

17, 122

JERZY SMOLEŃSKI

O POWSTANIU PÓŁNOCNEJ KRAWĘDZI  
PODOLSKIEJ I O ROLI MORFOLOGICZNEJ  
MŁODSZYCH RUCHÓW PODOLA



*Molochy*

KRAKÓW  
NAKŁADEM AKADEMII UMIEJĘTNOŚCI  
SKŁAD GŁÓWNY W KSIĘGARNI SPÓŁKI WYDAWNICZEJ POLSKIEJ.  
1910.

1.932

CBGIOŚ, ul. Twarda 51/55  
tel. 0 22 69-78-773



Wa5148163

Osobne odbicie z T. L. Ser. A. Rozpraw Wydziału mat.-przyr.  
Akademii Umiejętności w Krakowie.



5390

Drukarnia Uniwersytetu Jagiellońskiego, pod zarządkiem J. Filipowskiego.

## O powstaniu północnej krawędzi podolskiej i o roli morfologicznej młodszych ruchów Podola

przez

Jerzego Smoleńskiego.

Rzecz przedstawiona na posiedzeniu Wydz. mat.-przyr. w dn. 7 marca 1910  
przez członków J. Morozewicza i Wł. Szajnochę.

Płaskowyz podolski urywa się na północno-zachodnim krańcu stromą krawędzią, opadającą nagle ku sąsiedniemu niżowi nad górnym Bugiem i Styrem. Na wąskiej jedynie przestrzeni w zachodnim kącie, w okolicy Lwowa, wysyła ku PnZ wąską wyżynną wypustkę, znaną pod nazwą lwowsko-tomaszowskiego Roztocza i łączy się za jej pośrednictwem z wyżyną lubelską. Pozatem północną granicę Podola stanowi wspomniana krawędź, nosząca w różnych swych częściach różne nazwy miejscowe: na zachodzie Gołogór, dalej na wschód Woroniaków. Jako całość nazywać ją może najlepiej krawędzią lwowsko-krzemieniecką, zaś lwowsko-brodzką, jeśli chodzi tylko o część jej w Galicyi leżącą. Nazwy te wcale dokładnie określają przebieg i ogólny kierunek wyżynnego brzegu. Rozpoczyna się on na południe od Lwowa, gdzie łączy się z Roztoczem i ciągnie się stąd ku wschodowi poszarpaną kapryśnie linią, na którą składają się półwyspowate wypustki wyżu oraz wdzierające się w płytę zatoki niżowe. Te pomijając, określić można ogólny kierunek krawędzi podolskiej jako PdZ-PnW (Lwów-Złoczów-Brody-Krzemieniec), do osi Roztocza mniej więcej prostopadły. — Wobec tego, że płyta podolska pochyła się w całości ku PdW, osiąga ona najwyższe wzniesienia na swoim północno-zachodnim

krańcu, a więc właśnie na owej krawędzi. Nagły spadek naziomu od tych skrajnych wyniosłości ku nizinie bużańsko-styrskiej bezpośrednio u stóp ich rozciągniętej<sup>1)</sup> sprawia, że krawędź występuje w krajobrazie jako linia niezmiernie wyrazista i widziana od strony północnej sprawia wrażenie górskiego pasma. Szczytem krawędzi przebiega dział wodny między dorzeczem Dniestru, które źródłiskami do samego krańca wyżyny przypiera, a rzekami niżej wypływającymi u jej podnóża. Dział ten jest tylko w zachodniej części głównym działem europejskim, granicą zlewisk, dalej na wschód oddziela tylko dorzecza, dział główny bowiem porzuca między źródłiskami Bugu a Styru brzeg Podola, spuszcza się ku północy w niż i błąka niewyraźną linią po jego podmokłym i bagnistym dnie. Ale okoliczność ta nie pozbawia krawędzi lwowsko-krzemienieckiej cech jednolitości. Różnica między zachodnią a wschodnią częścią linii hydrograficznej, jaką przedstawia obecnie brzeg podolski, nie jest istotna, powody jej nie są związane z dziejami samej krawędzi ani nawet jej bezpośredniego sąsiedztwa; zresztą nie jest ona nawet różnicą pierwotną, skoro niewątpliwą prawie jest rzeczą, że Bug przez Prypeć należał do dorzecza Dniepru, a więc czarnomorskiego zlewiska, zanim znalazł nową drogę do Wisły<sup>2)</sup>. — Podobnie jak pod orograficznym i hydrograficznym względem, tak i co do budowy geologicznej<sup>3)</sup> przedstawia się brzeg podolski jednolicie. Ponad niż, którego podłoże stanowi kreda, przysypana mniej lub więcej grubą warstwą utworów dyluwialnych i aluwiiów, wznosi się krawędź lwowsko-krzemieniecka upłazistem zboczem, którego dolną część tworzy kreda, na niej leży trzeciorzęd, u góry wreszcie czwartorzęd, głównie w postaci nawianej gliny. Trzeciorzęd tutejszy, to mioceńskie drugie piętro śródziemnomorskie, na wschód od Strypy dołączają się do tego warstwy sarmackie, podnoszące się za Seretem w wał raf miodoborskich. Krawędź wyżynna

<sup>1)</sup> Wzniesienie krawędzi nad niż waha się zazwyczaj między 150 a 200 m, choć bywa większe. — Rehman (Ziemie dawnej Polski, cz. II, Niżowa Polska, 1904, str. 139) oblicza jego średnią wartość zbyt wysoko na 211·5 m, wskutek wyznaczenia średniej wysokości krawędzi z zestawienia najwyższych tylko jej wyniosłości.

<sup>2)</sup> Por. Memel-, Pregel- und Weichselstrom etc. Berlin 1899. Tom III, str. 134 oraz E. Romer: Geografia Polski (Polska, obrazy i opisy) Lwów 1904.

<sup>3)</sup> Por. zesz. VII i X Atlasu Geolog. Galicyi (Wyd. Kom. fizyogr. Akad. Um. w Krakowie).

stanowi w całej swej rozciągłości granicę północną utworów mioceńskich, granicę obecną, nie pierwotną, gdyż dalej ku Pn. na niżu spotykamy liczne ślady zniszczonej dawnej trzeciorzędnej pokrywy. Dawny brzeg mioceńskiego morza leżał na północ od krawędzi, w okolicach niższych dzisiaj niż zachowane osady tego morza na południu; dowodzi to późniejszego wypiętrzenia tektonicznego w obszarze, również i obecny próg podolski obejmującym<sup>1)</sup> — wypiętrzenia, któremu zapewne cała płyta swoje dzisiejsze nachylenie zawdzięcza.

Z powyższego wynika, że brzeg podolski rozważać można z trojakiego punktu widzenia: morfologicznego — jako samą krawędź lwowsko-krzemieniecką, stromy próg wyżynny; tektonicznego — jako kulminację płyty podolskiej i hydrograficznego — jako dział wodny. Ztąd widzimy, jaki szereg zagadnień łączy się z tym terenem. Należy je traktować wspólnie, morfologiczna bowiem strona zagadnienia pozostaje w ścisłym związku z tektoniczną, hydrograficzna zaś zależna jest od obu poprzednich.

Powstaniem podolskiej krawędzi zajmowano się wielokrotnie. Próby tłumaczenia dotyczyły zazwyczaj jednej tylko strony zjawiska. Rozróżnić tu można dwa zasadnicze kierunki. Przedstawiciele pierwszego: Tietze<sup>2)</sup>, Uhlig<sup>3)</sup>, Hilber<sup>4)</sup>, Łomnicki<sup>5)</sup> usiłowali w rozmaity sposób wyświecić genezę krawędzi bez przyjmowania dyslokacji; uważali ją za wynik erozyi rzecznej lub lodowcowej (Łomnicki). Wyrazem kierunku drugiego są prace Teisseyrego<sup>6)</sup>, który pierwotnie dopatrywał się w samej krawę-

<sup>1)</sup> Por. A. Penck: *Beobachtung als Grundlage der Geographie*. Berlin 1906, str. 13.

<sup>2)</sup> *Die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Lemberg*. Jahrb. d. Geol. Reichs-Anst. 1882.

<sup>3)</sup> *Über die Beschaffenheit der ost- und mittelgalizischen Ebene*. JGRA. 1884.

<sup>4)</sup> *Geologische Studien in den ostgalizischen Miozängebieten*. JGRA. 1882.

<sup>5)</sup> *Powstanie północnej krawędzi płaskowyżu podolskiego*. Kosmos IX. 1884. Atlas Geologiczny Galicyi. Zesz. VII. 1895.

<sup>6)</sup> *Grzbiet gołogórsko-krzemieniecki jako zjawisko orotektoniczne*. Kosmos XXIII. 1898.

*Ogólne stosunki kształtowe i genetyczne wyżyny wschodnio-galicyjskiej*. Spr. Kom. fizyogr. Ak. Um. XXIX. 1894.

*Der paläozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder*. Beitr. zur Paläont. u. Geol. Österr.-Ung. u. des Orients. 1903.

Atlas Geologiczny Galicyi. VIII. 1900.

dzi cech tektonicznego powstania, później zaś nie jej lecz grzbiętowi gołogórsko-krzemienieckiemu i jego genezie główną poświęcił uwagę.

W niniejszem studyum kwestya powstania proggu podolskiego stanowi raczej punkt wyjścia do dalszych wniosków niż temat główny. Wnioski te dotyczą się jedynie kilku zasadniczych pytań; problemata natury lokalnej oraz opisy szczegółowe pozostawiam na razie na boku. Posługiwałem się w pracy trzema metodami: fizyograficzną, paleomorfologiczną i geologiczną, stosownie do nasuwających się zagadnień. Za „materiał porównawczy“ służyły mi spostrzeżenia nad analogicznymi formami: na progach wyżyny małopolskiej (przedewszystkiem oczywiście na krakowsko-częstochowskiem „pasmie“) i na klasycznej krawędzi Szwabskiej Jury (Rauhe Alb).

Rozpatrzmy najprzód dotychczasowe teorie dotyczące powstania krawędzi.

I. **Teoria lodowcowa.** Łomnicki, teorii tej inicjator i główny przedstawiciel, daje w szeregu pism wyraz przekonaniu, że próg podolski zawdzięcza swe powstanie działaniu dyluwialnego lodowca, bądź bezpośredniemu, bądź pośredniemu, przez wody z przyczółka jego wypływające. Działalnością tą tłumaczy morfologiczne cechy krawędzi, jej stromość, kierunek i nierównostronność jej wypustek etc. oraz charakterystyczne właściwości rzeźby sąsiednich obszarów — zarówno wyżynnych jak niżowych — m. i. asymetryę tutejszych dolin. Lodowiec północny zdaniem Łomnickiego (a przed nim Hilbera) zajmować miał cały niż bużańsko-styrski aż po linię dzisiejszego proggu<sup>1)</sup>; dowodzić zaś ma tego zarówno materiały, jak i ułożenie pleistocenijskich utworów na niżu. Ale bliższe zbadanie tych stosunków na południowej części niżu doprowadza do odmiennych konkluzyj. Znajdujemy tu mianowicie argumenty świadczące o tem, że lodowiec dyluwialny do krawędzi wyżynnej nie sięgał.

Nietrudno stwierdzić, że pośród skał, wchodzących w skład utworów dyluwialnych południowego niżu, a opisywanych jako na-

<sup>1)</sup> Tego samego zdania jest i Rehman: *Ziemia dawnej Polski; Niżowa Polska* 1904. str. 140. Kwestyi jednak powstania proggu nie uważa za rozstrzygniętą (ibid. str. 148).

rzutowe, żadna nie stanowi materiału dowodnie obcego. Wszystkie prawie można zidentyfikować ze skałami wchodzącymi w skład trzeciorzędnej pokrywy, zachowanej na Podolu i Roztoczu, a istniejącej niegdyś i na niżu; są to prawdopodobnie tej zmytej na niżu pokrywy szczątki. Inne, choć więcej zagadkowe, przecież możliwości miejscowego pochodzenia nie wykluczają. Skał tych odpowiedniki znajdujemy niezbyt daleko „in situ“. Erratycznym rzekomo kwarcytom i piaskowcom krzemienistym (częstym m. i. w okolicy Kamionki, Batiatycz lub Toporowa) odpowiadają podobne petrograficzne warstwy w miocenie odsłoniętym na brzegu wschodnim Roztocza (np. w okolicy Żółkwi<sup>1)</sup> i północnym Podola (np. opodal Podhorzec i Jesionowa<sup>2)</sup>). Miejscowe pochodzenie „erratycznych“ wapieni litotamniowych nie może ulegać wątpliwości. Krzemienie, uważane na niżu zwykle za bałtyckie, spotykamy często na drugorzędnej łóżysku w trzeciorzędzie podolskiego progu<sup>3)</sup>.

