

S 210  
[7.5]









ARCHIWUM NAUKOWE.  
WYDAWNICTWO TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ.  
DZIAŁ II. — TOM I. — ZFSZYT 5.

---

DR. LUDOMIR ŚLĘPOWRON SAWICKI

Z FIZYOGRAFII  
ZACHODNICH KARPAT

Z 27 FIGURAMI W TEKŚCIE I 2 TABLICAMI.



*opracować z obiadu*

WE LWOWIE.

NAKŁADEM TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ.  
Drukarnia Uniwersytetu Jagielskiego, pod zarządem J. Filipowskiego.  
1909.

Wydawnictwo Towarzystwa utrzymują we Lwowie Gubrynowicz i Syn, w Krakowie  
Drukarnia Wydawnicza Polskiej, w Warszawie E. Wende i Sp., w Poznaniu W. Temptowicz.



<http://rcin.org.pl>

**WYCIĄG ZE STATUTÓW  
TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ  
WE LWOWIE.**

- §. 2. Celem Towarzystwa jest: udzielanie pomocy materialnej badaniom naukowym polskim, podejmowanym przez osoby lub instytucje w jakiegokolwiek gałęzi wiedzy ludzkiej.
- §. 6. Towarzystwo składa się z członków:
- a) czynnych;
  - b) wspierających.
- Członkowie czynni dzielą się na:
- a) założycieli,
  - b) zwyczajnych.
- Członkowie wspierający dzielą się na:
- a) dożywotnich;
  - b) zwyczajnych.
- §. 7. Członkiem czynnym założycielem, na stałe, staje się:
- a) kto uiszc jednorazową wkładkę w kwocie 200 kor. (80 rub.).
  - b) kto wkładkę 200 kor. uiszc w czterech bezpośrednio po sobie następujących ratach rocznych po 50 kor. (20 rub.), po uiszczeniu ostatniej z tychże rat.
- §. 9. Członkiem czynnym zwyczajnym staje się osoba, która uiszc na cele Towarzystwa roczną wkładkę 8 kor. (3.50 rub.). Na żądanie wkładka roczna może być rozdzieloną na cztery równe raty ćwierćroczne po 2 kor. z góry płatne.
- §. 10. Każdy członek czynny Towarzystwa, zarówno założyciel jak i zwyczajny ma prawo:
- a) zabierania głosu i głosowania na Zgromadzeniach Walnych;
  - b) wyboru i wybieralności;
  - c) przedkładania i popierania wniosków, zmierzających do urzeczywistnienia celów Towarzystwa, w granicach statutem dozwolonych;
  - d) otrzymywania, po niższej cenie, publikacyj, co do których Towarzystwo niższe takie dla swych członków uzyska (§. 44 lit. a);
  - e) z nakładów własnych Towarzystwa, lub z nakładów obcych, częściowo na jego własność ustąpionych (§. 44 lit. b, c), w jakimkolwiek czasie wydanych, o ile starczy zapas, bezpłatnego, według wyboru, otrzymywania publikacyj za cenę księgarską 8 kor. corocznie.
- §. 11. Członkiem wspierającym dożywotnim staje się osoba, która uiszc na cele Towarzystwa jednorazową wkładkę w kwocie 50 kor. (20 rub.).
- §. 12. Członkiem wspierającym zwyczajnym staje się osoba, która uiszc na cele Towarzystwa wkładkę roczną 2 kor. (1 rub.).
- §. 13. Członkom wspierającym dożywotnim i zwyczajnym przysługują z nakładów, wymienionych w §. 10 lit. e, bezpłatnego, według wyboru, otrzymywania publikacyj za cenę księgarską 2 kor. corocznie.

**Adres Towarzystwa:  
LWÓW, ARCHIWUM BERNARDYŃSKIE.**



# ARCHIWUM NAUKOWE

WYDAWNICTWO  
TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ.

DZIAŁ II. — TOM I. — ZESZYT 5.

DR. LUDOMIR ŚLEPOWRON SAWICKI.

Z FIZYOGRAFII ZACHODNICH KARPAT.



WE LWOWIE.  
NAKŁADEM TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ.  
1909.



# Z FIZYOGRAFII ZACHODNICH KARPAT

NAPISAŁ

DR. LUDOMIR ŚLEPOWRON SAWICKI

Z 27 FIGURAMI W TEKŚCIE I 2 TABLICAMI.



WE LWOWIE.

NAKŁADEM TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ.

1909.

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



W 5147976

<http://rcin.org.pl>



310 [t.1.2.5]



---

Z drukarni Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie  
pod zarządem J. Filipowskiego.

Akc. S. 262/51  
R. NH. 38966/15

# Z fizyografii Zachodnich Karpat.

Napisał

Dr. Ludomir Ślepowron Sawicki.

Badanie średnich gór pod względem morfologicznym zaniedbane było przez długie czasy. Górotwory alpejskie od samego początku badań nad kształtami i rozwojem powierzchni ziemi zwracały na siebie uwagę uczonych, i tu, wobec jasno i widocznie działających sił przyrody, poznano i ustalono te wielkie, niezmiennie prawa, według których siły te kierują upostaciowaniem powierzchni ziemi. Szczególnie Alpy europejskie stały się od czasów de Saussure'a i Leopolda Buch przedmiotem badań morfologicznych, określających przede wszystkim stosunek między rzeźbą faktyczną a powierzchnią tektoniczną. Ale w Alpach, gdzie siły niszczące formy mają szczególnie wielką intensywność, utrzymały się formy stare stosunkowo nielicznie i tylko w nieznacznej mierze; dlatego też myśl, że krajobraz dzisiejszy jest tu tylko ostatecznym wynikiem długiego rozwoju, w odniesieniu do Alp nie tak łatwo i jasno dała się ująć. Dopiero, gdy górotwory średnie stały się przedmiotem dociekań szczegółowych, głównie pod wpływem szkoły fizyografów amerykańskich, dała się odszukać konsekwentna i jasna metoda ujęcia w pewien system bardzo znamiennych i zmiennych dziejów krajobrazu tych niepokazanych górotworów. Liczne prace Davis'a, klasyczne badania Willis'a były pierwszym owocem tego nowego kierunku badań morfologicznych. Oni to pierwsi dowiedli, że rozwój krajobrazu nie jest zupełnie prostoliniowy. że epoki ruchów górotwórczych i zrównania gór, epoki pogłębienia dolin i zasypywania ich, czasy względnie wysokiego i niskiego stanu poziomu erozyjnego zmieniały się i że resztki

form, powstałych we wszystkich tych różnych epokach znajdują się dziś obok siebie w krajobrazie; dlatego analiza tych kształtów nauczy nas: po pierwsze, jak łączyć formy, pochodzące z tej samej epoki, w jedną grupę, a po drugie, jak na podstawie form zrekonstruować dawną historię krajobrazu. Z tychto badań wynikał schemat cyklu geograficznego, często bądź przerywanego, bądź odnawiającego się. Na podstawie tych poglądów i metod, które dały nam również możność badania historii górnotworów średnich, wzięto się do studyów nad nimi, dzięki którym nie tylko w Ameryce, ale we wszystkich częściach świata osiągnięto znakomite wyniki. Także w Europie, a mianowicie: w licznych okolicach Anglii<sup>1</sup>, Francji<sup>2</sup>, Włoch<sup>3</sup>, Alp<sup>4</sup>, Niemiec<sup>5</sup>, krajów śródziemnomorskich<sup>6</sup> i t. d. przeprowadzono podobne badania, które doprowadziły do rekonstrukcji paleomorfologii, o której dawniej nic nie wiedziano.

W ostatnich latach rozpoczęto podobne badania i co do Karpat. Góry te przedstawiały już od dawna wiele zagadek, bardzo ciekawych dla badacza, ale w rozwoju ogólnym geografii w drugiej połowie XIX w., w którym badanie Alp tak świetną odgrywało rolę, o Karpatach zupełnie prawie zapomniano. Jednego tylko wielkiego jak na swój czas, dzieła dokonano w latach sześćdziesiątych w odniesieniu do Karpat, dzieła, które dziś jeszcze co do największej części tego górnotworu jest prawie jedyną podstawą dla pracy morfologicznej: jest niem zdjęcie geologiczne (tak zwane detaliczne), wykonane przez c. k. państwowy zakład geologiczny w Wiedniu.

Nasza znajomość morfologii Karpat obejmowała do niedawna prawie tylko to, co można było z mapy wyczytać. Jedynie badania nad zlodowaceniem Karpat, stojące w związku z aktualną sprawą zlodowacenia Alp, wydały obfitsze owoce; oparte jednak głównie na

<sup>1</sup> Davis, The development of certain English Rivers, Geograph. Journ. V 1895, 127—146; Drainage of cuestas, Proceed. Geol. Assoc. XVI, 1899.

<sup>2</sup> De Martonne, Le développement des côtes bretonnes et leur étude morphologique. Travaux scientifiques de l'Univ. de Rennes, vol. II, part. III, 1903.

<sup>3</sup> Braun, Beiträge zur Morphologie des nördlichen Apennin. Zeitschrift Ges. f. Erdkunde. Berlin 1907, 441, 510.

<sup>4</sup> Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1903 i nast.

<sup>5</sup> Hettner, Die deutschen Mittelgebirge. Geograph. Zeitschrift X, 1, 16.

<sup>6</sup> Richter-Lukas, Wissenschaftl. Mittlgn aus Bosnien und der Herzegovina X, 1907. Cvijić, Osnove za geografiju i geologiju Makedonije i Stare Srbije, Srpska kraljevska Akademija. Beograd 1906; Grund A., Karsthydrographie, Leipzig, 1903, m. 1., 181 i nast.; Krebs N., Istrien, Leipzig, 1907.

metodzie geologicznej, badającej jedynie formy akumulacyjne, nie zaś na metodzie morfologicznej, kładącej nacisk także na formy erozyjne, doprowadziły do wyników, które, jak się pokazało, wymagają daleko idących sprostowań i uzupełnień. Z wyjątkiem tych prac pole poszukiwań morfologicznych leżało zupełnie odłogiem; dopiero przed kilku laty pierwszy De Martonne<sup>1</sup> zwrócił krótką uwagę na formy ogromnego zrównania w Alpach transsylwańskich, jakie to formy stoją w sprzeczności z dzisiejszym rozwojem krajobrazu. Prawie równocześnie udało się Rudnickiemu<sup>2</sup> w Karpatach wschodnio-galicyjskich odnaleźć ślady podwójnego cyklu geograficznego i dowieść, że te górotwory zawdzięczają dzisiejszy swój wygląd głównie wydzwignieniu Karpat, późniejszemu od ich sfałdowania głównego. Wieku wydzwignienia nie mógł ów autor ściśle oznaczyć; zdawało mu się, że trzeba owe ruchy pionowe odnieść do pliocenu, a nawet do pleistocenu, pogląd, który obecnie w ostatniej swej pracy o morfologii podkarpackiego Dniestru<sup>3</sup> bardziej jeszcze zaostrzył. Temu zdaniu sprzeciwia się stanowczo Romer,<sup>4</sup> który w swem studyum nad epoką lodową w Świdowcu<sup>5</sup> przyjmuje istnienie bardzo już zgrzybiałej powierzchni przedlodowcowej. Do jego wywodów, że glacyalne zjawiska we wschodnich Karpatach nie zgadzają się z powierzchnią zrównaną i że terasy dyluwialne sięgają najwyżej 50 m nad dzisiejsze dno dolin, w ślad za czem zmianę poziomu erozyjnego w czwartorzędzie do tych właśnie ogranicza rozmiarów, można by dodać, że także petrograficzny wygląd osadów czwartorzędnych w podgórzu nie zgadza się z charakterem osadów peneplenowych. A dalej, jak się zdaje, także sposób układu i rozmieszczenie młodszego miocenu na brzegu Karpat przemawia za

<sup>1</sup> De Martonne, Sur la plateforme des hauts sommets des Alpes de Transsylvanie, Comptes Rendus, Paris 1904, tom 138, 1440.

<sup>2</sup> Rudnicki St., Znadoby do morfologii karpackago stocziszcza Dnistra, Zbirnyk sek. mat.-prirodn. Nauk. Tow. Szewczenki, 1905, X; Beiträge zur Morphologie des galizischen Dniestrgebietes, Geographischer Jahresbericht aus Österreich, Wien V, 1904/5, 65—79.

<sup>3</sup> Rudnicki St. Znadoby do morfologii podkarpackago stocziszcza Dnistra. Zbirnyk mat.-prirodn. sek. Nauk. Tow. Szewczenki 1907, XI.

<sup>4</sup> Romer E., Epoka lodowa na Świdowcu, Rozprawy Ak. Um. Wydz. mat. przyr. 1906, t. XLVI.

<sup>5</sup> Romer E., Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru, Kosmos 1906, XXX, 363. Zur Geschichte des Dniestrtales, Mitthlg. geogr. Ges. Wien 1907, L, 275/293.

wydzwignięciem górotworu jeszcze w trzeciorzędzie, a nie w czwartorzędzie. Za to różnica ukształtowania dolin karpackich z jednej strony, a podolskich, pogłębionych dopiero w czwartorzędzie z drugiej nie jest przekonującym argumentem, jeżeli zwrócimy uwagę na zasadnicze różnice w strukturze i materiale tych dwu krain. Omówiłem hipotezę Rudnickiego już na wstępie, ażeby zaznaczyć, że, jeżeli moje poszukiwania w Galicyi zachodniej doprowadziły mnie dzięki możliwości dokładniejszego oznaczenia wieku form do omiennych zupełnie wyników, to jednak ta różnica nie tyle może wynika z istoty rzeczy, ile z rekonstrukcji dawnych rozwojów. Zdaje się jednak, że i rozwój morfologiczny tak samo, jak ostatnie fałdowanie i wybuch mas wulkanicznych, młodszym jest we Wschodnich Karpatach, niż w Zachodnich.

Oprócz wspomnianych inni jeszcze autorowie zwrócili ogólną uwagę na prawdopodobieństwo nowszych ruchów górotwórczych w Karpatach; na przykład Löw<sup>1</sup> wychodząc z zapatrywań ogólnych na budowę orograficzną Karpat, Uhlig<sup>2</sup> i Friedberg<sup>3</sup> z bardzo nierównej wysokości, w której pokłady nadbrzeżne morza śródziemnego II (II medyteran) znajdują się dzisiaj, wysnuli wniosek, że powodem tego jest nowsze, pomedyterańskie wypiętrzenie centralnych Karpat zachodnich. Friedberg uważał te ruchy zarazem za powód opuszczenia Zachodniej Galicyi przez morze sarmackie, ich wiek zatem za dolnosarmacki. Również B. Willis,<sup>4</sup> który podczas podróży przez Europę w powrocie z Azji zatrzymał się krótki czas w Karpatach, w okolicy Sącza w Galicyi i przełomu Dunaju przez Żelazną Bramę, stwierdził nowsze ruchy górotwórcze w Karpatach. Szczegółowiej jedynie Rudnicki opracował swe spostrzeżenia; z prac jego pierwsza tylko była mi znana, kiedy w r. 1906 rozpocząłem poszukiwania w Zachodnich Karpatach, które w lecie tego roku przeprowadziłem w terenie. Główne wyniki tych studyów podałem w r. 1907 w rozprawie doktorskiej, przedłożonej prof. Brucknerowi we Wiedniu; obecnie przedstawiam je tutaj szczegółowo,

<sup>1</sup> Löw I, Allgemeine Geologie, Klar's Erdkunde. Bd. XI, 1906, 183.

<sup>2</sup> Uhlig V., Wykłady 1906, Tektonik der Karpaten. Sitz. Ber. Ak. Wiss. Wien, mat.-naturw. Kl. Wien, 1907, Bd CXVI, (32).

<sup>3</sup> Friedberg, Das Miocän der Niederung von Nowy Targ, Sitz. Ber. Ak. Wiss., mat. nat. Kl. Wien, 1906, Bd Bd CXV.

<sup>4</sup> Baily Willis, Report on geological investigation, 4. Year Book of the Carnegie Institution of Washington, 1906, 197.

składając równocześnie pełne głębokiego poważania podziękowanie za wszelkie rady moim nauczycielom, prof. Penckowi w Berlinie i Brücknerowi w Wiedniu. Materiał kartograficzny, na którym opierają się następujące studia, przedstawia niestety jedynie mapa specjalna 1:75000.<sup>1</sup> Zdjęcia oryginalne 1:25000 bardzo pożądane dla mnie do zbadania przynajmniej niektórych zagadnień były mi wtenczas niestety niedostępne.

## I.

Zachodnie Karpaty są zachodnim członem wielkiego łuku karpackiego, rozpadającego się pod względem morfologicznym na trzy części, z których średnia odznacza się ogromnem zwężeniem i brakiem gór centralnych na przestrzeni między wybuchowemi górami Hedzalia i starokrystalicznym górotworem marmaroskim. W całym ogromnym kompleksie gór między liniami Morawy-Odry i Hornadu (pod każdym względem tyle doniosłemi) a Dunajem i Wisłą trzeba przedewszystkiem rozdzielić połąć północną, t. j. zewnętrzny pas łańcuchowych gór piaskowcowych, od południowej, wewnętrznej krainy kotlinowatej. Są to zupełnie różne typy krajobrazowe i strukturalne, mające też odrębną historję rozwoju geologicznego i morfologicznego. Zbudowane z różnego materiału i w różny sposób wyiętrzone stanowią te dwie połączenia pod względem form powierzchni, stosunków hydrograficznych i wiążących się z niemi stosunków antropogeograficznych największe przeciwieństwa. Podniósł to już Supan,<sup>2</sup> a Uhlig<sup>3</sup> dokładniej określił te różnice. W pasmie fliszowem mamy szeroki, silnie zakłócony górotwór, ciągnący się zawsze z temi samemi znamionami bez przerwy aż do Rumunii. Zbudowany z różnorodnych, ale we wszystkich horyzontach powtarzających się warstw piaskowców, iłów, margli i łupków, tak zwanego fliszu,<sup>4</sup> w którym

<sup>1</sup> Mapy specjalne 1:75000: 6, XXI—XXV; 7, XXI—XXIV; 8, XX—XXIV; 9, XIX—XXIV; 10, XIX—XXIII.

<sup>2</sup> Supan, Länderkunde v. Österreich-Ungarn, Kirchhoffs Ldkd. Wien 1887, 186 nast.

<sup>3</sup> Uhlig, Bau und Bild der Karpathen, Wien 1903, 3 nast.

<sup>4</sup> Termin flisz nie jest właściwie ani stratygraficznym ani petrograficznym, ale geograficznym; nauka stosuje go do wielkiej grupy różnych i różnowiekowych pokładów powstałych pod pewnemi warunkami geograficznymi. Zuber, O pochodzeniu fliszu, Kosmos, Lwów 1901, 291; Über die Entstehung des Fylsches, Zeitschrift für prakt. Geologie, 1901; Uhlig, Bau und Bild l. c. 174.

skały wapienne lub wybuchowe, podobnie jak krystaliczne, nie odgrywają roli, ma on w Karpatach znacznie samodzielniejsze stanowisko, niż w Alpach. Długie fałdy i skiby, gdzieniegdzie (Żywiec, Sącz, Krosno) ledwie przerwane małymi kotlinami, ciągną się bez przerwy od Moraw do Rumunii i otaczają, niby wielką jednolitą kłamrą, połamane i rozdarte górotwory centralne. Brak szczególnie twardego materiału powoduje, że krajobraz piaskowcowy zdaje się być na pierwszy rzut oka jednostajnym; do tego przyczynia się też okoliczność, że względne różnice wysokości są tu nieznaczne: względna różnica między górnym a dolnym poziomem denudacyjnym wynosi zwykle ledwie 2—600 m. Wobec monotonności form tak wypukłych jakoteż wklęsłych, sieć odwodnienia przyjmuje charakter niepewności, przypadkowości.

Całkiem inaczej ma się rzecz w centralnej krainie kotlinowatej: tu uderza nas ogromne bogactwo kontrastów; tam małe, ale dobrze ograniczone, wysokie górotwory a obok głębokie, równodenne, wśród gór położone kotliny. Rzeki płyną wijąc się w szerokich zakrętach przez kotliny, które łączą ze sobą za pomocą wązkich przełomów przecinających góry. Względne różnice wysokości (tuż obok siebie) dochodzą tu do 1500 m; pokryte gęstymi czarnymi lasami, niezamieszkałe trzony górskie, stanowiące samodzielne systematy tektoniczne, wznoszą się do 2000 i 2600 m, a tuż obok zaledwie na wysokości 400—800 m znajdują się, zewsząd górami otoczone równiny kotlinne. W kotlinach mamy zwykle dośrodkową (centrypetalną) sieć odwodnienia, a pojedyncze te systemy są połączone ze sobą wązkimi a długimi przełomami, wgryzionymi w trzony górskie.

Wzajemne przeciwieństwo południowej i północnej połączy zachodnich Karpat znajduje też wyraz w przebiegu głównego wododziału; nie leży on przedewszystkiem w najwyższych częściach gór, lecz zawsze w pasmie piaskowcowym, mimo że ten wyjątkowo tylko sięga powyżej 1300 m, a raz tylko, w Babiej górze wznosi się do 1725 m, kiedy górotwory centralne nie rzadko wznoszą się ponad 1700 i 2000 m. A przecież w Karpatach centralnych mamy tylko wododziały drugorzędne, z jednym jedynym i dlatego bardzo zajmującym wyjątkiem (w Tatrach). W pasmie fliszowym wododział również nie zawsze leży na pasmie najwyższem, ale przeciwnie częściej schodzi na niższe, zewnętrzne lub wewnętrzne grzbiety gór



piaskowcowych; przypuszczenie Supana,<sup>1</sup> że wododział w pasmie fliszowem leży symetrycznie, tylko w rzadkich wypadkach jest słusznem. Zwykle wododział leży bliżej wewnętrznej strony.

Już w Małych Karpatach,<sup>2</sup> dalej szczególnie w górach pogranicznych morawsko-węgierskich<sup>3</sup> przebieg wododziału między Węgrami i Morawą tworzy dziwne kąty i koła, a przytem często posiada kierunek prostopadły do przebiegu grzbietów górskich. Także na Śląsku,<sup>4</sup> gdzie na dłuższy czas łączy się z nim główny wododział europejski, przebiegający od Morawskiej Hranicy, bywa on często odsunięty od głównego grzbietu. Ale zawsze zostaje w górach piaskowcowych i biegnie w licznych zakrętach przez Zachodnią Galicyę, opuszczając się czasem na niezwykle głębokie przełęcze (Jabłunkowska, 550 m). W ten sposób dostaje się aż na Babią górę (1725 m). Niedaleko na wschód od szczytu jej wododział, biegnący dotychczas na wschód, nagle zakręca pod kątem prostym w kierunku południowym, przecina kotlinę nowotarską i podnosi się na Tatry, dzieląc je na wschodnią i zachodnią część; potem po południowej stronie schodzi wprost do kotliny liptowskiej i jeszcze dalej, aż wychodzi na przedgórze Niżnych Tatr. Na całej tej przestrzeni przebieg wododziału jest zupełnie niezależny od morfologii krainy; naturalne środowiska hydrograficzne, kotliny, są tu decentralizowane, rozdarłe, a z gór tatrzańskich płyną potoki jednego i tego samego stoku w różne strony, rzeki zaś pochodzące z różnych stoków, łączą się w licznych i ogromnych przełomach. Przebieg głównej osi Tatr i wododziału europejskiego są do siebie prostopadłe. Przytem wododział ten waha się ogromnie co do swej wysokości. Z Babiej góry (1725 m) opuszcza się w kotlinie nowotarskiej aż do 655 m, w Tatrach podnosi się powyżej 2500 m i opuszcza się znowu w kotlinie liptowskiej do 882 m<sup>5</sup>. Interesującym jest dalej, że wododział europejski tu, wśród gór, przechodzi po wielkich formach akumulacyjnych, stożkach fluwioglacyalnych, przecina przytem wielkie bagna, gdzie czasem ulega nawet bifurkacyom. Ale ledwo że wododział

---

<sup>1</sup> Supan, l. c. 184.

<sup>2</sup> Por. Dodatek Nr 1.

<sup>3</sup> Por. Dodatek Nr 2.

<sup>4</sup> Por. Dodatek Nr 3

<sup>5</sup> Najniższy punkt wododziału europejskiego w kotlinie liptowskiej koło Hunyady ma 882 m, a nie, jak dotychczas przyjmowano, 898 m (stacja kolejowa Csorba), lub też, jak Rehman (Karpaty, Lwów 1895, 78) podaje, 915 m.

europejski dotknął w Kozim Kamieniu (1243 m) Niżnych Tatr, opuszcza je znów w kierunku E aż do NE grzbietem melafirowym, używając aż do Ganocza kilku przełęczy dolinnych; tu wododział schodzi w podmokłą nizinę przy Poprad-Straszy do wysokości 682 m. Poprad, któryby tu mógł płynąć po wygodnej drodze do Dunaju, nie uchodzi do Hornadu, lecz zwraca się ku NE przez kotlinę spiską. Równolegle do tego kierunku biegnie też wododział między Hornadem i Popradem przez eoceński górotwór piaskowcowy nad Toryską, przylegający do Braniska, dochodząc w Wielkiej Jaworzyńskiej do wysokości 1226 m. Ale właśnie w punkcie, gdzie Toryska najwięcej zbliża się do Popradu, spuszcza się wododział do 601 m (koło Pustamezo). Poprad również nie używa tej wygodnej drogi do Hornadu, ale przełamuje całe góry piaskowcowe między Pławcem i Sączem, tworząc długi, kręty i malowniczy wąwóz. Stąd wododział znów przechodzi na południowe pograniczne łańcuchy fliszowe, które opuścił, schodząc z Babiej góry. Bardzo zajmujące i bogate w skutki musiały być przemiany, jakie dokonały się w rozwoju krajobrazu, a które spowodowały tak dziwne i anormalne stosunki hydrograficzne. By rozwinąć i wyjaśnić to zagadnienie, trzeba rozglądać się w historii całej przyległej krainy; zadanie to jest tem więcej złożone, ile że w tych okolicach właśnie graniczą ze sobą zcharakteryzowane krainy kotlinowate i fliszowe, jakich charakterystykę podaliśmy wyżej. Dlategoż, a także z powodu braku dostatecznego materiału podstawowego (geologicznego i kartograficznego), wreszcie z powodu wielkiej ilości powiązanych ze sobą zagadnień, jakieby należało rozstrzygnąć w odniesieniu do tej wielkiej przestrzeni — z tych wszystkich powodów zadanie moje mogło polegać jedynie na zarysowaniu zasadniczych faz tego rozwoju i na rozwiązaniu niektórych tylko zagadnień ważniejszych; co do rozwiązania innych zagadnień musiałem ograniczyć się jedynie do podania wskazówek.

## II.

Stojąc na starym Wawelu krakowskim mamy szeroki i daleki widok ku południowi. U stóp naszych płynie Wisła, właśnie na miejscu przedmiocenińskiego koryta rzecznego, zasypanego później piaskami morza miocenińskiego. Cieśnina morska przewinęła się tu w kilku ramionach pomiędzy starym sudecko-polskim masywem i gó-

rami fliszowymi karpackimi, podmywając wyspę góry wapienia jurajskiego. System sudecko-polskich gór średnich zbliża się tu na pozór najbardziej do Karpat, (w głębi sięga on tu, w zachodniej Galicyi i na Śląsku, daleko pod Karpaty ku południowi). Na tym fakcie polega głównie znaczenie geograficzne Krakowa, który jest typowem miastem pomostowem. Wisła dzisiejsza posługuje się ramieniem kanału mioceńskiego, nie używa jednak drogi najkrótszej i najwygodniejszej. Wody jej nie zwracają się do szerokiej rynn między Skawą i Sokotnikami, ani też do rowu Czernichów-Liszki-Mydlniki: rzeka ta przełamuje się natomiast między wapiennymi skałami starego masywu, podmywa góry zamku tynieckiego, Bierzanowa i Kopca Kościuszki, i przyczynia się w ten sposób do upiększenia okolicy starej stolicy. Powód, że Wisła obrała sobie taką niewygodną drogę, leży w okoliczności, iż ongiś rozwinęła się ona na równinie akumulacyjnej w większej niż ta, po której płynie dzisiaj, wysokości, powstałej przez zasypianie rzeźby przedmioceńskiej, jak również w okoliczności, iż pogłębiła później koryto swoje epigenetycznie. Z rozwojem tym zgadza się okoliczność, że wapienne góry wyspę, dzielące pojedyncze ramiona cieśniny mioceńskiej, nie wznoszą się wyżej nad 285 m (dzisiejszy poziom Wisły 200—210 m), gdy ślady zasypiania mioceńskiego dochodzą do wysokości 300 m i większej.<sup>1</sup> Dolina Wisły, podobnie, jak rów na wododziale koło Morawskiej Hranicy,<sup>2</sup> nie leży dokładnie na granicy młodego systemu Karpat i starego Sudetów, lecz wcina się w te ostatnie. Dalej na wschód płynie Wisła po północno-zachodnim brzegu Niziny Małopolskiej;<sup>3</sup> nizina ta zapadła się również już przed miocenem i prawdopodobnie została zrównaną przez wspólne działanie Wisły i Sanu. Pokłady mioceńskie, a mianowicie pokłady spokojnego i nieco głębszego już morza (iły krakowieckie) pokryły tę równinę rzeczną. I morzu sarmackiemu udało się wtargnąć jeszcze na tę nizinę — płyta podolska wtenczas nie była jeszcze wypiętrzoną; ale ślady transgresyi sarmackiej zachowały się jedynie pod Tarnobrzegiem.<sup>4</sup> Południową granicę Niziny Małopolskiej tworzy rozległy próg podkarpacki, sta-

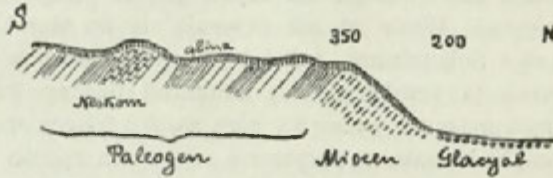
<sup>1</sup> Zaręczny, Atlas geolog. Galicyi III, 198: Krzeszowice 270—300—310 m, Rybno 270 m, Chrzanów 280—290 m; Rajsko w pobliżu, 350 m.

<sup>2</sup> Uhlig, Bau und Bild l. c. 844 (194).

<sup>3</sup> Romer, Geografia Polski (Polska, obrazy i opisy) Lwów 1904, 24.

<sup>4</sup> Friedberg, Sarmat w okolicy Sandomierza i Tarnobrzegu, Wszechświat, Warszawa 1905, XXIV, 385—388.

nowiący północny brzeg Karpat, wysoki na 100—150 m, nie wszędzie jednakowo wyraźny. Koło Okocimia i Skawiny występuje ten próg całkiem wyraźnie; koło Wieliczki atoli jest już bardzo zniszczony. Schód ten w jego dzisiejszym wyglądzie jest napewno dziełem denudacyi. Próg ścina równomiernie siodła i nasunięte skiby wysuniętych najdalej na północ fałd karpaccich, spadających



Rys. 1.

ku S, i to zarówno miocen starszy, paleogen jak i kredę. Próg karpaccy został później silnie przeobrażony przez łądolód, który go jeszcze przekroczył.

Na południe od progu karpaccy rozciąga się pogórze karpaccy na dalekie przestrzenie jednakowo (330—380 m) wysokie, lekko falujące. Składa się ono ze skib, zapadających prawie bez wyjątku ku południowi. Występują tu tuż obok siebie w nieskończonej jednostajności i mnogości całkiem miękkie, iłowe łupki barwy czerwonej, zielonej, aż do czarnej, dalej łupkowe iły, miękkie, kruche i rozpadające się piaskowce, obok trochę odporniejszych warstw neokomskich, tworzących zwykle nieznaczne zgoła wzniesienia. Zwietrzenie i denudacya na cały ten kompleks wywierają jednakowy skutek: przeobraża go prędko i w znacznym stopniu; brak tu jakichkolwiek odporniejszych warstw, tak, że nawet neokom, pojawiający się czasem wyspowato wśród paleogenowego fliszu a tłumaczony według nowych teorii jako *lambeaux de recouvrement* płaszczowiny beskidowej (Uhlig<sup>1</sup>) lub magórskiej-dynarskiej (Limanowski<sup>2</sup>) przeważnie składa się z miękkich margli i marglowatych łupków. Dlategoż powierzchnia wyżynowa pogórza karpaccy jest lekko falująca, przecięta dojrzałymi już dolinami, około 100—150 m głębokimi, ale o stokach, szczególnie w większych dolinach, stosunkowo stromych; wynika to z okoliczności, że materyał tak łatwo

<sup>1</sup> Uhlig, Wykłady, półrocze letnie 1906. Tektonik der Karpathen. Sitz. Ber. Ak. Wien, mat. nat. Kl. 1907, CXVI.

