nasycaniem się rozтворów solnych i strącaniem soli potasowych w drugorzędnych nieckach. Decydujące znaczenie musiały mieć wówczas, prócz sprzyjających warunków klimatycznych, powolne ruchy fałdowe, zwięźniające i pogłębiające synkliny w stosunku do wypiętrzających się nawet ponad poziom mórz stref siodłowych. Dopływ wód słodkich do synklinalnych panw osadowych, odgrywający, zdaniem C z. K u ź n i a r a pokazną rolę w strącaniu soli wapniowych i ilastych zanieczyszczeń serii solnej, dowodziłby istnienia okolicznych łądów. O czasowym wypiętrzaniu się tych ostatnich pośród przedgórskiego synklinorium, w czasach górnego tortonu, świadczą zresztą otoczaki nie tylko skał karpackich i prakarpackich, pochodzących z rozmycia i przywleczenia detrytycznych materiałów fliszu, ale i składników starszych osadów tortońskich, znajduwane przez J. C z a r n o c k i e g o w utworach facji balickiej. Równocześnie następuje w dolnym prasarmacie zwrotny okres w stosunkach faunistycznych wraz z wybitnym zubożeniem fauny i swoistym jej wykształceniem w gipsonośnej facji warstw syndesmyowych.

To miejscowe zamieranie mórz tortońskich zostało raz jeszcze przerwane w górnym prasarmacie, leżącym na północnych peryferiach przedgórskiego synklinorium wedle J. C z a r n o c k i e g o niezgodnie na dolnym. W środkowych partiach przedgórskiej niecki osadzały się górnortoń-

1) Porównaj J. C z a r n o c k i, 1935, loc. cit.

skie utwory facji krakowieckiej w sposób ciągły i w bardziej jednolitym wykształceniu. Równocześnie u południowych brzegów tego morza, u stóp łańcuchów górskich w ówczesnym ich położeniu, a zwłaszcza u wylotu dolin karpaccich powstawały osady słodkowodne i deltowe (jak np. żwiry Pistynia i Radycza).

Kolejności tych cykli w osadowych towarzyszy, w miarę narastania i nasuwania się strukturalnego gmachu Karpat ku PnWd, stopniowe zwężanie się ich rejonów sedymentacyjnych. Wobec parusetkilometrowej szerokości osadowych niecek kredowo-paleogeńskiego fliszu jest paleogeograficzny zasięg starszych utworów miocenu znacznie węższy, jakkolwiek obejmował on jeszcze ówczesne brzeżne strefy sfałdowanego fliszu Karpat. Dalszy rozwój orogenezy Karpat wschodnich w czasach dolnego prasarmatu, wraz z fałdowaniem, odkłówaniami i przewalaniem ku PnWd serii słobóckiej i jej facjalnych ekwiwalentów, spowodował dalsze zwężenie przedgórskiego synklinorium i jeszcze węższy zasięg górnotortońskich osadów facji krakowieckiej.

Końcowymi etapami tektonicznej ewolucji Karpat i ich przedgórza było fałdowanie najmłodszych utworów tortońskich wraz z ich podłożem i lokalne nasunięcie fliszu na te osady w Karpatach Pokuckich, prawdopodobnie równoczesne z ustępowaniem morza ku Wd, w sarmacie, oraz dalszy tektoniczny rozwój przedgórza w czasach pliocenu i pleistocenu ¹⁾).