Charakterystyczną rzeczą jest natomiast, że niewątpliwe erratyki, mianowicie skały starokrystaliczne, pozwalające z zupełną pewnością wnosić o zasięgu lodowca, do krawędzi wyżynnej nie dochodzą<sup>4)</sup> i wogóle w południowym pasie niżu nie występują. Granicę południową ich pojawiania się na niżu wyznaczył wcale dokładnie Uhlig (l. c.) a po nim Łomnicki. Granica ta nie wiele przekracza linię łączącą Rawę Ruską, Uhnów, Bełzec i Krystynopol.

A teraz co do kwestyi ułożenia. Twory dyluwialne południowej części niżu składają się z glin, piasków i żwirów. Część tych utworów posiada cechy osadów eolicznych: tyczy się to niektórych partyj piasków oraz niewarstwowanej gliny nawianej, lössu. Reszta, a więc warstwowane piaski i gliny oraz żwirowiska, mają wybitny charakter osadów wodnych, zarówno rzecznych jak bagiennych. Glin niewarstwowanych o typie t. zw. glin zwałowych, tak znamienych dla obszarów zlodowacenia, nie spotykamy tu wcale. Żwirry składają się z mniej lub więcej wygładzonych otoczków. Charakterystyczne jest ich ułożenie: „wszędzie, gdziekolwiek pod gliną rozwinęła się warstwa żwirów — co także i Uhlig zauważa — znajduje się grubszy materiał w samym spągu, a im wyżej w tej

1) Por. A.G.G. X. 2. str. 12.

2) Hilber l. c. str. 264.

3) Np. koło Gołogór.

4) Żwirry starokrystaliczne w Karaczynowie pochodzą oczywiście z zachodu, gdzie brzeg lodowca do Roztocza przypierał.

warstwie, tem drobniejsze żwiry i otoczaki pojawiają się“ (Łomnicki. A.G.G. X. 35). Tego rodzaju rozgatunkowanie materiału dowodzi jasno ułożenia przez wodę. Moreny rzeczywistej nigdzie na obszarze południowej części niżu, t. j. poza wyżej podanym zasięgiem staro-kryształicznych erratyków, nie spotkałem. Opisywane jako szczątki moreny czołowej (Hilber) lub dennej (Łomnicki) nagromadzenia bloków o typie petrograficznym sąsiedniego miocenu cech lodowcowej akumulacji nie mają. Z powodu swych wielkich nieraz rozmiarów wykluczają one myśl o transporcie wodnym i dlatego właśnie uchodzą za narzutowce przywleczone przez lodowiec. Nie noszą one jednak żadnych śladów przewleczenia, stąd wnoszę, że wogóle transportowi nie uległy. Leżą w tem miejscu, gdzie niegdyś w skład warstwy wchodziły; są to poprostu residua denudacyjne. Mają one kształt bądźto nieregularnych bryłowych skupień, które tworzyły niegdyś w piaszczystych utworach (miejscowe zlewanie się ziarna piasku w piaskowice kwarcytowy spotyka się w miocenie proggu wyżyny), bądź ciosów o ostrych krawędziach, powstałych ze spękania ławic pierwotnych. Są to wszystko fragmenty twardszych partij skalnych dawnego pokrywającego niż bużańsko-styrski trzeciorzędu, opierające się denudacji najdłużej, — które po zniszczeniu kompleksów sąsiednich i wypłukaniu miększego podłoża spękały i obsunęły się niżej pod wpływem własnego ciężaru. Ze w ten właśnie sposób tłumaczyć należy pojawianie się bloków miejscowego pochodzenia, występujących na niżu, przekonywa o tem obserwacja stosunków, panujących obecnie na zboczach wyżynnego proggu (o czem będzie niżej mowa), a więc w terenie, gdzie trzeciorzędna pokrywa znajduje się właśnie w stadium energetycznego denudowania. Proces denudacyjny o przebiegu wyżej określonym powoduje tu dzisiaj tworzenie się zupełnie analogicznych bloków pseudonarzutowych, zarówno pojedynczych jak występujących gromadnie. Widzieć to można najlepiej w głębi zatok niżowych, wdzierających się w płaskowyż podolski i trzon Rostocza (np. w Skwarzawie, gdzie nawet materiał tworzących się zwałów odpowiada typowi najczęściej spotykanemu na niżu), w kotlinie Kotłowskiej etc. Podnoszone szczególne rozmieszczenie owych wielkich złomów skalnych na niżu: skupiają się one na miejscach wyższych, na wypukłościach terenu, podczas gdy drobniejszy materiał żwirowy zajmuje obszary niższe. Pochodzi to przedewszystkiem z późniejszego działania wody płynącej, która mniejsze ułamki zdołała unieść i osadzić niżej, pod-



czas kiedy bloków wielkich nie zdołała poruszyć. Ale i inna okoliczność gra tu ważną rolę. Oto w wielu przypadkach owe twarde i zbite residua stanowiły niejako ochronę, zabezpieczenie własnego podłoża przed erozyą i denudacją. Pod wpływem tych czynników obniżał się teren okoliczny w przeciwieństwie do miejsc blokami nakrytych i ochraniających, tak, że w tym przypadku należałoby raczej powiedzieć, że wypukłości terenu są związane z występowaniem bloków, a nie odwrotnie. Jest tu pewna analogia do piramid ziemnych. Z powyższych roztrząsań wynika, że ani materiał utworów dyluwialnych południowej części niżu bużańsko-styrskiego, ani ich ułożenie nie pozwala na przyjęcie zasięgu lodowca aż do podolskiej krawędzi. Tem samem, rzecz prosta, wykluczona jest możliwość, by krawędź ta zawdzięczała działaniu lodowca powstanie swe.

II. **Teorya tektoniczna.** Teisseyre widział pierwotnie w krawędzi podolskiej skutek procesu tektonicznego; tłumaczył go fleksurą. Niż tedy bużańsko-styrski byłby terenem obsuniętym, płyta zaś podolska zachowanym w swem pierwotnem położeniu (względnie podniesionym). Opierał się przytem Teisseyre głównie na cytowanym przez Hilbera<sup>1)</sup> nizkiem pojawianiu się warstw trzeciorzędnych na paru wzgórzach, leżących już w obrębie niżu a sąsiadujących z krawędzią wyżynną (Słowita, Mitulin) — nizkiem w porównaniu do wysoczyzn, na których ten trzeciorząd na szczycie progę spotykamy. Ale dokładniejsze zbadanie terenu wykazało, że owe resztki trzeciorzędu niżowego nie są warstwami „in situ”, lecz rumowiskiem złożonem z trzeciorzędnych fragmentów skalnych, leżących na złożyisku drugorzędem<sup>2)</sup>. Z wysokości ich przeto żadnych wniosków o hipsometrycznem rozmieszczeniu trzeciorzędnej pokrywy wyciągać nie można. Wiemy prócz tego, że spąg miocenu leży na Podolu i Roztoczu w różnych wysokościach, dzięki wzgórzystemu ukształtowaniu kredowego podłoża, datującemu się z czasów przedmiocenijskich. To też skonstatowane nawet w ułożeniu warstw trzeciorzędnych różnice hipsometryczne nie muszą tutaj świadczyć o istnieniu tektonicznych zaburzeń.

Przeciw tektonicznemu powstaniu krawędzi podolskiej przemawiają następujące argumenty:

1. Nigdzie w pobliżu progę nie spotykamy śladów tego ro-

<sup>1)</sup> J G R A. 1882, str. 250.

<sup>2)</sup> A G G. VII, str. 83, 84.

dzaju zakłóceń, pęknięć, usunięć, jakie musiałyby znajdować się w sąsiedztwie załomu tektonicznego, mającego odgraniczać Podole od niżu, czyby to był uskoki, czy też fleksura. Ta ostatnia forma załomu jest tu jeszcze i z tych względów nieprawdopodobna, że musiałaby dotyczyć się warstw kruchych, o przeszłości geologicznej wykluczającej istnienie fazy wgłębnej, w której jedynie mogłyby one uleść tego rodzaju odkształceniu, wymagającemu znacznej plastyczności materiału.

Obserwowane istotnie<sup>1)</sup> na krawędzi i w jej pobliżu (np. okolice Lwowa, Turkocina, Podkamienia etc.) zaburzenia w układzie warstw skalnych dotyczą się jedynie trzeciorzędu i to tylko jego wyższych pokładów, nie obejmując równocześnie opoki kredowej, ani nawet spągowych warstw trzeciorzędnych. Oczywiście jest rzeczą, że mamy tu do czynienia z objawami, wywołanymi nie przez działalność górotwórczą, lecz przez czynniki zewnętrzne. Łatwo można stwierdzić, że zaburzenia te lokalne są zależne od petrograficznego następstwa w ułożeniu trzeciorzędnych utworów. Charakterystyczną jest mianowicie rzeczą, że gdziekolwiek pewien pokład twardego wapienia lub piaskowca miocenijskiego wyruszony jest z normalnego położenia, tam zawsze w jego spągu znajduje się warstwa mniej lub więcej luźnych piasków. Wskutek wypłukiwania ich przez wodę twardsze warstwy stropu tracą podparcie, pękają i osiadają się, przyjmując rozmaite nachylenia<sup>2)</sup>. Z ogólną tektoniką obszaru zjawiska te nie wspólnego nie mają.

Co się dotyczy wypiętrzenia podolskiego znanego pod nazwą „Grzbietu gołogórsko-krzemienieckiego“ (Teisseyre), nie wskazuje, aby z kulminacją tego podniesienia sąsiadowało od północy zapadnięcie się terenu. Profil przez Podole i Roztocze świadczy przeciw takiemu pojmowaniu tektoniki obszaru. O ile istnieją na południowym Roztoczu dyslokacje, obejmujące i kredę, mają one znaczenie lokalne. Wszystko natomiast przemawia za tem, że ze wspomnianem wypiętrzeniem, o którym niżej będzie mowa, a które

<sup>1)</sup> Por. JGRA. 1881, str. 11; AGG. VII, str. 74; X, str. 57, 59, 61, 111 115 etc.

<sup>2)</sup> Z tym samym procesem stoi w związku powstanie niektórych pseudokrasowych zagłębień terenu na obszarze miocenijskiej płyty podolskiej. Łoziński (Die Karsterscheinungen in Galizisch-Podolien, JGRA. 1907, str. 705 sq.) łączy je wszystkie przyczynowo z występowaniem na powierzchni wapienia litotamniowego, nie uwzględniając roli niżej leżących piasków.

w morfogenezie Podola i niżu gra ważną rolę, nie pozostaje w związku bezpośrednim genetycznym krawędź płyty. To też, chociaż Teisseyre słusznie wyraża wątpliwość, czy „zbadać powstanie progów wyżynowego znaczy tyle, co objaśnić genezę grzbietu gołogórsko-krzemienieckiego“, zaznaczyć przytem należy, że rzecz się ma i odwrotnie, że również wyświetlenie powstania grzbietu gołogórsko-krzemienieckiego do wytłumaczenia genezy progów nie wystarczy.

2. Z przyjęciem tektonicznego powstania krawędzi podolskiej niezrozumiały staje się zupełny brak trzeciorzędnej pokrywy na leżącym opodal niżu, pokrywy, która niegdyś daleko ku północy rozciągała się, nie ograniczając się jedynie do powierzchni dzisiejszej wyżyny. Oczywiście jest rzeczą, że gdyby niż bużańsko-styrski powstał przez zapadnięcie się, na jego właśnie obszarze, jako w położeniu niższym, powinienby ująć denudacyjnemu zniszczeniu trzeciorzęd i zostać zachowany nawet w tym czasie, gdy już na wierzchołku podolskiej zostanie zmyty.

3. Stosunki stratygraficzne utworów kredowych na szczycie progów i u jego podnóża — w obrębie niżu — zdają się świadczyć przeciw zapadnięciu się terenu na krawędzi wyżynnej (czy to w formie uskoku czy fleksury). Mamy tu mianowicie dwie ewentualności. Albo warstwy kredowe na niżu są młodsze, względnie równo-wiekowe, w stosunku do kredy występującej na brzegu płyty (a więc w o wiele wyższym położeniu), wtedy naturalnie przyjąć musimy zapadnięcie na obszarze niżowym; — albo też kreda wyżynna jest młodsza, leżąca zaś u jej stóp na niżu starsza, w takim razie żadnej większej dyslokacji na krawędzi przyjmować nie możemy, gdyż przy normalnem ułożeniu naturalną jest rzeczą, że utwory niżej leżące są starsze od nadległych: próg musimy tłumaczyć działaniem erozyji lub denudacyji. Otóż w kwestyi tej ciekawe i charakterystyczne spostrzeżenia ogłosił ostatnimi czasy Wiśniewski<sup>1)</sup>. Na podstawie danych paleontologicznych charakterystycznych, bo skamielin przewodnich gatunków głowonogów, zdołał on spoziomować kredę Woroniaków i przyległego pasa niżu nadbużańskiego, przyczem okazało się, że kreda niżowa odpowiada tu poziomowi starszemu (warstwy „granulatowe“), wyżynna zaś młodszemu (warstwy „kwadratowe“). Przemawia to przeciw dyslokacji na krawędzi.