<sup>2</sup> Limanowski, Rzut oka na architekturę Karpat, Kosmos XXX, 1905.

wietrzejący i rozpadający się, co prawda po stokach łatwo zsuwa się i łagodzi je, ale, z drugiej strony, łatwo bywa unoszony przez wody płynące, tak, że nawet słabe prądy są w stanie podmyć stoki dolinne i unieść rozdrobnione w proch i piasek zsuwisko. Dlatego to mimo, że stoki są tu nieraz strome, nie znajdujemy nigdy u ich stóp stożków usypowych. Podobnie też na pogórzcu niema większej ilości skał: na całej przestrzeni jego od Wadowic do Krosna, jak to już dawniej geologowie, później zaś Romer,<sup>1</sup> zaznaczyli, jedy-nymi utworami zasługującymi choć w części na miano skaliska, są szczyt góry Skały koło Ciężkowic (367 m), pokrytej ogromnemi bryłami piaskowca ciężkowickiego, oraz odrzykońska góra zamkowa w pobliżu Krosna. Jak znamiona młodości w krajobrazie, tak też rzadkie są tutaj nieregularności w krzywej spadku rzek pogórskich. W całym pogórzcu aż po Wisłokę niema wodospadów, z wyjątkiem małych szypotów wywołanych przez twardszą ławę, jak naprzykład w Brzozowej na S od Tarnowa. Rzeki pogórzca już oddawna pra-cują nad rozszerzeniem dna dolinnego, a przekroju formy V młodo-cianej nie widać przy większych rzekach nigdzie. Nigdzie nie na-potyka się tu trudności przy budowie dróg komunikacyjnych; jedy-nie powodzie są ich nieprzyjaciółmi. Rozszerzenie dna doszło naj-dalej w pięknych lejkowatych ujściach wielkich rzek Dunajca i Raby, przecinających ukośnie całe pogórze. Lejek Raby zaczyna się pod Myślenicami, właśnie na południowej granicy pogórzca; zaraz też roz-szerza się do 2 km, aby pod Niegowicami osiągnąć największą sze-rokość (4—5 km); długość jego wynosi 28 km aż do Niegowic, skąd jeszcze rów na 2—3 km szeroki, prowadzi na Nizinę Mało-polską. Jeszcze wspanialszym jest lejek Dunajca; zaczyna się on pod starem miasteczkiem Czchowem i zaraz dochodzi szerokości 3—4 km; kierunek jego pod Zakliczynem zbacza ku północy; tam, przy ujściu wspomnianego już powyżej potoku brzozowskiego, dolina Dunajca rozszerza się jeszcze więcej, tworząc pod Wojniczem sze-roką równinę nadrzeczną, przechodzącą wreszcie w Nizinę Mało-polską. Przed zupełnem opuszczeniem pogórzca dolina Dunajca łączy się z doliną Białki, tworząc równinę na 8 km szeroką. Inne rzeki pogórzca mają mniejsze lejki. Wszystkie te lejki są pręglacyalne, gdyż znajdujące się w nich terasy glacyalne są terasami akumulac-tyjnymi, złożonymi z tak zwanego żwiru mieszanego. Żwir ten wy-

---

<sup>1</sup> Romer E., Polska l. c. 23, 27.

tworzył się przed brzegiem lądolodu i wznosi się też po stokach czasem aż na wododziały.<sup>1</sup> Genezy tych żwirów nie wyjaśniono jeszcze dostatecznie. Łomnicki<sup>2</sup> i Szajnocha<sup>3</sup> powtórzyli tu jedynie poglądy dawniej pracujących nad tem zagadnieniem geologów wiedeńskich: Hilbera<sup>4</sup> i Uhliga;<sup>5</sup> jedynie Friedberg<sup>6</sup> próbował przeprowadzić podział genetyczny utworów glacyalnych na Nizinie Małopolskiej, warunki rozwoju w pogórzu były jednak zupełnie odmienne, tak, że o tym rozwoju nic jeszcze dziś powiedzieć nie można; pewnikiem jest to tylko, że lejki dolin zostały zasypane w epoce glacyalnej z powodu tamy, jaką dla rzek karpaccich przedstawiał lądolód.<sup>7</sup>

Zadziwiającem zdawaćby się mogło, że tak dobrze rozwinięte i tak dojrzałe doliny nie troszczą się zupełnie o wewnętrzną strukturę pogórza, że nie dostosowały się do niej wcale. Pogórze żachodnio-galicyjskie składa się z szeregu skibów fałdowych (liczba ich nie jest znaną dokładniej), biegnących W—E a przesuniętych ku N. Wszystkie jednak większe rzeki płyną ukośnie do tego kierunku, czy to SE—NW, czy to SW—NE. Skawa naprzykład, mająca swe źródła blisko kotliny orawskiej, na wschód od Babiej Góry, płynie przez pogórze między Suchą a Wadowicami w kierunku NW; wielkie lejki Raby i Dunajca mają kierunek NE. Niezawisłość wielkich rzek od struktury nie tyle jest przecież zadziwiającą, ile niezgodność między strukturą a biegiem małych potoków o słabych prądach. Tylko w bardzo nielicznych wypadkach można mówić o pewnej zależności kierunku odwodnienia od przebiegu warstw, albo, mówiąc dokładniej, od odporności warstw. Taki wypadek przedstawia do pewnego stopnia potok Cedronka, uchodzący na południe

<sup>1</sup> Friedberg W., Atlas geol. Galicyi XVI, i nast.

<sup>2</sup> Łomnicki, Atlas geolog. Galicyi XII, 8; XV, 7—8.

<sup>3</sup> Szajnocha, Atlas geolog. Galicyi XIII, 43.

<sup>4</sup> Hilber, Aufnahmen um Jarosław und Leżajsk, Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanst. 1882, XXXII, 244/5.

<sup>5</sup> Uhlig, Jahrbuch d. geolog. Reichsanst. 1883 XXXIII, 552/6; 1884, XXXIV, 226—231.

<sup>6</sup> Friedberg, Atlas geolog. Galicyi XVI, 37 i nast.

<sup>7</sup> Podczas druku niniejszej rozprawy ukazała się praca W. Łozińskiego o glacyalnych zjawiskach północnego brzegu Karpat (Sprawozd. Ak. Um. 1908). Niestety podstawowej kwestyi genezy teras dyluwialnych nie rozwiązał autor, a w naszych poglądach na genezę żwirów mieszanych wywołał jeszcze większy zamęt nie odróżniając ściśle żwirów rzecznych od utworów morenowych.

od Skawiny do Skawinki i płynący w piaskowcach neokomskich w kierunku W-E; takich wypadków jest wszakże niewiele. Te nieliczne, nie przedstawiające się jako typowe wyjątki, nie mogą obalić zdania, że cały hydrograficzny system mimo dojrzałości form robi wrażenie zupełnego bezrzędu, nieregularności i przypadkowości. Sieć odwodnienia jest pod tym względem podobna do odwodnienia nizinnego, gdzie spadek powierzchni już nie wystarcza, by nadać rzekom pewien kierunek. Mimo to jednak doliny są pogłębione o 100—150 m. Fakt ten naprowadza na konsekwentne przypuszczenie, że sieć wodna rozwinęła się kiedyś na równinie z całą nieregularnością odwodnienia nizinnego i że później była zmuszoną do pogłębienia swych koryt.

Szczęśliwym wypadkiem, ta równina, na której sieć wodna pierwotnie rozwinęła się, utrzymała się, choć zniszczona już po części do dnia dzisiejszego. Jeżeli wyjdziemy w jakiegokolwiek okolicy na wierzchowinę pogórza, to spostrzeżemy, że nie znajdujemy się wśród szczytów i pagórków, lecz na wyżynie, której zasadniczym znamię jest falistość prawie równej powierzchni. Jeżeli w myśli wypełnimy wklęsłości dolinne materiałem, który rzeki uniosły, to otrzymamy zgoła lekko falującą równinę, ledwie spadającą ku N, z której tylko tu i owdzie podnoszą się garby bardzo niskie i płaskie, jakie niemal na mapie tylko wyróżnić można. Wywołują je piaskowce, miejscami trochę silniej spojone, lub też neokom, trochę odporniejszy. Przykładami takich garbów są następujące wzniesienia: garb wznoszący się do 400 i 436 m na południe od Wieliczki, lub też garb z kapliczką św. Anny koło Okocimia (409 m); także kredowe pokłady Pogwizdowa wywołują lekkie wyniosłości (388 m 419 m)<sup>1</sup>

Średnia wysokość wyżyny, z wyjątkiem wspomnianych właśnie garbów, wynosi w północnej połaci 330—350 m; dalej na południu, na przestrzeni między Kalwaryą, Dobzycami, Lipnicami i Czchowem: 350—380 m. Jeszcze dalej w tymże kierunku poziom wyżynowy podnosi się do 400 m; tu, na południu, ogranicza go linia, rzucająca się wyraźnie w oczy, a dzieląca pogórze karpackie od właściwych Beskidów zachodnio-galicyjskich (krainy górskiej). Wzdłuż tej linii, znanej od dawna a przebiegającej od Czchowa

---

<sup>1</sup> Garby te nie mają osobnych nazw: jest to fakt znamieny, dowodzący, jak mało ważny czynnik krajobrazu stanowią one.

przez Lipnicę, Rzegocinę, Łapanów, Dobczyce, Myślenice, Bęczarkę, Izdebnik, Kalwaryę i Barwałd do Jaroszwic, na południe od Wadowic, wznoszą się już bezpośrednio swemi stromemi zboczami leśnymi góry należące do krainy, typowo różniącej się od pogórza.

Szerokość tak ograniczonej wyżyny pogórskiej wynosi przeciętnie 10—15 km; wyżyna ta jest jakby podnóżem Beskidów, ku wschodowi i zachodowi zwężającym się klinowato. Różnica tych dwóch krain (pogórza i Beskidów) jest tak wielką i tak rzuca się w oczy, że już od dawna geolodzy wiedeńskiego zakładu państwowego rozróżniali góry i pogórze; Tietze<sup>1</sup> jeszcze całkiem ogólnikowo mówi o pogórzu i górach w odniesieniu do obszaru, którego zdjęcie dokonał; Uhlig<sup>2</sup> już r. 1883 rozróżniał Przedkarpacie (pogórze) od krainy górskiej, w r. 1884<sup>3</sup> pogórze podkarpackie, wreszcie w r. 1888<sup>4</sup> pogórze podkarpackie i góry karpacskie; Supan<sup>5</sup> również oświadczył się za tym podziałem; zato Rehman,<sup>6</sup> wychodząc nie z morfologicznego, lecz z hydrograficznego podziału Karpat, przeoczył tę wielką różnicę w krajobrazie, a przynajmniej nie wspominał o niej przy omawianiu zachodnio-galicyjnych gór piaskowcowych; Romer<sup>7</sup> w zwięzłym, popularnym opisie Polski nie mógł wchodzić w takie szczegóły. Sądzę, że nie należy nazywać pogórza Przedkarpaciami, gdyż jest ono zasadniczą i ważną częścią piaskowcowych Karpat właściwych, który to składnik w podobnym, choć nie wszędzie tak znacznym rozwoju, znajduje się i w innych częściach Karpat. Podkarpacie nazywamy n. p. Nizinę Małopolską lub Pokucie, ale nie pogórze. Dlatego będę używał nazwy: pogórze fliszowe albo beskidowe, lub wreszcie pogórze zachodnio-galicyjskie.

Na zachodzie pogórze jest wązkim; tu na linii Wadowice-Inwałd i t. d. wznoszą się zupełnie bezpośrednio masywne góry do 900 m wysokie, które pozostawiają ledwie wązkie bardzo miejsca

<sup>1</sup> Tietze, Geognost. Verhältnisse der Umgeb. von Krakau, Jahrb. geol. Reichsanst. 1887, XXXVII, 11.

<sup>2</sup> Uhlig, Verhandlg. geol. Reichsanst. 1883, 216; Jahrbuch 1883, 245.

<sup>3</sup> Uhlig, Vhg. g. Reichsanst. 1884, 34.

<sup>4</sup> Uhlig, Jahrb. g. Reichsanst. 1888, 85/88; Bau und Bild l. c. 818—820 (258—270).

<sup>5</sup> Supan, Österreich-Ungarn l. c. 180 nast.

<sup>6</sup> Rehman, Karpaty l. c. 421—431.

<sup>7</sup> Romer, Polska l. c. 26 i nast.



dla pasma pogórskiego, pokrytego tu głęboko zwietrzałością i gliną nawianą. Wielkie przeciwieństwo między nizkiem zupełnie, nie wznoszącym się nad 300 m pogórzem, a masywami górskimi, wznoszącymi się stromo do 900 i 1000 m, jest znamiennem dla typu Beskidów śląskich; ta część pogórza jest mało rozprutą przez doliny, powierzchnia zaś jego jest głęboko zwietrzoną. Typ śląski przechodzi w zachodnio-galicyski na linii tak ostrej, że Szajnocha<sup>1</sup> już przed laty uważał ją za tektoniczną, gdyż z tą orograficzną linią kończy się prawie nagle również petro- jak i stratygraficzny typ fliszu śląskiego. Być może, że linia ta zawdzięcza wybitność swą okoliczności, że właśnie do tego punktu zostało posunięte ku południowi przez erozyę czoło płaszczowiny beskidowej śląskiej. Dalej na wschód pogórze rozszerza się coraz więcej, szczególnie na przestrzeni objętej przez mapę specjalną Wieliczka<sup>2</sup> aż powoli na mapie Bochnia-Czechów<sup>3</sup> zatracą swój typowy zachodnio-galicyski charakter. Zaczynają się tu podnosić grzbiety, co prawda nie wysokie, ale znacznie dłuższe i regularniejsze niż garby we właściwym pogórzach zachodnio-galicyskim. Są to już wypreparowane warstwy piaskowców twardszych, a więc forma przejściowa do typu średnio-galicyskiego, który odznacza się znacznie mniej spokojną powierzchnią, mającą już znamiona gór kratkowatych *en miniature*. Długość typowego pogórza zachodnio-galicyskiego w granicach Skawa-Dunajec (W-E) wynosi 30—35 km, a więc powierzchnia jego wyżynowego poziomu 1200—1300 km<sup>2</sup>.

Powierzchnia pogórza, odznaczającego się na wyżynie daleko idącym zrównaniem, jest już trochę zniszczona: rzecz zrozumiała, jeżeli weźmiemy pod uwagę nieodporność warstw fliszowych. Miękość fliszu pogórskiego jest tak znaczna, że Uhlig<sup>4</sup> tylko przez nią chciał wytłumaczyć wielką różnicę w krajobrazie pogórza i Beskidów. Erozya miała zresztą przy różnicy górnego i dolnego poziomu denudacyjnego (100—200 m) dosyć spadku, by wyrzeć większy wpływ na podłoże. I trzeba przyznać, że szczególnie ruchy masowe (zsuwanie się, obrywanie, usuwanie, splukiwanie) mają

---

<sup>1</sup> Szajnocha. Atlas geologiczny Galicji V, 6 i nast.

<sup>2</sup> Z. 6, C. XXII.

<sup>3</sup> Z. 6, C. XXIII.

<sup>4</sup> Uhlig, V, Jahrb. geol. Reichsanstalt 1888, XXXVIII, 86; Bau u. Bild I. c. 819 (269).

w górach fliszowych doniosły bardzo wpływ na formy powierzchni. Szczególnie w silnie wietrzejących i lekkich warstwach fliszowych spłukiwanie po ulewnych deszczach lub przy tajaniu śniegów działa denudacyjnie na wielkie przestrzenie. Jeszcze wyraźniejszy jest ogromny wpływ, jaki wywierają na krajobraz coroczne powodzie karpackie: zasypują one całe dno doliny grubą warstwą żwiru i szutru; o ich wysokości i sile świadczą wyraźnie powstające dzięki nim liczne i wysokie terasy. Modelująca siła powodzi w Karpatach fliszowych jest bardzo wielką a dla ludu zamieszkującego te okolice bardzo niekorzystną. Rozumie się, że przy takich warunkach pierwotna powierzchnia wyżyny jest już mocno zniszczoną, zniszonym, tem więcej, że wiele czasu przeszło od chwili, gdy ta równina wyżynowa została po raz pierwszy wystawioną na działanie tych sił. Było to, jak zobaczymy, w epoce intermedyterańskiej, a więc jeszcze w miocenie.

Jeżeli zapytamy o charakter tej wyżynowej równiny pogórza, to musimy przedewszystkiem stwierdzić, że jest ona równiną denudacji, nie zaś akumulacji lub warstwowania. Co prawda, jak poniżej jeszcze dokładniej zobaczymy, leżą na wyżynie resztki pokrywy żwirowej i piaskowej, które osadziło tu morze tortońskie, ale równina, o której mowa, nie ma z tymi osadami nic wspólnego. Widocznie powierzchnia, na której osady tortońskie zostały złożone, już wtenczas była prawie równiną. Równina ta nie jest też warstwową, gdyż rzeźba tektoniczna i rzeźba morfologiczna stoją tu wżajem do siebie w zupełnej niezgodności. Równina pogórza ścina prawie poziomo warstwy najróżniejszych horyzontów, często silnie wypiętrzone (por. przekrój Nr 2, tablica II). Stosunki te jasno uwiadcniają już profile, załączone do prac Tietzego, Uhliga i polskich geologów i omówione tamże; szczególnie trafnie i jasno przedstawiają charakter pogórskiej równiny denudacyjnej, mimo przewyższenia, tablice przekrojów w pracy Uhliga<sup>1</sup> z r. 1888. Poziom tej równiny — nazywam go poziomem I, pogórskim lub niższym, — przecina równomiernie warstwy starszego miocenu, hieroglify, łupki menilitowe, piaskowiec ciężkowicki, warstwy z Bonarówki, paleogenowe pstre łupki i iły, wreszcie neokom. Nad wiekiem i genezą tego kadłubu denudacyjnego będziemy mogli zastanowić się wtedy, gdy poznamy morfologię krainy przylegającej od południa.

<sup>1</sup> Uhlig, Jahrbch d. geol. Reichsanst. 1888, XXXVIII, Profil Tafel Nr 1, 2, 4.

## III.

Na południe od pogórza wznosi się stromemi lasistemi zboczami beskidowa kraina górska zachodniej Galicji. Znamiona morfologiczne i geologiczne są tu zupełnie odmienne niż w pogórzu. Tu dopiero można mówić o właściwym górotworze średnim. Widok, jaki roztacza się z jednej z gór, składających tę krainę, na przykład ze stojącego w środku Wk. Lubonia (1023 m) na zachód od Mszany dolnej, jest bardzo pouczający. Widzimy przed sobą cały szereg pojedynczych gór, ciemnych, całkiem zalesionych, wznoszących się stromo i zupełnie odosobnionych, jak wyspy. Sami również stoimy na takiej odosobnionej górze wyspowej. Wszystkie one wznoszą się wysoko nad wspólnym podnóżem, powyżej już bez związku ze sobą. Wszystkie też mają na szczycie niby czapkę — małą równinę szczytową, nieco falistą; dla tego przypuścić nie można, że ona powstała jedynie przez zniesienie wyższej ongi formy szczytowej przez masowe ruchy. (Przekrój poprzeczny w przewyższeniu i nieprzewyższony przedstawia nam tablica przekrojów Nr 3). O grzbiecie, albo o grzebieniu górskim nigdzie tu niema mowy, a to mimo ogromnego spadku wód. Rzut poziomy gór wyspowatych jest zwykle jajkowaty lub eliptyczny; nie jest jeszcze silnie wyszczerbiony przez rynnny potoków. Tylko na południu ogromny trzon Niedźwiedzia, najwyższego szczytu w obrębie naszej krainy górskiej, jest już silnie rozczłonkowany przez normalne strome doliny. Mimo to, po zaokrąglonych grzbietach jego, pokrytych ślicznymi trawnikami lub lasami, można godzinami całymi spacerować wygodnie, wciąż na jednakowej prawie wysokości. Cały trzon Niedźwiedzia tworzy w zarysie kopułę; przekrój od E ku W okazuje następujące koty: 1229 m (Gorz), 1187 m (Przystop), 1100 m (Borsuczyny), 1088 m (Czaszki), 1284 m (Kiczora), 1288 m (Jaworzyna), 1276 m (Kudłów), 1244 m (Mostownica), 1311 m (Niedźwiedź), 1138 m, 1105 m (na W od Łopusznej), 1104 m (Górzec), 1102 m (Obidowiec), 1091 m (Turbaczy), 1027 m (Obidowa), 1040 m (Bukowina). Wynika z tego kształt kopuły o brzegach 1100—1150 m, o szczycie: 1311 m, rozdartej już przez doliny jedynie z powodu swego ogromu.

Jeżeli staniemy na szczycie Niedźwiedzia i spojrzymy ku północy, to będziemy mogli stwierdzić, że szczyty wszystkich gór wyspowych leżą w jednej prawie równinie, w jednym poziomie jednolitym, opadającym dość stromo ku północy. Zakreśliwszy koła, na-

potkamy na szczyty, zbliżone do siebie co do wysokości (por. tabl. I), jakbyśmy zarysowali izohypsy dawnej jakiejś powierzchni reprezentowanej już tylko przez nieliczne równinki szczytowe. Takie łuki spotkają:

1) w odległości mniejwięcej 15 km wysokości około 1050 m: Wk. Luboń (1023 m), Ćwiliń (1060 m), Jasień (1062 m), Modyń (1032 m), Mogilica (1171 m).

2) w oddaleniu około 20—25 km wysokości około 950 m: Zdrzebel (977 m), Luboszcz (967, 949 m), Śnieżnica (1006 m), Łopień (951, 941 m), Cichoń (929 m), Ostra góra (928, 988 m).

3) w oddaleniu 30—35 km wysokości około 750—850 m: Grzbiet Jaworza (763, 793, 730, 734, 767 m z wzniesieniem w środku 909, 888, 921 m), Kamionna góra (805 m, 769 m), Kostrza (730 m), Ciecień (835 m), Łysina (912, 897 m), Kotuń (846, 868 m).

Skoro zestawimy to rozmieszczenie wysokości z istnieniem małych, ale charakterystycznych równinek szczytowych i z przeciwieństwem stromych zboczy, to będziemy mogli uważać za prawdopodobne, że w poziomie szczytów gór beskidowych utrzymała się dawna powierzchnia jakiegoś kraju, już znacznie, choć nie zupełnie zrównanego; dopiero nowsza epoka rozczłonkowania równiny i pogłębienia dolin stworzyła strome zbocza. Tę dawną powierzchnię będę nazywał poziomem beskidowym lub górskim albo wyższym (II). Poziom ten posiada niemały spadek ku północy, różniący się znacznie od spadku poziomu pogórskiego (2—3‰); mianowicie poziom górski spadana przestrzeni 35—40 km o 5—600 m t. zn. ze spadkiem 13—16‰. Nie zgadza się także pochylenie z dojrzałą, nawet zgrzybiałą silnie, formą rekonstruowanej powierzchni II; dlatego też musimy przyjąć, że normalna krzywa spadku w czasach późniejszych została zmodyfikowana przez ruchy górotwórcze. Prawdopodobnym jest, że to klinowate wypiętrzenie Beskidów zrównanych w poziomie II, spowodowało pogłębienie rzek i rozcinanie dawnej równi. Opierając się na istnieniu epoki pogłębienia rzek nie możemy twierdzić, że została ona wywołana przez ruchy górotwórcze; pogłębienie zależy też od innych czynników (opadów), ale przede wszystkim głównie od obniżenia poziomu erozyjnego, a to mogło stać się również dzięki ruchom górotwórczym jakoteż dzięki obniżeniu morza. Ale gdzie, — jak w naszym wypadku, — mamy do czynienia z krzywymi, znajdującymi się dziś w całkiem anormalnych stosunkach, musimy jedynie pociągnąć do odpowiedzialności ruchy skorupy ziemskiej,

podobnie jak geolog mówi z całą pewnością o wypiętrzeniu gór, gdzie znajduje pokłady w anormalnych stosunkach układu.

Góry wyspowe mają strome zbocza dochodzące do 300°/10, to znaczy do 15—20° spadku; z reguły stoki są, jak płaszcz stożka: ani wypukłe, ani wklęsłe; odbijają one od szczytowych równinek falistych (Łopień 951, 941 m, Lubogoszcz 967, 949 m, Cymbałowa 859, 801 m). Rynny potoczków nie werznięły się jeszcze głęboko w stoki gór wyspowych i odwadniają ich powierzchnię we wszystkich kierunkach świata. Tylko z grupy Niedźwiedzia wychodzi szeregi normalnych, głęboko wciętych dolin z zakończeniem typowo dolinnym. Uchodzą tu: ku E Ochotnica do Dunajca (poniżej Tyłmanowej), ku NE Kamienica, łącząca się też z Dunajcem dalej na północ; ku NW do dorzecza Raby Koninka p. ze źródłami Turbacza i Olszowego; ku W Łębiednica, spływająca dalej ku S do Dunajca, podobnie jak Mały i Wielki Łopaniec i Łopaniec. Są to ciche, piękne, niezamieszkałe doliny lesiste, o stromych stokach, wąskimi dniami, ale o regularnym rozwoju spadku.

Zresztą rozwój dolin w całej krainie górzystej jest zgoła osobliwym. Ogólny poziom dna dolinnego wynosi w okolicach źródłowych zaledwie 600 m, spada szybko na 500, a potem wolniej na 350 i 300 m. Dna te są dosyć szerokie, często podmokłe; wzdłuż dna znajdujemy często terasy, to dyluwialne (nad Rabką koło Mszany dolnej, nad Skawą między Jordanowem i Makowem), to aluwialne (nad Tenczyńskim potokiem i nad Kasinką). Rzeki wiją się po dnach, jakie powstały w równej mierze przez erozyję boczną, jak i przez akumulacyję. Wszystko to znamionuje formy dolinne dość dojrzałe. Doliny te są już w odległości 5 km od źródeł podmokłe; mimo to woda nie płynie wolno; podmoknięcie właśnie nie tyle stoi w związku z małym spadem, ile z nieprzepuszczalnością ilów, łupków i nawet piaskowców pierwotnie przepuszczalnych; Paul<sup>1</sup> opisał dokładnie, jak i piaskowiec karpacki zaraz przy zwietrzeniu pokrywa się nieprzepuszczalną, cienką skorupą; ta nieprzepuszczalność i miękkość materiału ułatwia też rozszerzenie dna doliny i proces podmycia; tem dziwniejszem jest, że doliny górskiej krainy wogóle nie mają dolinnych zakończeń.

Wododziały między dolinami nie wznoszą się ponad 600 m, schodzą zaś do 550 m, a to w krainie, gdzie szczyty dochodzą 1100

<sup>1</sup> Paul, Der Wiener Wald, Jahrbch d. geol. Reichsanstalt 1888, XLVIII, 54.

i 1300 m. Takie niskie wododziały dolinne nie są rzadkością, lecz regułą, tak, że wododział raz w raz, to podnosi się bardzo wysoko, to opada znów nisko. Przełęcze te są tak wygodne, że linia kolei transwersalnej przechodzi tu z dorzecza Skawy do Raby i do Dunajca bez tunelu, nawet bez wiaduktu, bez zakrętu lub mostu większego. Z doliny Skawy od Jordanowa tor kolei żelaznej wspina się na wododział (520 m) i opuszcza się do Rabki; dalej biegnie wzdłuż tej rzeki aż do Mszany dolnej w dolinie szerokiej; w dolinie Słomki tor wspina się dość stromo, aby przekroczyć wododział do Kasinki (530 m między Ćwilinem i Lubogoszczem (1060 i 967 m). Za Kasiną Wielką przekracza on wododział do Dunajca na wysokości 600 m między Śnieżnicą (1006 m) i Ciecawem (835 m). Inne znamienne wododziały dolinne znajdują się między pojedynczemi dopływami Raby i Dunajca. Wododział między Rabą Niżną i Tenczyńskim potokiem wznosi się pomiędzy Wk. Luboniem (1023 m) i Zdrzebelem (977 m) do wysokości 624 m; wododział między Kasinką a potokiem Gruszowickim zniża się między Ćwilinem (1060 m) a Śnieżnicą (1006 m) do wysokości 688 m. Podobnie wododział między Łososiną, pod Jurkowem, Czarną rzeką a Słopicami królewskimi dosięga ledwie 695 m, oraz 622 m między Łopieniem (951 m) i Mogilicą (1171 m). Wysokość tych wododziałów zmniejsza się po pierwsze w kierunku od południa ku północy, po drugie w stosunku do wielkości dolin (większej dolinie odpowiadają niższe przełęcze); jednak zmienność tej wysokości wynosi wogóle zaledwie 100 m mniej więcej. Przejścia z krainy omówionej co dopiero ku S podnoszą się do 700 m, ku N opuszczają się do 400—500 m. Wododział ku równinie nowotarskiej przechodzi przez ogromne wrota, dzielące Beskidy północne od kotlin orawsko-nowotarskich między wielkim, otyłym masywem Babiej Góry na zachodzie, a szerokim kadłubem Niedźwiedzia, ostatniego szczytu północno-pienińskiego grzbietu piaskowcowego wysuniętego ku zachodowi. Wielkie te wrota składają się z kilku bardzo niskich przełęczy i są ostro i szczerze ograniczone ku Zachodowi przez stoki Policy (1367 m), ku wschodowi przez Obidową (1027 m), a długość ich wynosi 25 km. Dwie wschodnie przełęcze, położone blisko siebie, są oddzielone od zachodniej grzbietem na 940 m wysokim. Schodząc po stromem zbocz Policy, znajdujemy się na wysokości 760 m na płycie, tworzącej wododział między Zubrzycą i Sidziną; na mapie specjalnej znajdujemy tu koty 757, 776, 769. Pierwotnie wododział nie schodził, zdaje się, poniżej

780 m; dzisiejsze nizkie punkty są wynikiem wstecznej erozyi, która w dolinie Sidziny działa jeszcze silnie. Dalej na wschód wododział między Wsiowym potokiem i źródłami Czarnej Orawy zniża się do Beskidu, gdzie prowadzi gościniec z Orawy do Galicyi, na 729, 727 i 703 m. Potem podnosi się wododział w Łysej górze do 805 m, w Żelaznicy do 913 m, aby spuścić się znowu do dwóch wschodnich przełęczy a) wrót Pieniążkowickich (705, 717, 712 m) i b) wrót Sieniawy (710 m) rozdzielonych przez Jasilówkę (818 m).

Po południowej stronie tego obniżenia wododziału między Policą a Niedźwiedziem, stok opuszcza się szybko do nizin naddunajskich i orawskich. Doliny w krainie górskiej są otwarte przez te przełęcze ku południowi. O znaczeniu tego faktu pomówimy jeszcze niżej (por. str. 32). Ku północy od tych przełęczy zaczynają się: po pierwsze dzisiejsze rzeki, spuszczone szybko na 500 i 400 m, a po drugie terasy, które ze słabym spadkiem biegną wzdłuż wszystkich dolin, łączą ze sobą wszystkie przełęcze dolinne i izolują w ten sposób góry wyspowe, otaczając je dokoła (por. tablicę przekrojów Nr 1 i mapę). Terasy, położone wysoko nad dolinami, odbijają więc wyraźnie swemi szerokimi i charakterystycznymi formami od stoków gór; idąc naprzykład z Zarytego (440 m) ku Wielkiemu Lubieniowi najprzód wspinamy się stromo około kwadransa po zboczach doliny, potem wstępujemy (przy 530 m) na terasę około 1½ km szeroką, podnoszącą się zwolna do 560—570 m; dopiero w tej wysokości zaczynają podnosić się, strome lesiste zbocza góry wyspowej. Wszystkie te terasy, podobnie jak omówiona właśnie terasa koło Zarytego, nie stanowią listw warstwowych wywołanych przez warstwę twardą; możemy stwierdzić w korytach wszystkich małych potoczków, przerzynających terasę, że ta ostatnia ścina silnie wypiętrzone miękkie warstwy czerwonych, zielonych i szarych łupków oraz cienkiego, kruchego piaskowca. Te wyraźnie rzeczne terasy znajdują się we wszystkich dolinach krainy górskiej: na ich dokładne zdjęcie barometryczne brakło mi czasu wobec wielu innych oczekujących mnie zadań. Terasy są formą w przyrodzie tak widoczną i znamioną, że i na mapie specjalnej znajdujemy liczne koty, uwidoczniające całkiem jasno spadek ich ku północy; ale w niektórych wypadkach, jeżeli terasy już silniej są zniszczone, koty znikają, choć w przyrodzie wysokość pierwotna daje się jeszcze stwierdzić na podstawie słabych resztek. Terasa Raby ma przy Chabówce 630—590 m na prawym, a 600—550 m na lewym brzegu; poniżej

przy Rabce i Zarytem 607, 567, 574, 591 m, a pod Rabką Niżną po prawej stronie: 526, 529, 519, 489 m, po lewej: 533, 523 m; dalej w dół po prawej: 503, 476, 444, 450, 432 m; terasa po lewej stronie jest pod Zdrzebelem silnie zniszczona; poniżej Lubienia znajdujemy i tutaj na terasie koty, mianowicie 446, 441 m. Resztki teras znajdują się tu powyżej Pcima, szczególnie w zboczach Stróżej góry, nad Proskówką, oraz na przeciwnych stokach Plebańskiej góry na 400 m; podobne małe resztki teras znajdujemy jeszcze w zboczach Dalinu (513 m), już poniżej 400 m; widocznie terasy te łączyły się ongiś w okolicy Myślenic z poziomem pogórskim, leżącym tu na wysokości 380 m. Terasy podchodzą też w boczne doliny, na przykład w dolinę potoku Tenczyńskiego, uchodzącego pod Lubieniem do Raby; w zachodniej dolnej części podnoszą się małe terasy do 446, 460, 503, 492, 544, 580 i 591 m (postępując ku górze); we wschodniej części górnej mamy terasy na 574, 565, 595, 589, 583 itd., bliżej wododziału 610 m (pomiar barometryczny), a przełęcz sama leży na 634 m. Z tego wynika, że terasy wprawdzie nie są utrzymane ściśle w pierwotnym stanie, (zobaczymy, że pochodzą z epoki trzeciorzędu), ale dają się jeszcze ująć w system. Spadek terasy Raby wynosi około 5‰, odpowiada więc już dojrzałym formom dolinnym. Rekonstrukcja dna starego każe przypuszczać, że było ono przeciętnie 2—3 km szerokie (por. tablicę przekrojów Nr 1 i mapę).

Terasy, związane ściśle z dolinami, musiały powstać w czasie, nim rzeki pogłębiły koryta do dna dzisiejszego, oraz po wypiętrzeniu poziomu II-go wyższego. Rzeki wcięły wtenczas między górami wyspami doliny 300—500 m głębokie. Potem nastąpił okres erozyi bocznej, rozszerzającej dna dolin, podmywającej stoki gór; poziom erozyjny więc w tym czasie musiał być stały i zgadzał się z poziomem prawierówniny pogórskiej, na który zbiegają terasy. Dopiero późniejsze obniżenie poziomu erozyjnego zmuszało rzeki do przecięcia szerokich den i do pogłębienia dzisiejszych koryt.

W czterech liniach, a mianowicie: wzdłuż Skawy, Raby, koło Skrzydłnej i Kasiny Wielkiej oraz wzdłuż Dunajca udało się stwierdzić przynależność teras krainy górskiej do poziomu I-go pogórskiego; obie formy przedstawiają jednolity poziom I, sięgający przez całe góry fliszowe zachodniej Galicyi w szerokości 50 km. Leży on na południu w wysokości 700 m, w okolicy Mszany 520—500 m, koło Myślenic 400 m, a na północnym brzegu pogórza, koło Wie-



liczki 350 m. Zdaje się, że pierwotnie cały ten poziom był dziełem erozyi rzecznej; w obrębie pogórza został zapewne później silnie przeobrażony. Że terasy tutejsze są pochodzenia rzecznego wynika już wprawdzie z natury rzeczy; nadto przecie udało się tu znaleźć otoczaki rzeczne, choć nie w okolicy Raby, mianowicie nad Dunajcem.