Powyżej wypowiedziane uwagi o budowie geologicznej przedgórza Karpat wschodnich stanowią w najlepszym razie dalszy etap w poznaniu tych okolic Polski. Drukuję je z pełną świadomością, jak daleko stoimy jeszcze od definitywnych rozstrzygnięć i jak wiele nas czeka pracy i zbiorowych wysiłków. Trudności piętrzą się zwłaszcza w kierunku właściwego rozpoznania stosunku facji i wieku utworów skalnych, a więc możliwie ścisłego odtworzenia czasowego następstwa procesów paleogeograficznych w zależności od rozwoju zjawisk tektonicznych, warunków paleoklimatycznych, geochemicz-

¹⁾ Problemy te omawiałem w wymienionej już pracy z r. 1954.

nych, etc. Odmienne od dawniejszych mych interpretacyj ujęcie budowy Karpat Pokuckich, stanowiącej punkt wyjściowy wszelkiego ogólniejszego rozważania na temat budowy Karpat wschodnich i ich przedgórze, oparte zostało na materiale obserwacyjnym, zbieranym od szeregu lat w granicach Polski. W obecnej interpretacji uderza zbieżność z poglądami geologów rumuńskich ¹⁾, co do przybliżonego wieku cyklu osadów mioceńskich. Jak wiadomo, szeroki zasięg zlepieńców typu dobruckiego w południowych i wschodnich Karpatach rumuńskich oraz ich nadkładu, wykształconego i tam również w sposób sedymentacyjnie ciągły, odnoszą geologowie rumuńscy do burdygału-helwetu-tortonu, uważając formację solną, zalegającą zgodnie, rzadziej niezgodnie pod zlepieńcami, za chattien-aquitain. Zupełna jak dotychczas jawność w sensie faunistycznym dolnej formacji solnej, zachowanej w łękach pokuckich, oraz zespołu zlepieńców słobóckich, warstw dobrotowskich i formacji czerwonej w granicach Karpat Pokuckich uniemożliwia dokładne określenie wieku tych utworów. Porównanie ze stosunkami rumuńskimi, gdzie niektóre tylko poziomy zostały w przybliżeniu stratygraficznie oznaczone, jest i z tych względów trudne, że zmiany litologiczno-facjalne niekoniecznie musiały na całej długości Karpat następować równocześnie i jednakowo. Z tych względów ograniczyłem się do najbardziej ogólnikowego ujęcia, oznaczając młodsze osady fliszu jako cykl paleogeniczny, nadkład zaś — jako cykl mioceński, nieprzesądzając czy dolna formacja solna sięga w górę stratygraficznej skali aż po miocen dolny. Każda z dotychczas stosowanych interpretacyj pozostawia w Karpatach Pokuckich nierozstrzygnięte i sporne zagadnienia. W tym sensie i w obecnym moim tłumaczeniu stosunków tu panujących uderzają: brak ekwiwalentu mioceńskiej serii słobóckiej pośród łęków w głębszych fałdach pokuckich, niewątpliwie i tam również ongiś istniejącej (wobec blisko 1700-metrowej jej miąższości bezpośrednio na PnZd), i najprawdopodobniej całkowicie erozyjnie zniszczonych; dalej, trudności w wyjaśnieniu geologicznych stosunków pośród brzeżnych fałdów pokuckich

¹⁾ Porównaj: G. M a c o v e i: Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. Assoc. pour l'avanc. de la géol. des Carpates, Guide des excursions, Bucarest, 1927.

w dorzeczach Rybnicy i Luczki, i t. p. Trudności te polegają również na zagadnieniu metodycznego ujęcia zjawisk tektonicznych, przejawiających się nieomal w sposób ciągły i wysoce skomplikowany w strukturalnym gmachu Karpat.

R É S U M É.

Les nombreuses études, parues ces derniers temps sur la géologie des Karpates orientales polonaises et de leur avant-pays, nécessitent une mise au point de quelques problèmes tectoniques et paléogéographiques importants. Il s'agit en premier lieu du rapport entre les nappes inférieures du flysch crétacé-paléogène et la série miocène de l'avant-pays, composée de conglomérats aux éléments dobrodgréens - prékarpatiques (conglomérats de Słoboda), de grès et schistes gris (couches de Dobrotów) et d'une formation à coloration rouge avec des gisements de sels potassiques, ainsi que des équivalents faciaux de ces couches. Cette série a été considérée auparavant par l'auteur comme une nappe de chevauchement indépendante (nappe de Słoboda) et enracinée au SW de la nappe du flysch de Pokucie — terme inférieur de l'édifice structural des Karpates orientales. Les contacts discordants et anormaux, existant entre les différents horizons éocène-oligocènes et les conglomérats à la base de la série miocène ne peuvent être expliqués, d'après l'auteur, par le plissement dysharmonique d'une série sédimentaire continue et, d'autre part, un charriage à grande amplitude de la série miocène sur l'unité tectonique de plis de Pokucie semble d'après les nouvelles études plutôt douteux.