<sup>1)</sup> Kosmos. 1909, str. 663 sq.

Roztrząśnięte powyżej dwa „geologiczne” sposoby tłumaczenia powstania progu podolskiego są jedynymi, które w kwestyi tej starają się dać konkretną i w szczegółach rozwiniętą odpowiedź. Pochodzi to stąd, że pytaniem tem zajmowano się przeważnie ubocznie, przy sposobności badań geologicznych terenu, czy to z polecenia wiedeńskiego Zakładu Państwowego, czy też przy opracowywaniu Atlasu Geologicznego Galicyi. Stąd geologiczne metody badań i geologiczny kąt widzenia. Obiedwie powyższe hipotezy powołują się na procesy minione, procesy o — powiedzmy — katastroficznym charakterze. Zarówno jedna, jak druga łączy genezę progu z wypadkiem geologicznym doraźnym i przebrzmiałym: najazdem lodów, zaburzeniem w skorupie ziemskiej. Poza tem Hilber jedynie ogólnikowo wspomina o działaniu erozyi rzecznej (którą pojmuje jako działającą równolegle do krawędzi); Tietze uważa problemat za niezwykle ciekawy, ale nie dający się jeszcze rozwiązać i szuka analogii w różnych innych podobnych formach (przeważnie denudacyjnych), Uhlig również nie wypowiada się jasno, choć wszystkie czwartorzędne utwory niżu i progu uważa za rzeczne.

Rozważając genezę jakiejbądź formy terenu zapytać przede wszystkim musimy o stosunek, jaki zachodzi między tą formą a działającymi dzisiaj na nią czynnikami kształtującymi. Odpowiedź znajdziemy, konstatując, w jakim stanie znajduje się roztrząsana forma. Jeśli ulega zanikowi, jeśli dzisiejsze procesy ją niszczą, to znaczy, że trwa ona obecnie jako przeżytek skazany w dzisiejszych warunkach na zagładę a pochodzi z czasów, kiedy warunki te były inne. Jeśli zaś zauważymy, że forma dana rozwija się nadal pod wpływem działających dziś na nią czynników w sensie tym samym i cechy charakterystyczne przy tym procesie i pod jego wpływem zachowują, świadczy to, że powstanie jej należy przypisać temu samemu procesowi i tym samym, dzisiaj panującym, warunkom.

Na powierzchnię dzisiejszego progu działa wietrzenie, erozya i denudacya. Działanie to jest energiczne, co wskazują świeże obnażenie zbocza i wcięcia wsteczne. Ułatwia je nagły spadek krawędzi. Ruchy masowe grają tu ważną rolę. Znaczny udział skał miękkich i luźnych w składzie progu wyżyny powoduje częste zsuwiska. Po dłużej trwających deszczach zbocza i podnóże krawędzi wzdłuż całego jej przebiegu pokrywa się materiałem zsuniętym

lub splukanym. Ten zwolna wędruje coraz niżej dzięki czynnikom zewnętrznym i własnej ciężkości (spelzzywanie — das Herabkriechen); wreszcie nagromadza się na dnie niżu, ulegając w znacznej części rzeczemu przelawiceniu. Próg cofa się. Charakterystycznym momentem jest tu fakt, że niszczone i cofające się miarowo zbocze nie traci swej stromości. Uplazisty stok utrzymuje stale swą postać dzięki swej wewnętrznej strukturze. Składa się na nią z jednej strony petrograficzny charakter warstw, ich względna odporność na wpływy niszczące, z drugiej ich wzajemne względem siebie ułożenie i następstwo. — Utwory geologiczne płyty leżą mniej więcej poziomo, stąd na zboczach progu odsłaniają się w postaci szeregu wstęg poziomych do siebie równoległych. Profil zbocza odzwierciedla przytem wewnętrzną budowę płyty; każdej występującej w niej warstwie skalnej odpowiada pewna naturalna, właściwa jej pochyłość denudacyjna. Margiel kredowy tworzy zbocza łagodne, trzeciorzęd strome na ogół, skutkiem udziału twardych wapieni i piaskowców; gdzie zaś występują w nim warstwy miękkie, tworzy się połogi upłaz. Na kształt całego profilu, na ogólną stromość progu, decydująco wpływa okoliczność, że w składzie trzeciorzędu materiał twardy — wapienie litotamniowe — stanowią ogniwo najwyżej leżące i że podścielają go najczęściej warstwy luźne, piaski. Stąd ostre zarysowanie krawędzi, stąd profil wklęsły.

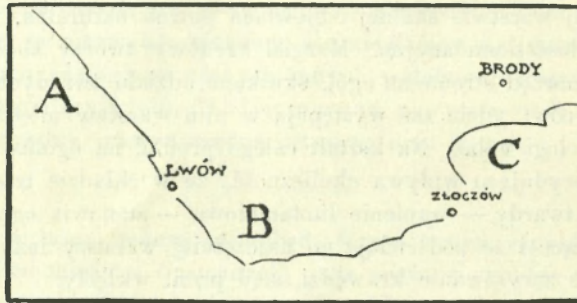
Cofanie się progu przez erozyę i denudacyę ma właściwy takim warunkom przebieg. Warstwy miększe — niżej leżące — ulegają zniszczeniu najłatwiej, zostają więc pierwej usuwane. Opierające się niszczącym wpływom utwory zwięzłe, wyższe, uwydatniają się coraz silniej na zboczach, tworząc gzemysy lub nawet przewieszki; pozbawione wreszcie dostatecznego podparcia pękają i obrywają się (nieraz w postaci bloków, tworzących potem u stóp krawędzi pseudo-morenowe zwały), odsłaniając nowe powierzchnie. Wobec wielkiej zmienności (poziomej) trzeciorzędu występującego na krawędzi, nie wszędzie przebieg tego procesu jest równie typowy. Gdzie wymienione warunki występują w najczystszej postaci, tam i orograficzny charakter progu jest najbardziej wybitny i cofanie się jego wstecz jest najbardziej ułatwione, odbywa się więc najszybciej. Dlatego od budowy wewnętrznej brzegu płaskowyżu zależy nie tylko wygląd zbocza, ale i przebieg krawędzi.

W przebiegu tym można wyróżnić trzy części: A. brzeg Roztocza o kierunku pn.z.-pd.w., wysuwający się najbardziej ku północy;

*B.* zatokę między Lwowem a Gołogórami, stanowiącą najsilniejsze wdarcie się niżu ku południowi; *C.* krawędź między Złoczowem a Brodami, poszarpaną silnie lecz stanowiącą ogółem półwyspowate wysunięcie płyty ku północnemu zachodowi. Z położenia progu w tych trzech częściach wynika, że cofał on się najszybciej w części *B*, opierał się więcej zniszczeniu w *C*, najtrwalszy był w *A*. Tę różnicę w szybkości przesuwania się brzegu wyżyny w różnych jego częściach tłumaczy następujące zestawienie<sup>1)</sup>.

W *A.* Margiel kredowy jest tu utworem przybrzeżnym, zawiera wiele piasku, jest wzgl. oporny na wpływy zewnętrzne.

W trzeciorzędzie najważniejszym ogniwem są bardzo potężnie rozwinięte twarde wapienie litotamniowe.



Rys. 1.

W *B.* Kreda leży nisko, jest silnie ilasta (60%  $\text{CaCO}_3$ ), łatwo wietrzeje. W trzeciorzędzie przeważają utwory piaszczyste.

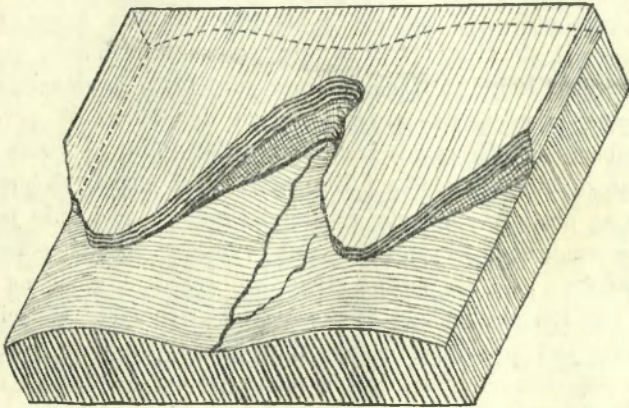
W *C.* Kreda ma wzgl. mało domieszek (90%  $\text{CaCO}_3$ ), jest jednak zwięzła i wznosi się wysoko (przeszło 50 m wyżej niż w okolicy Lwowa). W trzeciorzędzie przeważają wapienie litotamniowe.

Wobec tych warunków jest rzeczą zrozumiałą, że w terenie *B* cofanie się progu odbywać się musiało energiczniej i tu wytworzyła się zatoka niżowa; podczas kiedy proces przesuwania się najoporniej postępował w *A*, a również i w *C* nadążyć pierwszemu nie mógł.

Budowa wewnętrzna brzegu wyżyny wpływa decydująco nie tylko na ogólny przebieg, lecz i na szczegółową rzeźbę krawędzi,

<sup>1)</sup> Por. A G G. VII, str. 8; XI, str. 13, 14 etc.

na rozmieszczenie i kierunek jej zatok i półwyspów. Podniosłem poprzednio, jak ważne znaczenie ma w procesie niszczenia progu miejscowa nadległość warstw twardych nad luźnymi w trzeciorzędzie. Ale okoliczność ta występuje w ścisłym związku z wysokością podłoża kredowego w danej okolicy i od niej jest bezpośrednio zależna. Powierzchnia kredowa, trzeciorzędem przykryta, nie jest płaszczyną, zachodzą w niej znaczne różnice hipsometryczne, tłumaczone zazwyczaj paleogeńską erozyą (Teisseyre). Gdzie ta powierzchnia leży nisko, tam niższe części trzeciorzędu rozwinięte są w postaci potężnych złóż piasku z wkładkami piaskowców, na czym dopiero górą leżą wapienie litotamniowe. Przy wysokim natomiast



Rys. 2.

zasięgu kredy dolna część utworów trzeciorzędowych przedstawia się w postaci „przykróconej“ (Łomnicki), przeważnie reprezentują ją wapienie. — W ten sposób niskie położenie kredy jest warunkiem pośrednio ułatwiającym wdzieranie się niżej w głąb płyty. Ale działa ono w tym kierunku i bezpośrednio, orientując wcinanie się wsteczne strumieni z progu spływających. Zaznaczyć bowiem należy, że margiel kredowy stanowi warstwę naogół mało przepuszczalną, stąd powierzchnia graniczna kredy i trzeciorzędu jest głównym poziomem źródłowym brzegu wyżyny. Oczywiście erozya wsteczna trzyma się linii obniżenia tego poziomu. I tutaj można stwierdzić fakt ciekawy. Oto obniżenia kredowej powierzchni mają kierunek równoległych pasów o przebiegu zpnz—wpdw. Stąd po-

chodzi identyczny kierunek wypustek wyżynnych na krawędzi oraz zatok niżowych.

Za przykład niech posłuży najbardziej poszarpana część krawędzi na pn.wsch. od Złoczowa. Gdy od pasa wzniesień leżących na z. od tego miasta, a mających ogólny kierunek zpnz.—wpdw., posuwamy się ku dolinie Złoczówki, spostrzegamy, że powierzchnia kredy zniża się z 380 m do 360; po wschodniej stronie Złoczówki podnosi się z 370 do 380. Minawszy grzbiet, oddzielający tę dolinę od kotliny Kotłowskiej, widzimy, że powierzchnia ta znowu się obniża do 350 m, tę samą wysokość ma po drugiej stronie kotliny, co szczególnie charakterystyczne, również w przedłużeniu jej ku w.-pd.-w., w obniżeniu, w którym płynie źródłowy Seret. W grzbiecie między Seretem i Bugiem a Graberką-Wolicą kreda podnosi się ponownie do 370 i 380 m, by znowu ku dolinie Graberki opaść do 350, które to wzniesienie znajdujemy i na drugiej stronie, dochodzące w międzyrzecznym grzbiecie do 380 m. W przedłużeniu Graberki (ku Seretowi) znajdujemy 340—350 m. Seret i Graberka na płycie, Złoczówka i Bug w zatokach niżowych predysponowane są przez równoległe falistości kredowe, podobnie jak międzygłębie wzniesienia wysuwające się w niż w postaci półwyspów.

Podobne stosunki można stwierdzić wszędzie, gdzie na brzegu Podola lub Rostocza mamy większe zatoki, silniejsze wcięcia. Kierunek ich jest predysponowany, nierówności kredowe wobec ich dziwnie regularnego przebiegu skłonny jestem uważać za undulacyjne wzniesienia tektonicznej natury z czasów paleogenu; erozją dawną wyjaśnić je trudno.