Podnosząc się z kotliny sądeckiej, zasypanej dyluwialniami i aluwialniami żwirami Dunajca i Popradu, po stokach zachodnich znajdujemy się zaraz na ogromnej płycie-terasie, położonej na 460/50 m na północy a do 550 m na południu. Ta wielka terasa odbija wyraźnie od ostatnich, na wschód wysuniętych gór wyspowych (Cichoń 929 m, Ostra góra 928 m, Ostrowaniec 807 m, Modyń 1032 m, Jasińczek 866 m); a także od gór położonych na południu, t. j. od dalszego ciągu Niedźwiedzia-Lubonia (Suchy gron 945 m, Skałki 1168 m, Prehyba 1195 m). Forma płytowa terasy jest wyraźną, choć dzisiaj już popsutą, odpowiada zaś ona zupełnie podobnym terasowym formom, występującym na zachód od Starego Sącza (w 457, 453, 456, 465, 453, 461, 487, 499, 491 itd.), a nawet na wschód od Popradu (491, 490, 499 m). Na północ terasa jest ograniczoną przez grzbiet Chełm-Jaworza (793, 921, 888, 909 m i t. d.); jest to pierwszy grzbiet z twardego piaskowca magórskiego<sup>1</sup> w y-pre-pa-ro-wa-n-y w sposób dla Beskidu wschodniego tak znamienny. Na południe od tego grzbietu terasa nasza łączy się niskimi przełęczami (580 i 560 m) z terasami zachodniego obszaru, tworzącymi szerokie równie w okolicy Łopnic (546, 548, 576, 594 m). Tu mamy jeden punkt, który dowodzi związku i równowiekowości terasy sądeckiej i teras poziomu niższego; drugi taki punkt znajdujemy koło Czchowa wzdłuż Dunajca, gdzie terasy przechodzą w poziom podgórski.

Na tej terasie dunajecko-popradzkiej, powstałej w czasie wytworzenia poziomu niższego i przy tem samym położeniu poziomu erozyjnego, znalazłem na Łazym wierchu na wysokości 450 m jeszcze całkiem typowe otoczaki Dunajcowe. Były to granity, kwarcyty i czerwone permskie piaskowce, arkozy i t. p., dobrze otoczone, najczęściej wielkości 5—10 cm; są one wprawdzie rozrzucone rzadko, przecież na zbyt wielkiej przestrzeni i nadto licznie, by mogły dostać się tu, na górę przypadkowo. Otoczaki te dowodzą jasno, że

---

<sup>1</sup> Uhlig, V., Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1889, XXXVIII, 174.

wielką terasę wytworzyły wody rzeczne tatrzańskie, a zarazem że i inne terasy równego wieku są rzeczne pochodzenia. Czas, w którym powstały one, wyprzedził znacznie dyluwium, gdyż najwyższe terasy dyluwialne w dolinie Dunajca nie wznoszą się ponad poziom doliny wyżej nad 30—40 m, otoczaki zaś na terasie Łazy leżą na 180 m ponad Dunajcem. Najładniejszą odkrywkę takiej dyluwialnej terasy mamy koło Jazowska, na połowie drogi między Starym Sączem i Łąckiem, gdzie widzimy terasę na wysokości 525 m nad poziomem rzeki z pięknego grubego żwiru Dunajcowego pokrytą gliną; jest to, zdaje się, ta sama terasa, której szczątki znajdujemy koło Łącka; tę samą też terasę w stanie mniej zniszczonym (40 m) spotykamy nad Dunajcem koło Tylmanowej.

Fakt, że Dunajec płynął ongi o 200 m wyżej od dna dzisiejszego, tłumaczy nam jeszcze inne szczegóły morfologiczne biegu jego. Na północ od Zbyszyc, poniżej Nowego Sącza, Dunajec opuszcza kotlinę sądecką i poczyną płynąć między górami, tworząc tu kilka wspaniałych zakrętów lub meandrów, otoczonych bardzo stromymi zboczami, a zajmujących prawie zupełnie całe dno doliny stosunkowo wąskiej. Zaczynają się one już przy stacji Marcinkowice, odkąd wielka serpentyna kształtu S ciągnie się aż do Siennej. Znacznie ładniejsze są zakręty, jakie spotykamy począwszy od Załęża. Przy ujściu Bartkowej Dunajec zwraca się pod kątem ostrym ku zachodowi, podmywając stoki prawe, północne, tak silnie, że nawet polnej drogi nie można tu przeprowadzić; po 1½ km dalej rzeka obija się o przeciwległy brzeg, musi zakręcić ku N aż nareszcie uderza o górę zamkową Roźnowa. Pod górą tą zakręt Dunajca tworzy prawie całkiem zamkniętą elipsę; szyja, dzieląca zachodnią część tego zakrętu od wschodniej, jest zaledwie na 300 m szeroka i już znacznie obniżona. Dziś już można przewidzieć przyszłość góry zamkowej Roźnowa: przez podmycie zostanie ona odcięta od góry kościelnej i stanie się górą meandrową.<sup>1</sup> Dalej robi Dunajec jeszcze zakręty koło Gierowej i Tropia, aż do swego wielkiego lejkowatego ujścia przy Czchowie. Część meandrowa doliny Dunajca jest tak niedostępna, że omijają ją wszystkie gościńce; np. gościniec prowadzący ze Czchowa do Nowego Sącza, który od Tropia zwraca się do doliny Łososiny, aby dopiero przez wyżyny koło Jakubowic (481 m)

---

<sup>1</sup> Cut-off proces będzie więc dokończonym; por. Davis, *Physical Geography*, 254.

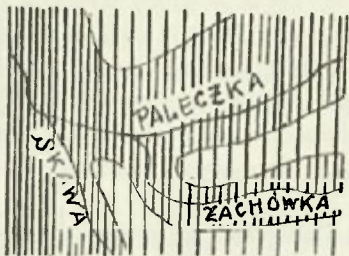
dostać się znowu do Dunajca; lub też gościniec z Tarnowa do Nowego Sącza, który koło Zakliczyna (224 m) podnosi się na wyżynę pogórską (367 m), aby dopiero koło Załęża dostać się znów do doliny Dunajca. Gościniec ostatni na południe od Zbyszyc musi nawet wdrzeć się na górę Dąbrowską, gdyż obejście jej wzdłuż Dunajca jest zbyt trudne. Dolina Dunajca między Nowym Sączem a Czchovem jest typową doliną meandrową wgłębną; typ ten jest podobny do pewnej części doliny Mozeli lub Renu, z tą tylko różnicą, że we fliszu formy nie są tak dobrze zachowane. Możemy jednak w licznych odkrywkach stwierdzić, że ukośnie ułożone warstwy piaskowców i łupków paleoگوںskich ścięte są przez równinę wyżynową, którą np. tak dobrze widać z kościelnej góry Rożnowskiej. Rozwój meandrów jest, jak wiemy, sposobem przystosowania się zbyt silnej rzeki do słabego spadku. Równina zaś małego spadku, po której rozwinęły się meandry, która, jak widzimy, ścina warstwy, nie jest niczem innym, jak poziomem pogórskim, sięgającym w okolicy Dunajca dalej w głąb gór.

Poziom pogórski wyżynowy nad Dunajcem, nie przerwany górami wyspowemi, zachodzi głęboko ku południowi aż ku Staremu Sączowi; tylko Kamionna góra (805 m), Opraszka (661 m) i Kobyla (613 m), a dalej, na południu, Jaworz-Chełm zwężają język tego poziomu, sięgającego wzdłuż Dunajca ku południowi. Wysokość tego poziomu w okolicy meandrów wynosi 430—450 m; jedynie w okolicy Czchowa wznosi się grzbiet Spilówki (516 m) i Mohulca (470 m, 488 m, 483 m); powodem tego wzniesienia się poziomu jest, prawdopodobnie, odporniejszy, bo krzemienisty piaskowiec, z którego on się składa.<sup>1</sup> Ku południowi poziom podnosi się zwolna, jak wskazuje następujący profil N—S: na lewym brzegu Dunajca: 432, 429, 414, 417, 424, 459, 480, 493, 492, 497 m, na prawym: 409, 431, 419, 453, 472 m. Kadłub pogórski zrasta się tu na szerokiej linii w poziomie pogórskim z wielką równiną naddunajcową, która dalej na południu zlewa się z terasą sądecką. Nad Białką ten poziom pogórski w szerokim rozwoju dochodzi aż po Grybów, Gorlice i Biecz; wznoszą się tu już jednak podłużne grzbiety Kokocza (400—441 m) i wyższej południowej Brzanki (450—538 m). Dalej na południu te podłużne grzebienie są jeszcze wyższe i bardziej strome; przecho-  
dzą one zwolna w krainę gór kratkowatych okolicy Krosna i Sanoka.

---

<sup>1</sup> Uhlig, V., Jahrb. geolog. Reichsanst. 1888, XXXVIII, 146, 148.

Meandry Dunajca są jedyne na całym pogórzcu i w górskim pasmie beskidowem aż po Skawę; pochodzi to stąd, że źródła Dunajca leżą dalej na południe, niż źródła innych rzek sąsiednich, jest więc rzeką największą, nadto wzdłuż Dunajca równina pogórska zachodzi dalej w głąb gór, niż gdzieindziej, dzięki czemu miała miejsce rozwinąć meandry. Zato rzeki zachodnich Beskidów wogóle, m. i. Raba i Skawa, wykazują w krainie górskiej, podobnie jak na pogórzcu, zupełną niezawisłość od struktury, przebiegu i spadku warstw; zależność taką można odkryć jedynie w bardzo nielicznych wypadkach: np. w przebiegu Paleczki i Zachówki, które rozwinęły się w warstwach hieroglifowych



Rys. 2.

(wązko-kreskowane: warstwy hieroglifowe, szeroko-kreskowane: piaskowiec magórski).

już dla teras poziomu I; sieć wodna przeto musiała rozwinąć się pierwotnie na poziomie zrównanym i wyższym od poziomu I; jest nim jak wiemy poziom II.

Zestawmy pokrótce dotychczasowe wyniki, do jakich doszliśmy w kwestyi rozwoju zachodnio-galicijskich gór fliszowych. W Karpatach leżących między Skawą i Białką, których pofałdowanie i przesunięcie nastąpiło przedewszystkiem w czasie między oligocenem i miocenem, ale po części jeszcze i po osadzeniu miocenu starszego z Wieliczki miało miejsce, wnet po wypiętrzeniu nastąpiło zrównanie krajobrazu, wytworzenie poziomu II (w jaki sposób nie wiemy, prawdopodobnie przez boczną erozyję rzek). Po pagórkowatej, prawie równej powierzchni spływały rzeki po dawnym pochyleniu, zależne od ogólnego kierunku północnego, ku Prawiśle. W poszczególnych punktach bieg tych rzek był nieregularny, często wi-

i omijają twarde piaskowce. Podobnie Tietze<sup>1</sup> spostrzegł, że Trzebinia i Bysinka płyną w miękkich warstwach; ale są to tylko wyjątki bez większego znaczenia. Wogóle brak tu zarówno podłużnych jak i poprzecznych dolin, doliny przewijają się w nieskończonych zakrętach przez krainę górską, między górami wyspowemi, zmieniając co chwila kierunek. Ta niepewność kierunku jest znamioną

<sup>1</sup> Tietze, 1. c. Jahrb. geol. Reichsanst. 1887, XXXVII, 355.

jący się. Ta prawierównina została wypiętrzoną i postawiona ukośnie, gdyż podniesienie na południu było silniejsze, aniżeli na północy. Intensywność i wysokość wypiętrzenia możemy oznaczyć w przybliżeniu; w poziomie II-gim mamy bowiem jeszcze resztki dawnej powierzchni, a w I-ym poziomie mamy powierzchnię zbliżoną do dolnego poziomu erozyjnego; czego dowodem jest dojrzewanie krajobrazu. Wypiętrzenie poziomu II wynosi tyle, ile różnica między poziomami II i I, a więc na południu 600 m, na północy, gdzie obydwie poziomy schodzą się, 0 m. Przez to powstał spadek 20‰. Widocznie chodzi tu o ruchy lądowe, bo normalna krzywa poziomu II została postawioną ukośnie; był to ruch *en bloc*, gdyż równina II nie została pogięta lub połamana, lecz utrzymała się w formach powierzchni gór wyspowych. Wrzynające się tu rzeki dzięki równej odporności, albo lepiej powiedziawszy »nieodporności« warstw poszczególnych mogły utrzymać niepewny kierunek i konsekwentny układ swojej sieci wodnej; nie były zaś zmuszone dostosować się do struktury i twardości warstw, przez co stałyby się subsekwentnymi. Przeciwnie, utrzymały się one przy charakterze sieci wodnej nizinnej, który przybrały były na poziomie II, nawet podczas pogłębienia. Z czasem, gdy rzeki dostosowały się do poziomu erozyjnego, Dunajec zrównał wielką terasę sądecką, na której znajdujemy dziś w wielkiej wysokości 180 m nad rzeką żwiry jego. Inne rzeki również wytworzyły szerokie dna dolinne (dzisiejsze terasy); wododziały między dolinami zostały zniesione, resztki zaś poziomu II dzięki podmywaniu ze wszech stron przez rzeki zmniejszały się coraz więcej, aż ostatecznie przemieniły się w góry wyspowe, które utrzymały się przy stokach stromych, gdyż w górach fliszowych stoki wprawdzie łatwo ulegają złagodzeniu, ale też podmycie ich jest łatwe. Zachodzi tu pytanie, czy może góry wyspowe dlatego pozostały niezniszone, że składają się z twardszego materiału? Przypuszczenie to popierają mapy geologiczne Szajnoch, który oznaczył omawiane góry jako wyspy twardego oligoceńskiego piaskowca magórskiego, otoczone głęboko wypłukanymi łałami czerwonymi i kruchymi piaskowcami eoceńskimi; nadto za hipotezę tą przemawia fakt, że dalej na wschód istotnie masy piaskowca magórskiego są regularnie wypreparowane, ten zaś piaskowiec od dawien dawna uważany bywa za jeden z najtwardszych piaskowców karpaccich; do tej właśnie różnicy chciał Uhlig sprowadzić różnicę w upostaciowaniu powierzchni krainy pogórskiej i górskiej. Atoli takie tłumaczenie gór wyspowych

jako monadnock<sup>1</sup> nie jest, zdaje się, słuszne, gdyż profile geologiczne, które poprowadziłem przez Niedźwiedź na południu, Wk. Lubień pośrodku i Kotuń na północy krainy górskiej, wykazały, że nasze góry wyspowe składają się z tych samych miękkich i kruchych piaskowców, pstrych czerwonych i szarych iłów oraz łupków, co i terasy. Jeżeli wogóle kompleks ten ma być wydzielony jako piaskowiec magórski (należy tu bowiem podkład pstrych łupków), to jest on przynajmniej tak samo nieodporny względem zwietrzenia i denudacji, jak i warstwy, w których są wcięte terasy i dzisiejsze koryta. Zdaje się wogóle, że kompleks magórski, twarde na wschodzie, staje się coraz bardziej miękki ku zachodowi, aż wreszcie na Śląsku zastępuje go w zadaniu tworzenia wyniosłości piaskowiec godulski. Paul, który spostrzegł brak grzbietów w okolicy Rabki,<sup>2</sup> tłumaczył sobie to zjawisko ogromnie zmiennym charakterem petrograficznym, nie przytoczył jednak ani w tekście ani na mapie dowodów na poparcie tego twierdzenia. Sądzę, że najstosowniej będzie uważać góry wyspowe za nie całkiem splukane resztki dawnego poziomu II; mają one genetyczne podobieństwo do resztek denudacyjnych przed progiem wyżyny, dawniej dalej sięgającej, a przez denudację w tył posuniętej (świadców, mesa<sup>3</sup>), dlatego też nazywam je tylko górami wyspowymi (Inselberge, Island Mountains).

Poziom niższy został również wypiętrzony, gdyż i jego spadek w krainie górskiej (wysokość terasów na południu wynosi 700 m, na północy zaś 400 m, a więc spadek 300 m na 30 km, tj. 10‰) nie odpowiada dojrzałym formom teras. Rozumi się, że to wypiętrzenie powiększyło równocześnie spadek poziomu II; w ten sposób tłumaczy się dzisiejszy silny jego spadek 30‰ (1300—400 m na 30 km). W podnoszącą się fliszową krainę górską wgłębiły się na nowo doliny i rozcięły stare dno, pozostawiając resztki w formie teras po obu brzegach. Meandry Dunajca zostały teraz również wgłębione. Dziwny tylko pozostaje fakt, że terasy te nie mają na południowej granicy, podobnie jak dzisiejsze rzeki, zakończeń dolinnych, lecz otwierają się już omówionym (str. 20) wielkim wyłomem między Policą a Niedźwiedziem ku kotlinie nowotarsko-oraw-

<sup>1</sup> Davis W. M., *Physikal Geography* 1898, 190.

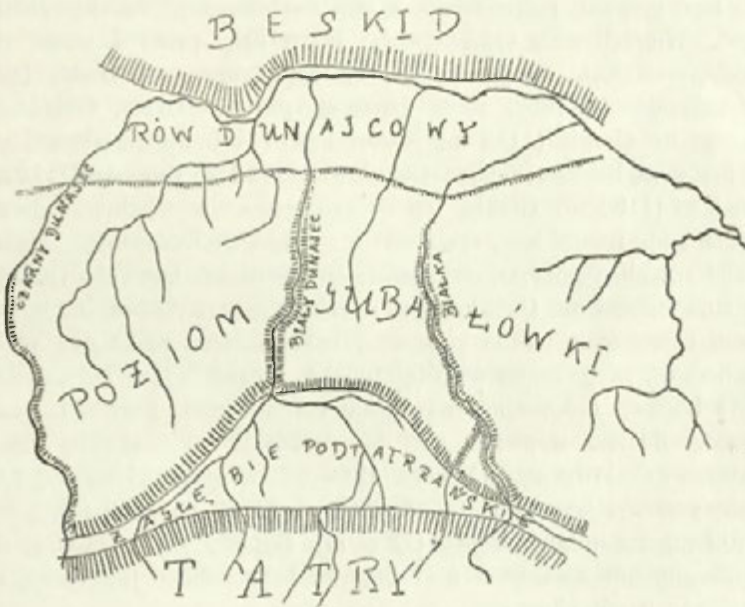
<sup>2</sup> Paul K. M., *Verhandlg d. geolog. Reichsanst.* 1885, 254.

<sup>3</sup> Davis I. c. 151.

skiej. Tu leży punkt powiązania historii Karpat fliszowych z rozwojem krainy kotlinowatej, otaczającej Tatry.

## IV.

Kotlina Nowotarsko-Orawska (por. tablicę przekrojów Nr 1 i rys. 3), położona u północnego podnóża Tatr, wypełniona jest warstwami eocenijskimi, które na samym brzegu Tatr podnoszą się stromo w górę. Można tu naocznie stwierdzić, jak eocen za pomocą fleksury opuszcza się do leżących poziomo prawie warstw okolicy Poronina i Białego Dunajca, odkrytych doskonale w dolinie Dunajca,



Rys. 3.

szczególnie zaś w jego korycie. W pobliżu skalic eocen ten, znów nieregularnie wypiętrzony, stoi czasam pionowo. Z tego materiału zbudowane jest pogórze, zajmujące przeważną część kotliny, a podnoszące się na południowym brzegu do 1200—1300 m; wzniesienia te, łączące się na wschodzie z Magórą Spiską, na zachodzie zaś z górami orawskimi, są od Tatr oddzielone podłużnym zagłębie-

niem, w którym leży Zakopane; widziane z tego punktu wzniesienia te robią wrażenie pasma górskiego, 300 do 400 m względnej wysokości. Ten brzeg nazwę podług Rehmana<sup>1</sup> grzbietem Gubałowskim. Poszczególne szczyty, łączące się w grzbiet Gubałowski, są to: w Magórze Spiskiej: Spadzik (1089 m), Śwałowa (1063 m), Okruhla (1106 m), Smreczyna (1159 m), Bukowina (1176 m), Harb (1157 m, 1134 m), Średny (1161 m), Zdjarski (1178 m), Prechrestye (1199 m) Palenica (1123 m), Zdjarska Jaworina (1211 m), Średnica vrch (1134 m), Prislop (1216 m), Pepisko (1267 m), Sucha (1139 m), Smesny (1027 m). Z tego zestawienia widzimy, że względne różnice wysokości nie są wielkie; fakt ten jest tem więcej znamieny, że nie znajdujemy tu przełęczy niższych. Cały grzbiet, aż do Białej nierozczłonkowany, ma powierzchnię zlekka falistą, pokrytą lasami. Od tego grzbietu powierzchnia spada zwolna na północ ku Dunajcowi. Wierzchowina spiska tworzy jakby próg przed Tatrami, oddzielony od nich pogłębieniem, w którym płynie potok Biały. Dalej na zachodzie stosunki te są bardziej typowe. Grzbiet Gubałowski tworzą tu: Cyrhla (1158 m), Pogorzelsko (1105 m), na zachód zaś od przełomu Białego Dunajca: Gubałówka (1123 m), Butonów (1112 m), Palenica (1198 m). Grzbiet ten stromo opada ku południowi do zagłębienia podtatrzańskiego, mającego tu, w okolicy Zakopanego, kształt małej równiny, pokrytej szutrą i żwirowiskami fluwioacyalnymi; tu stok wzniesienia Gubałowskiego przybiera najwyraźniejszą stosunkowo fizyognomię pasma górskiego; charakter ten znika zwolna ku zachodowi, gdzie zagłębienie podtatrzańskie, biegnąc przez Murzasichle, Huty Borowe i Malatinę, zwęża się coraz więcej, przyczem wciąż jeszcze oddziela wapienne góry prosecańskie od orawskiej połaci grzbietu gubałowskiego (Magóra 1230 m, Skorosina 1311 m, najwyższy szczyt tego grzbietu), Jaworkowa (1199 m, 1140 m), Mochi (1202 m), ostatecznie Kopec (1253 m). Dopiero około Malatiny zagłębienie zupełnie zanika — góry fliszowe bezpośrednio przytykają do wapiennych gór Chocza.

Zagłębienie podtatrzańskie, m. i. ważne pod względem antropogeograficznym i komunikacyjnym, sprowadza się do szybkiej denudacji miękkich warstw, ciemnych nieprzepuszczalnych a kruchych łupków, które znalazłem na całej przestrzeni od Kościeliska do Zakopanego, a które geolodzy wiedzący (w odniesieniu do Orawy)

---

<sup>1</sup> Rehman, Karpaty I. c. 64—65.



nazwali i oznaczyli na kartach jako łupki z amphisylen. W warstwach tych, podatnych na zniszczenie, rozwinęła się u stóp Tatr subsekwentna sieć odwodnienia, zbierająca wszystkie wody z Tatr w kilka ramion, które potem w wyraźnie denudacyjnych przełomach przecinają pogórze Gubałowskie kotliny Nowotarskiej. Przełomy te nie są wąwozami; stoki ich są 200—300 m wysokie i, odpowiednio do odporności warstw, nie strome. Zanim zagłębienie podtatrzańskie zostało wypłukane, płynęły rzeki na znacznie większej wysokości. Jeżeli wejdziemy na jakikolwiek szczyt grzbietu Gubałowskiego, to zobaczymy, że tak zwany grzbiet nie jest niczem innym, jak progiem wielkiej płyty prawierównej, z lekka pociętej przez dolinki i opadającej powoli ku północy ze spadkiem 20‰, progiem podobnym pod tym względem do progu wyżyny centralno-francuskiej, przedstawiającej się od zagłębienia Rodanu jako górotwór zwany Cevennes. Jedynie wielkie rzeki rozdarły jednolity zresztą poziom, który nazwiemy poziomem Gubałowskim, na kilka oddzielnych wyżyn. Warstwice poziomu Gubałowskiego przebiegają mniej więcej w kierunku W—E, a sam on obniża się od 1100 m na brzegu południowym, do 700 m na brzegu północnym. Warstwica 900 m biegnie od Witanowa (Twardoszyn E) przez Chochołów, Skrzypne, Leśnicę, Białkę, Górny Łapsz do Kavčina. Na północ od tej linii wszystkie wzniesienia pozostają poniżej 900 m; a jeszcze dalej ku N nawet wzniesienia 800 m są przywiązane do skalic, wypreparowanych z piaskowców eogeńskich i kredowych, tu jednak nie tak znamienitych dla krajobrazu, jak gdzieindziej.

Na północ od linii skalic cały poziom Gubałowski urywa się małym progiem ku zagłębieniu Dunajca, który jest trzecim typem w morfologii kotliny Nowotarskiej. Jest to zagłębienie płytkie, 3—5 km szerokie, a przedstawia tylko wschodni język wielkiego zagłębienia Orawskiego. Dunajec, płynący pod Nowym Targiem na wysokości 580 m, opuszcza kotlinę pod Czorsztynem w wysokości 500 m. Zagłębienie Dunajcowe, jakie na północy ograniczają stoki Niedźwiedzia, na południu zaś skałki, głęboko zasypują żwirami lodowcowe; wzniesienia i terasy pokryte są gliną nawianą. W zagłębieniu rzeki często dzielą się, obejmując wyspy, i płyną wolno. W szutrach zbiera się wielka ilość wody gruntowej i powoduje wielkie moczary, zwykle zalesione (Bory). Największe bory znajdują się na południe od Harklowej i Łopusznej (Bór harkłowski) i na południe od Nowego Targu i Długopola. Wspaniały, ciągnący się na przestrzeni przeszło 100 km<sup>2</sup>

bór znajduje się na głównym wododziale europejskim między Piekielnikami i Chochołowem; opisał go Rehman<sup>1</sup>.

Odwodnienie kotliny Nowotarskiej posiada cały szereg interesujących właściwości. Jak widzieliśmy, wody tatrzańskie zbierają się w zagłębieniu podtatrzańskim w kilka większych żył. (W orawskiej części tego zagłębienia panują zupełnie odmienne stosunki: tam właśnie mają swe źródła rzeczki, które pojedynczo, nie łącząc się ze sobą, przełamują całe pasmo gór Proseczańskich<sup>2</sup>). Rzeki powstałe w ten sposób przebijają przełomami danudacyjnymi płytę Gubałowską. Ongiś płynęły one po poziomie Gubałowskim całkiem konsekwentnie ku północy, przełomy zaś wytworzyły dopiero po obniżeniu źródłowych okolic nieodpornych. Tymczasem musiał powstać na grzbiecie Gubałowskim wododział drugorzędny, z którego kilka niewielkich potoków spływa dziś jeszcze po płycie poziomu Gubałowskiego w kierunku równoległym do rzek przełomowych. Potoki te nie mogą już, jak owe rzeki, silnie pogłębiać, gdyż całe zlewisko źródłowe, położone ongi w Tatrach zostało dla nich odcięte.

Wszystkie te wody, zbiegające do zagłębienia Dunajca, zbaczają tu nagle z dotychczasowego kierunku N pod kątem prostym ku E, a nawet ku SE, aby wtargnąć pod Czorsztynem przez skalice w przełom Dunajca, znany pod mianem Pienin. Znamiennem jest, że zbieżenie rzek tatrzańskich ma miejsce tam właśnie, gdzie, jak już wiemy, wrota, stanowiące przełęcz dolinne pieniażkowieckie i sieniawskie, prowadzą tylko na 700 m ku północy. Z dzisiejszego dna zagłębienia Dunajcowego trzeba się podnieść o 100—120 m aż do tych wrót; ale trochę na południe dziś nawet rzeki płyną w wysokości nie wiele różniącej się od wysokości przełęczy. Czarny Dunajec płynie już trochę powyżej Długopola w wysokości 637 m; jego terasy koło Czarnego Dunajca podnoszą się do 700 m, a wrota Pieniażkowic mają zaledwie 705, 717, 712 m. Terasy Białego Dunajca dosięgają już powyżej Nowego Targu 615, a koło Szaflar 700 m. Ale w dyluwium zagłębienie Dunajcowe miało już wygląd dzisiejszy, odzwierciadlający się w rozmieszczeniu teras fluwioglacjalnych. Wiemy jednak, że wody tatrzańskie w trzeciorzędzie płynęły znacznie wyżej niż dziś. Żwiry ich pod Sączem znajdują się 180 m ponad dzisiejszą rzeką. Te też wody stworzyły, t. j. zrównały

---

<sup>1</sup> Rehman A., Karpaty I. c. 68—77.

<sup>2</sup> Por. niżej.

poziom Gubałówki, przedstawiający się jako równia denudacyjna, która ścina z początku na południu warstwy stromo pochylone ku N, dalej poziomo ułożone, wreszcie, w okolicy skalicy, stromo wypiętrzone



Ryc. 4.

(można to dokładnie stwierdzić w korycie Dunajca pod Szaflarami); ta jednolita równia spada ku N z 20‰. Rekonstrukcja poziomu Gubałowskiego przez zagłębienie Dunajcowe (por. tablicę przekrojów Nr 1), mianowicie jego normalnej południowej części, wykazuje, że poziom ten zgadza się zupełnie z wysokością przełęczy Sieniawskiej i Pieniążkowieckiej; to samo stwierdzić można naocznie, stojąc np. na skalicy Zdjar (773 m) koło Maruszyny: poziom Gubałowski z wolna zniża się właśnie do wysokości tych przełęczy. I dlatego jest prawie pewnym, że ongiś, w czasie wytworzenia poziomu Gubałowskiego, obydwie Dunajce spływały (Czarny przez wrota Pieniążkowiec, Biały — Sieniawy) do krainy górskiej i wytworzyły tam właśnie terasy omówione już powyżej obszernie. Wtenczas jedynie Białka płynęła jako Pra-Dunajec przez Pieniny do kotliny sądeckiej, tworząc tu, za pomocą Popradu, wielką terasę sądecką, a poniżej serpentyny później wgłębione. Dopiero później kierunek zarówno Czarnego, jak i Białego Dunajca uległ zboczeniu ku Białce; wtedy to wrota Pieniążkowieckie i Sieniawskie przemieniły się z *watergape*,<sup>1</sup> w *windgape*; wtedy też powstało ostre kolano obu Dunajców.

Co mogło być powodem tego zboczenia? Wskazówkę do rozwiązania tego pytania podaje fakt, że spadek poziomu Gubałowskiego nie jest zupełnie równomierny, jednostajny, lecz, jak to wykazuje każdy przekrój (por. Nr 4 na tablicy przekrojów), załamuje się mniej więcej przy izohypsie 900 m. Połączenie południowe ma spadek łagodniejszy niż północne, wręcz przeciwnie, niż tego wymagała krzywa normalna. Gdybyśmy tu przyjęli spadek połączenia północnego

<sup>1</sup> Davis W. M., Physical geography l. c. 255. Russel, River development, 1898.

rekonstrukcja poziomu doprowadziłaby nas przez zagłębienie dunajcowe o 100—120 m za nisko względem dawnych wrót dunajcowych. Fakt ten każe domyślać się, że to anormalne załamanie spadku zawdzięczamy obniżeniu całego otoczenia zagłębienia Dunajcowego, co prawdopodobnie miało miejsce w formie wgięcia, a nie zapadnięcia. Wgięcia tego nie możemy odnaleźć w układzie i spadku warstw dlatego, że zaczyna się ono dopiero w pobliżu pasma skalicznego, gdzie eocen jest już w położeniu nienormalnym. Pokłady młodsze, jak miocen, są istotnie poruszone z położenia normalnego, o czym zresztą jeszcze niżej (por. str. 37). Przez takie wgięcie okolice zagłębienia Dunajcowego w hydrografii musiały zajść wielkie zmiany, i właśnie ich istnienie przemawia znowu za faktem wgięcia.

Przedewszystkiem lokalny poziom erozyjny obniżył się o 100 m; rzeki musiały tedy przerznąć poziom Gubałowski, wypłykały rów podtatrzański, zebrały się tam subsekwentnie i stworzyły w ten sposób przełomy denudacyjne. Wtenczas też powstał na grzbiecie Gubałowskim drugorzędny wododział. Nadto takie wgięcie okolice Nowego Targu musiało stworzyć spadek zwrócony ku południowi, przeciwny do dotychczasowego (inwersja spadku). Rzeki tatrzańskie inwersji tej przewyciężyć nie mogły, skutkiem czego opuściły dawne koryta i zostały zatamowane w okolicy Nowego Targu, aż wreszcie wody popłynęły do Białki przez wododział niewątpliwie bardzo niski. Wtenczas powstało tak znamienne zboczenie Dunajców ku ESE, wrota zaś, na które przerzucił się wododział, pozostały jako ślady dawnej hydrografii.

Wspomnieliśmy o pochyleniu miocenu w kotlinie Nowotarskiej, jako o dowodzie wgięcia zagłębienia Dunajcowego. Miocen ten jest interesujący i pod innymi względami. Nie będę powtarzać dawniej poczynionych spostrzeżeń Stura, Fötterle'go, Hauer<sup>1</sup> i Paula;<sup>2</sup> uczeni ci stwierdzili istnienie w zagłębieniu orawskim pokładów młodszych, uważanych za równowiekowe z warstwami z Congeria, oraz udowodnili, że pokłady te mają charakter wybrzeżny: znajdowano tu mianowicie rośliny i węgiel brunatny. Tutaj też Raciborski<sup>3</sup> znalazł w r. 1892 pewne rośliny wraz z gatunkami Planorbis. Dopiero

<sup>1</sup> Hauer Fr., Jahrb. geol. Reichsanst. XIX, 1869, 553.

<sup>2</sup> Paul K. M., Die nördliche Arva. Jahrb. geol. Reichsanst. 1868, XVIII, 202 nast.

<sup>3</sup> Raciborski, Zapiski paleobotaniczne, Kosmos, Lwów, 1892.

Friedbergowi<sup>1</sup> udało się przy studyach nad mioceniem zachodniej Galicyi stwierdzić ponad wszelką wątpliwość, że pokłady te są w części przynajmniej pochodzenia morskiego i że sięgają również w zagłębienie Dunajeckie. Znajdujące się tu: lignit i gips dowodzą bliskości wybrzeża i płytkości zatoki. Wieku warstw nie można było dokładniej oznaczyć, gdyż znaleziono jedynie foraminifery, nie natrafiono zaś na gastropody lub lamellibranchiaty. Friedberg uważa je jednak, i to słusznie zapewne, za równowiekowe wogóle z mioceniem młodszym zachodniej Galicyi. Warstwy te nie leżą w pierwotnym układzie, koło Szaflar są tak wypiętrzone, że spadają ku N.<sup>2</sup> Oddawna przedstawiało trudność połączenie tej morskiej zatoki Nowotarskiej z głównym morzem mioceńskim. Związek z Węgrami bowiem jest morfologicznie i geologicznie niemożliwy, niema tu drogi dla łączącego kanału morskiego, niema również śladów miocenu w kotlinach Turczańskiej i Spisko-liptowskiej. Szukano więc połączenia z morzem galicyjskim. Do tego celu nastęrcza się przede wszystkim dolina Dunajca, gdzie (w kotlinie Sądeckiej) leżą również pokłady mioceńskie. Jako bardzo wązkie ramię, miało morze sięgnąć w tym przeszło 100 km długim »fiordzie«<sup>3</sup> Dunajca aż po Orawę. Takie przypuszczenie jest przecież nieprawdopodobne; morfologia doliny Dunajcowej wręcz sprzeciwia się pogładowi, że fale morskie przeciskały się tu kiedykolwiek; a dalej — podobną zatoką musiałyby być też doliny Skawy i Raby; tu zaś pokładów mioceńskich niema zgoła. Musimy przeto szukać innego sposobu połączenia zatoki Nowotarsko-Orawskiej z morzem galicyjskim. W tym celu będziemy musieli rozglądnąć się w całym pionowym i poziomym rozmieszczeniu pokładów odpowiednich z tego czasu w zachodniej Galicyi i w ich charakterze. Zanim przystąpimy do tego, wypada nam wyciągnąć z tego, cośmy dotąd powiedzieli, wniosek, że w krainie górskiej pokłady te nie leżą już w pierwotnym poziomie; widzieliśmy, że wgłębienie zagłębienia Dunajcowego jest pomioceńskie, podobnie jak się zdaje, ma się rzecz z kotliną sądecką (por. niżej). Po drugie, pionowe rozmieszczenie warstw batymetrycznie równych jest

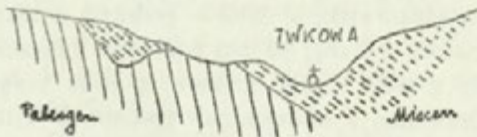
<sup>1</sup> Friedberg W., Das Miozän der Niederung von Nowy Targ. Sitz.-Ber. Wien Ak. mat.-nat. Kl. 1906, CXV.