L'explication de la structure géologique des Karpates de Pokucie la plus vraisemblable serait de considérer la série miocène comme transgressive sur le flysch des plis de Pokucie (plissé, exondé et érodé avant la sédimentation des conglomérats de Słoboda) et formant un cycle sédimentaire indépendant et plus récent. Cette série a été ensuite partiellement décollée, déjetée et chevauchée vers le NE de 4 à 6 km par rapport à l'unité inférieure de plis de Pokucie. Elle a été en outre charriée avec ceux-ci vers l'avant-pays sur une étendue plus considérable, aux temps miocènes.

La zone méridionale de l'avant-pays des Karpates orientales, constituée à la surface par les plis de la série miocène, plus ou moins serrés et dont les axes tectoniques plongent vers le NW, formerait ainsi un élément tectonique parautochtone, partiellement enveloppé dans les chevauchements bordiers constituant les éléments inférieurs de l'édifice structural des Karpates. La largeur primitive du synclinorium miocène de l'avant-pays des Karpates naissantes, dont les rivages SW empiétaient sur les unités tectoniques du flysch déjà charriées et au moins localement érodées vers la fin du paléogène, a été fortement réduite par suite de l'orogénèse miocène. Ces plissements ont eu lieu contemporanément et postérieurement à la sédimentation des termes supérieurs de la série miocène, avec l'exondation et l'érosion de rides anticlinales au milieu du synclinorium et la formation de cuvettes synclinales secondaires, où se précipitaient les couches de sels potassiques.

Aux cycles sédimentaires du flysch crétacé-paléogène des Karpates correspondaient dans l'avant-pays les dépôts du crétacé et de l'éocène inférieur d'un caractère calcaire, différents du flysch et conservés dans le matériel macroclastique des conglomérats de Słoboda. Ce n'est qu'à l'éocène supérieur et à l'oligocène que la sédimentation à faciès du flysch envahissait l'avant-pays des Karpates. Contemporanément à la lente surrection des Karpates et des massifs cristallins prékarpatiques a eu lieu l'extinction du cycle sédimentaire du flysch, avec formation dans la zone bordière des nappes karpatiques et au large de l'avant-pays des couches du salifère inférieur.

Le cycle sédimentaire miocène débuta par la destruction érosive des troncs cristallins prékarpatiques et par leur immersion complète. Dans un espace considérablement rétréci, par rapport aux mers du flysch, se déposèrent ensuite les formations détritiques au dépens du matériel karpatique. Le déclinement de ce cycle dans le tortonien inférieur, grâce aux plissements et aux conditions climatiques, a eu pour suite le dépôt des gypses et de la formation salifère potassique. Les plissements et les chevauchements, surtout le long de la marge méridionale du synclinorium bordier, ont provoqué son nouveau rétrécissement et l'approfondissement de la zone pé-

ripodolienne, avec une sédimentation marine plus uniforme du tortonien supérieur (présarmatien) et avec deltas, cônes de déjection et dépôts d'eau douce le long du bord orographique des Karpates. Les mouvements orogéniques ont continué aux temps post-tortonien, en plissant les dépôts du tortonien supérieur, au front des tronçons SE et NW des Karpates polonaises orientales. La poussée postume des nappes du flysch vers l'avant-pays a eu alors pour suite le chevauchement de la nappe de Pokucie sur le présarmatien. L'évolution orogénique des Karpates orientales et de leur avant-pays polonais continuait encore au pliocène, comme le témoignent les hauteurs relatives des terrasses des fleuves karpatiques.