Wobec tego, że mamy wszelkie prawo do przypuszczania, iż obserwowane obecnie cofanie się krawędzi płaskowyżu nie od dzisiaj się odbywa i znaczna część niżu dzięki temu właśnie procesowi powstała<sup>1)</sup>, wobec tego, że konstatujemy na przedłużeniu powyższych predysponowanych form formy niżowe, t.j. wzniesienia o jądrze kredowym (grzędy) i doliny między nimi leżące (np. Pełtew, Jaryczewka, Dumny etc.), mające tenże sam kierunek<sup>2)</sup>, dochodzimy

<sup>1)</sup> Dowodzi tego zresztą masa materiału denudacyjnego trzeciorzędnego na niżu; część jego, jak wyżej wspomniałem, wcale nie uległa transportowi i jest pozostałością związaną z dawnymi fazami przebiegu krawędzi w czasie jej przesuwania się ku pd.

<sup>2)</sup> Grzędy stanowią z reguły bezpośrednio przedłużenia półwyspów Rostocza, wymienione doliny — zatok. Por. mapy 1:75000.



do wniosku, że i te są predestynowane — przekazane, od podłoża kredowego zależne i że powstały przy cofaniu się miarowem proggu wyżynnego w sposób na dzisiejszej krawędzi wykazany<sup>1)</sup>. Ciekawe jest, że i (wyznaczony przez Łomnickiego) pas gromadnych wystąpień batiatyckich głazów trzyma się panującego w tych formach kierunku. Rozpoczynając się od brzegu Roztocza, między Rawą Ruską a Zólkwią, biegnie on na Batiatycze, Kamionkę, na południe od Toporowa i zbliża się do brzegu podolskiego między Złoczowem a Brodami. Ponieważ w miocenie obu punktów zetknięcia tego pasa z krawędzią wyżyny znajdujemy piaskowce kwarcytowe o podobnym zupełnie typie petrograficznym (poza tem w obszarze płyty nie występującym) i występowanie ich związane tu jest z lokalnem obniżeniem kredowej powierzchni (zatoka pod Skwarzawą, zatoka Ponikwy), więc cały ten pas zdaje się stać w związku z długim łukiem kredowym, przecinającym cały niż a powodującym piaskowcowe wykształcenie warstw miocenijskich w nim ułożonych. Dzisiaj pas ten stanowi wypukłość, nie wklęsłość terenu; przyczyną tego jest inwersja terenu; dlatego — zaznaczyłem już przedtem.

Wracając do brzegu wyżyny, przypominam, że w przedłużeniu doliny Złoczówki i kotliny Płuhowskiej w temże samem obniżeniu kredowem znajdują się źródłowe partye Strypy i że również w tej okolicy rozwój piasków miocenijskich wpływa decydująco na postęp erozyi<sup>2)</sup>. W kotlinie Kotłowskiej wypłukane piaski miocenijskie mają charakter lotnych i zajmują w tych okolicach zna-

<sup>1)</sup> Pojęcie eocenijskiej predyspozycji ograniczał Teisseyre do form powstałych przez niewypełnienie zakłębnięć powierzchni kredowej przez utwory miocenijskie, skutkiem czego powierzchnia miocenu, a więc i dzisiejsza, odzwierciedla kształt podłoża kredowego. Nazwijmy to przekazaniem (predestynacją) pośredniem w przeciwieństwie do przedstawionego wyżej bezpośredniego, powstającego przez wcięcia wsteczne w zboczach, oryentowane wysokością warstwy nieprzepuszczalnej, bo czepiające się jej miejscowych obniżen.

<sup>2)</sup> Warto przytoczyć co w r. 1880 pisał o źródłiskach Strypy Dunikowski (JG R. A., str. 43). „Sämmtliche Flüsse u. Bäche bewegen sich im Niveau der miocänen Sande, wodurch der Erosion ein grosses Feld geboten wird. Jeder kleinste Bach ist im Stande grosse Massen von diesem losen Material wegzuföhren, worauf die oberen Partien des Lithotamienkalkes langsam nach und nach abbrückeln und auch der Denudation anheimfallen. Jeder noch so kleine Fluss oder Bach bildet sich nun ein grosses Denudationsgebiet, so dass endlich nur einzelne durch die zerstörende Kraft verschonte Kalkhügel gewissermassen wie Inseln in dem Gebiete zurückbleiben“.

Trafniejszego opisu tych stosunków nigdzie nie spotkałem.

czne obszary, sięgając aż na powierzchnię płyty. Obie kotliny powstały przez erozyję i denudacyę, a choć kreda tutejsza obfituje w zjawiska krasowe, jednak mają one tu zbyt podrzędne znaczenie, by im rolę główną przypisywać w genezie kotlin (Łoziński).

Dalej na wschód w obrębie miodoborskich wyniosłości i w ich sąsiedztwie doliny płaskowyżu mają dwa zasadnicze do siebie prostopadłe kierunki: pnz.-pdw. i pnw.-pdz. Kierunki te zależne są od przebiegu raf sarmackich, są względem nich podłużne lub poprzeczne. te mają charakter dolin przełomowych, powstałych oczywiście przez erozyję wsteczną<sup>1)</sup>. Należą do nich m. i. Ikwa między Borszczewką a Popowcami, górny Horyń — a dalej ku pd. Gniezna w okolicy Zbaraża, Zbrucz po ujście Gnilej etc. Ciekawą jest rzeczą, że w tej części niżu, która leży na przedłużeniu miodoborskiego pasma, doliny nie mają już typowego dla dalszych na z. okolic „przekazanego“ kierunku, natomiast cechują je obadwa kierunki właściwe obszarowi miodoborskiemu na wysoczyźnie płyty. Tak np. przebieg podłużny ma Styr po Manastyrk, częściowo Bołdurka, Siestratyn, Płaszewka, częściowo Ikwa, wreszcie i Bug między Buskiem a Kamionką Strumiłową. Przebieg miodoborski poprzeczny posiada Ikwa po opuszczeniu płaskowyżu, Styr od Manastyrka Brodzkiego, a także i Bug na pn. od Kamionki Strumiłowej. Stosunki te wytłumaczyć można jedynie, przypuszczając, że rafa sarmackie sięgały niegdyś dalej ku pn.z., doliny były od ich przebiegu zależne (jak dzisiaj na płycie), a choć później pokrywa trzeciorzędna uległa zniszczeniu, cechujące ją kierunki dolin pozostały, utrwalone w swem podłożu przez epigenezę.

Wszystko to świadczy, że brzeg płyty leżał dawniej daleko na północy; że zaś łatwo skonstatować dzisiejsze również przesunięcie się jego ku południowi a to pod wpływem jedynie erozyji i denudacyi, więc wnosić stąd należy, że i jego poprzednia wędrówka odbywała się pod wpływem tych samych czynników.

Tak więc krawędź podolskiej płyty jest normalnym, typowym progiem denudacyjnym, formą żywą, zgodną z działającymi dzisiaj na nią czynnikami kształtującymi i od nich zawisłą. Jako taka jest

---

<sup>1)</sup> Rify, jako powstające na dnie morza, od pierwszej chwili wynurzenia kraju stanowić musiały dział wodny. Dlatego uprzedniość (antecedencya) dolin jest wykluczona.

formą trwałą i dalszy jej rozwój ogranicza się jedynie do przesuwania się ciągłego za pochyleniem warstw, a więc ku południowi, bez zatracania cech charakterystycznych. Obecne jej położenie odpowiada chwilowej i przejściowej fazie w tej wędrówce, w ciągu której wyż traci piędź za piędzią na korzyść powiększającego się niżu.

Nasuwa się przeto zasadnicze pytanie o początki tego procesu: w jaki sposób, kiedy i gdzie rozpoczęła się ta wędrówka, czemu przypisać należy pierwotne powstanie progów. Prócz tego wytłumaczyć należy, dlaczego jest on działem wodnym, okoliczność, której zazwyczaj nie spotyka się przy progach denudacyjnych (a za taki uznaliśmy brzeg podolskiego wyżu). Utworom tego rodzaju towarzyszą zwykle przełomy rzeczne denudacyjne. W walce między istniejącą siecią wodną a rzeźbą naziomu, wywołaną przez wytwarzający się i posuwający próg, muszą się do nowych warunków przystosować mniejsze i słabsze rzeki; większe natomiast i w wodę obfite zatrzymywać zwykły swój dawny kierunek biegu i przedierać się przełomami przez progi, mimo że te wyższe są nieraz od obszarów źródłiska, obniżonych skuteczniejszą denudacją w warstwach miększych. Tak nie stanowi dla Dunaju zapory próg szwabski pod Donaueschingen, dla górnej Warty próg krakowsko-wieluński pod Częstochową, dla Marny próg Ile de France pod Epernay etc. etc. Czemu więc krawędź podolska jest w tym względzie wyjątkiem?

Aby mózż na te pytania odpowiedzieć, musimy najprzód roztrząsać pewien problemat tektoniczny, związany z omawianym terenem i mający — jak się okaże — ścisły związek z jego morfologicznym rozwojem. Chodzi mianowicie o t.zw. grzbiet gołogórsko-krzemieniecki Teisseyre'go.

Znakomity badacz Podola, który położył podwaliny pod tektonikę tego kraju i posługując się metodą paleomorfologiczną, rzucił tyle światła na jego dzieje, stwierdził istnienie linii tektonicznej, biegnącej wzdłuż dzisiejszego północnego brzegu wyżyny. Określiwszy ją pierwotnie jako „pas fleksury“, od którego zależnem czynił powstanie krawędzi płyty, doszedł następnie do przekonania, że mamy tu do czynienia z wypiętrzeniem, które nazwał grzbietem gołogórsko-krzemienieckim<sup>1)</sup> (oznaczam to dla skrócenia GK),

<sup>1)</sup> Grzbiet gołogórsko-krzemieniecki jako zjawisko ero-tektoniczne. Kosmos XVIII, 1893. Ogólne stosunki kształtowe i genetyczne wyżyny wschodnio-gali-

a które przedstawia się jako płaska antyklina o niezmiernie rozległym rozpięciu<sup>1)</sup>. Szczyt jej zaznacza się w sąsiedztwie krawędzi podolskiej znacznym wzniesieniem powierzchni zarówno dzisiejszej (max.: Kamuła 477 m), jak zgodnej naogół z tamtą podmiocenijskiej (max. do 400 m ok. Gołogór); obiedwie te powierzchnie obniżają się zwolna w miarę oddalenia od tej linii ku południowi (na Podolu) i ku północy (na Rostoczu). Za czas głównej fazy tego wypiętrzenia przyjmuje Teisseyre koniec okresu sarmackiego, zaznaczyć się jednak miało ono już przedtem, wywołując odwrót wód dolno-sarmackiego zalewu<sup>2)</sup>. Grzbiet, jako wydzwigający się równocześnie z cofaniem się ostatniego morza, które płytę podolską zalewało, byłby zatem formą pierwotną. powstanie zaś progów, którego krawędź leży na szczycie grzbietu. musiałyby być zjawiskiem późniejszym, albowiem na dnie morza wytworzyć się nie mógł.

Postaram się wykazać, że przedstawiony obraz nie zgadza się z rzeczywistością, że jest niedopuszczalny choćby z morfogenetycznych względów. Próg denudacyjny na szczycie samym antykliny powstać nie może. Wprawdzie nieraz siodło, w którym warstwy twarde leżą na miękkich, bywa zawiązkiem progów (najczęściej wtedy wytwarzają się parami krawędzie zwrócone ku sobie zboczami stromemi, odpowiadające obu skrzydłom siodła), pierwszym jednak i koniecznym stadyum tego procesu jest zawsze zmycie szczytu antykliny, zniszczenie na nim twardej pokrywy, poczem dopiero nastąpić może wtargnięcie erozyi na linii osiowej w warstwy miększe, obniżenie na tejże osi. tak że na zboczach wystąpią główce warstw twardszych w postaci progów — wreszcie inwersja terenu<sup>3)</sup>. Klasycznym przykładem parzystych krawędzi, powstałych ze zmytej antykliny, są angielskie Downs (South-Downs i North-Downs), wynikłe ze zniszczonego wealdeńskiego fałdu. Szczytu antykliny nigdy tu niema. Podobnie, jeśli z jakiegokolwiek powodu (czy to dla od-

cyjskiej, Spr. Kom. fiz. XXIX. 1894. — Paleomorfologia Podola (Tamże) (por. Kosmos 1895). — Atlas geol. Galicyi. Zesz. VIII. 1900. — Der palaeozoische Horst von Podolien etc, (Beiträge zur Paläont. und Geol. Öst.-Ungarns und des Orients t. 16) Wiedeń 1903.

<sup>1)</sup> Jestto właściwie epeirogeniczne, obejmujące ogromny obszar, podniesienie, mające jednak wcale wyraźną liniową kulminację. Ze względu na tę cechę nazywam je nadal krótko siodłem, antyklina lub grzbietem.

<sup>2)</sup> Por. Atl. geol. Gal. VIII, str. 283.