<sup>2</sup> Friedberg W., l. c.

<sup>3</sup> Terminów geograficznych trzeba koniecznie używać tylko we właściwym znaczeniu. Fjord — jest to dolina zalana przez morze, ale przedtem przez zlodowacenie przeobrażona. O takim fjordzie niema tu mowy.

tego rodzaju, że koniecznym jest tłumaczenie ich przez ruchy pomioceńskie. Pokłady takie znajdują się w Sądeckim na 340 m, w Szaflarach zaś i Chochołowie na 700 m. Friedberg myślał<sup>1</sup> o wielkich pogięciach, którym uległa cała Galicya zachodnia, a które odbyły się w sarmacie; pewnym jest, że chodzi tu o pomiocenowe ruchy *en bloc*, które wypiętrzyły całe wnętrze gór w stosunku do peryferii.

Jeżeli zwrócimy teraz uwagę na ogólne rozmieszczenie miocenu w zachodniej Galicyi i zapytamy, co tu z punktu widzenia morfologa jest szczególnie znamienne, to będziemy musieli powiedzieć: miocen znajdujemy na północ od Tatr nie tylko w dolinie Dunajca (Sącz, Brzozowa), ale po pierwsze na wyżynowej równinie pogórza, po drugie także na dnie innych dolin. Do pierwszej grupy zaliczyć wypadnie resztki miocenu w Iwkowej (320 m), Rzegocinie (330 m), Rajsku (350 m); tu też należy może nieczysty ił, leżący koło Izdebnika (330 m), jaki Tietze<sup>2</sup> bez uzasadnienia uważał za dyluwialny. Tu należą dalej pokłady w okolicy zagłębia miocenińskiego Rzeszowa sięgające 330 m.<sup>3</sup> Pokłady te utrzymały się głównie w pogłębieniach dawnej widocznie premioceńskiej, powierzchni kraju, na którą wkroczyła transgresya miocenińska. Doskonale wykazuje



Rys. 5.

to profil miocenu w Iwkowej dokonany przez Uhliga<sup>4</sup> (ob. rys. 5). Transgresyjny charakter pokładów mioceniških jest widoczny: przeważnie są to piaski, nieczyste piaskowate iły,

pełne cieniutkich warstewek brunatnego węgla, często na podkładzie grubego, lub mniejszego żwiru piaskowcowego. Takie żwiry znane są z pokładów Iwkowej, Marcina Poręby, Brzozowej, może i Szaflar i t. d.; wybrzędne zaś węgle w małej miąższości występują w Podegrodziu, Niskowej, Rzegocinie, Brzozowej i Grudnej, a w większych pokładach w kotlinie orawskiej. Pokłady te leżą niezgodnie na warstwach fliszowych, już dawniej wypiętrzonych i zmytych.

<sup>1</sup> Friedberg, l. c.

<sup>2</sup> Tietze, l. c. Jahrb. d. geol. Reichsanst. XXXVII, 1887, 483.

<sup>3</sup> Friedberg, Zagłębienie miocenišk Rzeszowa. Rozpr. mat.-prz. Ak. krak. 1903, XLIII.

<sup>4</sup> Uhlig l. c. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1888, XXXVIII, 147, Fig. 10.

Transgresyjne pokłady morza miocenijskiego znajdujemy nie tylko na wyżynie pogórza, ale także głęboko w dolinach w poziomach znacznie niższych. Fakt ten dowodzi, że wyżłobienie dolin prawie aż do dna dzisiejszego jest dziełem już pretortońskiej erozyi. Taki pokład miocenu znajdujemy pod Brzozową w starej dolinie, prawdopodobnie używanej kiedyś przez Białkę, a potem zasypanej żwirami dyluwialnymi (Gromnik-Siemiechów) w wysokości 250—270 m. Pokłady w Błoniach i Zgłobicach (230 m) również dowodzą istnienia doliny Dunajca już w epoce pretortońskiej. Tu należy zaliczyć Grabowieckie warstwy Niedźwiedzkiego leżące transgresyjnie na miocenie starszym nieco dyslokowanym. Znane są one np. z Grabowic, 3 km ku W od Bochni na stokach doliny Raby w wysokości 250—280 m. Tu też należy miocen wypełniający (co już widzieliśmy, str. 9), stare łożysko Pra-Wisły pretortońskiej i cieśniny morza miocenu młodszego, a schodzący aż do poziomu dzisiejszej Wisły. Pokłady w okolicy Wadowic, w których w Marcinie Porębie znaleziono nawet skamieliny, leżą na 250 m.<sup>1</sup> W miocenijskim zagłębieniu Rzeszowa znajdują się również pokłady miocenu blisko dna dzisiejszego dolin w Tyczynie na 220 m, w Błędowej Słocińskiej na 250 m.<sup>2</sup>

Omówione właśnie pokłady nie leżą w pierwotnym układzie, ale są zwykle choć niewiele wypiętrzone. Stwierdzenie takiego pochylenia warstw oraz jego stopnia nie zawsze jest łatwe, gdyż odkrywki są przeważnie małe, niewyraźne, samo zaś pochylenie często nieznaczne. Mimo to istnienie tego pochylenia stwierdzono już dawniej w licznych wypadkach. Oto kilka przykładów:

Uhlig: Iwkowa<sup>3</sup> 25° SW.

Bochnia,<sup>4</sup> pofałdowane i połamane.

Niskowa,<sup>5</sup> nieznaczne pochylenie ku E.

Brzozowa.<sup>6</sup>

---

<sup>1</sup> Tietze, l. c. Jahrbuch geol. Reichsanst. 1887, XXXVII, 487.

<sup>2</sup> Friedberg, Zagłębienie l. c. 224 past.; obacz mapkę.

<sup>3</sup> Uhlig, l. c. Jahrbuch d. geolog. Reichsanst. 1887, XXXVIII, 146.

<sup>4</sup> Uhlig, obacz <sup>3</sup>, 94/5 Fig. 1, 2. Oświadczam się za podziałem Niedźwiedzkiego (Beiträge zur Kenntniss der Salzformation von Wieliczka und Bochnia I, II, III. Lemberg 1884) miocenu na starszy (warstwy chodenickie) i młodszy (w. grabowieckie).

<sup>5</sup> Uhlig, obacz <sup>3</sup>, 182—183.

<sup>6</sup> Uhlig, obacz <sup>3</sup>, 152.

Friedberg: Szaflary i t. d.<sup>1</sup>

Sawicki: Niskowa 10<sup>o</sup> E.

O ile pochylenia te stoją w związku z ruchami górotwórczymi, będzie można stwierdzić dopiero przez dokładniejsze zbadanie stosunków lokalnych; pochylenia bowiem, których istnienie dotąd stwierdzono, nie przewyższają naturalnych pochyłeń hałd wybrzeżnych;<sup>2</sup> zwykle jednak nie mamy tu do czynienia z wybrzeżnemi pokładami, a tylko z powstałymi w wodzie płytkiej.

Wnioski, jakie musimy wyciągnąć z rozmieszczenia miocenu na równinie pogórskiej i w głębi dolin, z ich facyi płytkowodnej oraz z ich nienormalnego ułożenia, są całkiem jasne. Przedewszystkiem, wytworzenie kadłuba pogórskiego i należących doń teras w krainie górskiej, a także poziomu Gubałowskiego w kotlinie Nowotarskiej z pewnością nie jest młodsze od tortonieniu. Ten jednak poziom I nawet już przed tortonieniem był zniszczony przez pretortońską erozyję pogłębiającą, która stworzyła doliny sięgające swem dnem prawie do dna dolin dzisiejszych, a zasypane przez transgresyję młodomiocęńską. Pogłębienie nie doszło, zdaje się, do samego dna dzisiejszych dolin, gdyż pokłady miocęńskie znajdują się zawsze trochę wyżej od niego. Transgresya tortońska wdarła się do estuarów i limanów rzek w pogórzu i w krainie górskiej, pozostawiając tu swoje pokłady. Posuwanie się morza po rzeźbie pretortońskiej można śledzić w nielicznych odkrywkach, gdzie podkład tworzą bazalne zlepieńce i węgle. W Szaflarach Friedberg<sup>3</sup> stwierdził następujący przekrój: na samym spodzie lekka ziemia, pochodząca prawdopodobnie z moczarów (zwracam uwagę, że przy zbliżeniu się transgresyi woda gruntowa musi podnieść się a na niezalanem jeszcze brzegu powstanie wiele moczarów i miejsc podmokłych). Nad tą ziemią leży ił gipsowy z otoczakami wybrzeżnemi wielkich rozmiarów. W Iwkowej leżą pod iłem miocęńskim otoczaki wybrzeżne,<sup>4</sup> a w Niskowej piasek częściowo spojony;<sup>5</sup> Grzybowski<sup>6</sup> znalazł pod iłem badeńskim piaskowce grube (warstwy błoń-

<sup>1</sup> Friedberg W., Das Miozän I. c. Friedberg, (Studia nad mioceniem zachodniej Galicyi), opisał już wiele pochyłeń.

<sup>2</sup> Hassinger H., Geomorpholog. Studien aus d. Wiener Becken, Leipzig 1903.

<sup>3</sup> Friedberg W., Das Miozän I. c.

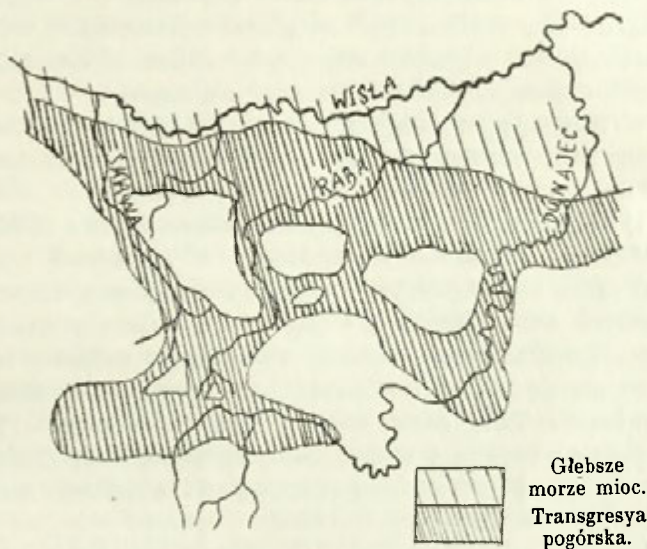
<sup>4</sup> Uhlig V., I. c. Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1888, XXXVIII, 148.

<sup>5</sup> Uhlig V. I. c. Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1888, XXXVIII, 183.

<sup>6</sup> Grzybowski. Atlas geol. Galicyi XIV, 14.



skie). Ale morze, które w szerszych dolinach miało z początku przed zasypaniem ich przynajmniej do 200 m miąższości, nie było ograniczone do obszaru pogórza; musiało ono po terasach (poziomu I), które wtenczas nie były jeszcze wypiętrzone sarmackimi ruchami górotwórczemi, wtargnąć także do krainy górskiej, a nawet do kotliny Nowotarskiej, gdzie dzięki późniejszemu wgięciu utrzymały się tak rozległe pokłady. Morze dostało się tam oczywiście po wszystkich terasach, prowadzących do kotliny podhalnej, a więc także wzdłuż Raby i Skawy (por. rys. 6). Z tego wynika, że w zachodniej



1 : 750.000.

Rys. 6

Galicji wielka transgresja miocenińska pokryła pogórze, opłukała góry wyspowe, tworzące teraz istotnie izolowane wyspy, podobne do dzisiejszych dalmatyńskich (dalmatyński typ wybrzeża), a sięgała aż po Szaflary, zalewając jeszcze dolną część poziomu Gubałowskiego.

Ta transgresja tortońska ułatwi nam również zrozumienie genezy kadłuba pogórskiego (por. str. 16). Terasy w krainie górskiej są zapewne pochodzenia rzecznego. Byłoby naturalne i najprostsze przypuszczenie, że i poziom pogórski jest pochodzenia rzecznego; w takim razie terasy musiałyby rozszerzać się coraz więcej ku dołowi, podobne do dzisiejszych lejków Dunajca i Raby, aż stworzyłyby

u stóp wyższego górotworu równinę podgóorską. Tak jednak nie jest. Na północnej granicy krainy górskiej terasy wcale nie są szersze, niż dalej na południu; owszem, miejscami zwężają się (nad Rabą). Kadłub pogórski zaś zaczyna się nagle i w całej szerokości, całym tak, jak abrazyjna terasa wybrzeżna ogromnych rozmiarów, podczas gdy terasy rzeczne krainy górskiej uchodzą na kadłub pogórski zaledwie w 4 miejscach. Brak rozszerzenia teras rzecznych i nagłe rozszerzenie kadłuba pogórskiego, jego nagłe urywanie się na granicy południowej przemawia za tem, że został on modelowanym przez abrazyję tego właśnie morza, które zostawiło pokłady swe na jego powierzchni. Morze ścierało ostatnie na północ wysunięte góry wyspowe, wznoszące się nad poziomem ogólnym, tak dalece, aż dotarło do gór wyższych i szerszych, których już ścierać nie mogło.<sup>1</sup>

W następujących ustępach streszczę pokrótce historię rozwoju morfologicznego północno-tatrzańskich gór fliszowych zachodniej Galicyi, jako wynik dochodzeń, przedstawionych powyżej.

1) W epoce pooligocenijskiej góry fliszowe zostały sfałdowane na północ od linii skalic i przerzucone w kierunku N. W tym samym czasie musiało odbyć się częściowo przesunięcie, ale te ruchy górotwórcze trwały jeszcze po osadzeniu starszego miocenu solońskiego, przerzuconego ponownie. Ostatecznym wynikiem było tu wytworzenie się fałdowo-skibowego górotworu Karpat fliszowych i wypiętrzenie Tatr, gdzie eocen między Zuberecem i Palenicą wznosi się do 1400 m,<sup>4</sup> kiedy tymczasem w kotlinie podhalnej nie został wyruszony z położenia poziomego (z wyjątkiem otoczenia

---

<sup>1</sup> Być może, iż ważnym bardzo czynnikiem, który przyczynił się do zrównania powierzchni pogórza, były stosunki hydrograficzne epoki glacyalnej; wtenczas południowy brzeg lądolodu sięgał według spostrzeżeń (nie dostatecznych jeszcze wprawdzie) Tietze'go, Uhlig'a, Hilbera, Niedźwiedzkiego i innych jeszcze nieco na kadłub pogórza, ale nie daleko. Wody karpackie oraz wody topniejącego lądolodu szukały odpływu. Na północy był on zamknięty; przeto wody skierowały się, jak się zdaje, ku wschodowi i przekroczyły wododział Sanu, jak to stwierdzili Romer<sup>2</sup> i Rudnicki<sup>3</sup>. Czasem zapewne tworzyły się tu liczne jeziora z wody przez lód zatamowanej; i prąd subglacyalny i jeziora musiały przyczynić się do zrównania pogórza podobnie, jak się dzieje dzisiaj w Północnej Ameryce. Kwestyi tej nie tknął Łoziński w najnowszym swoim studyum o epoce lodowej w zachodniej Galicyi (ob. str. 12).

<sup>2</sup> Romer, obacz str. 3, przyp. 5.

<sup>3</sup> Rudnicki, obacz str. 3, przyp. 3.

<sup>4</sup> Uhlig V., Geologie der Hohen Tatra. Denkschrift d. Wiener Ak. d. Wiss., mat.-naturw. Kl. Bd. 64.

skalic); widocznie w fleksurze był on pociągnięty przez podnoszące się Tatry w górę.

2) Górotwór ten został zniesiony i zrównany aż do niskiego pogórza lub prawierówniny (poziom II), której resztki przedstawia szczytowy poziom gór wyspowych (por. przekrój ogólny, tablica I, Nr 1). Być może, iż do tego samego poziomu należy także północny brzeg Tatr, gdzie znajdujemy cały szereg szczytów, właśnie około 2000—2100 m wysokich, a czasem (jak np. Orszak) ze szczytową formą tafli. Szczyty te są następujące: W Tatrach Białkich: Bujaczy wierch (1950 m), Przednie Jatki (2011 m), Jatki Zadnie (2024 m), Szalony wr. (2062 m), Płaczliwa Skała (2148 m), Hawrań (2151 m), Nowy (1959 m); między Białką a Dunajcami, Roztoka (2092 m), Koszysta (2141 m), Nad kotliną (1981 m), Piargi (1977 m), Giewont (1900 m), Kondraczka (2004 m), Małołączniak (2101 m), Czerwony wierch (2128 m); na zachód od Dunajca: Tylkowe kominy (1826 m), Ornak (1861 m), Kończysta (2071 m), Hruby wierch (2142 m), Wołowiec (2065 m), Rohacz (2072 m), Płaczliwo (2126 m), Banikov vrch (2178 m), Salatinski vrch (2084 m, 2050 m). Ta rekonstrukcja poziomu II aż do Tatr jest naturalnie całkiem hipotetyczną. Po peneplenie tej spływały rzeki tatrzańskie konsekwentnie do pochylenia, ale w całkiem dowolnym stosunku do przebiegu warstw, z ogólnym kierunkiem północnym.

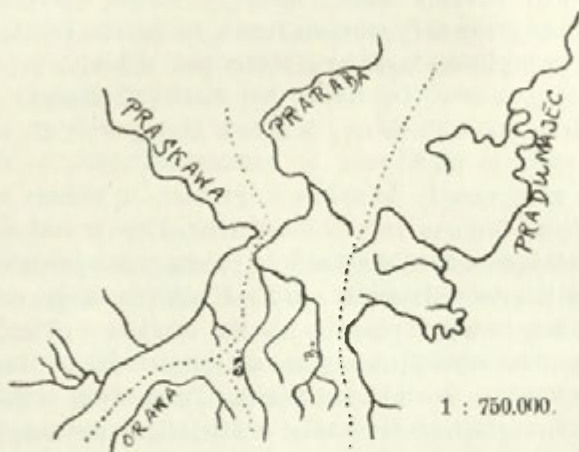
3) Ta peneplena została wypiętrzona klinowato, więcej na południu, na linii Babia Góra-Pieniny o 600 m, im dalej zaś ku północy, tem mniej. Ruch był tu tak powolny, że rzeki mogły utrzymać dawne swe łożyska i kierunek biegu; przytem zaczynały one przecinać wypiętrzoną peneplenę i pogłębiać swoje koryta. Niezależność biegu rzeki od struktury oraz krętość jego utrzymała się nadal; został on jedynie wgłębiony i w ten sposób ustalony. Osiągnąwszy normalną prawie krzywą, rzeki beskidowe zaczynały rozszerzać dna swych dolin, podkopywać zbocza sąsiednich gór. Na Podhalu zniszczyły one zupełnie poziom II, prawdopodobnie dlatego, że warstwy leżą tam przeważnie poziomo i są miękkie. Podhale zostało całkiem zniesione do ponownej penepлены niższej (I) (poziom Gubałowski). Biały Dunajec popłynął wtedy przez wrota Sieniawy, Czarny Dunajec przez wrota Pieniążkowic, Białka przez Pieniny, Praskawa wreszcie przez przełęcz Beskidu ku północy. Spłynąwszy po poziomie Gubałowskim ku północy, w krainę górską, rzeki te wytworzyły tutaj typowe terasy rzeczne (wtenczas koryta), zniżyły wododziały

i izolowały góry wyspowe. Terasy mają czasem wielkie rozmiary; utrzymały się na nich żwiry rzeczne, rzeka zaś sama płynęła po nich w wielkich wężownicach. W pogórzu terasy te prawdopodobnie rozszerzały się, ale później zostały przeobrażone przez abrazyję morską tak, że dziś z pierwotnej formy nie już tu nie widać.

4) Z kolei nastąpiło obniżenie poziomu erozyjnego o 150—200 m, tak, że poziom I przez pogłębienie dolin znów został zniszczony. Pogłębienie to nie dotarło jeszcze w głąb gór, kiedy już morze młodszego medyteranu nadeszło w nasze okolice, zalało estuary rzek, zasypało je żwirem i piaskiem i naniosło w nie z bliskiego łądu rośliny, z których wytworzył się węgiel brunatny. Poziom morza podnosił się ze znaczną szybkością coraz więcej; wreszcie morze zalało terasy krainy górskiej i wtargnęło na krótki czas także do kotliny podhalnej. W krainie górskiej, gdzie zatrzymało się ono krócej, podmyło wprawdzie góry wyspowe, ale nie zniosło ich; kiedy tymczasem na pogórzu splukało i ścięło niższe wzniesienia aż do linii występującej dziś jako północna granica krainy górskiej. W zagłębieniach osadzały się wszędzie pokłady tego morza; resztki tych pokładów transgresyjnych utrzymały się również: na wyżynie pogórskiej, w głębiach dolin, w kraju górskim, wreszcie w kotlinie położonej na południe od tego kraju.

5) Morze tortońskie nie pozostało we wnętrzu Karpat przez czas dłuższy: zalew jego był zdarzeniem przejściowym tylko i nie zostawił tu znacniejszych śladów morfologicznych. Opuściło zaś teraz morze nie tylko Beskid, lecz całą Galicyę zachodnią (także Nizinę Małopolską, pokrytą jeszcze łałami miocenijskimi). To cofnięcie się morza podczas sarmatu trwało nadal. Równocześnie z tem zjawiskiem ruchy górotwórcze na nowo wyruszyły Karpaty; to zaś właśnie wydzwignięcie Karpat centralnych w przybliżeniu o 200 m wywołało nierówne rozmieszczenie pionowe pokładów miocenu i spadek teras 10‰ w krainie górskiej. Rzeki wcięły się na nowo i wyniosły materiał, naniesiony przez morze do dolin. Meandry Dunajca zostały wgłębione. Jak się zdaje, z wypiętrzeniem ogólnem szło równocześnie wgłębienie zagłębień Dunajcowego i Orawskiego, które wywołało załamanie się poziomu Gubałowskiego, wypłukanie zagłębienia podtatrzańskiego, powstanie przełomów denudacyjnych, wreszcie zboczenie obydwóch Dunajców do Białki (a prawdopodobnie i Praskawy do Orawy). Obraz sieci odwodnienia po północnej stronie Tatr przedstawiał się, jak wskazuje rysunek na następnej stronie.

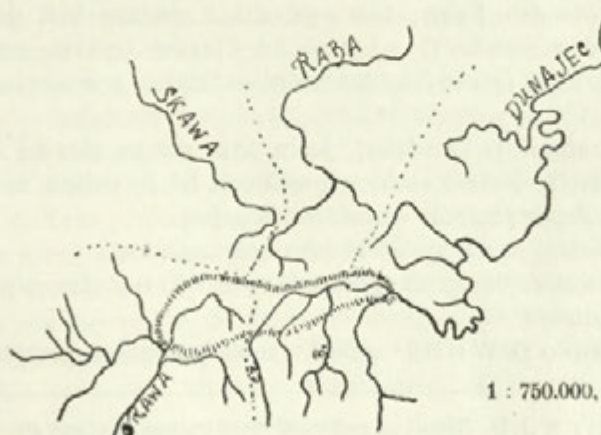
W czasie między głównym fałdowaniem i transgresją, a więc w czasie między I-szym i II-gim medyteranem, we fliszowych Karpatach zachodniej Galicyi wyróżnić się dają 2 epoki górotwórcze (erozyi pogłębiającej) i 2 epoki denudacyi zrównującej; w tym też Sieć hydrograficzna zach. Galicyi przed wgięciem zagłębia orawsko-dunajcowego.



Rys. 7a.

czasie powstały 2 poziomy równinne i 2 systematy dolin, włożone w siebie i różnowiekowe. A wszystko to odbyło się w epoce intermedyteranu, na znaczenie której dotąd zwrócono zaledwie uwagę,

Sieć hydrograficzna zach. Galicyi po wgięciu zagłębia orawsko-dunajcowego.



Rys. 7b.

mimo, że wykazuje ona tak wielkie bogactwo procesów i że dzisiejsza właśnie rzeźba tych okolic pochodzi przeważnie z tamtych czasów. Fakt ten zrozumiemy łatwo, skoro przypomnimy sobie, że epoka ta była dla naszej okolicy epoką łądu stałego; dlategoż tu, w kraju, który został zniesiony, niema z tego czasu pokładów, ale jedynie formy. Pokłady medyterańskie w innych okolicach, gdzie morze istniało przez cały intermedyteran, są bardzo bogate i wielokształtne; szczególnie charakterystyczna jest dla nich naprzemianległość piasków i ilów. To właśnie jest materiał zniesiony z łądów stałych, gdzie, jak widzieliśmy, podobnie następowały po sobie naprzemian epoki to pogłębienia, to rozszerzenia dolin, to zn. epoki, w których rzeki unosiły do morza to grubszy, to cieńszy materiał. Paraleli między historią łądu intermedyterańskiego w zachodniej Galicyi a pokładami wniesionemi zeń do morza przeprowadzić nie możemy, gdyż w intermedyteranie morze z naszych okolic cofnęło się daleko. Geolog, badający pokłady, nie jest w stanie wyjaśnić historii łądu stałego, co stanowi właściwe zadanie morfologa, badającego formy pozostałe po dawnych rozwojach. Tu obadwaj muszą podać sobie rękę i przyczyniać się, każdy ze swej strony, do zbadania historii krajobrazu, ruchów tektonicznych itd. Obadwaj mają do pewnego stopnia podobną metodę, obadwaj wychodzą z punktu stosunków normalnych: ten od poziomego układu warstw — tamten od normalnej krzywej form; obadwaj wnioskują, że jeśli te normalne stosunki zostały przeobrażone, to stało się to dzięki pewnej przyczynie tektonicznej. Różnica polega tu tylko na tem, że ten studjuje pokłady — tamten formy; ten wychodzi z punktu linii poziomej (układ osadów w morzu) — tamten od krzywej (spadek normalny form); ten bada przeważnie dna mórz — tamten powierzchnię starych łądów.

Po transgresyi tortońskiej, która była czynną głównie w pogórzu, nastąpiły jeszcze ruchy górotwórcze. Kładę jednak nacisk na to, że już z powyższych wywodów jasne jest:

- 1) wielkie znaczenie epoki intermedyterańskiej,
- 2) trzeciorzędny wiek głównych rysów Karpat fliszowych Galicyi zachodniej.

Niedawno B. Willis<sup>1</sup> ogłosił wyniki spostrzeżeń, poczynionych

---

<sup>1</sup> Bailly Willis, Report on geological investigations, l. c. por. str. 4, 1906, Washington.

podczas krótkiej wycieczki w okolicę Sącza. Znany i poważny, obdarzony bystrym i spostrzegawczym wzrokiem, morfolog amerykański doszedł w głównych zarysach do podobnych wyników. W fakcie tym z przyjemnością widzę potwierdzenie moich poglądów. Rozumie się, że Willis, nie znając morskiego pochodzenia miocenu Podhala oraz nie biorąc pod uwagę całego szeregu objawów, jak: pokładów mioceńskich na pogórzach, poziomym szczytowym gór wyspowych, spadku i formy teras itd., mógł dojść do niektórych tylko i bardzo ogólnych poglądów.

## V.

Posuwając się dalej ku południowi, staniemy wobec dwóch ważnych zagadnień: rozchodzi się mianowicie o stosunek Orawy i Dunajca-Popradu do poziomów i do całego rozwoju gór fliszowych. Obydwa systematy rzeczne mają stanowisko szczególne, gdyż wielkie części ich dorzecza leżą już w górach centralnych, biorą więc także udział w ich historii, kiedy inne części należą do terenu pasma piaskowatego, omówionego w rozdziałach III-cim i IV-tym. Sieci wodne Orawy i Dunajca-Popradu tworzą jakby pomost między rozwojem krainy fliszowej z jednej a krainy centralnej z drugiej strony. Zagadnienia historii Orawy nie mogą jeszcze rozwiązać. Z niektórych faktów zdaje się przecież wynikać, że dzisiejsza sieć odwodnienia tej rzeki jest dopiero zjawiskiem stosunkowo młodocianem. Powstała ona, zdaje się, w ten sposób,<sup>1</sup> że stary system odwodnienia (Pra-Skawa) przepływający, podobnie jak oba Dunajce, w krainę górską, przez przełęcz Beskidu (757 m), który utrzymał się jeszcze w resztkach i śladach, został skierowany w bok, do Orawy; ta zaś za pomocą wstecznej erozji odebrała mu wody. W ten sposób sieć wodna górnej Pra-Skawy została, jako obcy członek, przyłączoną do Orawy. Tu północno-tatrzańska sieć hydrograficzna straciła obszar niegdyś do niej należący; na wschodzie utrzymała się tymczasem jeszcze przy sieci wodnej Popradu przestrzeń, która orograficznie nie należy już do krain północno-tatrzańskich.

Zagadnienia przełomów Dunajca i Popradu od dawna były uważane za bardzo trudne do rozwiązania, gdyż rzeki pochodzące

---

<sup>1</sup> Por. Dodatek Nr 4.

z kotlin, których średnia wysokość wynosi zaledwie 700—600 m, przełamują tu górotwór 100 km szeroki a do 1200 m wysoki. Przypatrzmy się bliżej Dunajcowi.

Bieg Dunajca znamy już aż do Czorsztyna; składa się on: 1) z części górnej w wypłukanem zagłębieniu podtatrzańskim 2) z części średniej przełamującej się i 3) z części dolnej, subsekwentnej w zagłębieniu Nowotarskiem. Pod Czorsztynem rzeka ta opuszcza kotlinę Nowotarską, przełamując się przez skalice na ich południową stronę. Mały przełom czorsztyński, w którym Dunajec obnażył skalice, odznacza się nieznacznymi progami, wywołanymi przez twardszy materiał. Przełom ten nie jest bynajmniej wązki, gdyż rzeka wypłukała miękkie warstwy płaszcza skalicowego,<sup>1</sup> kredowego i trzeciorzędnego. Poniżej Dunajec wyżłobił sobie aż do Czerwonego Klasztoru szeroką dolinę, leżącą dokładnie na granicy wapieni pienińskich i piaskowców poziomu Magóry Spiskiej. Rzeka nasza tworzy tu wielkie zakręty, ma jednak dno szerokie, a stoki po południowej stronie niskie i miękkie. Pod Czerwonym Klasztorem uchodzi do niej potok Lipnicki. Szeroka linia pogłębienia, w której Dunajec płynie dotąd od Czorsztyna a która powstała przez wypłukanie miękkiego płaszcza skalicowego, biegnie wzdłuż potoka Lipnickiego dalej ku E przez Haligowce i Wk. Lipnik do przełęcz między Leszczyną (1010 m) a Wysokimi Skałkami (1052 m), zaledwie 735 m wysokości. Po drugiej stronie rów ten opuszcza się ku Popradowi, który aż do Orłowa używa go jako łożyska. Stąd Poprad zwraca się ku północy i wstępuje w wielki przełom; rów skalicowy zaś biegnie ku SE (kolej Sądecko-Koszycka) na niską przełęcz Pusztą meżo (601 m) między Minczelem (1157 m) i Ruczawą (837 m), dalej, na wschodzie, wzdłuż Toryski. Widocznie pasmo skałek albo, lepiej mówiąc, pasmo miękkiego płaszcza skalicowego, w całych Zachodnich Karpatach przedstawia się jako linia pogłębienia, jako rów, i dlatego jest ważnym czynnikiem morfologicznym, hydrograficznym i antropogeograficznym, szczególnie zaś doniosłym, jeżeli chodzi o podział Karpat Zachodnich.<sup>2</sup>

Dunajec opuszcza ten rów poniżej Czerwonego Klasztoru i wstępuje w wąwóz, sławnego od dawna przełomu przez skalice

<sup>1</sup> Płaszcz skalicowy = Klippenhülle (Uhlig, Jahrb. geol. Reichsanst. 1890, XL).

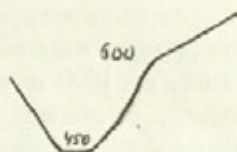
<sup>2</sup> Linia skałek tworzy już rów pogłębienia (denudacyjny) na przełęcz Miawskiej, w dolinie Wagu, po północnej stronie Małej Fatry i na Orawie.



pienińskie. Białe i nagie, strome ściany wznoszą nad wązkim korytem, zajętem przez rzekę, płynącą po licznych progach ku Krościenku. Rzeka jednak nie przerzyna tych twardych wapieni drogą najkrótszą, lecz wiję się w licznych i pięknych serpentynach (por. rys. 8), tak, że powstają tu niemal góry wężownicowe. Spad stoków nie jest zwykle całkiem jednolity, lecz załamuje się nieco w wysokości około 600 m, tak, że stoki poniżej tej wysokości są bardziej strome, powyżej łagodniejsze (rys. 9). Oczywiście mamy tu jedno nad drugimi, choć niewyraźnie rozwinięte, formy z dwóch epok rozwoju: formy cyklu starego nad formami jeszcze młodocianymi. Spostrzeżenie to znajduje inne jeszcze poparcie, jest niem fakt następujący: niedaleko przed miejscem, w którym Dunajec wypływa z Pienin, uchodzi doń ze wschodu potok Leśnicki. Postępując wzdłuż biegu tego potoku pod górę, przedzieramy się z początku przez wązki, skalisty i dziki parów;



Rys. 8.



Rys. 9.

powyżej otwiera się nagle widok na małą kotlinkę w okolicy Leśnic (492 m), wymytą w miękkich marglach neokomskich i w szarych wapieniach z aptychami (a więc jest to typowa kotlinka denudacyjna). Skoro będziemy wznosić się wyżej jeszcze pod górę, zdziwi nas fakt, że ponad stromemi zboczami w wysokości 650 m i wyżej rozwinęły się szerokie równe formy płytowe, ponad którymi dopiero wznoszą się jak igły strome skalice wapienia jurajskiego (Szabranówka 742 m, Leśna skała 772 m, Rabstein 899 m i t. d.) I tutaj więc mamy ślady form pochodzących z dwóch cykli, z których pierwszy doprowadził już do pewnego dojrzewania krajobrazu, kiedy drugi wciął swoje młodociane formy w formy pierwszego. W miejscu, gdzie Dunajec występuje z Pienin, spływa ze wschodu potok Ruski, który rozwinął się subsekwentnie w północnej części płaszczka skalicowego, podobnie jak potok Lipnicki w południowej. Przy kościele w Jaworkach do Dunajca uchodzi z południa potoczek, który, jak to już zauważył Uhlig,<sup>1</sup> przepiłował twardą skalicę ładnym przełomem *en miniature*, mimo, że mógł wygodnie ją obejść. Widocznie jest to mały prze-

<sup>1</sup>Uhlig V., Jahrb. geolog. Reichsanst. 1890, XL, 676.

łom epigenetyczny, pochodzący z czasów, kiedy skalica była jeszcze pokryta płaszczem skalicowym, a poziom erozyjny leżał około 600 m; musiało też już wtedy nastąpić zrównanie kraju do pewnego stopnia.

W dalszym biegu w stronę Krościenka Dunajec sam płynie w kierunku Ruskiego potoku, koryto jego leży przytem w rowie denudacyjnym, w pokładach miękkich. Przy Krościenku rów ten zaznacza dalej ku W, uchodząca tu dolina Krośnicy, której używa też gościniec prowadzący z Sącza do Czorsztyna; rów nasz omija przytem cieśniny Dunajca w Pieninach. Przełęcz koło Kluszkowiec ma około 680 m wysokości, jest więc wzniesioną pod Maniowami nad Dunajcem zaledwie 150 m i przedstawia wygodne przejście do Czorsztyna, skracające ogromnie drogę Dunajca i omijające wawóz Pienin. Dunajec przepłynąłby z pewnością przez tę niską przełęcz w miękkich warstwach, oszczędzając sobie podwójnego przełomu, a to w Pieninach przez góry twarde do 1000 m wysokie. Skoro jednak nie obrał tej drogi, to dlatego, że przełęcz ta jest wytworem młodszym niż przełom Pieniński, i że Dunajec pierwotnie już rozwinął się znacznie wyżej nad 700 m i nie mógł już opuścić swego łożyska wgłębnego w wapieniu, kiedy rów i przełęcz Krośnicy rozwinęły się. Już z tego wynika, że bieg Dunajca w Pieninach jest przetrwały<sup>1</sup> (antecedent), kiedy zaś tymczasem rów Krośnicy jest zjawiskiem młodszym, związanem z faktem wypłukania miękkich warstw (subsekwencya).

Na północ od Krościenka Dunajec wstępuje w nowy przełom, którego znaczenia nie oceniono dotąd należycie a to dlatego, iż całą uwagę badaczy zajmował tu zawsze przełom Pieniński. Nie było to przecież słuszne: góry fliszowe bowiem, które Dunajec przełamuje między Krościenkiem i Łąckiem, sięgają wysokości 1100—1200 m, a więc są o 200—300 m wyższe od wapieni Pienińskich. Zbocza gór fliszowych, dalszego ciągu Niedźwiedzia, są stosunkowo strome. Jest tu też kilka wgłębnych, choć nie bardzo wyraźnych, meandrów (koło Kłodna, Królówki i poniżej Ochotnicy). Dno doliny atoli znajdujące się w górach piaskowcowych, t. j. w materiale nieprzepuszczalnym i kruchym, jest szerokie a stoki mają formy bardziej miękkie. W dolinie tej płynął Dunajec w epoce lodowej o 40 m wyżej, jak tego dowodzi terasa żwirowa na południe od Tyłmanowej, rzadkiej jak na Karpaty fliszowe piękności. Ale znacznie wyżej jeszcze można stwierdzić istnienie małych teras: są to

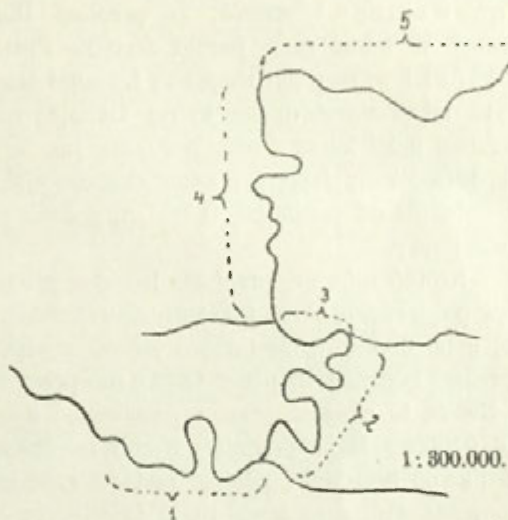
---

<sup>1</sup> Nałkowski W., Geografia fizyczna, Warszawa 1904, 120.

terasy na wys. 700 m na południu, 620 m w pobliżu Zarzecza, odpowiadające poziomem swym terasie Sądeckiej (550 aż do 450 m); dlategoż słabe resztki wyż wspomnianych teras przemawiają za genezą fluwiatywną. Koło Zarzecza Dunajec zwraca się ku E już między niższymi wzniesieniami o formach miękkich, aż wreszcie koło Jazowska zaczyna tworzyć lejek, wypełniony aluwialnym stożkiem zwirowym, przechodzącym koło Starego Sącza w równinę Sądecką.

Tak więc na przestrzeni od Czorsztyna do Sącza składa się (por. rys. 10) z 5 różnych części, 3 podłużnych (W—E) i 2 poprzecznych (S—N).

Części podłużne odznaczają się formami łagodnymi i dojrzałymi i werznięte są w miękkie warstwy (to w południową i północną część płaszczu skalnicowego, to we flisz, zgodnie z przebiegiem warstw); poprzeczne, a zarazem przełomowe części odznaczają się natomiast bardziej stromymi, młodocianymi formami i wgłębio-



Rys. 10.

nemi meandrami. Doliny Dunajca na tej przestrzeni, liczącej 20 km długości, pod żadnym warunkiem nie można uważać za podłużną, jak tego chce Rehman.<sup>1</sup> Badacz ten, zestawiając dawniejsze poglądy na powstanie przełomu Dunajcowego,<sup>2</sup> zupełnie słusznie odrzuca teorię jeziorną, a także teorię wstecznej erozyji. Niesłusznie natomiast odrzuca on teorię antecedenyji,<sup>3</sup> twierdząc, że antecedenyja tam tylko ma miejsce, gdzie kierunek rzek jest jednostajny, mimo że oddawna znaną właściwością rzek niżowych (np.

<sup>1</sup> Rehman, Karpaty I. c. 441.

<sup>2</sup> Rehman, Karpaty I. c. 443—453.

<sup>3</sup> Rehman, Karpaty I. c. 447.



Niemna, Cisy) są niezliczone zakręty i wężownice. Nagłe zaś i wielkie zmiany kierunku Dunajca pod Czerwonym Klasztorem i Popradu pod Orłowem należy tłumaczyć, jak zobaczymy jeszcze, wpływem pasma skalic. Dalej, twierdząc, że rzeki nizinne nie mogą pogłębić swego koryta, przeczył Rehman<sup>1</sup> fakt, że z chwilą wypiętrzenia spadek potęguje się, a zatem potęguje się także siła erozyjna wraz z ożywieniem chyżości rzeki. Natomiast teorii tektonicznej, którą sam przyjmuje, nie popiera Rehman żadnymi spostrzeżeniami. Lugeon, który podczas wycieczki międzynarodowego kongresu geologów zwiedził Pieniny, był, jak to wynika z twierdzenia Limanowskiego,<sup>2</sup> zdania, że przełom Dunajcowy jest epigenetyczny. W takim razie jednak nie tylko Pieniny, jak podkreślił już Łoziński w recenzji rozprawy Limanowskiego,<sup>3</sup> musiały być przykryte jakąś warstwą, na której Dunajec rozwinął swój bieg, (tą warstwą mógł istotnie być, podobnie jak w przełomie koło Jaworek, niespłókany jeszcze płaszcz skalicowy), ale także i cała kraina na południe od przełomu. O takim jednak pokryciu nie może być zgoła mowy.

Krótko mówiąc, przełomy Dunajca nie mogą być 1) jeziornymi, gdyż, po pierwsze, niema w kotlinie Nowotarskiej żadnego śladu po jeziorze, a po drugie, wody takiego jeziora z większą znacznie łatwością i prędzej odpłynęłyby przez Orawę lub przez Spiż, niż przez Pieniny. 2) Nie są to również przełomy wstecznej erozyi, gdyż w takim wypadku Skawa i Raba, pracujące tylko w miękkich warstwach fliszowych, już dawno musiałyby zdobyć rzeki tatrzańskie, i to tem więcej, że z powodu krótszego biegu mają największy spadek, a więc ich siła erozyjna jest znaczniejszą od siły Dunajca, opór zaś materiału — słabszy; zresztą w takim wypadku Dunajec musiałby pracować wstecznie w zagłębieniu Krośnicy, nie zaś w Pieninach. 3) Nie są to dalej przełomy tektoniczne, a to dlatego, że w tych okolicach wogóle nie znaleziono dotychczas większych dyslokacji N—S, a tem mniej tak skomplikowanego systemu uskoków, któryby odpowiadał zakrętom Dunajca. 4) Przełomy Dunajca nie mogą też być denudacyjnymi, gdyż kotlina Nowotarska nie powstała wyłącznie przez denudację; w takim razie nie byłby także zrozumiały podwójny

<sup>1</sup> Rehman, Karpaty I. c. 448.

<sup>2</sup> Limanowski M., Wycieczka w Tatry i Pieniny, Pam. Tatr. 1904, 219.

<sup>3</sup> Łoziński W., Abrégé du Bull. Soc. géograph. Hongroise 1905, 93.

przełom Dunajca przez skalice. 5) Nie są to wreszcie przełomy epigenetyczne, brak tu bowiem równiny akumulacyjnej, na której Dunajec rozwinąłby się.

Nadto żadna z tych teorii nie tłumaczy: 1) licznych pięknie wgłębionych wężownic, 2) dziwnych kombinacji podłużnych i poprzecznych członków, 3) faktu, że w przełomach utrzymały się przynajmniej ślady form ze starszego, już dojrzałego cyklu.

Stosując wyniki badań, osiągnięte w dorzeczach Skawy i Raby także do Dunajca musimy stwierdzić, iż rozwój Dunajca jest podobny do rozwoju tamtych dwu rzek. Wszystkie te rzeki powstały na północnych zboczach Tatr i spływały pierwotnie po poziomie II ku północy. Pcziom ten w stanie silnie zniszczonym, spuszczał się zwolna z Niedźwiedzia, przechodzi ku wschodowi przez Lubień (1211, 1113, 1050 m) na Skałki (1058 m, 1168 m), Prehybę (1175 m, 1195 m, 1120 m), dalej na punkt 1226 m, 1188 m, potem na Radziejową (1265 m) i Wielki Rogacz (1182 m). Na tym równinnym poziomie, gdzie kierunek Pra-Dunajca (alias Białki, por. str. 32 i nast.) był całkiem niepewny, rozwinęły się liczne wężownice, kiedy zaś poziom II został w południu wypiętrzony (o 600 m), cały systemat Pra-Dunajca pogłębił swe koryta i przeobraził poziom ten w krainę pagórkowatą o względnej wysokości najwyższej 500—600 m. Przeobrażenie to było z pewnością bardzo silne, gdyż Pra-Dunajec z powodu twardej wapiennej skały Pienińskiej, utrudniającej szybką erozyę, pogłębił się bardzo powoli. Ruchy masowe przeto miały czas zniszczyć szczególnie wierzchołkowe części pogórza. Ostatecznie formy osiągnęły już stan dojrzały, których ślady odnajdujemy w Leśnickiej kotlinie, w przełomie epigenetycznym koło Jaworek, w załamaniu stoku w Pieninach, w małych terasach, wreszcie w przełomie Dunajca przez flisz. Pra-Dunajec, pogłębiając koryto swe wolniej niż Raba i Skawa, nie mógł później przez tak długi czas przystosować się do nieruchomości poziomu erozyjnego, która dalej na zachodzie wytworzyła ładne terasy. Jedynie w okolicy Sądeckiej powstała piękna terasa ze żwirami Pra-Dunajca (por. str. 23 i nast.). Już podczas tej pierwszej epoki erozyjnej wężownice zostały wgłębione również w skale wapiennej, a tu właśnie, skoro już raz zostały wgłębione, mogły utrzymać się i utrzymały się też w istocie lepiej, niż we fliszu. Drugie słabsze wypiętrzenie (o 200 m) wywołało ostateczne wgłębienie wężownic do poziomu dzisiejszego. Później, rzeka zaczęła rozszerzać dolinę, szczególnie w warstwach miękkich, i roz-

winęła się rzeźba, dostosowana do odporności warstw. Podłużne części dolin otrzymały formy dojrzałe, poprzeczne zaś, szczególnie leżące w wapieniu, mają do dziś dnia formy młodociane przestrome. Drugi proces górotwórczy mogła rzeka przewyciężyć o tyle łatwiej, o ile wnet po wgięciu zagłębienia Nowotarskiego wody jej zostały pomnożone przez Czarny i Biały Dunajec, zwrócony tu z dawnego koryta. Bieg Dunajca został więc zarysowany już w intermedyteranie, a dzisiejsze formy doliny są dziełem erozyi trzecio- i czwartorzędnej, działającej pod wpływem ruchów górotwórczych. Jedną jeszcze właściwość biegu Dunajca (podobnie jak i Popradu) domaga się tu wyjaśnienia, a mianowicie fakt silnego i kilkukrotnego nagłego zbroczenia kierunku. Zdaje się, że wywołało je pasmo skalicowe, nie w ten przecież sposób, że wapienie, jak wał, odparły wody rzeczne, lecz, że pierwotnie ukośnie przez wapienie przebiegająca rzeka, starała się przez ześlizgnięcie (proces, który wyjaśnił v. Richthofen<sup>1</sup>) ukrócić bieg swój przez twardy materiał, rozkładając przekątnie prostokąta na dwie strony.

Podobnie jak porównanie Dunajca z rzekami zachodnimi dopomogło nam do zrozumienia genezy przełomu i rzeźby doliny Dunajca, tak fakt, iż powierzchnię Spiskiej Magóry możemy uważać za analogiczną, a nawet identyczną z poziomem Gubałowskim pouczy nas, że właściwy przełom Dunajca nie leży w Pieninach, ale w górach fliszowych. Skalice w kotlinie nowotarskiej sterczą nieco ponad poziom ogólny północnej części penepłeny Gubałowskiej; są to jednak tylko skalice małe, izolowane i silnie połamane i dlatego tworzą jedynie niewielkie wzniesienia nad poziom. Poziom ten ciągnie się dalej ku wschodowi i zgadza się z prawierówniną Spiskiej Magóry opadającej zlekka ku N. Spiska Magóra na południu, gdzie według Uhliga<sup>2</sup> zapadł się górotwór, a grzbiet opuszcza się stosunkowo stromo (do 700 m) ku kotlinie Spiskiej, nie dochodzi do takich wysokości, jak grzbiet Gubałówki. Brzeg południowy tworzą Viderny wierch i Turowa (1043, 1110, 1086, 1010 m), Spitzenberg (1027 m) i Magóra właściwa (1089, 1066, 1106, 1109 m). Stąd opuszcza się wyżynowa równina falista (t. zn. jej garby) w kierunku Pienin

<sup>1</sup> v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, Berlin 1886, 166.

<sup>2</sup> Uhlig V., Geologie der Tatra, Denkschrift d. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Bd 64, 68; Die Insel Rauschenbach, Jahrb. geol. Reichsanst. 1891, XLI. Bau und Bild. I. c. 724/6.

ku północy, do wysokości 700 m (całkiem podobnie jak na Podhalu). Tu również na północnej granicy poziomu, wznoszą się skalice. Na przestrzeni Czorsztyń-Niedzica są one podobnie połamane, małe i izolowane jak na zachodzie, a wysokość ich tak samo nie przenosi 700 do 800 m; ale dalej ku E stosunki te zmieniają się. Wapień jurajski przybiera ogromne rozmiary prawie jednolitej pod względem odporności bryły; skała ta, jako twarda i przepuszczalna, nie została zniesiona, tak jak inne, i tworzy dziś wzniesienia górujące znacznie nad poziomem I, mianowicie do 982 m wysokie. Z drugiej jednak strony niepodobna zaliczyć Pienin do poziomu II, w tych okolicach wyższego jeszcze od nich o 300 m. Że takie określenie Pienin, jako przynależnych do cyklu młodszego, modelującego zachodnio-galicjskie Karpaty, jest słuszne, dowodzi fakt, że dalej na wschodzie, w okolicy Popradu, gdzie skalice rozpadają się na liczne, małe jednostki, pasmo skalicowe zupełnie zanurza się pod fliszem, nie wznosząc się nad 700—800 m.

Poziom górny (II) jest nad Dunajcem, jak widzieliśmy, już bardzo niewyraźny; widoczne jest jednak jego opuszczanie się ku E. Rozwija się tu górski utwór fliszowy, przecięty głęboko dolinami, rozdzielonemi przez grzbiety o krętym, niepewnym kierunku. Jeszcze w Prehybie i Radziejowej dochodzi do 1168, 1120, 1175, 1295, 1226, 1188, 1265, 1182 m. Ale dalej na wschód grzbieity wznoszą się już tylko do wysokości 1000 i 1100 m, są nimi: Heliaszówka (1024 m), Niemkowa (1026 m), Skałka (1082 m); bezpośrednio w pobliżu Popradu i te wzniesienia urywają się nagle i występują ponownie dopiero daleko na wschód od Popradu (Pusta wielka 1061 m, Porchowalka 1005 m, Pisana hola 1044 m, Nad Kamieniem 1083 m). Między temi wzniesieniami leży szeroka rynnna wzniesień znacznie niższych, nie przechodzących wysokością swą 750—900 m. Na każdym prawie grzbiecie, schodzącym ku dolinie Popradu, możemy stwierdzić wielkie załamane profilu, tak np. na Niemkowej i przeciwległej Pisanej holi<sup>1</sup> (ob. rys. 11). Załamanie to nie jest jednolite; znajdujemy tu kilka form terasowych leżących w różnych wysokościach. Zwykle są one silnie zniszczone; dlategoż, a także

<sup>1</sup> Ładny i pouczający widok na terasy popradzkie poziomu I przedstawia się z Średniej góry (567 m), która sama należy do tego poziomu; szczególnie dokładnie widoczną jest stąd terasa na grzbiecie Klacza, nad ujściem Werchomli na zboczach Gomulickiej góry (823 m) i Kiczery Wielkiej (810 m). Dolina Popradu przedstawia się zład, jak wskazuje rysunek 11.

z powodu lesistości terenu zbadanie ich jest uciążliwe; stąd też nie mogłem badania tego przeprowadzić do końca. Wielka forma rynny położonej wysoko nad Popradem jest przecież w niektórych miejscach całkiem widoczna; rozciąga się ona w kierunku ogólnym SSE—NNW i ma spadek ku N. Szczątki teras leżą: w okolicy Andrzejówki i Lipnika na wysokości 760 i 770 m (Tatarówka 770 m. pomiar barom., Makowisko 766, 758 m, Stawisko 762 m); w okolicy



Rys. 11.

Zubrzyk 600—650 m. Powyżej Piwnicznej terasy są wyraźne i schodkowane, najwyższa z nich sięga 650 m wysokości. Bardzo piękna jest terasowa budowa Szcycówki (do 595 m) na prawym

brzegu. W okolicy Młodowa na lewym brzegu wysokość terasy głównej dochodzi 570 m, koło Przysietnicy terasy opuszczają się już na 490—460 m, w tej samej wysokości leży wielka terasa sądecka, do której utworzenia przyczynił się Poprad. Spadek rynny Popradzkiej, której kierunek przedstawiliśmy właśnie, wynosi 8‰ (na 40 km spada ze 770 do 450 m). Fakt, że Poprad wgłębił w tę rynnę swoje koryto o 2—300 m, jasno dowodzi,<sup>1</sup> iż i ta rynna jest dawnym łożyskiem Pra-Popradu, uchodzącego w poziomie I do kotliny sądeckiej. Wielkie załamanie gór 1000 i 1100 m wysokich ku rynnie leżącej na wysokości 800—500 m, przedstawia zbocza tej doliny Pra-Popradu. Drugi dowód, że chodzi tu o dawne koryto Popradu, stanowi fakt, iż udało mi się znaleźć nieliczne wprawdzie, ale typowe otoczaki rzeczne w wielkiej wysokości nad dzisiejszą rzeką, a to: po pierwsze na terasach powyżej Piwnicznej,<sup>2</sup> po drugie na północ od góry Majdan (na wschód od Starego Sącza) i po trzecie na Podgórzu, na zachód od Starego Sącza. Są to przeważnie otoczaki piaskowca permskiego, kwarcyty i ciemno-niebieskie wapienie. Pierwsze dwa rodzaje otoczków stanowią niewątpliwie

<sup>1</sup> Terasy są tu stanowczo nie warstwowe; często widać, jak one ścinają warstwy.

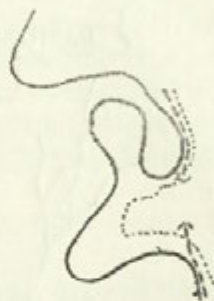
<sup>2</sup> Nad rzeką koło Piwnicznej znajduje się w wysokości 410 m (40 m nad rzeką) rozległa terasa, na której stoi miasto; pokrywa ją żwir dyluwialny. Powyżej znajduje się kilka teras mniejszych, a także piękna wielka terasa leżąca w wysokości 485 m, z licznymi choć drobnymi otoczkami kwarcu i czerwonych twardych piaskowców permskich; jeszcze wyżej (500 m) leży najszersza i najpiękniejsza terasa.



materyał tatrzański, wapienie zaś skalicowy. Nie ulega wątpliwości, że otoczaki te naniósł Pra-Poprad, płynący pod Piwniczną i Starym Sączem o 200 m nad dzisiejszym dnem doliny.

W czasie powstania poziomu I Pra-Poprad płynął już przez góry fliszowe, a w epoce stałego poziomu erozyjnego wytworzył dolinę na 3—4 km szeroką, po dnie której płynął w licznych wążownicach. Wypiętrzenie poziomu I nie tylko wywołało pogłębienie dolin wogóle, ale także szybkie wgłębienie wążownic; Poprad posiada dziś liczne i bardzo typowe meandry wgłębione, które, mimo miękkości i nieodporności fliszu, w części tylko mają dno rozszerzone i spłaszczone zbocza. Piękny jest meander koło Piwnicznej; jego strona wewnętrzna jest już złagodzona, podobnie, jak w wążownicy koło Międzybrodzia. Zbocza innych meandrów Popradu są jeszcze po obu stronach bardzo strome; do takich należy grupa meandrów powyżej Żegiestowa (por. rys. 12), tworząca i opłukująca 3 półwyspy, z których jeden jest już całkiem niemal izolowany. Stromości zbócz i wążkość dna, a także ostre zakręty sprawiły, że gościnniec musiał tu być przeprowadzony przez górę, tor zaś drogi żelaznej przebija ją tunelem. Wzgórze z kotą 495 m przemienia się tu w górę wążownicową. Istnienie starego wysokiego koryta w poziomie I ze żwirami Popradu oraz liczne wcięte meandry są dowodem antecedeny przełomu Popradzkiego. Przełomem tym jest istotnie bieg Popradu na przestrzeni Orłów-Nowy Sącz; powyżej tego miejsca rzeka nasza płynie w szerokiej nizinie 600—700 m wysokiej, gdy górotwór, który przebija ona w swym biegu na przestrzeni 40 km dochodzi do 1000—1200 m. Antecedencya i w tym wypadku wiekiem swym sięga intermedyteranu.

Nienormalne stosunki w układzie sieci odwodnienia Popradu powstały w chwili, gdy, z powodu zapadnięć węgierskich, ze wschodu zbliżył się ogromnie niski poziom erozyjny. Poprad w okolicy miasteczka o tej samej nazwie stracił już część zlewiska swego (o tem por. niżej), a i dziś grozi mu do pewnego stopnia niebezpieczeństwo częściowej lub nawet całkowitej utraty obszaru zlewiska swego, a to w kotlinie Spiskiej do Hornadu. Przedewszystkiem bowiem Toryska zbliża się do Popradu właśnie w tem miejscu,



1:75.000.

Rys. 12.

gdzie odcięcie całego górnego dorzecza Popradu przychodzi jej z łątwością, mianowicie w okolicy Orłowa. Nizka przełęcz Puszta-mezo (601 m), wobec korzystniejszych warunków erozyji Toryski, jest dla Popradu punktem słabym. Potok Luisi, spływający ze wspomnianej przełęczy do Toryski ku SE, ma spadek znacznie większy (30‰), niż Hartłowa, schodząca ku Popradowi (10‰). Różnica tego spadku potęguje się w pobliżu wododziału (Luisi 50‰, Hartłowa 15‰); uwydatnia się to w okoliczności, że potok Luisi płynie bystro i wprost najkrótszą drogą, Hartłowa zaś robi liczne zakręty (por. rys. 13). Układ małych potoków w okolicy wododziału jest charakterystyczny. Luisi pogłębia swoje koryto i z czasem dzięki wstecznej erozyji dotrze aż do Popradu, który w ten sposób będzie zmuszony odpłynąć



Rys. 13.

do Toryski, zataczając przytem łuk podobny do dzisiejszego łuku tej ostatniej. Zboczenie Popradu jest tem łatwiejsze, że Toryska dziś już płynie pod Lipjani w poziomie 389 m, a Poprad pod Orłowem 482 m. Nadto Poprad niema już powodu pogłębiać swego koryta, gdyż spadek jego w stosunku do spadku Toryski jest i tak już bardzo łagodny; kiedy Toryska koło Preszowa, t. zn. w odległości 30 km od Lipian płynie w poziomie 250 m, Dunajec-Poprad do tego poziomu dochodzi dopiero koło Rożnowa (70—80 km odl. od Orłowa).<sup>1</sup> Inne szczegóły co do sieci wodnej Popradu, stojące już w związku z ukształtowaniem kotliny spiskiej, poznamy poniżej, w związku z kwestyą Hornadu.

<sup>1</sup> Dziwny, ku północy zwrócony łuk Toryski oraz zboczenie jej ku SE właśnie w miejscu, gdzie się znajduje tak niski wododział Puszta-mezo, każą się domyślać, że ongi Toryska płynęła przez ten wododział do Popradu. Takie przypuszczenie znajduje poparcie w okoliczności, że, według rękopiśmiennej mapy geologicznej zakładu państwowego (9 XXIII), na przełęczy znajdują się rzekomo piaski i żwiry rzeczne. Gdyby to przypuszczenie okazało się słuszne, mielibyśmy tu przed sobą cały rozwój kilku faz walki Hornadu z Popradem, który odbył się w sposób następujący:

1) Bieg górny Toryski uchodzi przez wododział Puszta-mezo do Popradu; dolna Toryska pracuje wstecznie w miękkich warstwach pasma skalicznego.

Doszliśmy do końca naszych badań tymczasowych co do fliszowych Karpat Galicyi zachodniej; zanim przejdziemy do centralnej krainy kotlinowatej, zastanówmy się jeszcze pokrótce nad rozwojem poznanych dotychczas poziomów dalej na wschodzie. Poziom I (dolny) wkracza w dalszym ciągu na 60 km w głąb Karpat od brzegu północnego. Z powierzchni jego wznoszą się grzbiety utworzone z twardszego materiału. Położone najdalej na północ garby (Wał koło Wojnicza) tworzą kopułowate wzniesienia. Dalej ku południowi grzbiety wydłużają się i wznoszą się coraz więcej nad poziom dolny.<sup>1</sup> Szczególnie na południu występują już regularnie grzbiety ze stromymi zboczami, zostawiając między sobą podłużne zagłębienia denudacyjne w miękkich warstwach menilitowych łupków, warstw hieroglifowych i inoceramowych (kreda). Grzbiety, przybierając im dalej na południe na wysokości, przemieniają się w grzebienie; według wysokości grzebienie te można ugrupować, jak następuje:

1) Rosahutka (lepiej Rosohatka 753 m), Maślonna (747 m), Hełm (779 m), Magóra od Hajnego (705 m), Małastowska (814 m). Pod nimi ku północy Działmera (717 m), góra Ruchwałdzka (629 m).

2) Jaworz (816 m, 882 m), Tokarnia (846, 871 m), Jaworzynka (777 m), Ściski (788 m, 866 m), Hańczowa góra (821 m), Jaworzyna koło Regetowa (885 m).

3) Jaworzyna koło Krynicy (949, 969, 1044, 1083, 1061, 938, 1082, 1077, 1116 m).

Z tego przeglądu wynika, że prawdopodobnie w poziomie szczytowym mamy do czynienia z obniżonym już tutaj znacznie poziomem II. Wiemy, że poziom ten obniża się już w okolicy Dunajca (por. str. 51), a jeszcze więcej w okolicy Popradu (por. str. 53). Poziom I zaś nie obniża się podobnie, a tylko wdziera się głębiej niż na zachodzie we wnętrze pasma fliszowego. W obniżeniu poziomu II możnaby upatrywać skutek mniejszej odporności warstw (według ustnych informacyi Uhliga terasy nad Białą i Wisłoką składają się przeważnie tylko z piasku, kiedy terasy Dunajcowe lub Raby

---

2) Udaje się dolnej Torysce koło Lipjani ściąć i skierować w bok Toryską górną oraz odciągnąć jej wody od Popradu. Ostatnim śladem dawnej hydrografii jest zgrzybiała Hartlowa, kiedy potok Luisi jest młody i pracuje silnie wstecz.

3) Poprad pod Orłowem będzie ostatecznie przez Luisi zmuszony oddać wody swe Torysce i Hornadowi, i wytworzyć tu wielki łuk zwrócony ku S.

<sup>1</sup> Mapa specjalna: 6 XXIV i Grybów-Gorlice 7 XXIV.

są zwirowe); domysł ten nie jest wszakże prawdopodobny. gdyż jak widzieliśmy powyżej, poziom ten obniża się jedynie, ale nie tracą się, jakby tego intensywniejsze zniszczenie przez denudację wymagało. Prawdopodobniejszym jest, że obniżenie to zostało wywołane w drodze tektonicznej: przez zapadnięcie, które musiało mieć miejsce przed wytworzeniem się całkiem normalnego poziomu I. Hipoteza ta jest tem prawdopodobniejsza, ile że poziom szczytowy dalej na wschodzie podnosi się na nowo do prawierówniny, którą znalazł nad Dniestrem Rudnicki.<sup>1</sup> Zachodzi tu pytanie, czy to obniżenie poziomu II, jego wcięcie między Popradem i Dniestrem właśnie, gdzie Alföld dochodzi z południa pod góry fliszowe, nie stoi w związku z wielkim zapadnięciem, które rozdarło związek między zachodnimi i wschodnimi Karpatami centralnymi. Zapadnięcie to obniżyło o tyle centralną masę marmaroską i tak bardzo zbliżyło do niej nizki poziom erozyjny, że rzeki, które ongiś spływały z niej prawdopodobnie do Galicyi i wytworzyły właśnie<sup>2</sup> we wschodnich Karpatach prawierówninę poziomu II, zostały skierowane wstecz do niziny węgierskiej. W razie, gdyby odpowiedź na postawione powyżej pytanie była twierdząca, główna epoka zapadania nizin węgierskich przypadałaby na intermedyteran, t. j. na czas, zanim został wytworzony poziom I, a więc na czas wielkich ruchów górotwórczych we fliszowych Karpatach zachodniej (i wschodniej) Galicyi i, jak zobaczymy, na czas zapadania się kotlin centralnych Karpat zachodnich. Przekonamy się niżej, że są inne jeszcze powody, by genezę niziny węgierskiej uważać za intermedyterańską.

Pokrótkie napomnę o doniosłości studyów morfogenetycznych dla systematyki Karpat fliszowych, nietkniętej prawie dotychczas<sup>3</sup> właśnie z powodu braku kryteriów. Rozwój i geneza krainy odzwierciadla się także w krajobrazie, w charakterze form i hydrografii, w fizyognomii, i dlatego też może służyć jako kryterium. Pro-

---

<sup>1</sup> Rudnicki, por. przyp. na str. 3.

<sup>2</sup> Rudnicki, l. c. 78, nie rozstrzyga, czy prawierównina wschodnio-karpacka powstała pod wpływem bocznej erozyi rzecznej czy też abrazyi morskiej. Ze względu na fakt falowania powierzchni prawierówni (por. *ibid.* 67, 78) oraz ze względu na analogię ze stosunkami zachodniej Galicyi genezę fluwiatywną uważam tu za prawdopodobniejszą.

<sup>3</sup> Jedynie dla Beskidu śląskiego por. Hanslik, *Grenzen und Glieder der Westbeskiden, Mittlgn des Beskiden-Vereins* 1904.

ponuję przyjęcie następującego podziału tymczasowego Karpat fliszowych zachodniej i środkowej Galicyi:

1) Typ śląski. Góry masywne 1000—1300 m wysokie, zbudowane z kredy, a głównie z piaskowca godulskiego, mało rozczłonkowane dolinami rozszerzonymi, ale wąskościnnymi; spad gór z 1000 m do 250 m do wąskiej równiny pogórza pokrytej lesem jest stromy. Typ ten sięga do Skawy.<sup>1</sup>

2) Typ zachodnio-galicyski. Typ ten odznacza się górami wyspowymi i ładną terasową krainą górską na południu, a szerokim, równym kądłubem pogórza na północy. Dalej, charakterystyczną cechą typu tego jest wielki kontrast między pogórzem i krainą górzystą. Doliny są tu stosunkowo głęboko wcięte, bez jakiegolwiek dostosowania się do struktury; niema tu ani podłużnych, ani poprzecznych dolin typowych. Północna granica Karpat niewyraźna, granica między pogórzem a Beskidami właściwymi bardzo znamienna.

3) Typ środkowo-galicyski. Pogórze (poziom I) zapuszcza się głęboko ku południowi w głąb gór; kraina górską obniża się; zachynają się rozwijać wypreparowane grzbiety.

4) Góry Sano-Dniestrowe (typ zachodni Rudnickiego). Typowe góry kratkowe, utworzone z warstw twardych, zawsze leżących naprzemian z miękkimi; poziom szczytowy odpowiada tu dawnej prawierówninie (poziom II), teraz wypiętrzonej i pokrajanej. Dla sieci wodnej są tu charakterystyczne liczne przełomy dolin poprzecznych i rozwój (choć niedokonany jeszcze) dojrzałych dolin podłużnych.

5) Czy typ wschodni Rudnickiego przedstawia odrębny krajobraz, a więc i osobną grupę Karpat fliszowych — nie rozstrzygamy tu nateraz.