<sup>3)</sup> Por. de Martonne: *Traité de Géogr. physique* 1909, str. 497, fig. 228.

miennych petrograficznie warstw na jednym ze skrzydeł, czy też przez późniejsze zniszczenie) formą pochodną pierwotnego siodła ma być jeden próg, leżeć on nie może na kulminacji wypiętrzenia, lecz na zachowanym stoku, zniszczenie bowiem tej kulminacji musi poprzedzić jego wytworzenie się i jest nieodzownym warunkiem jego powstania.

To też istnienie progu podolskiego z grzbietem GK pogodzić da się tylko przez jedno z dwóch następujących założeń: 1. Przyjmując, że wypiętrzenie odbyło się istotnie z końcem sarmatu, wogóle, że poprzedziło czasowo wytworzenie się krawędzi, przypuścić musimy, że szczyt siodła został już zniszczony, że więc nie odpowiada on przebiegowi dzisiejszej krawędzi, lecz linii nieco dalej na północ wysuniętej; że wobec tego oś wypiętrzenia została wyznaczona niedokładnie jako GK (rzecz możliwa wobec antykliny rozległej a płaskiej, gdzie kulminacja jest raczej powierzchnią, niż linią). Naturalną konsekwencją takiego zapatrywania będzie twierdzenie, że próg powstał opodal dzisiejszego położenia (na przestrzeni między osią grzbietu a obecnym swym przebiegiem, przypuszczona zaś wyżej niedokładność nie może być z natury, rzeczy wielka); rozpoczął więc dopiero swą wędrówkę ku południowi. Hypoteza ta nie tłumaczy braku podobnego progu na stoku północnym i wogóle zniszczenia na nim pokrywy trzeciorzędnej. 2. Przypuściwszy, że oś siodła leży rzeczywiście w linii GK, a więc linii dzisiejszej krawędzi (czyli, że szczyt siodła jest zachowany), przypuścić musimy, że ruch tektoniczny, który to siodło wytworzył, jest późniejszy, że zastał on tu próg już istniejący i wydźwignął go na szczyt antykliny. Jedno więc z dwojga: albo miejsce wypiętrzenia nie odpowiada linii wyznaczonej jako GK, albo oznaczenie czasu tego procesu jest mylne.

Pierwsza z wymienionych hipotez, konieczna, jeśli mamy wierzyć w powstanie grzbietu pierwotne, t. j. w chwili regresji sarmackiego morza (albo wogóle przed zjawieniem się progu), nie odpowiada dającym się stwierdzić w terenie faktom. Linia GK odpowiada istotnie szczytowi grzbietu i wyznacza przebieg jego osi. Nie tylko szczyt antyklinali jest zachowany, ale co więcej, próg na znacznej przestrzeni przebiega nieco na północ od tego szczytu (powierzchnia dzisiejsza i kredowa wznosi się najwyżej nie na końcu wypustek wyżynnych krawędzi podolskiej lecz u ich nasady, zaś na profilu poprowadzonym przez Podole w głąb Rostocza, t. j. je-

dynym, na którym i północne skrzydło wypiętrzenia znajduje uwzględnienie, najznaczniejsze wzniesienia obu wspomnianych powierzchni leżą nieco na południe od przedłużenia krawędzi). Wyklucza to możliwość, aby próg mógł tu być formą pochodną siodła.

Istnieje natomiast szereg argumentów, przemawiających za drugą hipotezą. Ta streszcza się w uprzedniości progu względem wypiętrzenia. Do jej przyjęcia konieczne jest przede wszystkim wykazanie, że między ostatnim zalewem morskim a czasem wypiętrzenia GK istniał okres rozwoju lądowego, w którym próg mógł powstać, przesuwając się ku południowi zniszczyć trzeciorzędową pokrywę na dzisiejszym niżu i dotrzeć wreszcie do położenia odpowiadającego mniej więcej dzisiejszemu, położeniu, w którym go ruch tektoniczny zaskoczył. Byłoby to naturalnie wykluczone, gdyby się ten ruch istotnie odbył w sarmacie. Udowodnię, że jest późniejszy. Gdyby grzbiet GK wydzwignął się rzeczywiście na dnie sarmackiego morza, stanowiłby od pierwszej chwili istnienia tutaj ładu dział wodny, tak jak go stanowi dzisiaj, czyli że dział obecny na krawędzi podolskiej byłby działem pierwotnym, który nie przestał nim być i nie uległ przesunięciu od czasów, gdy Podole wynurzyło się z wód sarmackich. Otóż znajdujemy na szczycie progu dowody, że linia wspomniana nie zawsze była działem wodnym, że płynęły w poprzek niej niegdyś rzeki, że więc istniał tu po cofnięciu się ostatniego zalewu okres swoistego rozwoju subaerycznego, zanim wypiętrzyło się siodło GK i powstał nowy (dzisiejszy) dział wodny.

Oto na powierzchni podolskiej płyty, nawet w bezpośrednim sąsiedztwie jej północnej krawędzi, znajdują się utwory osadzone przez wody płynące, mianowicie w postaci żwirów, zazwyczaj za staroplistocenijskie uważanych, których powstanie częściowo może i do pliocenu wypadałoby odnieść, oraz warstwowanych glin, nieraz z wkładkami piasku, niewątpliwie dyluwialnych. Utwory te spotykamy w znacznych nieraz wysokościach na samym nawet działle wodnym, a petrograficzny skład żwirów pozwala na wyprowadzenie pewnych wniosków co do ich pochodzenia. Istnieje mianowicie pewien charakterystyczny typ piaskowców mioceńskich, twardych, o chalcedonowym lepiszczu, które spotykamy jeszcze in situ w niektórych okolicach Roztocza, a które w składzie zmytej pokrywy trzeciorzędnej na północ od dzisiejszej krawędzi musiały grać ważną rolę, gdyż spotykamy je w postaci

potężnych złomów na niżu („piask. batiatyckie“). Otoczaki tego właśnie piaskowca znalazłem w żwirze leżącym pod dyluwalną gliną na dziale wodnym krawędziowym w wysokości około 400 m n. p. m. (Liśniówka niedaleko Woroniaków, u samego szczytu parowu wciętego w wierzchowinę, zwanego Deberka). Pozatem żwir składał się ze skał znanych i w okolicznym miocenie<sup>1)</sup>. Wobec tożsamości tamtych otoczków z piaskowcami batiatyckimi, występującymi daleko na północ od linii GK, oczywistą jest rzeczą, że wody, które żwiry te tutaj przyniosły i osadziły, płynęły od północy, z istniejącej jeszcze wtedy północnej części płyty podolskiej, dziś po jej zniszczeniu przez niż zajętej.

Był więc czas, w którym linia GK działu wodnego nie stanowiła. Czas ten wyprzedzał oczywiście wydzwignięcie się tutaj grzbietu; stąd z wielkim prawdopodobieństwem przypuszczać można, że dopiero ono zerwało istniejący poprzednio związek hydrograficzny okolic leżących na północ i południe od linii GK i zmieniło wygląd sieci wodnej, przecinając ją jednolitym działem powstałym na szczycie wypiętrzenia. Zresztą kwestyę działu wodnego rozstrzygnę później. W każdym razie mamy dowód na istnienie okresu lądowego przed powstaniem grzbietu, a więc na jego późne wydzwignięcie. Fakt, że przed nim istniało na Podolu w poprzek linii GK odwodnienie ku południowi, świadczy, że był to ruch późniejszy, że nie on wywołał pochYLENIE powierzchni Podola w tym kierunku, że pochYLENIE takie istniało już przedtem a tyczyło się również i północnej, zniszczonej części płyty. W ten sposób zrozumiałe staje się zniszczenie warstw trzeciorzędnych na dzisiejszym niżu. Zniszczyła je wędrówka progów od północy, ta zaś zakłada pochYLENIE warstw przeciwne stokowi krawędzi a zgodne z kierunkiem wędrówki.

Skoro nieistniejąca dziś część podolskiej płyty, leżąca niegdyś po północnej stronie linii GK, skłaniała się przed wydzwignięciem się grzbietu na tej linii na ogół ku południowi, zgodnie z resztą wyżyny, to w czasie między zalewem sarmackiego morza a powstaniem grzbietu odbyć się musiał jakiś ruch, który to pochYLENIE wywołał. Na ruch ten — o ile chodzi o zachowaną część Podola —

---

<sup>1)</sup> To samo zapewne żwirowisko opisuje Łomnicki w tekście do Atlasu geol. VII, str. 87.

mamy zresztą bezpośrednie dowody, stwierdzające zarazem czas tego procesu. Jeśli zwrócimy uwagę na wykształcenie osadów morza sarmackiego na linii Miodoborów, zauważymy pewną zmianę w tych utworach w miarę jak przesuwamy się wzdłuż przebiegu rafy od południa ku północy. Podnosi to Teisseyre<sup>1)</sup>, że w południowych Miodoborach wapień serpulowy jest potężny, dochodzi 40—60 m grubości, podczas kiedy w Toutrach północnych staje się cieńszy, wyklinowuje się niejako. Dowodzi to, że już na dnie wód sarmackich powstawało tu pochylenie ku południowi. Faktu jednak że rozwój pionowy skałek rafowych jest najszczęśliwszy w okolicy przypadającej na ostatnie, najdalej na pn.z. ku wysoczyznom GK wybiegające wzgórze rafowe, nie należy w taki sposób tłumaczyć,

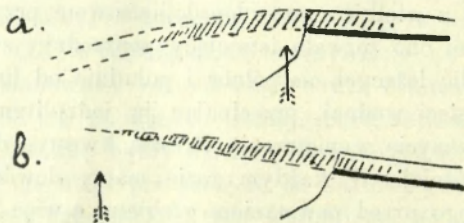


Fig. 3.

jakoby sarmackie wypiętrzenie odpowiadać miało linii GK. Nie dowodzi to, by kulminacja podniesienia dna morskiego leżała właśnie na tej linii, gdyż na niej — a raczej na przebiegającym tu progu — urywa się sarmat. dalej na pn. na niżu jest rafa doszczętnie zniszczona. Zmiany skonstatowane na południu od progu świadczą tylko o tem, że morze sarmackie stawało się płytkie w miarę jak się do progu zbliżamy; o nieistniejącem obecnie przedłużeniu Miodoborów niczego bezpośrednio nie wiemy. Oczywiście, chcąc przypuścić, że zmiany litologiczne sarmatu są zależne od antykliny GK, należałoby przyjąć, że na północ od jej szczytu, a więc w tej zniszczonej części rafy znowu zyskiwał na miąższości wapień serpulowy, podobnie jak pogrubia się na południu (fig. 3 a). Ze zniszczonej na północy rafy zachowały się ślady w postaci otoczków, rozrzuconych wśród starych żwirowisk na obszarze styryckiego niżu. Charakterystyczną jest rzeczą, że nie tylko w pobliżu krawędzi i rzek

<sup>1)</sup> Atl. geol. Gal. Zesz. VIII, str. 327.



z niej płynących, ale i w okolicach dalej na północ położonych, gdzie materiał żwirowy pochodzi nie z dzisiejszego progu, lecz z dawnej trzeciorzędnej pokrywy miejscowej (np. kwarcytowe piaskowce batiatyckie), otoczków serpulowego wapienia nie spotykamy i jedyną skałą sarmacką występującą w tych żwirowiskach są piaskowce (Smolna, Ruda, Łasków-Oczacz. Por. Atl. geol. Gal. VII, str. 13, 56), osadzone w morzu płytkim. Wnoszę stąd, że utwory sarmackie na przedłużeniu Miłdoborów poza linią GK stawały się i nadal mieliznowe, że wapien serpulowy nie przestał się

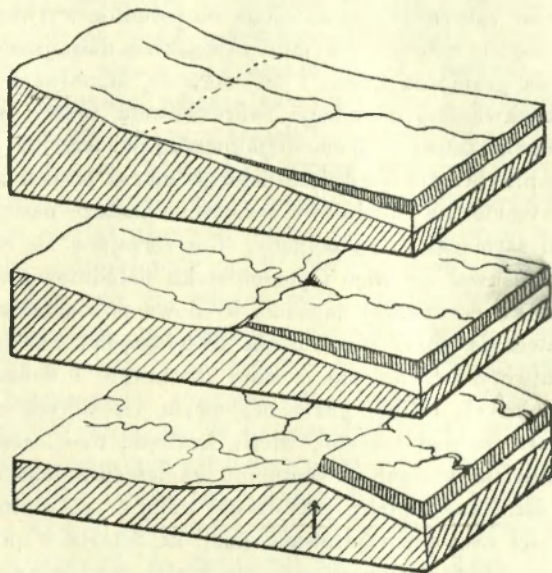


Fig. 4.

nadal wyklinowywać od linii tej ku północy, że więc podnoszenie się dna morskiego nie zaznaczało się jako kulminacja na miejscu (późniejszego zatem) siódła GK, lecz gdzieś dalej na północy (fig. 3b). Zresztą wykazanie, że po wynurzeniu się Podola sływały wody w poprzek linii GK od północy ku południowi, dowodzi już tego dostatecznie, a wiele względów przemawia za tem, że wypiętrzenie to północne miało swą kulminację na dzisiejszej wyżynie lubelsko-wołyńskiej poza dawnymi brzegowiskami miocenijskimi.