We wszystkich wyliczonych grupach musimy rozróżnić pogórze zewnętrzne od gór wewnętrznych (właściwego Beskidu). Prze-

<sup>1</sup> Na zachodzie typ ten sięga do górnej Beczwy, dzielącej go od Białych Karpat, które ciągną się aż do przełęczy Miawy; grzbiety ich, dochodzące najdalej do 900 m, a zbudowane z twardych trzeciorzędnych piaskowców, otaczają wielkie zagłębienia podłużne, wymyte w miękkich łupkach; grzbiety te nie mają dziś jednak sieci odwodnienia jednolitej. Znamieniem jest tu prawie zupełny brak pogórza oraz odcięcie warstw i dolin podłużnych przez linię uskokuwą, ograniczającą nizinę południowo-morawską ku wschodowi. Jest to prawdopodobnie dalszy ciąg linii nazwanej przez Knetta (Vorläufige Mitteilung über die Fortsetzung der Wiener Thermenlinie. Verhandlg. geol. Reichsanst. 1901, 245, 266) linią wiedeńską lub zachodnio-karpacką, uwydatniającej się w źródłach sierzanych i termach, a także w trzesieniach ziemi.

ciwieństwo tych krain jest pod każdym względem wielkie. Pod względem morfologicznym omówiłem już przeciwieństwo to powyżej. Uwydatnia się ono jednak ponadto zarówno w pokrywie powierzchni, jak i w szacie roślinnej, jak wreszcie w stosunkach antropogeograficznych. Na pogórzu niema prawie lasu; jest ono głęboko pokryte gliną, zwietrzałością warstw fliszowych. Ziemia nadaje się tu doskonale pod uprawę. Inaczej w Beskidach: tam strome zbocza i wysoko położone kopuły gór wyspowych nie nadają się na rolę uprawną; pokrywa je natomiast gęsty, ciemy las. Z tego powodu góry występują tu w krajobrazie bardzo wyraźnie. W pogórzu obok pojedynczych, ale zato znacznych miejscowości nad rzekami, mających już charakter miast, spotykamy wielką ilość odosobnionych domostw i dworów, rozrzuconych bez ładu po wyżynowej równinie — każdy przy swojej roli. Środki komunikacyjne przebiegają wyżynę, nie troszcząc się ani o rzeki, ani o słabe wzniesienia; droga wszędzie równie wygodna. Na południu przeważają znacznie zwięzłe zbudowane wioski, położone zawsze nad potokami; drogi trzymają się tu dolin i rzek. Środkiem do życia dla ludności tutejszej nie jest tak wyłącznie uprawa roli, jak na pogórzu.

## VI.

Zagadnienie przełomu popradzkiego zaprowadziło nas już do krainy centralnej zachodnich Karpat; co do ogólnej charakterystyki całej tej krainy, odznaczającej się szczególnie brakiem dłuższych łańcuchów górskich i bogactwem kotlin, odsyłam do wstępu studium niniejszego (str. 5—6) a także do charakterystyk podanych przez Supana<sup>1</sup> i Uhliga.<sup>2</sup> Czytelnik znajdzie tam dobrą charakterystykę górotworów, przedstawiających przeważnie skiby klinowe; nie tak dokładnie scharakteryzowano tam kotliny, które są dla krajobrazu bardzo znamienne. Wypełnione młodszymi warstwami (przeważnie nie przedstawiającymi dla geologów większego interesu), stoją one w zupełnem przeciwieństwie do jąder górskich. Kotliny zajęte są przeważnie przez formy akumulacyjne, w górach natomiast przeważają formy erozyjne; tu kraina dolinna głęboko pokrajana,

<sup>1</sup> Supan, *Oster.-Ungarn* l. c. 186/95.

<sup>2</sup> Uhlig, *Bau und Bild*. l. c. 651/6, i w całym dziele.

ze stromemi zboczami, tam szerokie, równe, nie przecięte przestrzenie; dlatego w kotlinach żwirowe płyty pokrywają role i pastwiska, często podmokłe stoki, w górach zaś jedynie i wyłącznie las. Omawiane kotliny mają doniosłe znaczenie klimatyczne: są to okolice zabezpieczone od wiatrów, odznaczające się szczególnymi stosunkami opadów i ciepłoty (anormalny wzrost ciepłoty w zimie z dołu do góry). Tutaj też skupia się ludność, bo mimo dalekiego oddalenia od brzegu Karpat, uprawa roli jest tu możebna. Fakt ten oczywiście wpływa na podniesienie gęstości zaludnienia i liczby siedzib związanych. Góry natomiast zamieszkuje wyłącznie prawie i niezbyt gęsto ludność niemal koczownicza, trudniąca się hodowlą bydła, a czasem kulturą lasów. Nie wszystkie kotliny (morfologiczne) mają podobną genezę: jedne z nich — a te stanowią większość — leżą na warstwach zapadłych jąder górskich,<sup>1</sup> są więc tektoniczne; do takich należą: kotlina liptowska, turczańska, żylińska, orawska i nowotarska. Inne znów są zgoła innego pochodzenia; t. zw. kotlina górnego Hronu jest prawdopodobnie szerokim łęgiem warstw; kotliny Starego Zwolenia i Św. Krzyża nie są prawdopodobnie niczem innym, jak kotlinami akumulacyjnymi, powstałymi przez usypanie dokoła gór wulkanicznych. Kotliny albo, lepiej mówiąc, padolny Rożnawski i Tornański stoją w związku z rozwojem krasu słowackiego;<sup>2</sup> tak zwane wreszcie kotliny flawy, Trenczynu są tylko rozszerzonemi częściami dna doliny Wagu; mała kotlina Turańska jest jednak tektoniczna.<sup>3</sup>

Rozwój kotliny w teorii przedstawia się w sposób prosty. W zapadającej się kotlinie powstanie dośrodkowa sieć odwodnienia; każda kotlina razem ze stokami gór do niej zwróconemi będzie tworzyć osobny systemat hydrograficzny. Wszystkie rzeki pracują nad tem, by kotliny wypełnić już to wodą, już to materiałem luźnym. Zupełne zasypanie kotliny przedstawia w jej rozwoju fazę zgrzybiałą, gdyż pierwotna forma morfologiczna zupełnie znikła. Proces wypełniania będzie trwał tak długo, dokąd poziom wody lub zasypu nie dojdzie do najniższego punktu górskiego obramienia kotliny, przez który woda przepłynie do krainy niższej; wsteczna erozja powodowana niższem położeniem poziomu erozyjnego poza obrębem zasypanej kotliny rozpruje obramienie, lub też woda je-

<sup>1</sup> Uhlig, Bau und Bild I. c. 722—724, 736, 743 i t. d.

<sup>2</sup> Sawicki L., Szkic krasu słowackiego, Kosmos 1908, 395—445.

<sup>3</sup> Uhlig, Bau und Bild I. c. (138) 788, 749 (99).

ziora kotlinowego wypłynie przez najniższy punkt obramienia i materiały zasypiania zostaną wyniesiony; forma pierwotna kotliny znowu zostanie odkryta. Powtórzenie jednak rozwoju pierwszego nie jest już możliwe, gdyż kotlina ma wypływ na jednym miejscu. Taki rozwój miały, jak się zdaje, niektóre kotliny, mianowicie te, gdzie odpływ przecina najniższy punkt obramienia, i gdzie utrzymały się resztki zasypu lub ślady jezior.

Tak się rzecz ma w kotlinie Św. Krzyża i w kotlinie nitrzańskiej, gdzie podczas wycieczki na wiosnę 1907 skonstatowałem istnienie z jednej strony wyższych terasów wybrzeżnych,<sup>1</sup> z drugiej zaś materiału rzeczno zasypu kotliny. Atoli rozwój przeważnej części kotlin musiał być nieco inny, gdyż hydrografia dzisiejsza nie odpowiada właściwościom rozwoju przedstawionego powyżej. Niema tu bowiem wielu śladów dośrodkowej sieci wodnej, a przedewszystkiem żaden prawie z wielkich przełomów karpackich, odwadniających kotliny, nie opuszcza ich na miejscu najniższego obramienia; przeciwnie, czasem czyni to przepiłowując właśnie najwyższe części obramienia. Z tego jasno wynika, że stosunki morfologiczne w czasie, kiedy sieć wodna rozwinęła się, musiały być inne niż dziś, a rzeki były w stanie przewyciężyć zachodzące na ich obszarze zmiany morfologiczne.

Dziś centralne Karpaty Zachodnie z wyjątkiem małego obszaru, należącego do Popradu, są odwodnione do Dunaju i morza Czarnego za pomocą 4 rzek (Wag z Nitry, Hron, Ipola, Sajo z Hornadem); z tego spływają 3 ( $\frac{2}{3}$  obszaru) do Dunaju, 1 ( $\frac{1}{3}$  część obszaru) do Cisy. Wag, Hron, Hornad zataczają łuki wykłęsłe ku N, nie trzymają się one jednak jednej i tej samej strony pasem jąder górskich, które różnił Uhlig<sup>2</sup> (äussere und innere Kerngebirgsreihe), lecz przebijają je, łącząc kotliny. Te i liczne inne jeszcze przełomy są bardzo ważne pod względem krajobrazowym, hydrograficznym i antropogeograficznym; są też one bardzo znamienne dla Zachodnich Karpat. Rzeka, która płynęła w górnej części biegu przez równinki, pomiędzy dolami i polami, pod licznymi wioskami, krzywiąc się i zakręcając często, tworząc wyspy i nasypy, przetwarzając podczas powodzi koryto w jezioro, — przerywa w dolnej części biegu górotwór w wązkim skalnym

<sup>1</sup> Terasy w okolicy Slaski (Mogyoro mal) i Lutilly w kotlinie Św. Krzyża, w zagłębieniu Handlowskim i w okolicy Privigyje.

<sup>2</sup> Uhlig, Bau und Bild, 708 nast.



wąwozie o zboczach wysokich i stromych, czasem tworząc progi. Tu rzadko spotyka się osady ludzkie; obok rzeki w dolinie miejsca tak mało, że dopiero w czasie, gdy technika zrobiła znaczniejsze postępy, było tu możebne zbudowanie dróg komunikacyjnych, gościńca i kolei. Takie wielkie przełomy znajdujemy nad Orawą między Parnicą i Kralowanem, nad Wagiem między Rozenbergiem i Krpelanem, między Rutką i Strecznem, nad Hornadem między Włachami (Wallendorf) i Aboszem, nad Zazriwą między Zazriwą i Parnicą. Liczne przełomy drugorzędne stoją w związku to z różną odpornością materiału, to z dawnym zasypaniem rzeźby, to z młodeymi ruchami górotwórczymi i przyczyniają się głównie do wzbogacenia krajobrazu.

Centralne Karpaty Zachodnie posiadają wielkie bogactwo form, które, jak widzieliśmy, zawdzięczają różnym czynnikom. Bogactwo to przyjemnie odbija od monotonii gór fliszowych. Formy są tu znacznie ostrzejsze i pewniejsze, dna dolin wązkie, zbocza bardziej strome, profil dolin zbliża się zawsze do V, zakończenie ich przedstawia ładne lejki źródłowe, grzbiety wreszcie są ostre i t. d. Rzeki tutejsze są dziksze, spadek ich nie wszędzie wyrównany lub złagodzony. Często po zboczach spotykamy przestrome ściany skaliste, o formie i wyglądzie krajobrazowym zależnym od materiału; u ich stóp stożki nasypowe. Istnieją nawet wiszące, nierównodenne ujścia dolin bocznych, a to w okolicach dawniej niezlodowaconych. Przykładem jest wodospad Szutowski, wywołany przez próg, zbudowany z granitu, bogatego w kwarciec. Wapień i skały krystaliczne pokryte są tu bogatą w humus tłąstą ziemią, na której rosną wspaniałe lasy. We wszystkim widoczne tu przeciwieństwo do gór fliszowych. Ta mnogość form znacznie jeszcze zwiększa się tam, gdzie miejscowe warunki powodują rozwój innych grup form. Zajmę się nimi pokrótce.

W zachodnich Karpatach znajdujemy bogaty rozwój form głacyalnych. Przedewszystkiem w Tatrach formy akumulacyjne zarówno jak i erozyjne, znane są od dawna; one to głównie przyczyniają się do dzikości i piękności krajobrazu tatrzańskiego. Znajdujemy je niemniej i w innych górotworach choć w znacznie słabszym rozwoju. Partsch opisał niedawno takie formy akumulacyjne z Niżnych Tatr<sup>1</sup> szczególnie z północnych stoków

<sup>1</sup> Partsch, Wanderungen und Studien in d. Nied. Tatra, VIII Ber. Sek. Schlesien des Ung. Karp. Ver.. 1903, Schlesische Zeitg. Breslau 1903, Nr 742—3; Eiszeit in der Niederen Tatra, Globus 1904, 84. Bd, 231.

Djumbiru. Podobnie ja znalazłem podczas wycieczki w jesieni 1907 r. kilka pięknych karów ze ścianami, z typowo wygładzonym i bardzo rozszerzonym dnem, z progiem i morenami między Kralową holą (1943 m) i Orłową (1841 m). Nie tak typowe, prawdopodobnie tylko pseudoglacjalne, są pewne formy podobne do karów w Małej Fatrze, które odnalazłem w lecie 1906 na stoku E Wk. Rossudźca (1606 m) w wysokości 1450 m, oraz na stoku N Kriwania (1711 m) w tej samej wysokości.

Gdziekolwiek wapień występuje w większej ilości, tam zaraz ukazują się mniej lub więcej typowe formy krasowe. Jedną taką okolicę, gdzie ma miejsce znaczne skrasowienie, niedawno opisałem szczegółowo.<sup>1</sup> Podobnie skrasowane są wapienne płyty północnego pasma wapiennego gór spisko-gemerskich (Las Vernarski z okolicą Straceńską, góry galmuskie w okolicy Kassa Hamor). Pięknie rozwinęły się formy krasowe także na wysoko położonej płycie Murańskiej, na zachód od gór spisko-gemerskich.<sup>2</sup> Ładne, choć mało znane, formy krasowe mamy w Wielkiej Fatrze, stanowiącej prawie całym niebadany dotychczas wapienno-dolomitowy górotwór kredowy, w którym Siegmeth niedawno odkrył wielkie jaskinie z wykopaliskami.<sup>3</sup> W mniejszych rozmiarach znajdujemy zjawiska krasowe także w wapiennych pasmach Tatr<sup>4</sup> i gór Bialskich, pasma choć-prosecańskiego<sup>5</sup> (ponory, jaskinie), w Małych Karpatach<sup>6</sup> (wertebry,

<sup>1</sup> Sawicki L., Szkic krasu słowackiego, Kosmos, 1908. Lwów, 395—445.

<sup>2</sup> Znajdujemy tu wzdłuż potoku Dolinki oznaki dwóch epok erozyjnych. (por. mapę specjalną Granquellen 10 XXII). Kiedy posuwamy się od Murania (394 m) pod górę, droga nas prowadzi naprzód 150 m pod górę w dolinie głębokiej stromościennej, aż wreszcie stajemy w wysokości 564 m u stóp wielkiej, stromej ściany, wysokiej na 300 m, na którą nie łatwo się wdrzeć; na górze znajdujemy się znów w dolinie 4—500 m szerokiej, a 1—1½ km długiej, podmokłej, na wysokości 800—850 m; dolina ta kończy się ładnym cyrkowem zamknięciem. Dzisiejsza źródłana i rzeczna erozja nie dosięgła jeszcze tylnej ściany wytworzonej przy lokalnym poziomie erozyjnym 700—750 m.

<sup>3</sup> Ustna informacja Pana Inspektora Siegmetha.

<sup>4</sup> Pawlikowski, Podziemne Kościeliska, Przegląd Zakop. 1900, Nr 23, 24, 25; Nehring, Zeitschrift d. deutschen geolog. Ges. 1880, 48416; Rehman, Karpaty I. c. 156—169.

<sup>5</sup> Stur D., I. c. Jahrb. geolog. Reichanst. XI, 1860, 122; Rehman, Karpaty I. c. 215, 220.

<sup>6</sup> Beck und Vettters, Die kleinen Karpathen, 1904. S. 26. (Beitr. z. Paläont. u. Geol. Öst.).

doliny suche, jaskinie) i w górach Berezowskich (wycieczka z sierpnia 1906, werteba, jaskinie i t. d.).

Trzecią grupę osobnych form przedstawia morfologia krajów wybuchowych zachodnich Karpat, ogromnego pasma wulkanicznego od Nitry po Hornad i dalej. Po części mamy tu przed sobą jeszcze formy pierwotne; taką jest piękna pokrywa<sup>1</sup> (Decke) między Krupiną i Cisownikiem, opuszczająca się ku Ipoli, a przecięta bardzo licznymi równoległymi dolinami konsekwentnymi,<sup>2</sup> lub godny dokładniejszego zbadania piękny górotwór obrączkowy (Ringgebirge) Polany.<sup>3</sup> Zdaje się, że mamy tu do czynienia z typowym, jeszcze nie całkiem zniszczonym kraterem ogromnych rozmiarów; brzeg tego krateru dziś jest już bardzo zniszczony i obniżony, a po zewnętrznej stronie pocięty typowym odwodnieniem odśrodkowym (pochyłość zewnętrznych stoków 100—150‰); dochodzi on do 1459 m. W kraterze panuje znamienne odwodnienie dośrodkowe; kocioł kraterowy o średnicy 6—7 km przedstawiałby typową »Calderę« na wysokości 950 m. Najwięcej interesującą jest jednak wąwozowa, 600 m głęboka dolina w rodzaju »Barranco«, nosząca nazwę Hrochołskiej, a wyprowadzająca wody z kotła. Dokładny geologiczny i morfologiczny opis Polany przedstawia wdzięczne zadanie. Że była ona niegdyś wulkanem, jest tem prawdopodobniejsze, ile że w pobliżu (koło Kalinki) znajdujemy typową solfatarę.<sup>4</sup> W innych okolicach, zniszczonych już więcej, panuje nad formami prawo odporności materiału, które przy wielkiej różnicy twardości wybuchowych skał i typów spowodowało wypreparowanie niezliczonych stożków, ścian, szyi, żył, dzwonów i t. d., jak to już wynika z opisów i map Czerhatu sporządzonych przez Schafarzika.<sup>5</sup> Przyczyną niektórych zagłębień jest też niewątpliwie nierówna odporność warstw (np. zagłębienia Uj Lehota-Prohor).<sup>5</sup>

Przy szkicu morfologii zachodnich Karpat nie można zapominać o skalicach, o pasmie granicznym między górami fliszowymi i centralnymi. Widzieliśmy już (str. 46 i 52), że pasmo to choć wązkie,

<sup>1</sup> Osobliwy bieg Litawy, nie dostosowany do pochyłości, wymaga dokładniejszego zbadania.

<sup>2</sup> Por. mapę specjalną Dettva Libethen 11 XXI.

<sup>3</sup> Rehman, Karpaty, l. c. 356—7.

<sup>4</sup> Schafarzik, Pyroxenandesit des Cserhat, Mitlg aus d. Jahrb. d. ung. geol. Landesanst. 1895, IX, 185.

<sup>5</sup> Wycieczka wiosną 1907 r.

jest bardzo znamienne, gdyż wszędzie (z wyjątkiem Pienin) tworzy zagłębienie podłużne, rynną ciągnącą się od Miawy do Hornadu. Rynny tej często używają rzeki. Zagłębienie wspomniane jest obsadzone niby główkami niezliczoną ilością małych i większych skalic o najróżniejszych formach i kształtach, od brył masywnych do najcieńszych igieł. Ale o osobnem pasmie górskim, pod względem morfologicznym równouprawnionem z górami fliszowymi i centralnemi, jakto Grund<sup>1</sup> przyjął na podstawie geologicznej doniosłości skalic, niema tu mowy: twierdzenie to jest całkiem niesłusznym przeniesieniem stosunków alpejskich na karpackie.<sup>2</sup>

Ta wielka mnogość form, jakieśmy omówili, powiększa się jeszcze przez to, że wszystkie one mogą przybrać różne kształty zależnie od ich wieku, zależnie od długości czasu, przez jaki wystawione były na działanie sił modelujących, innemi słowy zależnie od ich stanowiska w cyklu geograficznym. Niejednakowa wysokość, do której górskie jądra zostały wypiętrzone, jest powodem, że wiek osiągnięty w różnych okolicach w rozwoju form jest różny. Aby w tym labiryncie form znaleźć drogę prowadzącą do klasyfikacyi i uporządkowania form, wybrałem jedną grupę, bardzo charakterystyczną, mianowicie formy dolinne. Studium ich jest bardzo pewną drogą, prowadzącą do wniosków co do morfogenezy i ruchów skorupowych wogóle; rozwój dolin bowiem jest niby barometrem ruchów skorupowych. Zadanie moje obejmuje przedewszystkiem: stwierdzenie normalnego i anormalnego rozwoju dolinnego oraz kierunku rzek, stosunku ich do struktury; dalej stwierdzenie i porównanie rozwoju pojedynczych części dolin w szczególności.

Jeżeli spotkamy zlewisko rzeki w niezgodności z morfologicznym obszarem ciągłego spadku, musimy przedewszystkiem zapytać, czy niezgodność ta jest wynikiem wędrówki wododziału (*migration of divides*), czy też może wododział utrzymał się w starym obwodzie, zmieniała natomiast się rzeźba. Obydwa wypadki są możliwe. Pierwszą grupę anormalnych dolin nazwiemy stosowanemi, drugą przetrwałemi. Obydwie ewentalności mogły z kolei powstać, dzięki różnym czynnikom, obydwie one mogły wytworzyć się w różny spo-

---

<sup>1</sup> Grund, Länderkunde v. Öst.-Ungarn. Göschen, 1906.

<sup>2</sup> Także pod względem stratygraficznym i tektonicznym pasmo skalic nie odpowiada zupełnie pasmu wapiennemu Alp.

sób. Wododział przesuwają się tam, gdzie siły erozyjne działające na dwóch zboczach górotworu nie są równe. Siła erozyji zależy według wzoru dla żywej energii ( $k \cdot mv^2$ ) 1) od ilości wody, a więc a) od wielkości dorzecza i b) od ilości opadów; 2) od chyżości ruchu wody, a zatem od względnych różnic w wysokości lokalnego poziomu erozyjnego i spadku; 3) od oporu, na jaki napotyka w swym biegu woda, t. j. od odporności i struktury warstw.<sup>1</sup> Najmniej złożony wypadek anormalnego zlewiská rzeki przetrwałej, ma miejsce tam, gdzie w obwodzie źródłanym lub górnym znajdują się miękkie warstwy, które zostaną prędzej i głębiej wypłukane, denudowane, niż warstwy twardsze, leżące w dolnym biegu i tworzące nieraz wyniosłości wyższe od wododziału. Przez wyniosłości te rzeka przedziera się przełomem denudacyjnym (tak było np. z przełomami kotlin Sułowskiej i Domańskiej).<sup>2</sup> Takimi warstwami nieodpornymi są również masy luźne, osady, czy to rzeczne, czy jeziorne, które zasypały jakąś rzeźbę dawną, tak że sieć wodna mogła się rozwinąć na powierzchni zaspiska zupełnie niezależnie od rzeźby pogrzebanej. Dlatego też rzeki przy pogłębieniu na miejscach, gdzie dawniej nie było doliny, wrzynają się nawet w litą skałę; jeżeli zaś z czasem luźny materiał zostanie wyniesiony a dawna rzeźba odsłonięta, będziemy mieli zjawisko podwójnej doliny, lub też przełomu epigenetycznego. Przykładem takiego rozwoju są przełomy przez skalice Manin<sup>3</sup> w pobliżu Bystrzycy Powaskiej, gdzie zasypianie jest naprawdę niemal tak stare, jak rzeźba, morskiego pochodzenia, a później dyslokowane jeszcze. O wiele wspanialsze przełomy tego rodzaju przedstawia cały systemat Hronu.<sup>4</sup> Powyżej mówiliśmy już o wypadku, polegającym na tem, że powstająca z jakichkolwiek powodów wanieńka została wypełniona wodą, która potem przepłynęła na najniższym punkcie obramienia i wytworzyła przełom przepływowy, przez co włączyła wanieńkę w ogólny systemat odwodnienia. W Karpatach Zachodnich jest to wypadek bardzo rzadki. Jeżeli nienormalności, spotykane w sieci odwodnienia, nie dają się wytłumaczyć w jeden z wymienionych powyżej powodów, w takim razie musimy przypuszczać, że są one spowodowane predyspozycją tektoniczną

<sup>1</sup> Takie wypadki poznaliśmy już przy omawianiu gór fliszowych i poznamy niżej jeszcze.

<sup>2</sup> Por. Dodatek Nr 5, str.

<sup>3</sup> Por. Dodatek Nr 6, 7, str.

<sup>4</sup> Por. Dodatek Nr 8, str.

lub też ruchami górotwórczemi. Być może, iż rzeka wyszukuje tu sobie miejsca na przełom w górach, gdzie znajdują się uskoki albo fałdy transwersalne,<sup>1</sup> lub, gdzie wogóle punkt górotworu jest tektonicznie słaby;<sup>2</sup> może też być, że całe wielkie obszary w górnym biegu rzeki załamały się lub zostały wgięte, albo że w dolnym biegu podniosły się skiby, przytem wypiętrzone lub wyfałdowane. Takie właśnie przełomy są dla nowszej historii krainy bardzo pouczające, gdyż wpływ młodszych ruchów górotwórczych, które w celu wytłumaczenia genezy przełomów przyjąć musimy, z konieczności musiały się też odbić na całym rozwoju krajobrazu.

## VII.

Kombinacje wszystkich naszkicowanych powyżej ewentualności spotkamy w krainie, do wrót której zaprowadziła nas już kwestya Orawy i Popradu (por. rozdział V); jest to centralna kraina całych zachodnich Karpat obejmująca mianowicie Spiż, Liptów, Orawę i Turoc. Trzy wielkie kotliny, zewsząd otoczone górami, rozczłonkowują ten kraj. Z tych najszczelniej zamkniętą jest turczańska. Otaczające góry dochodzą 800—1700 m wysokości, dno zaś tej typowej centralno-karpackiej kotliny jedynie za pośrednictwem Wagu stoi w związku z leżącemi wokół krainami. Dno to leży na wysokości 400 m, a więc o 1000—1200 m niżej od obramienia, zajmuje obszar około 300 km<sup>2</sup> i zajęte jest już to pogórzem eoceńskim, (w którym udało mi się znaleźć pod Hornim Jesenem numulity, a które jest, jak to odkrywki pod Hradistja koło Zabaryi pokazują, silnie wypiętrzone), już to pokładami młodszemi, do których wrócimy jeszcze (por. niżej). Pod względem krajobrazowym kotlinę turczańską opisał bardziej szczegółowo Rehman.<sup>3</sup>

Nie tak szczelnie zamknięta, ale znacznie wyższa i większa jest kotlina liptowska i spiska między długimi górotworami Niżnych Tatr i Wielkiej Fatry z jednej, a Wysokich Tatr i działu Chocz-proseccańskiego z drugiej strony; ku wschodowi, gdzie kotlina rozszerza się, zamykają ją góry paleogeńskie nad Toryską. Kotlinę

<sup>1</sup> Lugeon, Recherches sur l'origine des Vallées des Alpes Occidentales, Annal. d. Géogr. 1901, X.

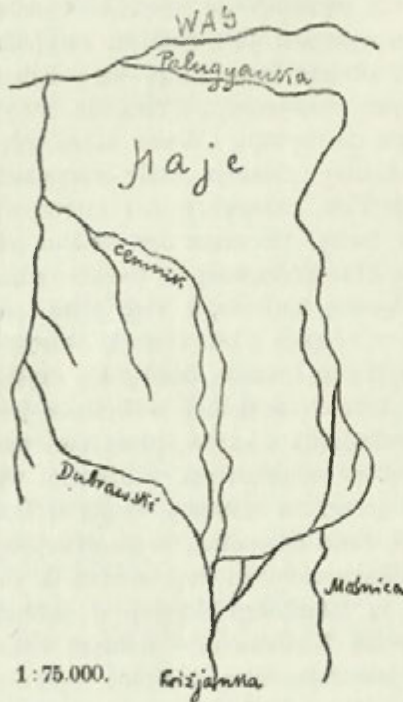
<sup>2</sup> Jenny, Das Birstal. Basel 1901.

<sup>3</sup> Rehman, Karpaty I. c. 337—340.

Liptowską dzieli od Spiskiej główny wododział europejski, biegnący przez niskie grzbiety, zasypane żwirowiskami glacyalnemi; wschodnią kotlinę spiską odwadnia Poprad do Wisły, zachodnią zaś, lip-towską, Wag do Dunaju. W całości ta podwójna kotlina ma kształt półksiężyca, położonego u stóp południowych i wschodnich Tatr, spadających tu stromo na linii wyznaczonej przez uskok główny; dno kotliny nie odbija już dziś tak wyraźnie od stromych stoków Tatr, ponieważ dolna część tych ostatnich jest całkiem zasypana żwirami i szutrami lodowcowemi, obejmującemi Tatry na południu i wschodzie szczelnie zamkniętym pierścieniem. Przez te żwiry i szutry liczne rzeki uchodzą z gór do Popradu i Wagu, które, spływając w kierunku głównej osi kotliny, zbierają wody wszystkich potoków. Potoki, wypływające z Tatr, przerwały wał morenowy i werznąły się głęboko nieraz w żwiry, tworzące dziś wzdłuż ich biegu terasy. Z drugiej strony, potoki te począwszy od punktu, gdzie opuszczają góry i wstępują na równiny kotlinne, a więc gdzie spadek ich załamuje się, zbudowały opadające z lekka stożki żwirowe. Po stożkach tych potoki nasze spływają obecnie, dzieląc się często. Przeciwnieństwo doliny górnej w Tatrach, a dolnej w kotlinie jest bardzo znamienne; tam rzeka, pochodząca z karów, przepływa szerokim, wgłębionym w granicie żłobem lodowcowym, z ujściami wi-szącemi w dole, a jeziorami w górze; tu naprzód wcięta w wał morenowy, przybiera właściwości rzeki zdziczałej, serpentynującej po własnym stożku rozwartym. Zdziczenie rzeki doprowadza do bifurkacji właściwych; nie należy tu bifurkacya Młynicy w pobliżu jeziora Szczyrbskiego, opisana przez Rehmana;<sup>1</sup> dobrym natomiast przykładem tego zjawiska jest dolny bieg Kriżjanki, spływającej z Niżnych Tatr; bo też rzeki Niżnych Tatr w epoce czwartorzędu a i w dzisiejszych jeszcze czasach wyspały wielkie stożki żwirowe do kotliny, podobnie jak rzeki Tatrzańskie. Kriżjanka (rys. 14) blisko od punktu, gdzie na wysokości 740 m występuje z gór wapiennych, dzieli się na 3 główne ramiona, połączone ze sobą całą siecią małych potoczków. Jedno ramię zwraca się ku NE i łączy się z Mośnicą; w dalszym biegu nazywa się Palugyanka (płyne ku Nagy Palugya); drugie płyne pod nazwą Cemnik-potok ku N, aby u stóp wzniesienia Haje zawrócić ku zachodowi i połączyć się koło Piasic, w wysokości 582, z trzecim ramieniem, które płyne wprost

<sup>1</sup> Rehman, Karpaty (ew. Tatry) l. c. 107.

ku W, ku Dubrawej i dlatego nosi nazwę Dubrawskiego potoku. Garby między temi ramionami, schodzące w formie terasów 730 na 580 m, są całkiem pokryte żwirami. To intensywne rozwidlenie rzeki, rozprzestrzenione na 30 km<sup>2</sup> tak daleko w głębi Karpat Zachodnich, jest niewątpliwie bardzo znamienne dla morfologii i hydrografii kotlin zachodnio-karpackich.



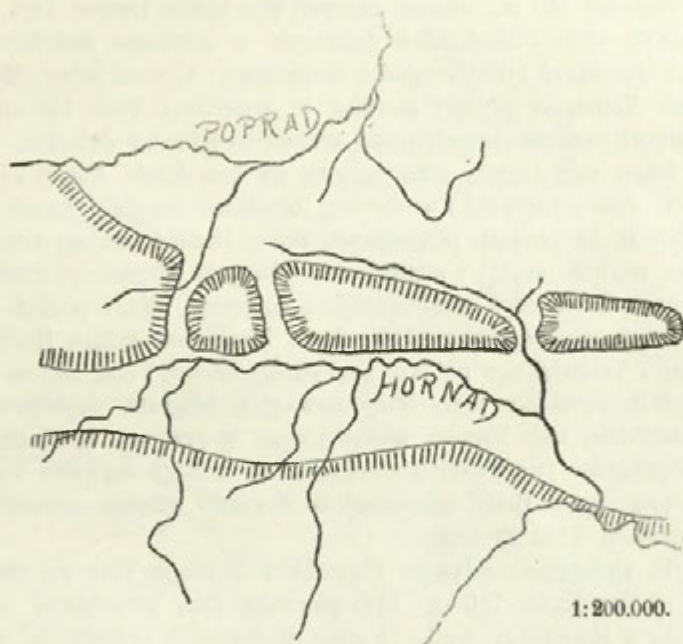
Rys. 14.

Wielkie masy żwiru pochodzącego z Tatr popchnęły też główne rzeki kotlin całkiem ku południowemu brzegowi kotlin, i Wag i Poprad płyną tuż u stóp Niżnych Tatr i Keszarskich gór fliszowych. Niedgdyś, kiedy żwiry nie były jeszcze tak dalece wyprząnięte, jak dziś, Poprad i Wag płynęły też dalej na południe od właściwej północnej granicy Niżnych Tatr i później, przy pogłębieniu koryt, wgłębiły się w przełomach epigenetycznych w wapienie tego górotworu. Taki bieg epigenetyczny posiada na przykład Wag poniżej Wažeca. Czarny Wag, pochodzący z Niżnych Tatr, płynie aż do ujścia tylko w wapiennym pasmie Niżnych Tatr, szczególnie wybierając sobie dogodną drogę w łupkach werfeńskich i kruchych piaskowcach horyzontu Lunz. Od właściwej kotliny liptowskiej dzieli go szereg gór, złożonych z dolno- i górnortryjasowego wapienia, o wysokości 1000 i 1100 m (Vrcha cesti 1092 m, Hosko 1118 m, Sokoł 1160 m). Inaczej ma się z Białym Wagiem, pochodzącym z Tatr Wysokich: w górnym biegu przerzyna on jedynie pogórze eoceńskie i utwory glacyalne. Ale poniżej Wažca wstępuje między wapień i dolomit, przynależny już do Niżnych Tatr. Dolina, dotychczas płaska i szeroka, zaraz zwęża się i pogłębia oraz przybiera młodociane formy. Stoki Lanowiska koło Vihodnej są już na 100 przeszło m wysokie. To opuszczenie właściwej ko-



tliny tłumaczy się zasypianiem niższych części stoków Niżnych Tatr przez utwory glacyalne (żwiry te znajdujemy na wzniesieniach koło Vihodnej dziś jeszcze) i zepchnięciem Wagu ku południowi. Podobny, choć nie tak jasny co do genezy, ale bądź co bądź epigenezy jest bieg Małego Popradu tam, gdzie rzeka ta odcina izolowaną górę Kienberg (922 m), wznoszącą się o 150 m ponad otoczenie, od reszty pasma wapiennego Niżnych Tatr.