Skonstatowanie pochylenia, istniejącego na północnych krańcach Podola w chwili, gdy się na niem cykl subaeryczny rozpoczął, wyjaśnia kwestję pierwotnego powstania progu (fig. 4). Wynurzona

z wód sarmackich płyta musiała mieć początkowe odwodnienie konsekwentne ku południowi. Spływające po niej konsekwentne rzeki miały źródłiska i bieg górny na kredowym obszarze lubelskiego wyżu, dalszy na wydzwigniętym niedawno z morza mioceni-sko-sarmackim obszarze podolskim. W miarę postępującego cyklu pierwsze i najważniejsze subsekwentne dopływy musiały powstać na niedawnym brzegowisku trzeciorzędem, stanowiącym powierzchnie zetknięcie warstw o różnej odporności. Na linii tego zetknięcia wytworzyło się pierwsze denudacyjne zagłębienie subsekwentne (rów zabrzeźny) ograniczone od południa wytwarzającą się kuestą (progiem zabrzeźnym) jako zawiązkiem dzisiejszego prog<sup>1)</sup>. Powierzchnia graniczna kredy i trzeciorzędu, stanowiąca podstawę dalszej subsekwentnej denudacji, warunkowała rozwój izoklinalny tego zagłębienia. Zsuwało się ono niejako po tej powierzchni, która jako dawne dno przybrzeżne medyterrańskiego morza posiadała już pierwotne pochylenie ku południowi, wzmożone jeszcze następnym wypiętrzeniem sarmackim na północy. Rozszerzający się rów subsekwentny przesunął się więc i pogłębiał ku południowi, w tym bowiem kierunku coraz niżej zapadała kredowa powierzchnia. U jego brzegu statecznie cofać się musiała trzeciorzędna kuesta, a gdy północne utwory przybrzeżne zostały już zmyte i denudacja dotarła do dalszych okolic, gdzie cechowała trzeciorzęd nadległość warstw twardych nad luźnymi, wtedy krawędź trzeciorzędu zaznaczyć się musiała ku subsekwentnemu zagłębieniu jako stromizna, jako próg denudacyjny taki, jaki dzisiaj dalej na południu widzimy. W tej postaci krawędź wędrowała dalej, aż dotarła w pobliże linii GK, poczem uległa omawianemu już wyżej wydzwignięciu gołogórsko-krzemienieckiemu. Z pierwotnego, u brzegowisk mioceni-skich powstałego wgłębienia subsekwentnego wytworzył się w miarę cią-głego rozszerzania ku południowi dzisiejszy niż bużańsko-styrski. Wędrowka prog<sup>u</sup>, jako zależna od warunków uwarstwienia i cech petrograficznych utworów denudowanych, postępowała w pewnych okolicach szybko, w innych uleżała zastojowi. Te warunki

<sup>1)</sup> Proces ten w typowym przebiegu opisują:

W. M. Davis: *Physical Geography* 1898, str. 132, fig. 82.

idem: *The drainage of cuestas*. *Proc. Geol. Assoc.* XVI, z r. 1899.

oraz de Martonne: *Traite de Geogr. phys.* 1909, str. 542, fig. 250 („depression subséquente“). Cytowane rysunki schematyczne mogą wprost służyć za ilustrację morfogenezy podolskiego prog<sup>u</sup>.

sprawiły, że ocalało od zniszczenia Roztocze, natomiast gdzieindziej, np. w zatoce Złoczowskiej, wdarł się niż głęboko na południe.

Oczywistą jest rzeczą, że w ciągu cyklu geograficznego, rozpoczętego po ustąpieniu wód sarmackich, pierwotna zstępna (konsekwentna) sieć wodna rozlicznym i zasadniczym podległa zmianom. Rozwijające się naprzód u brzegów trzeciorzędu rzeki następcze (subsekwentne) w miarę coraz silniejszego, wywołanego przez postępującą denudację, orograficznego uwydatnienia miocenńskiej kuesty, zyskiwały na znaczeniu i mamy wszelkie prawo do przypuszczenia, że za ich pośrednictwem musiały odbywać się obcięcia niektórych słabszych konsekwentnych strumieni na korzyść silniejszych. Zachodzi pytanie, czy nie nadszedł wreszcie moment, w którym potężniejący próg zmusił do zmiany biegu i te pozostałe rzeki konsekwentne; moment, w którym pogłębiające się i rozszerzające obniżenie subsekwentne umożliwiło im ominięcie przeszkody przez spływ wzdłuż krawędzi gdzieś na bok; słowem, czy nie nastąpiła chwila, w której próg przez normalny rozwój stał się działem wodnym. Choć, jak już wspomniałem, progom denudacyjnym zazwyczaj towarzyszą i przełomy denudacyjne, ewentualność powyższa jest możliwa i należy ją roztrząsać. Nie stoi ona zresztą w sprzeczności z poprzednimi uwagami nad działem wodnym na dzisiejszym progu. Wykazałem, że był czas, w którym działu tutaj nie było i zaznaczyłem prawdopodobieństwo jego wytworzenia przez późniejsze wydzwignięcie GK. Zapewne, jeśli w chwili wypiętrzzenia dział wodny tu nie istniał, ono go wywołać musiało. Możliwe jest jednak również, że znajdował się on już wtedy na tej linii, choć od bardzo niedawna; że wraz z progiem do linii tej od północy przywędrował. Nie sprzeciwia się takiemu pojmowaniu rzeczy znachodzenie się rzecznych osadów na dzisiejszym działale, przebiegającym na szczycie progu, a zarazem na linii GK. Świadczy ono tylko o późnym powstaniu antykliny i o tem, że przed jej podniesieniem płynęły w poprzek linii GK wody od północy. Ale chwila powstania tego siodła zbiega się z czasem, w którym próg przysunął się był właśnie do GK. Utwory rzeczne na szczycie antykliny a równocześnie i progu powstały, prawda, w czasie, w którym antykliny nie było, w którym jednak i progu tutaj jeszcze nie było; leżał gdzieś dalej na północy i choćby tworzył dział wodny, nie tworzył go w tem miejscu. To też wspomniane żwiry i gliny osadzone być

mogły przez wody, płynące od progu ku południowi w czasie postępujących faz jego wędrówki zanim znalazł się w swem dzisiejszem położeniu.

Argumentów na rozstrzygnięcie pytania, czy próg w tych dawniejszych stadyach swego rozwoju był już działem wodnym, czy też stał się nim dopiero po przesunięciu się na linię GK, na której został wydzwignięty, szukać należy w petrograficznym składzie leżących na wierzcholinie Podola starych żwirów rzecznych. We wspomnianem już żwirowisku wyżynnem na dziale wodnym pod Liśniówką znalazłem wśród otoczków trzeciorzędnych dwie bryłki opoki kredowej, nieco krzemienistej. Ponieważ w tak znacznej wysokości (około 400 m) kreda tu nigdzie nie występuje, a żwirowisko to, jak już wiadomo, zostało naniesione od północy, więc otoczki opoki pochodzić musiały z okolic północnych, wyżej wówczas (przed powstaniem grzbietu GK) wzniesionych, bo bliższych kulminacji sarmackiego wypiętrzenia, — okolic już widocznie z trzeciorzędu obnażonych, leżących zatem poza ówczesnym progiem. Rzadkość fragmentów kredowych w żwirach wyżynnych tłumaczą miękkością opoki, łatwo ulegającej roztarciu przy transporcie rzeczonym. Pochodząc z poza progu dowodzą one, że próg ten w ciągu swej podróży, na obszarze dzisiejszego niżu, działu wodnego nie stanowił. Silniejsze konsekwentne rzeki przedzierały się przezeń denudacyjnymi przełomami, a związek hydrograficzny między subsekwentnem zagłębieniem a wyżem został zerwany dopiero przez powstanie grzbietu GK. Oś jego wypadła w samym sąsiedztwie przysuniętego już w te okolice progu, wypiętrzenie było widocznie zbyt szybkie, by weinanie się rzek zdołało nadążyć, to też zmuszone wtedy zostały do odwrotu; próg leżący na szczycie antykliny stał się działem wodnym i jest nim do dzisiaj. Zaznaczyć przytem należy, że nie jest wykluczone obniżenie się tektoniczne okolic dalej ku północy od linii GK leżących równocześnie z wydzwignięciem na tej linii.

Należałoby teraz określić dokładniej wiek wypiętrzenia gołogórsko-krzemienieckiego, tak doniosłego dla dziejów Podola. Odbyłoby się ono w każdym razie przed najściem lodów w te okolice. Dowodzi tego brak północnego, krystalicznego materiału w żwirach podolskich, który musieliśmy tu spotykać, gdyby w lodowej epoce dział wodny nie oddzielał czoła lodowca od obszaru płyty. Mamy więc jedną granicę czasu, poza którą wypiętrzenia GK przesunąć

nie można. Trudniejsza sprawa z granicą drugą. Żwiry podolskie osadzone przed wytworzeniem działu wodnego nie mogą tu posłużyć do wyjaśnienia chronologii, wiek ich bowiem nie jest dokładnie stwierdzony i mogą powstaniem swem sięgać w głąb pliocenu. Podobne żwiry mogły się zresztą osadzać zaraz po wynurzeniu się kraju z wód sarmackich. Wiemy natomiast, że między ustąpieniem tych wód a wydzwignięciem GK Podole uległo tak znacznym zmianom, i to jedynie pod wpływem normalnie rozwijającego się geograficznego cyklu, że dla ich wytworzenia się przyjąć trzeba olbrzymie okresy czasu. Rozrost pierwotnego zabrzeźnego rowu w dzisiejszą niżową kotlinę bużańsko-styrską, zniszczenie przytem całej pokrywy trzeciorzędnej na północ od linii GK, przesunięcie krawędzi wyżynnej od miocęńskich brzegowisk w dzisiejsze położenie, to wszystko, a w dodatku i omawiane wypiętrzenie, rozegrać się musiało w czasie od sarmatu do (najdalej) średniego dyluwium. Wobec pojęć, jakie wyrobiliśmy sobie o długotrwałości i powolnym postępie cyklicznych zmian w krajobrazie, ten czas wydaje się prosto za ciasnym dla objęcia procesów tej miary. Przypominam, że próg szwabski od miocenu niewiele się cofnął ponad 23 km. Położenia zaczątku podolskiego progu nie umiemy dokładnie oznaczyć, nie znamy bowiem przebiegu dawnego miocęńskiego brzegu morskiego z powodu zupełnego zniszczenia pokrywy trzeciorzędnej na północy. Po pokrywie tej pozostały ślady w postaci nie tylko drobniejszych otoczków rozsianych na obszarze całego bużańsko-styrskiego niżu, które mogą i zdala pochodzić, lecz także złomów potężnych niewątpliwie tam leżących (nb. występują poza zasięgiem lodowca), gdzie podmyte u czoła cofającej się wyżynnej krawędzi oberwały się z denudowanego zbocza i upadły na dno niżowe. Otóż, gdybyśmy przypuścili, że trzeciorzęd sięgał tylko tak daleko ku północy, pokąd w postaci złomów spotykamy te „batiatyckie“ piaskowce, to i tak odległość od dzisiejszego progu będzie znaczna. Od okolic Żółkwi, gdzie na brzegu Roztocza występują jeszcze in situ, ciągną się one — według spostrzeżeń Łomnickiego<sup>1)</sup> — szerokim pasem, przechodzącym przez Batiatycze (stąd nazwa), Kamienkę Strumiłową, okolice Toporowa (pd.) ku Brodom. Linia ta jest przeciętnie 20—30 km od brzegu wyżyny oddalona, a odległość jej od punktu, gdzie niż najdalej wdarł się ku południowi (na

<sup>1)</sup> Atl. geol. Gal. Zesz. VII i X.

północ od Bóbrki) przenosi 40 km. Zapewne, petrograficzne własności tutejszego trzeciorzędu ułatwiały zadanie denudacyi w stopniu, jakiego u szwabskiego progu nie znajdujemy; w każdym jednak razie postępy, których ona dokonała w tym obszarze, wymagają czasu, którego miarą chyba tylko geologiczne jednostki być mogą. Skoro zaś wydzwignięcie GK odbyło się po dokonaniu tych procesów, oczywiście musimy chwilę jego powstania odsunąć w czas możliwie najpóźniejszy, najbliższy skrajnemu terminowi, jakim jest średni pliocen. Przemawia za tem jeszcze i inny wzgląd. Oto wzięwszy pod uwagę energicznie postępującą w dzisiejszej krawędzi denudacyę i przeciwstawiwszy temu fakt, że od powstania antykliny, która zastała próg na swojej osi, zaledwie w kilku zatokach niżowych zdołał próg ten poza linię GK ku południowi dalej się przesunąć, musimy dojść do wniosku, że chwila wydzwignięcia jest stosunkowo bardzo niedawna. Przypada więc ona najprawdopodobniej na starsze dyluwium, a przyjmowane przez niektórych badaczy pliocenijskie ruchy epirogeniczne<sup>1)</sup>, obejmujące podolską płytę, zdają się stać z tem w związku.