Już z tych danych wynika, że dna dolin w kotlinie liptowsko-spiskiej leżały niegdyś znacznie wyżej niż dzisiaj; do podobnego



Rys. 15.

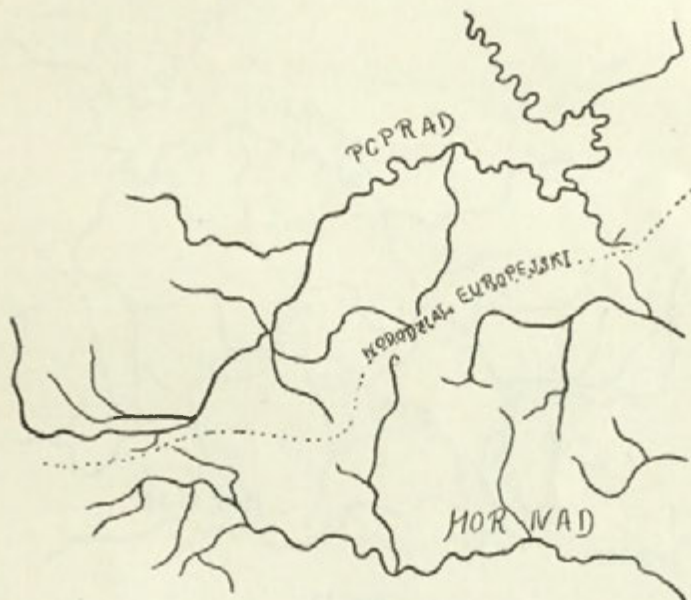
wniosku prowadzą spostrzeżenia, poczynione w okolicy miasteczka Popradu a dowodzące, że górna część Hornadu należała ongiś do sieci wodnej Popradu i dopiero później została odciągnięta do Hornadu. Hornad wytryska z północnych stoków Niżnych Tatr i poniżej Vikartocza przepływa małą kotlinę, wypełnioną fliszem trzeciorzędowym i osadami dyluwialnymi. Z południa uchodzą do niego (por. rys. 15) z pod Upłazu (1557 m) i z pod Prednej holi potoki Bystra i Vernarski. Hornad sam zakręca ostro ku E u stóp grzbietu melafrowego (tryjas), który do najwyższej wysokości dochodzi w Kriżowej

(943 m) i w gloriecie popradzkiej (922 m), skąd roztacza się wspinały widok na kotlinę Spiską i Tatry. Właśnie na miejscu zakrętu Hornadu grzbiet ten przedziurawiony jest przez przełęcz dolinną, leżącą w poziomie o 757 m, a stanowiącą widocznie część starej doliny nie mającej dziś zakończenia. Na tej to przełęczy znalazłem żwiry kwarcytowe o wielkości odpowiedniej niedalekiemu transportowi. O układzie tych żwirów nic nie mogę powiedzieć, gdyż są one luźnie tylko porozsypywane. Podobnie rzecz ma się w dolinie Cieplicy, która otwiera się wododziałem dolinnym ku Hornadowi, na wysokości 740 m, właśnie naprzeciwko ujścia Bystrej (rys. 15). Powstanie tych wododziałów dolinnych w grzbiecie melafirowym można tłumaczyć tylko w sposób następujący: Hornad górny, Bystra i potok Vernarski płynęły dawniej w wysokości 760—750 m ku Popradowi, zaczem przecięły one grzbiet melafirowy dolinami, których formy dziś jeszcze utrzymały się na wododziale. Takiej hydrografii dowodzą otoczaki kwarcytowe osadzone na dzisiejszych wododziałach. W czasach późniejszych dolny Hornad, mający korzystniejsze warunki erozyji i pogłębienia, odciągnął Popradowi dopływy z Niżnych Tatr, gdyż miał względnie znacznie niższy poziom erozyjny oraz pracował w miękkim fliszu. Znamienne kolana Hornadu, Bystrej i Vernarskiego potoku, wododziały dolinne i otoczaki na wododziałach pozostały jako ślady dawnej hydrografii. Jeszcze dalej na wschodzie, koło Primoc, wielka brama w grzbiecie Kriżjanki, tu już z pokładów werfeńskich zbudowanym, została zapewne wyżłobiona przez potok Biały, uchodzący do Hornadu właśnie naprzeciwko tego miejsca, koło Hrabusic.

To zboczenie dopływów Popradu z Niżnych Tatr ku Hornadowi na wysokości 750 m, było pierwszą fazą zwycięskiej walki Popradu z Hornadem; walka ta trwa do dzisiaj, a przebieg jej staje się już dla górnego Popradu krytyczny. Potok Ganowski, jeden z dopływów Hornadu, przepiłował już wstecz grzbiet melafirowy i zbliżył się do Popradu w pobliżu miasteczka tej samej nazwy tak bardzo, że od Schnadenbachu, dopływu Popradzkiego, oddzielają go edynie moczary, leżące na wysokości 685 m. W odległości 4·5—5·0 km od tego niezwykłego wododziału Poprad płynie w wysokości 670 m, a więc wododział wznosi się nad nim tylko o 15 m; Schnadenbach zaś ma 3—4‰ spadku (w pobliżu źródła!). Potok Ganowski w tej samej odległości płynie już na wysokości 596 m, ma więc znacznie większy spadek (23‰). Bez wątplenia Poprad

z czasem ulegnie wstecznej erozyi Ganowskiego potoku i sam stanie się dopływem Hornadu. Zestawiając wnioski, do jakich doszliśmy już przedtem (por. str. 56 i 57), z postawionemi właśnie, otrzymamy następujący szkic prawdopodobnego obrazu rozwojowego sieci Popradzko-Hornadzkiej (rys. 16: obraz dawnej sieci wodnej; rys. 17: obraz sieci wodnej dzisiejszej; rys. 18: obraz sieci wodnej przyszłej).

Widzimy tu zaciętą walkę między dwoma systematami rzeczynemi, która stała się zwycięską dla młodszego, należącego do rozwoju późniejszego. Poprad stary, zgrzybiały, nie może oprzeć się

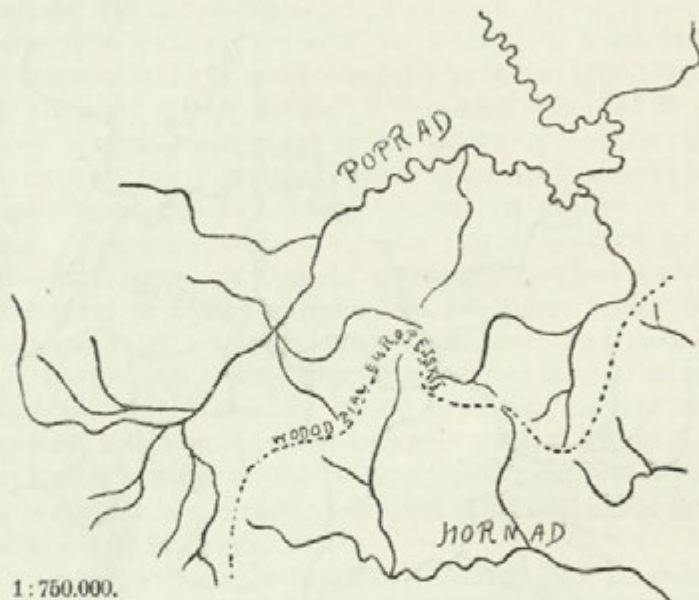


1 : 750.000.

Rys. 16.

dostatecznie parciu młodego Hornadu i skazany jest na zgubę, to znaczy na rozdarcie. W czasie, kiedy Poprad rozwinął się w kotlinie Spiskiej (a wiemy już, że było to w epoce intermedyteranu), nie mogły jeszcze panować dzisiejsze stosunki w dziedzinie rzeźby, ponieważ w takim razie Poprad już dawno byłby zboczył do Hornadu. Ten zaś nie zdobył jeszcze równowagi między obszarem zlewiska a siłą erozyjną; powodem tego są zajścia w dolnym biegu tej rzeki.

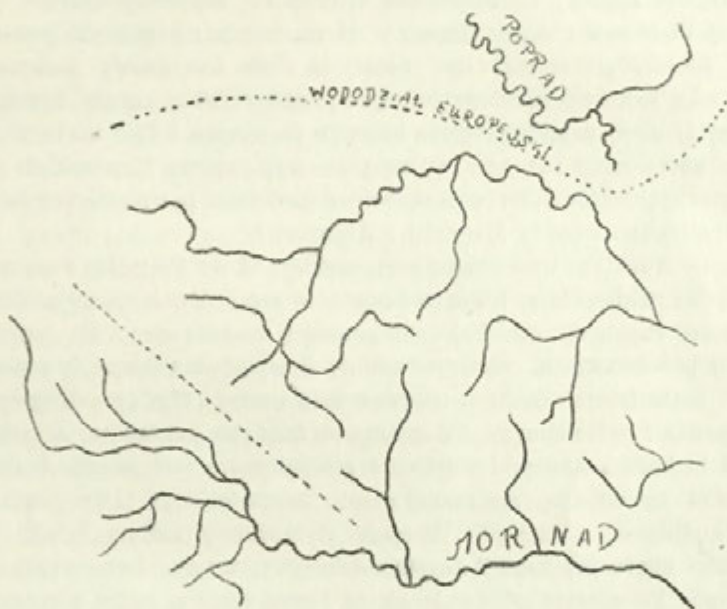
Na przestrzeni między Vikartocz i Hrabuszycami (540 m) Hornad płynie w dolinie 2—4 km szerokiej, z łagodnymi zboczami trzeciorzędowego fliszu. Dalszy ciąg tej szerokiej doliny idzie przez Letanovce i Smižany do Nowej Wsi. Wysokość jej dna wynosi przy Vikartocz 756 m, przy Hrabuszycach 550 m, a przy Nowej Wsi 460 m. Padołu tego trzyma się też gościniec państwowy i kolej Bogumińsko-Koszycka. Hornad jednak opuszcza nagle tę wygodną drogę, zbacza pod kątem prostym w góry wapienne, tworzące przedgórze gór spisko-gemerskich, i przeciska się przez wąwóz



Rys. 17.

tak wązki, że pieszo przedrzeć się przezeń prawie niepodobna (ścieżki niema) pomiędzy wapiennymi, miejscami pionowymi ścianami. Najwspanialej przedstawia się ten 200 m głęboki wąwóz powyżej młyna Leśnica, na części noszącej charakterystyczną nazwę Żelaznych Wrót: nagie ściany sterczą tu przeważnie po północnym zboczu doliny; są to płyty spadającego ku N wapienia tryjasowego. W szczelinach, między grubymi ławami wapienia, zwietrzenie pracuje silniej niż w skale litej, i stąd było ono w stanie przegrześć tunelem wązki grzbiet wzdłuż szczeliny. W ten sposób powstała grota Kapu (Kaps-grotte), most naturalny, podobny do pewnego stopnia

do mostów naturalnych w dewońskim wapieniu Morawskiej Szwajcaryi, lub też do bramy Prebischtor w nadłabskich górach piaskowcowych. Skoro z dna wąwozu, który zaledwie może ująć całą masę wody, po bardzo stromych zboczach wydrapiemy się na szczyt Ihrika lub Meierskiej (648 m), to ku południowi będziemy mieli przed sobą widok płaszczyzny wierzchwinowej spiskiego pasma wapiennego (Vernarskiego lasu), podnoszącego się zwolna od 600 do 1000 m. W brzeg płaszczyzny tej wierznął się Hornad, podobnie jak Wag poniżej Vikartocz w brzeg Niżnych Tatr. Na północ mamy



1:750.000.

Rys. 18.

z tego samego punktu widok na szeroki padół Smiżański (zjawisko podwójnej doliny), który dziś przerzyna wododział dolinny w wysokości zaledwie 550 m. Przełom Hornadu jest prawdopodobnie epigenetyczny; twierdzenie to byłoby dowiedzione, gdyby udało się znaleźć żwiry Hornadzkie np. na Meierskiej. Szutr, który tam widziałem, jest trochę tylko zaokrąglony, a nie otoczony. Znalazłem natomiast prawdziwe żwiry w pobliżu stąd, na terasie Birkwalda, koło Nowej Wsi, leżącej na wysokości 520 m (50 m nad Hornodem). Nadto prof. Roth oświadczył mi, że w Nowej Wsi znalazł

żwiru na wzniesieniu Scheibe (584 m), co dowodzi faktu zasypania dawnego koryta żwirami o miąższości 100 m. Przytoczone co dopiero dane wystarczają do przyjęcia i wytłumaczenia epigenetycznej genezy tego przełomu. W przekonaniu tem utwierdza mię fakt, że oprócz Hornadu jeszcze mały potoczek koło leśniczówki na zachód od Meierskiej płynie do Hornadu z szerokiego padołu ku południowi, więc w kierunku do gór; jest to anomalia rzeczna, którą można wytłumaczyć wtedy jedynie, jeśli się przyjmie genezę wyżej przedstawioną. Zasypanie kotliny Nowej Wsi należy odnieść do czasu, kiedy potoki źródłowe musiały transportować tyle żwiru, że wody zebrane poniżej Vlachowa (Szepes Olaszi) w Hornadzie, z jakiegobądź powodu nie zdołały go unieść. Być może, iż czas ten należy utożsamieć z epoką lodowcową, kiedy to rzeki podtatrzańskie unosiły ogromne masy żwirów, naniesione przez lodowce do równin.<sup>1</sup> Być także może, iż z zasypaniem tem stoi w związku wypiętrzanie Hamorskich gór wapiennych, które powodowało prawdopodobnie powstanie przełomu Hornadzkiego między Margitfal i Aboszem.<sup>1</sup>

Z kwestyą wododziału europejskiego koło Popradu związana jest, jak widzieliśmy, historia bogata w szczegóły, a niewyjaśniona jeszcze zupełnie, co jest okolicznością niekorzystną dla poznania i przedstawienia rozwoju kotliny Spisko-liptowskiej. O genezie tego kotła bardzo mało powiedzieć dziś można. Między paleogenem a osadami dyluwialnymi nie znamy tu żadnych pokładów; a ponieważ badanie kotlin pod względem geologicznym jest wogóle bardzo jeszcze zaniedbane, nie mamy przeto pewności, czy takie pokłady nie znajdują się z czasem. W epoce dyluwialnej kotlina Spisko-liptowska miała już kształt zupełnie dzisiejszy, a tylko była wyżej zasypaną. Po eocenie odbywały się tu liczne jeszcze ruchy górotwórcze; paleogen jest tu połamany (w kotlinie), a także sfałdowany (w pogórzu nad Toryską), albo wypiętrzony (w Tatrach). Wynika stąd, iż dzisiejsze formy kotliny musiały wytworzyć się między paleogenem a pleistoceniem; czy jednak proces ten odbył się w miocenie czy w pliocenie -- tego nie mówią nam pokłady. Pewne światło rzuca tu jedynie związek kotliny z historią fliszowych gór nadpołudniowych; związek ten, jak już widzieliśmy, każe nam przypuszczać, iż kotlina spisko-liptowska powstała głównie w epoce intermedyteranu (por. str. 53 i nast.).

---

<sup>1</sup> Por. Dodatek Nr 10, pag.

Pewne zjawiska dostosowania się rzek do twardości i struktury warstw tłumaczą się znacznym wiekiem kotlin; zjawiska te są oznaką pewnej dojrzałości rozwoju. Za przykład może tu służyć rozwój rzek, przełamujących pasmo choczańsko-proseczańskie. Nazwę tę nosi pasmo wapienne, ograniczone na południu uskokiem ku nizinie liptowskiej, a na wschodzie przesunięte ku S, w stosunku do wapiennego pasma Tatr. Tworzy ono typowy górotwór skibowy<sup>1</sup> i zrasta się na zachodzie równocześnie z Wielką i Małą Fatrą. Góry te sięgają w Holicy wysokości 1338 m, w Prosecznie 1378 m, a w ładnej piramidzie wapiennej Chocza 1613 m; przedstawiają się one, patrzącemu z południa, jako wspaniałe górotwór 600—700 m względnej wysokości, silnie odbijający od równin na 650—750 m wysokich, a pokrytych glacyalnemi żwirami (np. koło Sielnic albo Św. Marii). Całkiem inaczej wygląda strona północna tych gór: tutaj szeroko rozciąga się pogórze piaskowcowe, o miękkich formach, pokryte łąkami i rolami; jest to dalszy ciąg grzbietu Gubałowskiego. Na brzegu północnym, nad niziną orawską, pogórze to ma zaledwie 750 m wysokości; ku S podnosi się zwolna: do 1252 m w Kopcu, 1076 m w Klinie; w innych wzniesieniach bezimiennych do 1052 m, 1020 m, 928 m. Pasma wapienne, choć nieznacznie, przecież całkiem wyraźnie przewyższa góry piaskowcowe. Mimo to wododział między Orawą i Wagiem nie przechodzi przez góry wapienne, lecz przez niższe wzniesienia piaskowcowe, tak, że dolinki przełomowe rozdzielają ciągłe pasmo wapienne na kilka trzonów osobnych. Potok Hutniański, Proseczno, Sestric i Kałamiczanka, mające swe źródła we fliszu, rozdzielają zupełnie jedną od drugiej grupy Holicy, Proseczna, Łomno-Paterowej, Sielnickiej Hory, Magóry i Chocza. W wapieniu doliny mają charakter wąwozowy, stromy; dno zasypują całkiem żwiry i szutry; strome ściany zbliżają się tu nieraz do siebie na odległość 1 m (górną i dolną bramą doliny Proseczańskiej). W dość czystym wapieniu rozwinęło się tu zjawisko krasowe: ponory połykają potok Hutniański i Proseczański; tam, gdzie potoki wstępują na teren wapienny, poczynają one płynąć pod ziemią, a dalej w dole wydostają się na powierzchnię jako źródła krasowe.<sup>2</sup>

---

<sup>1</sup> Mojsisovic, Verhandlg. geol. Reichsanst. 1867, 259, 354; Uhlig, Bau und Bild l. c. 727.

<sup>2</sup> Stur, Geolog. Ubersichtsautnahme l. c. Jahrb. geol. Reichsanst. 1860, XI, 122; Rehman, Karpaty l. c. 215—216.

Suche doliny pogłębiają i erodują jedynie wody powodzi. Jak powstały te miniaturowe przełomy? Fakt, że cztery równoległe potoki przepiłowwały cały górotwór, możnaby przeciwstawić zarzutowi czynionemu ogólnie i zawsze teorii erozyi wstecznej, że w warunkach podobnych znajdowały się różne rzeki, a zwykle jedna tylko posiada charakter przełomowy. Tutaj mamy do czynienia istotnie z całym szeregiem małych dolinek, które przeżłobiły grzbiet wyższy. A przepiłowanie to było możebne dlatego, że w stronę kotliny liptowskiej potoki musiały mieć ogromny spadek 600 m na przestrzeni kilku km. Dwa atoli zjawiska sprzeciwiają się takiemu tłumaczeniu prze-

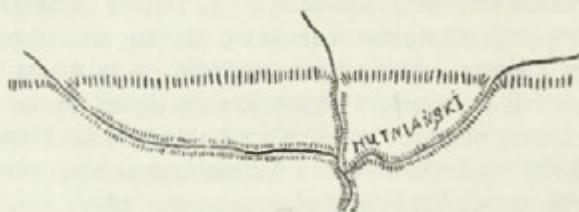


Rys. 19.



Rys. 20.

łomów. Przedewszystkiem dolinki źródłowe łączą się dopiero we wnętrzu wapiennego górotworu, odcinając zawsze skały wapienne od gór, do których należą, mimo że wyżej mogły połączyć się znacznie łatwiej. Fakt ten przemawia, po pierwsze, za tem, że rzeźba dzisiejsza jest młodsza od układu systemu rzecznoego; po drugie zaś przemawia stanowczo przeciwko wstecznej erozyi, która musi dążyć do przepiłowania górotworu w najkrótszej drodze; przez rozwidlenie rzeki bowiem ilość wody żłobiącej, a przeto i siła erozyjna jest

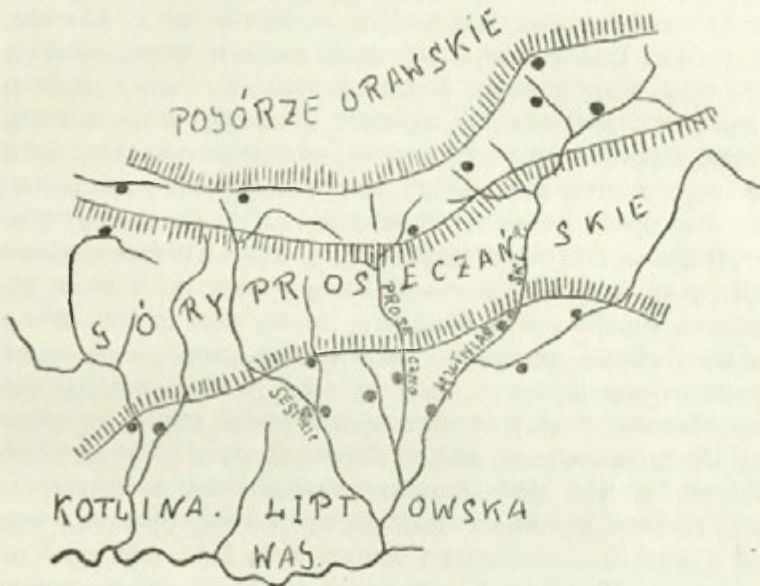


Rys. 21.

osłabiona. To zjawisko połączenia potoków, pochodzących z tych samych zagłębień, we wnętrzu gór występuje w najmniejszych rozmiarach nad potokiem Sestric (rys. 19), w stanie więcej rozwiniętym w dolinie Prosecańskiej (rys. 20), najwyraźniej zaś w Hutniańskiej (rys. 21).



Takie ujścia międzygórskie są, podobnie jak wgłębione meandry, dowodem, iż układ rzeki jest starszy od rzeźby. Obniżenie okolicy wododziału, która musiała być niegdyś wyższą niż dziś, i wytworzenie dzisiejszej rzeźby może być skutkiem jednego z trzech procesów: 1) albo okolica górnego biegu rzeki była zasypana do wysokości przełamanych górotworów, a później po pogłębieniu dolin została ponownie odsłonięta z pod zasypu; 2) albo też otoczenie górnego biegu składa się z materiału bardziej miękkiego i ulegającego prędzej splukaniu z powodu nieodporności; 3) albo wreszcie,



. . . . = osady ludzkie. — 1:200.000.

Rys. 22.

otoczenie biegu dolnego podniosło się powoli, lub też otoczenie biegu górnego zapadło się. Pierwsza ewentualność jest w naszym wypadku zupełnie nieprawdopodobną (znajdujemy się w okolicy wododziału); niema też tu śladów po odpowiadającym jej zjawisku. Za wypadkiem trzecim przemawiałyby fakt północnego upadu warstw kredowych, który można stwierdzić we wszystkich dolinkach przełomowych. Atoli ten spadek warstw stoi, jak w Tatrach, w związku z ruchami górotwórczymi, starszemi od powstania kotliny liptowskiej. Za drugim wreszcie wypadkiem (przełomów denudacyjnych) prze-


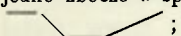
mawia okoliczność, że otoczenie źródłowe wszystkich tych potoków przełomowych, na północ od pasma wapiennego, składa się z łupków czarnych (\*Amphisylenschiefer\* geologów wiedeńskich), które oznaczają dalszy ciąg pasu zagłębienia podtatrzańskiego (str. 30). Tutaj, jak pod Zakopanem, rozwija się w tem zagłębieniu denudacyjnym odwodnienie subsekwentne i łańcuch osad (rys. 22).

Z tego wszystkiego wynika już fakt daleko idącego przystosowania się sieci wodnej do struktury i materiału warstw w kotlinie liptowskiej, podobnie, jak w spiskiej. Tem więcej przeto jest interesującym, że Wag nieco poniżej Roženberga nagle opuszcza szeroki kocioł liptowski, aby wstąpić w wąwóz na 17 km długi, t. j. przełom Kralowiański,<sup>1</sup> o formach znacznie więcej młodocianych. Wag, który powyżej, w kotlinie często się dzieli i płynie po żwirach, tutaj jest wcięty w litą skałę. Dolina jest tu na tyle tylko szeroka, że można było po lewym jej brzegu przeprowadzić gościńiec, a po prawym kolej. Osady ludzkie spotykamy tu tylko tam, gdzie przy ujściu bocznych potoków powstały małe równiny (Svošov, Gombasz, Fenyöhaza, Stankovan). W trzech zaledwie miejscach znajdują się w przełomie resztki małych teras, na których leży Czernowa, Hrboltó i część Gombaszu; zresztą stoki na 200—300 m wysokie i strome, przeważnie pokryte lasem, wznoszą się wprost z rzeki, tworząc jej brzegi. Przebieg doliny przełomowej jest dość skomplikowany: tworzy on dwa wielkie i ostre kolana, wywołane, zdaje się, przez wspaniałe grzbiety skaliste Havrana (1035 m) i Kopy (1181 m); powyżej ujścia Komjatny wgłębiony jest mały meander; drugi, znacznie piękniejszy znajduje się powyżej Szutowa, gdzie Wag w wąskiej dolinie opływa dookoła Małą Fatrę (568 m) — odnogę Sokolego Wierchu.<sup>2</sup> Tu, gdzie Wag, zwykle płynący w marglach neokomskich, werznął się w wapień chociażński, znajdujemy ściany skaliste i bardzo strome zbocza; tu też spadek nie wyrównał się jeszcze zupełnie, o czym świadczą występujące tu nieznaczące progi. W dziwny sposób właśnie w środku przełomu pomiędzy górami łączy się z Wagiem przełomowa dolina Orawy. Wąska, ciemna i bezludna, a przytem romantyczna jest dolna część Orawy, uchodząca do Wagu. Dalszym ciągiem jej w znaczeniu morfologicznym jest dolina potoku Bistriczka, pochodząca z przełęczycy Medzi Hole

<sup>1</sup> Rehman, Karpaty, I. c. 126—127.

<sup>2</sup> Dodatek Nr 9, pag.

(1185 m). Przy ujściu tego potoku kierunek Orawy zbacza nagle ku NE i prowadzi wązką, ale nie tak już posępną doliną ku Parnicy. Dolina rzeki naszej, dotychczas wyłobiona w granicie, wstępuje tu na teren neokomskich margłów i eocenijskich warstw miękkich, rozszerza się, formy jej łagodnieją a wysokości maleją. Pod Istebnem zbocze Małej Fatry opuszcza Orawę, by zawrócić ku N; przy Wielkiej Wsi (Nagyfalu) ukazują się pierwsze skalice, które odtąd w wielkiej liczbie i w najróżnorodniejszych kształtach sterczą ponad piaskowce i łupki. One to są powodem, że Orawa płynie tu w licznych i wielkich meandrach; skalice są jakby punktami stałymi, wokół których owija się rzeka.<sup>1</sup> Na przestrzeni, gdzie niema skalic (między Kubinem i Parnicą), rzeka płynie prawie prosto, robiąc słabe tylko a rozległe zakręty. Dopiero pod Twardoszyinem, tam, gdzie Orawa i Orawica otaczają pierścieniem górę Uhlisko (859 m), dolina przybiera odmienny charakter: staje się wązką, zakręty tu znikają, wiosek nad rzeką niema. Bardzo charakterystyczne jest to połączenie się dopiero pośród gór dwu większych rzek, które na północy, o kilka km dalej, w miejscu, gdzie pogórze nadorawskie urywa się nagle nad niziną orawską, znacznie łatwiej połączyć się mogły. Dowodzi to, podobnie, jak w wypadku przełomów prosczańskich, że przełom orawski nie powstał ani przez wsteczną erozyję, ani też przez przepływ jeziora, lecz że jest on starszy od rzeźby dzisiejszej. Wyraźnym zaś tego dowodem jest okoliczność, że udało mi się znaleźć na stokach Uhliska, na wysokości 720 m, otoczaki piaskowcowe, kwarcyty i wapień (granitów nie widziałem). Ponieważ nizina orawska jest zjawiskiem tektonicznym (por. rozdz. IV), chodzi tu przeto

<sup>1</sup> Musimy rozróżnić meandry wgłębione od wciętych; pierwsze są świadkami starego rozwoju równinowego, które jako fosyl zostały przy późniejszej erozyji pogłębiającej wgłębione; drugie wytworzyły się dopiero podczas pogłębienia wskutek częściowej bocznej erozyji, szczególnie wtenczas, gdy miejscami twarde skały stawiały erozyji opór tak, że je rzeka obejść musiała; obydwie gatunki różnią się też w stanie pierwotnym co do formy: typowe meandry wgłębione mają przekrój o obydwóch zboczach stromych  a wcięte mają jedno zbocze o spadku słabszym, wzdłuż którego ześlizgiwała się rzeka w głąb ; między temi dwoma typami, genetycznie różnemi i dlatego ważnemi, istnieje naturalnie wiele przejściowych form; ostatecznie każdy wgłębiony meander w stanie dojrzalszym przybiera formy wciętego, bo rzeka podmywa zewnętrzny stok, gdy wewnętrzny łagodnieje. Szczególnie w górach fli-szowych rozróżnienie tych dwóch typów jest czasem trudne; możemy przecież stwierdzić, że meandry Popradu są wgłębione, Orawy zaś wcięte z powodu skalic.

o przełom antecedencyjny, nie zaś denudacyjny. Wspomniemy o tem jeszcze później, przy omawianiu historii doliny Wagu wogóle.

Pod Parnicą uchodzi do Orawy Zazriwa, mała rzeczka, która wazką doliną przepiłowała całą Małą Fatrę w kierunku NW—SE. Źródła jej leżą na północ od starego jądra górskiego, w górach fliszowych, w wysokości 900—1000 m; zlewisko źródłowe leży więc znacznie niżej od przeciętego górotworu, opadającego coprawda na wschód od Wk. Rossutca i Stoha (1600 m) do Keczki (1224 m) i Lisicy (1213 m) prawie o 400 m. Zazriwa wgrzyła się na północ od Małej Fatry w zagłębienie skalicowe, tak jednolite pod względem morfologicznym, a odwodnione subsekwentnie przez Varinkę ku SW i Hrustinkę ku NE. Zazriwa zabiera więc wodę z północnych stoków Małej Fatry oraz z t. zw. Wojennych Gór fliszowych i odprowadza ją w poprzek górotworu ku południowi. Poszczególne potoki źródłowe przerznięły skalice epigenetycznie, choć mogły całkiem łatwo obejść je; tak naprzykład, potok Hawrański rozdzielił wielką skalicę, złożoną z różnobarwnych wapieni górnej jury i dogeru: płynie on mianowicie wązkim korytem między Kozińcem vrchem (994 m) i Hawrańskim vrchem (965 m). Te dolinki epigenetyczne dowodzą, że dno doliny Zazriwy leżało ongiś znacznie wyżej.

W kralowańskim wąwozie mamy więc komplikację trzech przełomów: 1) przełomu Wagu, prowadzącego z kotliny Liptowskiej do Turczańskiej, 2) Orawy, łączącego kotlinę orawską i turczańską, i 3) Zazriwy, przepiłowywującej Małą Fatrę. Poniżej Krpelanu Wag wstępuje na wspomnianą już szeroką i niską kotlinę Turczańską. Kotlina ta powstała przez zapadnięcie wzdłuż starszych uskoków, odnawiających się w czasach poeocenijskich. Uskoki preeocenijskie, które z pewnością już wywołały pewną predyspozycję kotlinowatą, połamały jedynie kredę. Na powstałej w ten sposób rzeźbie tektonicznej morze eocenijskie osadzało pokłady swe, kotły jednak wtenczas nie istniały jeszcze w formie dzisiejszej. Dzisiejsze ograniczenie paleogenu może być jedynie wynikiem denudacji, zmywającej pokłady eocenijskie z gór, a nie naruszającej ich w kotlinach; eocenijskie zaś zlepieńce, które często nazywa się wybrzeżnami, mogłyby również być tylko transgresyjnym<sup>1</sup> konglomeratem. Eocen został w kotlinach centralno-karpackich również silnie dyslokowany jesz-

---

<sup>1</sup> Andrian stwierdził, że zlepieńce kotliny Turczańskiej nie mają facyi wybrzeżnej. Jahrb. geol. Reichsanst. XVI, 1865, 195 nast.

cze, nie zaś, jak przyjął Uhlig,<sup>1</sup> tylko połamany. Już na północnych stokach Tatr i Małej Fatry stopień pochylenia paleogenu jest znacznie większy, niż naturalne pochylenie osadów wybrzeżnych. Eocen kotliny Sułowskiej (wewnątrz pasma skalnicowego) jest, zdaje się, nawet sfałdowany.<sup>2</sup> Trudnoby było zresztą przyjąć także fakt wtargnięcia morza eoceńskiego do zatok centralno-karpaccich przez doliny przełomowe Wagu. Prawdopodobniejsze jest przypuszczenie, że morze eoceńskie pokryło jako transgresja jednolita całe Karpaty, posiadające już wprawdzie rzeźbę, niezgodną przecież z dzisiejszą. Dzisiejsza zaś rzeźba powstała później dopiero dzięki ruchom górotwórczym. Wiek ruchów tych poznalibyśmy dokładniej, gdybyśmy mogli stwierdzić 1) najmłodsze pokłady, dyslokowane jeszcze, 2) pokłady najstarsze, w rozmieszczeniu ograniczone do kotlin i niedyslokowane. Młodszych osadów w kotlinie turczańskiej mamy nie mało, ale wiek ich nie jest dokładnie znany. Uhlig stwierdził już, że młode żwiry są przy Znio-Varalja zakłócone. Widziałem te dość grube żwiry, zalegające całe stoki Horki przy Slowan aż do wysokości 520 m, typowo deltowe, ale ze spadkiem ku W, a więc ku góróm. Zlepieńce młodsze, ale już stwardniałe w »Nagelfluh«, znajdują się w kotlinie często, szczególnie w ogromnych pokładach, tworzących wyniosłości Straža koło Św. Maryi, lub Szańców koło Maszkoca; ani w żwirach jednak ani w zlepieńcach nie znaleziono dotychczas skamielin, któreby pozwoliły oznaczyć ich wiek. Andrian, jedyny geolog, który badał kotlinę, odkrył w Bystrzycze młode wapienie z *Congeria triangularis* i *Paludina Sadleri*<sup>3</sup> i oznaczył je na tej podstawie jako miocen młodszy; a zlepieńce i żwiry mają być równego wieku. Ja zebrałem z Bystrzyczki liczne skamieliny, nie są one jednak jeszcze oznaczone; ale stosunku tych wapieni do żwirów nie można było stwierdzić. Sądzę, że są one istotnie równego wieku i że zostały, jako pokład lagunowy, osadzone na brzegu jeziora, w które rzeki wyspały delty i pokryły dno jego żwirami. Terasy wybrzeżne tego jeziora z twardymi brekcjami w istocie stwierdziłem w wielkiej wysokości nad kotliną w kilku miejscach (np. na Horkach właśnie

<sup>1</sup> Uhlig, *Geologie der Tatra* I. c.; *Bau und Bild* I. c. 723.