Podniesienie się grzbietu GK przerwało rozwijający się normalnie na Podolu od czasów ustąpienia wód sarmatu cykl geograficzny. Koniecznym jego wynikiem musiała być nowa faza w rozwoju krajobrazu, zaznaczająca się na stronie północnej osłabieniem erozyi, wzmocnioną akumulacyą, na południu zaś spotęgowaniem erozyi, wskutek tego odmłodzeniem dolin rzecznych. I rzeczywiście cechy te w terenie znajdujemy. Na północ od wypiętrzenia, na obszarze niżu, mamy potężne nagromadzenie denudacyjnego materiału, które w części zaledwie możemy tłumaczyć lodowcową akumulacyą, a którego leniwe rzeki uprzętnąć nie są w stanie; po południowej zaś stronie, w pewnej od linii GK odległości, występują jako charakterystyczna forma dolin: jary. Istnieją tłumaczenia, przypisujące powstanie jarów na Podolu bądź obfitości wód spływających od czola lodowca (Łomnicki<sup>2)</sup>), bądźto wilgotności klimatu i wzmo-

<sup>1)</sup> Romer: Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru. 3. Zarys genezy jarów podolskich. Kosmos, R. XXXI. Lwów 1906, str. 383 sq.

Rudnyckij: Beiträge zur Morphologie des galizischen Dniestergebietes II. Das subkarpatische Dniestergebiet. Geogr. Jahresbericht aus Osterreich. Ročník VII. Wiedeń 1909, str. 104.

<sup>2)</sup> Por. Kosmos t. XIII, 1888; Spr. Kom. fiz. 1886. Atl. geol. Gal. t. VII, 1895.

zonym opadom (dyluwialny peryod pluwiatylny — Łoziński<sup>1)</sup>). Jednak zbyt silne przeciw nim przemawiają argumenty, aby je przyjąć było można. Nie wytworzyły podolskich jarów lodowcowe strumienie, skoro dział wodny na linii GK przegradzał brzeg lodowca od obszaru płyty. Nie mógł ich też żaden okres deszczowy wywołać, któremu przecież musielibyśmy przypisać wpływ nie tylko na erozyjne wcinanie się rzek ale i na niwelującą denudację na dolinnych zboczach. Niewątpliwą dziś jest rzeczą, że mamy tu do czynienia z odmłodzeniem dolin (już przedtem istniejących), wywołanem przez tektoniczne wydzwignięcie i wzmożony stąd spadek<sup>2)</sup>. Czas powstania na Podolu jarów jest znany. Przypada on według zgodnego zdania wszystkich kwestyą tą zajmujących się badaczy<sup>3)</sup> na dolne dyluwium. Mamy więc zestawienie następujące: 1. Wypiętrzenie GK odbyło się w starszym dyluwium i wywołać musiało na Podolu zwiększenie spadku, a przez to odmłodzenie erozyi. 2. Jary podolskie są cechą erozyjnego odmłodzenia dolin z powodu zwiększonego spadku i wytworzyły się w starszym dyluwium. Związek między tymi dwoma procesami jest oczywisty; przyczyną powstania jarów podolskich jest staroplistocenijskie wydzwignięcie gołogórsko-krzemienieckie.

Rozważmy teraz z osiągniętych punktów widzenia składowe sieci wodnej Podola. Cechują ją dwa zasadnicze kierunki dolin rzecznych. Główne (lewe) dopływy Dniestru mają przebieg prawie czysto-południkowy z lekkim bardzo odchyleniem ku południowemu wschodowi. Drugorzędne natomiast strumienie (a więc poboczne poprzednich) oraz najwyższe odcinki pierwszorzędnych mają kierunek odmienny, wyraźnie PnZ-PdW. Powstanie i wzajemny stosunek obu tych systematów dolin można wyjaśnić ze związku, w jakim pozostają do wypiętrzenia GK. Zaznaczyłem, że wypiętrzeniu temu przypisać należy wytworzenie się podolskich jarów. Wcieliły się one skutkiem odmłodzenia erozyi, wywołanego wzmożonym spadkiem i przeobraziły istniejące już przedtem starsze formy dolinne. Otóż

<sup>1)</sup> Doliny rzek wschodnio-karpackich i podolskich. Archiwum naukowe. Dz. II, t. I. Lwów 1905. Por. streszczenie niemieckie (Bull. Nr. V), str. 74. W ostatniej swej jednak pracy zmienił autor zapatrywania i poszedł za zdaniem Romera (por. JGR A. 1909).

<sup>2)</sup> Por. Romer l. c., 1906.

<sup>3)</sup> Łomnicki, Bieniasz, Teisseyre, Romer, Łoziński, Rudnicki.

takie starsze formy znajdujemy w dolinach południkowych nie tylko na obszarze, dokąd posuwające się wstecz odmłodzenie dotrzeć jeszcze nie zdołało, a więc w górnych biegach, lecz także w częściach jarowych, gdzie w przekroju poprzecznym doliny zaznacza się czasem w górnych, mniej stromych, załomem lekkim od właściwych ścian jaru odcinających się częściach stoków dolinnych, ślad dawnego profilu poprzedzającego odmłodzenie<sup>1)</sup>. Prócz tego zakolisty bieg tych rzek w obszarze jarowym oraz wysoko (50—80 m) nad ich dnem ułożone żwiry okazują, że był czas, w którym, płynąc po powierzchni płyty, odznaczały się małym spadkiem, co oczywiście mogło zachodzić tylko przed odmłodzeniem (które właśnie tłumaczymy silnym spadkiem, wywołanym przez ruch tektoniczny GK), czyli że wogóle miały fazę rozwoju poprzedzającą podniesienie się grzbietu GK. Jako dawniejsze od staro-dyluwialnych ruchów płyty podolskiej a mające wszelkie cechy dolin konsekwentnych, pozwalają nam one wnosić o nachyleniu powierzchni płaskowyżu w czasie, ruchy te poprzedzającym, a więc w pliocenie. Poprzednio już wnosiłem ze składu starych żwirów wyżynnych, że nachylenie to, zależne od sarmackiego wypiętrzenia na północy — prawdopodobnie na obszarze wołyńsko-lubelskiej wyżyny — było naogół południowe; z kierunku tych dawnych, odmłodzonych później dolin konsekwentnych, wynika, że odpowiadało ono prawie dokładnie kierunkowi Pn—Pd. Dzisiejszy więc południowo-wschodni spadek naziomu Podola jest objawem późniejszym, prostopadłość jego do linii kulminacyjnej GK wskazuje, że został on wywołany dopiero w dolnym dyluwium przez podniesienie się grzbietu gołogórsko-krzemienieckiego.

Stwierdzenie tego faktu wyjaśnia historię dzisiejszej sieci wodnej Podola i jej cechy. W pliocenie mieliśmy tu rzeki o kierunku południkowym (dzisiejsze główne dopływy Dniestru), konsekwentne wobec ówczesnego pochylenia powierzchni, odwadniające pierwotnie za pośrednictwem denudacyjnych przełomów przez próg również i niż rozwijający się u północnego krańca płyty. Rzeki te zdołały z postępowaniem cyklu osiągnąć dojrzałość i wiły się leniwymi wężownicami z północy na południe. Z wypiętrzeniem GK, podnoszącym

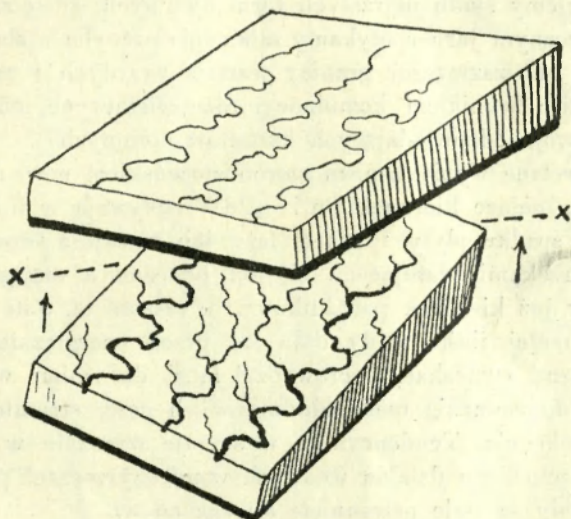
---

<sup>1)</sup> Por. Łoziński: Die Übertiefung der Täler im Gebiete des palaeozoischen Horstes von Podolien. Odb. „Földrajzi Közlemenyak“ R. 1908, Tom XXXVI. Zesz. 4—5, str. 4, 5. Cecha ta, wyraźna w terenie, może być skonstatowana i na mapach 1: 25 000.



plytę i pochylając ją równocześnie ku PdW, spotęgowana zwiększonym spadkiem erozyja wywołała odmłodzenie krajobrazu przez silne wcięcie się rzek w dolinach już istniejących, tak, że nie mogły już one zmienić kierunku biegu, choć ten z nowo wytworzonym spadkiem płyty niezupełnie był zgodny. Tak powstały jary pierwotne i utrwalone zostały przez wgłębienie zakola węzownic.

Równocześnie jednak wytworzyć się musiały nowe żyły wodne, odpowiadające nowemu pochyleniu naziomu i wobec niego konsekwentne. Temi są poboczne Dniestru drugorzędne, mające kieru-



Rys. 5.

nek PnZ-PdW, zgodny na ogół z dzisiejszym pochyleniem i do osi wypiętrzenia GK prostopadły (por. rys. 5). Odtąd datuje się zrozumiała w ten sposób asymetria dorzeczy rzek południowych Podola. Ale i te pd.-w. strumienie, powstałe podczas i po wydzwignięciu GK, mają jarowe doliny. Wytworzyły się tu strumienie z chwilą powstania nowego pd.-w. nachylenia płyty i płynąc po jej powierzchni znajdowały od początku ujście w starszych, pogłębiających się właśnie rzekach południowych. Nie zdołały nadażyć szybkiemu weinaniu się tych ostatnich, ułatwionemu obfitością wód (są to przecież rzeki główne wobec tamtych) przy zwiększonym spadku; stąd doliny ich przedstawiały



się w profilu podłużnym jako wiszące i charakter ten w wielu przypadkach zachowują do dzisiaj<sup>1)</sup>. Przystosowując się mozolnie do obniżającego się szybko dolnego poziomu erozyi, jakim dla nich jest i było dno dolin południkowych, wcięły się i one w dolnych biegach jako jary, powstałe przy postępującej erozyi wstecznej z istniejących pierwotnie u ujść wiszących dolin wodospadów.

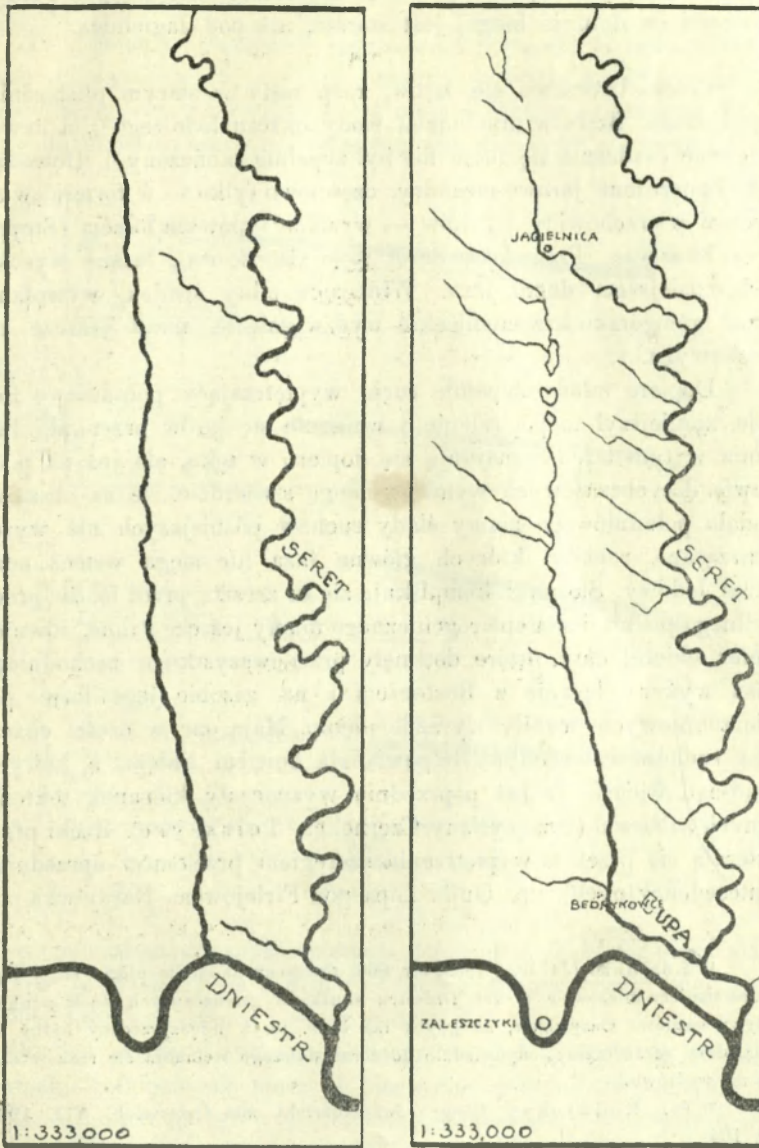
To też dzisiaj mamy na Podolu jary w dolinach o obu zasadniczych kierunkach: Pn—Pd i PnZ—PdW; charakterystyczną jest jednak rzeczą, że u tych ostatnich powyżej części jarowych nie znajdujemy śladu dojrzałych form dolinnych, gdzie zaś w profilu poprzecznym jaru spotykamy załamanie pochylenia zboczy, tam odpowiada ono zazwyczaj granicy warstw twardych i miększych, nie jest więc wynikiem kombinacji różnowiekowych, odmiennym fazom rozwoju odpowiadających kształtów dolinnych<sup>2)</sup>.

Wywołane wypiętrzeniem staroplistocenijskim nowe rzeki konsekwentne, mające kierunek PnZ—PdW, spływają w liniach największego spadku płyty i w tem leży ich wyższość erozyjna nad dawnymi rzekami, datującymi się od pliocenu a mającymi anachroniczny już kierunek południkowy. Wyższość ta, o ile przy stosunkowo małej ilości wody dała się przez energiczniejszą erozyę wsteczną wyzyskać, doprowadzić musi do zmian w działach wodnych, do obcinania rzek południkowych przez strumienie półdniowo-wschodnie. Tendencja ta występuje wyraźnie w niesymetrycznym przebiegu działów wodnych w międzyrzeczach południkowych. Działy są stale przesunięte ku zachodowi.

W niektórych przypadkach obciążenia rzeczywiście już się odbyły. Najbardziej typowym przykładem jest tu zachodnie skrzydło dorzecza Seretu (rys. 6). Za pośrednictwem dopływów, mających kierunek pnz—pdw, obciążł Seret dwukrotnie sąsiadujący z nim od zachodu południkowy dopływ Dniestru. Dlatego nie do Dniestru od Bedrykowiec, lecz skrzętem do Seretu uchodzi Dupa, dlatego na jej północnem przedłużeniu płynący potok skręca od Jagielnicy ku Seretowi. Ale między Jagielnicą a Tłustem wyraźnie zachowała się stara dolina częściowo opuszczona a na pd od Bedrykowiec grzbiet.

<sup>1)</sup> Łoziński l. c., str. 2, 3.

<sup>2)</sup> Wbrew zapatrywaniom Łozińskiego (l. c. 1908). To samo tyczy się profilu podłużnego. gdzie granice warstw przerywanych wyznaczają załamania spadku.



Rys. 6.

dzielący od Dniestru niższy jest, niż dalej na wschód ku Kasperowcom i zasłany starymi żwirami<sup>1)</sup>. Naturalnie obcięcie pod Bedrykowcami (w dolnym biegu) jest starsze, niż pod Jagielnicą.

Proces tworzenia się jarów, rozpoczęty w starym pliocenie, trwał długo. Brały w nim udział wody okresu lodowego<sup>2)</sup>, a nawet w czasie osadzania się lössu nie był zupełnie skończony<sup>3)</sup>. Dowodzą tego opuszczone jarowe meandry, częściowo tylko — w formie zwianych z wierchowiny języków — wysłane typowym lössem (Strypa koło Buczacza, Przewłoki, Seret koło Czortkowa), leżące wysoko nad dzisiejszym dnem jaru. Widocznie silny spadek, wywołany przez gołogórsko-krzemienieckie wydźwignięcie, trwał jeszcze na płaskowyżu.

Dopiero młody zupełnie ruch, wypiętrzający południowe Podole, zmniejszył to pochylenie i wcinanie się jarów przerwał. Badania w tym terenie znajdują się dopiero w toku, ale już na podstawie dotychczasowych wyników mogę stwierdzić, że na obszarze Podola południowego mamy ślady ruchów późniejszych niż wyżej roztrząsane, ruchów, których główna faza nie sięga wstecz poza okres lodowy. Stosunki komplikują się tu zresztą przez to, że prócz ogólnego podniesienia epirogenicznego mamy jeszcze i inne, również nader świeżej daty, które dotknęły przedewszystkiem zachodniego pasu wyżyny łącznie z Rostoczem i na zasobie jego form powierzchniowych wybiły wyraźne piętno. Mają one w części charakter ruchów wzniesionych, odpowiadają bowiem liniom, o których skądinąd wiemy, że już poprzednio wyznaczały kierunek tektonicznych zaburzeń (Przemysłań-Czernelica, Teisseyre). Rzeki przedzierają się przez te wypiętrzenia szeregiem przelomów uprzednich (antecedencyjnych), np. Gniła Lipa pod Firlejowem, Narajówka pod

---

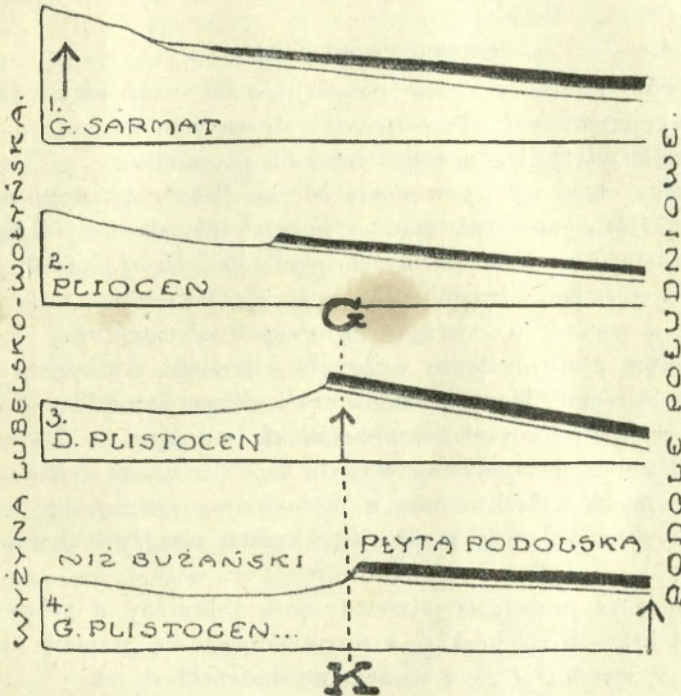
<sup>1)</sup> Łoziński (JGRA. 1909, str. 666) tłumaczy anomalię ujęcia Dupy jego przesuwaniem miarowem w dół Dniestru skutkiem gromadzących się w punkcie spływu osadów. Oczywiście, że gdyby tak było, język międzyrzeczny byłby ku wschodowi coraz niższy, odpowiednio do coraz dalszego wcinania się rzek w czasie tej wędrówki.

<sup>2)</sup> Por. Rudnyckij. Geogr. Jahresbericht aus Österreich. VII, 1909, str. 104.

<sup>3)</sup> Według Łozińskiego jakiegokolwiek pogłębienie od czasów starszego dyluwium jest wykluczone. Ostatnio l. c. 1909, str. 647, 652, 644.

Podwysokiem, Złota Lipa pod Nosowem, Koropiec poniżej Słobódki dolnej<sup>1)</sup>.

Te grzbietowe zachodnie podniesienia pomijając i zwróciwszy uwagę na wypiętrzenia, których przebieg pozwala z pewnem prawdopodobieństwem przypuszczać, że stoją z sobą w związku, dochodzimy do przekonania — na podstawie zestawienia ich stwierdzonego



Rys. 7.

czasowego następstwa ze wzajemnem położeniem obszarów przez nie zajętych — że ruchy te ogarniały kolejno okolice coraz dalej na południe posunięte. Mamy bowiem zestawienie następujące. Naprzód, pod koniec sarmatu, skonstatowaliśmy ruch, z którym pozostaje w związku cofnięcie się morza i pierwotne, południowe pochylenie Podola; kulminację tego wypiętrzenia wyznaczyliśmy w obrębie wyżyny lubelsko-wołyńskiej, a więc najdalej na północy. Potem, w star-

<sup>1)</sup> Teisseyre uważa te przełomy za predysponowane. P. „Der palaeozoische Horst“ etc., str. 106.

szem dyluwium, podnosi się grzbiet gołogórsko-krzemieniecki, który wywołał dzisiejszy spadek płyty i któremu przypisałem decydującą rolę przy wcięciu jarów i wogóle przy odmłodzeniu krajobrazu podolskiego. Wreszcie, po okresie lodowym, następują wspomniane wypiętrzenia na Podolu południowym. — Czasowe przesuwanie się epeirogenicznych podniesień w kierunku od północy ku południowi jest tu widoczne.

#### Zestawienie wyników.

Rozwój kształtowy Podola pozostaje w zależności od młodych ruchów wypiętrzających. Te rozpoczęły się na północy i ogarniały kolejno części płyty, leżące coraz dalej ku południowi.

Obecny okres lądowy rozpoczął się na Podolu z końcem sarmatu, skutkiem wypiętrzenia w obszarze wyżu lubelsko-wołyńskiego.

Wypiętrzenie sarmackie nadało płycie podolskiej spadek południowy i wywołało odwodnienie zstępne (konsekwentne) w tymże kierunku, w poprzek trzeciorzędnych brzegowisk morskich.

W ciągu pliocenu doliny osiągnęły dojrzałość, wyrażającą się łagodnymi zboczami, biegiem zakolistym i słabym spadkiem.

W pasie krzyżowania się eoceńskich strumieni z dawnymi brzegowiskami trzeciorzędu wytworzyło się z rozwojem cyklu obniżenie następcze (subsekwentne) w postaci rowu zabrzeźnego z towarzyszącym mu zabrzeźnym progiem (kuesta) zwięzłych skał mioceńskich.

Denudacja przesunęła pierwotny próg zabrzeźny w położenie dzisiejszej krawędzi podolskiej, z rozszerzającego się przytem rowu zabrzeźnego wytworzył się z czasem niż bużańsko-styrski.

Próg podczas swej wędrówki w pliocenie działu wodnego nie stanowił. Większe rzeki przedzierały się przezeń ku południowi denudacyjnymi przelomami przetrwałymi (epigenetycznymi).

W starszym pleistocenie nastąpiło wydzwignięcie gołogórsko-krzemienieckie w okolicy przesuniętego już tu progu. Przez to powstał na nim dział wodny.

Staro-pleistocenie wypiętrzenie gołogórsko-krzemienieckie nadało płycie podolskiej znaczniejszy spadek i nowe pochylenie ku południowemu wschodowi.

Zwiększony spadek wywołał odmłodzenie cyklu; istniejące dojrzałe już rzeki wglębiły swe zakola i przeobraziły doliny w postać jarów.

Zmiana pochylenia naziomu spowodowała powstanie dolin wobec nowego nachylenia zstępnych (konsekwentnych).

Polodowcowe wydźwignięcie w obszarze Podola południowego zmniejszyło napowrót spadek płyty; przez to erozyja na pn. Podola uległa osłabieniu.

Zasadnicze kierunki dolin podolskich są zstępne wobec dwóch kolejnych nachyleń płaskowyżu. Cechują one i zachodnią część Podola, późne wypiętrzenia o znamionach ruchów wznieconych przewyciężone zostały tu przez rzeki w przełomach uprzednich (antecedencyjnych).

Kierunki dolin we wschodniej części Podola galicyjskiego zależne są w znacznym stopniu od przebiegu raf miodoborskich, są względem nich podłużne lub poprzeczne; te tworzą przełomy powstałe przez erozyję wsteczną. Kierunki miodoborskie cechują również doliny niżu styńskiego na przedłużeniu rafy. Te powstały w czasie dalszego zasięgu raf ku północy, zachowały się zaś obecnie jako przetrwałe (epigenetyczne).

Niektóre doliny północnego Podola zależne są częściowo w przebiegu od rzeźby kredowego podziemia, dzięki stosowaniu się do niej powierzchni trzeciorzędu; są więc pośrednio przekazane (predysponowane). Część niżu, sąsiadującą z progiem, znamionują doliny o przebiegu bezpośrednio przekazanym, mianowicie skutkiem wzrostu ich przez weinanie się wsteczne w brzeg płyty z wyzyskiwaniem obniżeń kredowych.