<sup>2</sup> Por. *Dodatek* Nr. 5.

<sup>3</sup> Andrian, *Jahrb. geol. Reichsanst.* XVI, 1865, 196; Hauer, *Jahrb. geol. Reichsanst.* XIX, 1869, 532; Uhlig, *Geologie d. Fatra-Kriwan*, *Denkschriften Akad. Wien*, 1902, 535.

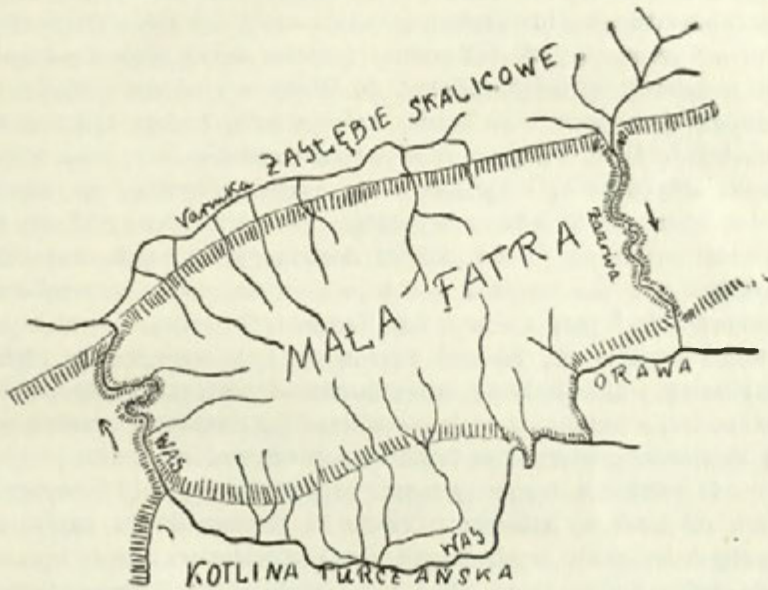
koło Slowanu na wysokości 520—530 m). Z tego wynika, że w czasie młodszego miocenu kotlina ta już istniała, innymi słowy, że otaczające góry już były wypiętrzone i dlatego nie dopuściły już morza młodszego medyteranu do kotliny turczańskiej, mimo że w dolinie Wagu sięgało ono aż po Horocz.<sup>1</sup> Ruchy górotwórcze, które stworzyły kotlinę, musimy przyjąć na czas przed osadzeniem warstw z Congeria, co potwierdza równoczesne zapadanie się kotliny orawskiej i liptowsko-spiskiej, które, jak wiemy, miało miejsce w intermedyteranie. Zapadnięcie się kotliny Turczańskiej nie może być młodsze od tamtych, gdyż i Orawa i górny Wag nie zawróciłyby ku W do Turczańskiej Kotliny, lecz ku Dunajcowi i Popradowi, gdzie warunki odpływu byłyby znacznie korzystniejsze.

Z historią kotliny Turczańskiej wiąże się także powstanie przełomu dolnego Wagu do kotliny żylińskiej, a mianowicie powstanie wąwozu streceńskiego, który jest bodaj najwspanialszym przełomem w Karpatach Zachodnich wogóle. Zbocza zamykające go mają 600—700 m wysokości, a szczyty przełamanego górotworu dochodzą do 1000 i 1300 m względnej wysokości. Szczególnie interesujący jest tu śliczny meander wgłębniony, który tworzy Wag, okalając grzbiet Domaszyna (575 m), przebity tunelem kolejowym. Dolina Wagu posiada tu jeszcze miejscami całkiem słabe progi, a więc nie zupełnie wyrównany spadek; ale tak zwana Besna skała jest tylko ostrym zakrętem około skalnej ściany, niebezpiecznym dla flisaków, a nie kataraktem. Przy opuszczeniu gór i przełomu pod Strecznem Wag stworzył ogromny stożek żwirowy, dziś już znowu pocięty przez rozszerzone doliny aluwialne. Bardzo znamienne jest, że górotwór Małej Fatry, mający do 1300 m względnej wysokości, jest cały przełamany w dwu zupełnie przeciwnych kierunkach, a mianowicie przez Wag w kierunku SE—NW, przez Zazriwę w kierunku NW—SE (ob. rys. 23); jasnym jest, że sieć wodna zupełnie jest niezależna od rzeźby powierzchni. Jeżeli gdzie, to tu właśnie nie można powstania tych przełomów tłumaczyć inaczej jak przez antecedencję, t. zn. przez młodsze ruchy górotwórcze. Jest to wypadek nie powtarzający się gdzieindziej w Karpatach. Przełomy Wagu tłumaczono dotychczas jedynie tektonicznie lub predyspozycją tektoniczną. Za takim tłumaczeniem. przy pomocy teorii szczelinowej, przema-

---

<sup>1</sup> Stur, Jahrb. d. geol. Reichsanst. XI, 1860, 112; Rückert, Verhandlg. geolog. Reichsanst. 1864, 235/6.

wiał, co do przełomu Streczeńskiego<sup>1</sup>, jak się zdawało: 1) kierunek przełomu, zgadzający się z południowo-północnym kierunkiem kotliny turczańskiej; 2) załamywanie się kierunku górotworu Fatry-Minczoła, zresztą jednolitego, właśnie w okolicy przełomu; 3) bliskość cieplic w Sztubnii i w Rajcu; wreszcie 4) nierzadkie trzęsienia ziemi, zdarzające się przeważnie w okolicy Żylina. Za podobną genezę przełomu kralowańskiego zdawał się z kolei przemawiać: 1) fakt, że trzy jego ramiona (Orawa, wschodnia i zachodnia połącz Wagu) stoją w związku z trzema kotlinami tektonicznymi i rozcho-



1:300.000.

Rys. 23.

dzą się pod kątem 120°; i 2) istnienie źródła w Stankovan. Przeciwno tej argumentacji można podnieść następujące zarzuty: 1) przytoczone powyżej punkty nie dowodzą tego, o co tu chodzi, t. j. szczelinowej natury przełomów; 2) gorące źródła i trzęsienia ziemi dowodzą zapewne, że ruchy tektoniczne w całej okolicy są młode, że może jeszcze dziś trwają dalej, ale nic więcej; 3) niezgodność

<sup>1</sup> Andrian, Jahrb. geol. Reichsanst. XVI, 1865, 183—184; Rehman, Karpaty I. c. 228—229.

w strukturze obydwóch zbócz doliny do dziś dnia nie została wykazana, przeciwnie, warstwy pasma mezozoicznego pod Strecznem przekraczają całkiem regularnie, bez jakiegokolwiek przesunięcia, dolinę. 4) Dalej, przeciw tej hipotezie mówi bardziej znamienny jeszcze fakt, że dolna Orawa wcięła się całkiem w granit, mimo że równolegle do niej, w odległości zaledwie 300 m, granit ten wielkim uskokiem lub raczej nasunięciem (może szariażem), które Uhlig nazwał linią Szypu, graniczy z marglami neokomskimi; a więc rzeka nie trzyma się tu granicy skał, tak ważnej już pod względem odporności nawet. Na przestrzeni Stankovan-Kralovan Wag płynie wprawdzie, wzdłuż granicy granitu i kredy, na którą granit czasem jest nasunięty, ale tuż poniżej przebieg doliny staje się zupełnie niezależny od przebiegu skał. 5) Wreszcie zjawiska geologiczne dowodzą przeciwnie,<sup>1</sup> że granit, który wogóle tworzy tylko stoki południowe Małej Fatry, w przełomie streczeńskim zaś przez połączenie antykliniał  $A_1$  i  $A_2$  Małej Fatry ogromnie zyskuje na szerokości, został też tu właśnie wypiętrzony do góry, gdyż synkliniała  $S_1$  została wyniesiona ponad poziom denudacyjny i zmyta zupełnie. Podobnie reń, lias, doger i górna jura, występujące w przełomie kralowańskim<sup>2</sup> przy ujściu doliny Komjatny dowodzą, że miało tu miejsce wypiętrzenie, nie zaś zapadnięcie. Ale wszystkie te ruchy tektoniczne i linie dyslokacyjne są starsze od głównych rysów rzeźby kotlinowej, a przeto też znacznie starsze od powstania przełomów: są to zjawiska, których zestawiać i porównywać nie można.

O przełomie epigenetycznym, przepływowym lub denudacyjnym, nie może tu być mowy; niema tu bowiem śladów zasypiania rzeźby do wysokości przełamanych górotworów. Jezioro istniało wprawdzie ongiś w kotlinie turczańskiej, pozostawiło też ono ślady swe w deltach wysokich, terasach wybrzeżnych oraz w zlepieńcach i brekcyach wybrzeżnych. Nie dochodziło przecież jezioro to do pożądanej wysokości: najprzód musiałby rozwinąć się odpływ do kotliny nitrzańskiej, gdyż tam prowadzi najniższa przełęcz. A jedynie rzeczne wypłukanie kotliny turczańskiej nie zgadza się z jej genezą. Tłumaczenie powstania przełomów przez wsteczną erozyję, potęgowaną zapadnięciem kotlin, natrafia również na szereg trudności. Po pierwsze, przyjęciu tego tłumaczenia sprzeciwia się cały szereg poszcze-

---

<sup>1</sup> Uhlig, Fatrakrivan, l. c. 543.

<sup>2</sup> Uhlig, Fatrakrivan, l. c. 547.



gólnych form, meandrów wgłębionych (Wag pod Szutowem i Do-maniszem), oraz połączenie w pośrodku gór rzek, pochodzących z jednej i tejsamej kotliny (Orawa). 2) Po drugie, z rozwojem takim nie zgadza się fakt, że jeden i ten sam górotwór jest przełamany przez rzeki w zupełnie przeciwnym kierunku (Mała Fatra); fakt ten dowodzi bowiem, że żaden z przeciwległych stoków nie przedstawia szczególnie korzystnych warunków dla wstecznej erozyi. Okoliczności te, przeciwnie, przemawiają za tem, że rzeczny system Wagu jest starszy od rzeźby dzisiejszej, która musiała powstać dzięki ruchom górotwórczym tak powolnym, iż główne rzeki zdołały przewyciężyć je i mimo przemian tektonicznych utrzymały się przy swoim biegu.

Był czas, kiedy cały dolny poziom denudacyjny leżał znacznie wyżej; ślady tego okresu utrzymały się w licznych wypadkach epigenez i przełomów denudacyjnych, o których powyżej była mowa. Potem, podczas gdy góry podnosiły się, meandry zostały po części wcięte, po części wgłębione; także ujścia zostały wgryzione w środek podnoszących się gór, bez względu na to, że połączenie rzek byłoby znacznie łatwiejsze przed ich wstąpieniem. Nie udało mi się wprawdzie odnaleźć wyżej położonych resztek koryt dawnych rzek, mimo że pewne poszlaki tego zjawiska znajdują się zarówno w Streczeńskim, jak i w Kralowańskim przełomie. Dlatego w sprawie antecedeny przełomów Wagu muszę ograniczyć się do następujących kryteriów: 1) niezależność od struktury, 2) wgłębione meandry, 3) wgłębione ujścia w górach, 4) przełamanie górotworu w zupełnie przeciwnych kierunkach, wreszcie 5) fakt, że utworzenie przełomów udało się jedynie rzekom większym, nie zaś mniejszym.

Jeżeli zapytamy o wiek antecedeny Wagu, to musimy przyznać się, że dokładnie oznaczyć go jeszcze nie możemy. W każdym razie z pewnością jest ona starsza od potortońskiego wgłębienia kotliny nowotarskiej i od pokładów młodomiocenijskich koło Bystrzyczki (por. str. 83). Z drugiej strony, antecedenca ta jest zapewne młodsza od I medyteranu, po którym dopiero nastąpiły wielkie ruchy zachodnio-karpackie, jakie stworzyły tektonikę gór centralnych. Wynika z tego prawdopodobieństwo, że wytworzenie kotłów centralno-karpackich zawdzięczamy ruchom równego wieku z temi, które spowodowały znamienny rozwój gór fliszowych, a więc ruchom intermedyterańskim. Jak już raz wspomniałem (str. 58), zapadnięcie niziny

górnno-węgierskiej należy, zdaje się, po części przynajmniej odnieść do tej epoki. Z tą mnogością ruchów tektonicznych w Karpatach Zachodnich, ruchów młodszych od tych, które uwydatniają się przede wszystkim w strukturze geologicznej, zgadza się fakt, że wybuchy wulkaniczne po południowej stronie Karpat Zachodnich miały miejsce przede wszystkim także w intermedyteranie.

Wybuchy wulkaniczne, o których mowa, trwały zapewne przez dłuższy przeciąg czasu. Oddawna już starano się ustalić pewien porządek tych wybuchów. Richthofen,<sup>1</sup> potem Szabo<sup>2</sup> i Bockh<sup>3</sup> dali pierwsze podstawy klasyfikacji wybuchów wulkanicznych na podstawie petrograficznej. Dopiero jednak dzięki szeregowi szczęśliwych odkryć skamielin w międzyzłęczonych lub sąsiednich warstwach osadowych udało się ustalić wiek wybuchów dokładniej. Stwierdzono mianowicie (Rączkiewicz,<sup>4</sup> Andrian,<sup>5</sup> Foetterle,<sup>6</sup> Paul,<sup>7</sup> Szafarzik,<sup>8</sup> Gaal,<sup>9</sup> Bockh,<sup>10</sup>) iż w pokładach oligocenu i I-go medyteranu niema śladów skał wybuchowych, gdy medyteran II-gi pokrywa już je, z wyjątkiem bazaltu. Wybuchy te, przeważnie lądowe (nie zaś, jak Richthofen sądził, podmorskie), należą do czasów lądu intermedyterańskiego. Porządek ich jest według Bockha<sup>10</sup> dość skomplikowany i wskazuje, zdaje się, na długość wybuchowej epoki intermedyterańskiej, potwierdza więc wniosek wysnuty z bogactwa rozwoju morfologicznego w Karpatach fliszowych. W ten sposób pokazało się, że epoka, uważana dotychczas na podstawie doświadczeń geologicznych za czas krótki i przejściowy tylko, była długa i że posiada ona niepospolite znaczenie dla rozwoju rzeźby Karpat Zachodnich. Młode ruchy górotwórcze spowodowały podwójny cykl geograficzny w górach fliszowych; one to wywołały też zapadnięcie się kotliny Alföldu i kotlin centralno-karpaccyckich; one

<sup>1</sup> Richthofen F., Studien aus d. ungar. siebenbürg. Trachytgebirge, Jahrb. g. R. XI, 153.

<sup>2</sup> Szabo, Sitzgsber. d. deutschen geolog. Ges. 1877, Föld. Kozl. 1878, VIII; 1891, XXI, 151; 1892, XXII, 190.

<sup>3</sup> Bockh, Föld. Kozl. 1901, XXXI.

<sup>4</sup> Rączkiewicz, Jahrb. geol. Reichsanst. XVI, 1866, 353.

<sup>5</sup> Andrian, Ibidem, str. 384, 390, 412.

<sup>6</sup> Foetterle, Verhdlg geolog. Reichsanst. 1867, 117.

<sup>7</sup> Paul, Jahrb. geolog. Reichsanst. XVI, 1866, 520.

<sup>8</sup> Schafarzik, Mittlg. a. d. Jahrb. d. ungar. geol. Landesanst. 1895, IX.

<sup>9</sup> Gaal, Föld. Kozl. XXXV, 1905, 338.

<sup>10</sup> Bockh, Föld. Kozl. 1901, XXXI.

to nareszcie spowodowały wybuchy wulkaniczne. I to także jest nowym dowodem prawdopodobieństwa naszkicowanego powyżej rozwoju, że kolosalne wybuchy, które do dziś dnia musieliśmy za Uhligiem<sup>1</sup> uważać za przypadkowe i nie posiadające większego znaczenia, stają się teraz, w związku z wielkimi intermedyterańskimi ruchami górotwórczemi, bardziej zrozumiałemi. Na przyszłość geologowie będą też musieli kłaść większy nacisk na znaczenie epoki intermedyteranu. Jest to właśnie czas, w którym po przesunięciu płaszczowin, czy to w myśl Limanowskiego,<sup>2</sup> czy Uhliga,<sup>3</sup> ogromne ich masy musiały zostać denudowane i zmyte, zanim nastąpiła transgresya II medyteranu.<sup>4</sup>

Ruchy tektoniczne w Karpatach Zachodnich nie skończyły się na tem: trwały one, choć w słabym stopniu, i dalej, a może trwają aż do dziś dnia. Wiemy już o wgięciu potortońskim kotliny nowotarskiej (str. 34), wiemy o sarmackiem wypiętrzeniu *en bloc* gór centralnych (rozdz. VII, m. l.). W pliocenie jeszcze mamy wybuchy bazaltowe w Czerhacie; dziś zaś mnóstwo gorących źródeł i trzęsienia ziemi świadczą, że skorupa ziemska nie uspokoiła się tu jeszcze. Z tych ostatnich najwięcej znane są trzęsienia w okolicy Żolny (1858),<sup>5</sup> w Małych Karpatach (1866)<sup>6</sup> i w górach Brezowskich (10 I. 1906). Po ostatniem trzęsieniu ziemi miałem sposobność oglądać szczeliny na 1 m szerokie, powstałe w luźnym gruncie.

Co do pytania, czy przy tworzeniu się kotlin centralno-karpackich grały większą rolę pozytywne ruchy górotworów, czy nega-

<sup>1</sup> Uhlig, Bau u. Bild. l. c.

<sup>2</sup> Limanowski, Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos 1905, 243 nast.

<sup>3</sup> Uhlig, Tektonik d. Karpathen, Sitzg-Ber. Wien, Akad. mat.-nat. Kl. 1907.

<sup>4</sup> Znaczenie i długość epoki intermedyterańskiej wynika jeszcze z szeregu innych spostrzeżeń w obrębie Karpat dokonanych. Ja sam (Sawicki, Szkic krasu górno-węgierskiego, Kosmos, 1908) stwierdziłem w krasie górno-węgierskim wielkie zrównanie i wypiętrzenie prepontyjskie, a Cvijic (Odczyt w Tow. geogr. w Wiedniu, XI, 1907) w Żelaznej Bramie i Hassinger (Odczyt w Tow. geogr. w Wiedniu, XII, 1907) w okolicy Hranicy Morawskiej stwierdzili istnienie rzeźby starszej od II medyteranu oraz ruchów górotwórczych, które spowodowały zniszczenie tej rzeźby.

<sup>5</sup> Kornhuber, Das Erdbeben v. Sillein, Verhdlg naturw. Vereins Pressburg III, 29; IV, 71. Jeiteles, Bericht über das Erdbeben von 1853 Sitzgsber. Ak. Wien, 1859, 517.

<sup>6</sup> Stur, Das Erdbeben vom 1 XII 1866 in den Kleinen Karpathen, Verh. Reichsanst. XVI, 202.

tywne zapadnięcia kotlin, to trzeba przyznać, że fakty przemawiają za jednym i za drugim. Za zapadlinowym ruchem kotlin przemawia załamanie się powierzchni wzniesienia Gubałowskiego (por. str. 34), obniżenie się podnóża Wielkiej Fatry ku Małej, dalej pochylenia młodych warstw do kotlin ograniczonych (Szaflary, Znio Varalja). Za podniesieniem i wypiętrzeniem górotworów z drugiej strony, przemawia przede wszystkim ich obwód o kształcie automorfowym.<sup>1</sup>

Jeżeli nakoniec zapytamy, co nam wiadomo o rzeźbie powierzchni Karpat Zachodnich przed zapadnięciem się kotlin, to przy odpowiedzi musimy zwrócić uwagę na następujące zjawiska. Jeżeli porównamy wysokość poszczególnych górotworów centralno-karpaccich, to spostrzeżemy, że tworzą one, w całkiem ogólnych zarysach, kopułę lekko wypiętrzoną w środku, na wschodzie zaś nad linią Hornadzką obciętą uskokiem. Wysokość górotworów wzrasta w kierunku od brzegu ku wnętrzu: Małe Karpaty wznoszą się do 748 m, Inowiec 1042 m, Mała Magura 1162 m, Straszow 1214 m, Minczoł na południu 1304 m, na północy 1377 m, Mała Fatra 1600—1700, Tatry 2000—2600 m. Podobnie: Tribec 829 m, Ptacznik 1100—1200 m, Szczyt Ptacznika 1346 m, Ostredok 1591 m, Praszywa 1648 m, Niżne Tatry 1800—2000 m. Zdawałoby się niemal, że mamy tu ślad dawnej powierzchni (podobnie jak to Richter<sup>2</sup> przyjął dla Alp), po której rzeki spływały konsekwentnie ku Węgrom. Również De Martonne znalazł dowody,<sup>3</sup> że w południowych Karpatach Siedmiogrodzkich istnieje zrównanie w wysokości 2000 m. Powierzchnia kopuły centralno-karpacciej odpowiadałaby powierzchni na początku intermedyteranu. Wszystkie te rozumowania są jednak zupełnie hipotetyczne; prawdziwych śladów morfologicznych z tego czasu dotychczas nie znamy.

Na inne stosunki rzuca światło rozmieszczenie pionowe miocenu młodszego. Miocen na Węgrach nie przechodzi, zdaje się, znacznie izohypsy 300 i nie wkracza głęboko między góry. W dolinie Wagu znajdujemy miocen jeszcze pod Horocem<sup>4</sup> (piaski z *Pecten solarium*), ale tylko na wysokości 290 m; nad Nitrą mamy miocen

<sup>1</sup> Löwl, l. c. pag. 160.

<sup>2</sup> Richter, Gebirgshebung und Talbildung, Zeitschrift D. Ö. Alpen-Vereins 1899, 18 fl.

<sup>3</sup> De Martonne, Sur le caractère des hauts sommets des Karpates meridionales. Compte R. Congrès pour l'avancement des Sciences, Boucares, 1903/5.

<sup>4</sup> Stur, Jahrb. geol. Reichsanst. XI, 112; R ü c k e r, Verhdlg. g. R. XV, 235/6.

jeszcze na wysokości 320—350 m; jest to jednak jeszcze I medyteran, który został przez wybuchy wulkaniczne intermedyterańskie (tufy przykrywają tu miocen)<sup>1</sup> wypiętrzony z normalnego układu. Również w dolinie Hornadu miocen, jak się zdaje, nie wznosi się wyżej nad 260—300 m. (Finte koło Kapi na N od Eperjesz). Dziwnie odbija od tego fakt, stwierdzony przez Wolfa<sup>2</sup> i Vettera,<sup>3</sup> że miocen na przełęczy Miawy sięga do wysokości 440 m; także na masywie czeskim w okolicy Berna i Wigstadtl<sup>4</sup> miocen dosięga do 480 m;<sup>5</sup> podobnie, jak w Karpatach centralnych, także w Karpatach fliszowych resztki miocenu są obniżone na północnym brzegu i nie przekraczają 350 m. Ale na płycie podolskiej miocen leży znów wysoko, podobnie jak na Morawach; wynikałby z tego wniosek o wspaniałym ruchu falistym, który podniósł Morawy, Małe Karpaty i Podole w górę, podczas gdy Karpaty Zachodnie się obniżały. Badania w terenie są jeszcze zupełnie nie wystarczające do rozstrzygnięcia tych niezmiernie ważnych pytań, dlategoż poprzestaję na krótkiej wzmiance o nich.

Na tem kończę studium o Karpatach Zachodnich. Badanie tych gór jest niezmiernie ważne dla poznania młodszej szczególnie historii Karpat, oraz rozwoju rzeźby powierzchni wogóle. Wiele, znacznie więcej niż dotąd, trzeba tu jeszcze zrobić, zanim nauka zdobędzie wystarczającą podstawę do rozwiązania tak różnorodnych i tak w czasie i przestrzeni skomplikowanych zjawisk. Zachęcić siebie i innych do tej pracy — oto, co było celem niniejszego studium, którego głównem zadaniem jest postawienie programu dla przyszłej pracy. Mam nadzieję, że choć trochę przyczyniłem się do naukowego poznania jednego z najpiękniejszych i najmniej znanych górotworów Europy środkowej.

---

<sup>1</sup> Czermak, Verhandlg d. geol. Reichsanst. XV, 70.

<sup>2</sup> Wolf, Verhdlg geol. Reichsanst. XIII, 74; XIV, 14.

<sup>3</sup> Beck u. Vetter, Die Kleinen Karpathen.

<sup>4</sup> Tietze, Erläuterungen zu Bl. Wigstadtl.

<sup>5</sup> Rzehak, Das miozäne Mittelmeer in Mähren. Brünn 1902.

## Dodatki.

Dodatki poniżej podane mają za zadanie, zwrócić uwagę na szereg zagadnień, szczególnie z dziedziny hydrografii Zachodnich Karpat. Zagadnienia te nie są zupełnie opracowane ani rozwiązane ostatecznie; jedne z nich są tylko naszkicowane, innym brak dostatecznego udowodnienia. Mimo to podaję je tutaj w tym celu przede wszystkim, aby na te pytania zwrócić uwagę innych; nie wiem bowiem, kiedy znowu będzie mi dane podjąć się ich rozwiązania. Ponadto już to, co dziś mogę powiedzieć w tem przedmiocie, jest choć drobnym przyczynkiem do fizyografii krainy, pod tym właśnie względem dotąd wcale nie badanej.

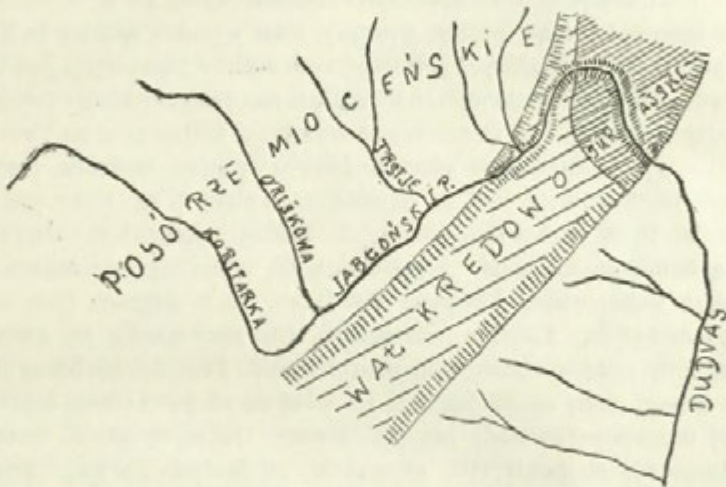
### Dodatek Nr 1 (do strony 7).

W Małych Karpatach mamy kilka hydrograficznych anomalii, które przedstawiają się nam po części jako twory denudacyjne. po części zaś jako skutki ruchów górotwórczych; w każdym razie świadczą one, że system odwodnienia jest tu starszy od rzeźby dzisiejszej. Poruszam tu punkty następujące: Między Dziewinem-wsią i Bisternicami<sup>1</sup> wciska się ku SE w głąb masy granitowej pozońskiej połaci zatoka miocieńska; dziś przedstawia się ona jako padół rozszerzający się ku NW — jako forma dolinna. Odwodnienie tej części Małych Karpat nie dba wcale o tę pogłębioną linię: dwa potoczki (Karlsdorferbach i Weidritz) przepływają ją w poprzek od strony gór północnych i, zamiast uchodzić ku NW do Morawy, wstępują w miniaturowe przełomy w granicie i uchodzą do Dunaju. Szczególnie ciekawy jest kierunek potoczku Weidritz, który ma swe źródła daleko w północy pod górą Zanto (450 m): potoczek ten wypływa koło Czerwonego Mostu z północnej granitowej masy, nie skręca jednak ku Blumenau, jakbyśmy tego, sądząc z dzisiejszej rzeźby, spodziewali się, lecz przeciwnie przełamuje się w granicie między Handhügel i Haubnerberg. W tych właśnie górach udało mi się stwierdzić istnienie ślicznych teras wybrzeżnych morza miocieńskiego z otoczakami kwarcytowemi; stwierdziłem też nadto, że pokłady wybrzeżne miocieńskie na zboczach Dziewińskiej góry (514 m) sięgają do 360 m. Z tego wynika, że cała zatoka wspomniana była

---

<sup>1</sup> Por. mapę specjalną 13—XVI Pressburg i Hainburg.

zasypana żwirem miocenijskim aż powyżej Handhugel (262 m) i Haubnerberg) 271, 246 m). Po ustąpieniu morza miocenijskiego rzeki spływały ku południowi po pochyłości penepłenowej, widocznej jeszcze wyraźnie w południowych Małych Karpatach; ten kierunek biegu utrzymały tu rzeki także w czasie, kiedy luźny materiał zatoki Dziewińskiej został wypłukany tak, że powstała tu linia wklęsła, sięgająca od Góry Kalwarji koło Pożonia aż do Morawy. Mamy tu więc do czynienia z resztkami odwodnienia trzeciorzędowego. O związku jego z przełomem Dunaju w Porta Hungariae pomówię przy innej sposobności. Drugi przykład,<sup>1</sup> w obrębie Małych Karpát, dowodzący,



Rys. 24.

że sieć hydrograficzna rozwinęła się w znacznie wyższym poziomie, niż leży dzisiaj, znajdujemy na zachód od Czachtic w północno-wschodniej części Brezowskiej połaci (por. rys. 24). Równoległe do doliny Podkilary, w miękkich piaskowcach z epoki najmłodszego trzeciorzędu i eocenu, ciągną się ku SE trzy dolinki, a mianowicie: Koritarska, Oriskova i Kastolna-Trstje. Na linii Krajna-Krachovistye napotykają one na kredowe wapienie i dolomity; w tej chwili zawracają wszystkie ku NE i płyną, jako Jabłonka, wzdłuż tych wapieni, aby połączyć się dopiero (NW od Czachtic) w wielkim zakręcie i przebieć wapienie, tu już jurajskie. Ta hydrografia robi takie wra-

<sup>1</sup> Por. mapę specjalną 11 — XVII Szenicz i Pistyan.

żenie, że Koritarska, Oriskova i Kastolna niegdyś płynęły tu konsekwentnie ku SE, każda z osobna, przytem w poziomie znacznie wyższym, kiedy twardy wapień Czachticki nie był jeszcze wypreparowany. Dopiero kiedy z czasem denudacja prędzej zniosła miękkie piaskowce, niż twardy wapień, wytworzyła się tu subsekwentna rynna Jabłonki, która wreszcie w małym przełomie denudacyjnym odprowadziła wszystką wodę zebraną w tych potoczkach do Wagu. Być może, że kadłub dawnej Koritarki utrzymał się w dolinie Sipkovec, z której niską przełęczą przejść można do dolinki (inwersyjnej) Kasparici, uchodzącej koło Krajnej do Jabłonki.

Fakt, że sieć wodna leżała kiedyś znacznie wyżej, a więc że albo poziom morza, tworzący poziom erozyjny, leżał wysoko, alboważ że Małe Karpaty doznały młodszych górotwórczych ruchów pionowych, jest tem prawdopodobniejszy, ile że Stur<sup>1</sup> znalazł na przełęczy Miaawy (według mapy geologicznej koło Bukowec) na wysokości 450 m oraz na Varakowie na wysokości 452 m otoczaki granitu, gnajasu, melafiru, porfiru i trachitu. Możliwym jest, że naniósł je tu stary Wag, który niegdyś uchodził tu na wysokości 450 m do kotliny wiedeńskiej. Otoczaki te są ładnie zaokrąglone i wygładzone, co, zdaje się, przemawia za dalekim transportem. Dziwnem jest tylko, że w żwirach tych znalezionem był ząb *Elephas primigenius*. Dla rozwiązania tej kwestyi należałoby przeprowadzić tam poszukiwania. Prawdopodobnem jest, że w czasie, kiedy znaleziono ząb, nie leżał on na pierwotnem łożysku. Dalej musiano by zbadać, czy też abrazyje jakiegoś morza trzeciorzędowego nie oberwały tych otoczaków od Małych Karpat, poczem prąd mógłby je nanieść tu, na północ. Zdaje się przecież, że obniżenie poziomu erozyjnego w Małych Karpatach od czasów trzeciorzędu stoi w związku nie tylko z faktem, iż morze opuściło te okolice, lecz także w związku z samodzielnym ruchem nadającym piętno Małym Karpatom; w inny sposób trudno byłoby wytłumaczyć okoliczności: 1) że miocen morski na przełęczy Miaawy leży na wysokości 440 m, tuż zaś obok, w dolinie Wagu, sięga zaledwie do 290 m (Horocz); 2) że pokłady sarmatu w Małych Karpatach leżą nadzwyczajnie wysoko (400 m),<sup>2</sup> szczególnie zaś w stosunku do okolic Wiednia (Wiedeń 280 m, Eichkogel koło Mödling 300 m).

<sup>1</sup> Stur D., Geolog. Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag u. Neutra, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1860, X, 69.

<sup>2</sup> Fuchs, Jahrb. geol. Reichsanst. 1868, XVIII, 284 nast.; Toulou, Verhandlg. geol. Reichsanst. 1886, 404 nast.





potoki płynące do Wagu miały spadek znacznie większy niż dopływy Morawy z drugiej strony (Niwnicki p. i Lusko p.): dopływy Wagu miały wtenczas 44‰ spadku (710 m na 16 km), a dopływy Morawy 25‰ (720 m na 28 km). Dziś warunki dzięki przepięłowaniu głównego grzbietu i przesunięciu się wododziału, który jednocześnie opuścił się w głąb, zmieniły się tak dalece, że spadek dopływów Wagu wynosi już tylko 25‰, Morawy zaś 18‰. Jest to typowy wypadek wstecznej erozyi, przesunięcia i zniesienia wododziału. Znacznie dalej dotarła ta wsteczna erozya w głąb gór, dalej ku północy.<sup>1</sup> Na górze Na Karcitki (653 m) wododział schodzi z głównego grzbietu wprost linią o długości 15 km w nizinę w okolicy Slawiczinu, spadając przytem poniżej 400 m, aby potem, po bardzo krętym przebiegu wspiąć się na Dubrawę (678 m) w łańcuchu Makitty (piaskowiec magórski leżący izoklinalnie między warstwami hieroglifowymi górnymi a zapadający ku S)<sup>2</sup>. Zaraz potem wododział opuszcza w Sviradvie (736 m) ten grzbiet, stanowiący dość twardą skałę, aby znowu koło Horni Lidecz zejść do niziny Klobouku aż do 470 m (pomiar barometr.); potem dopiero powraca wododział do głównego grzbietu pogranicznego. Kierunek rzeki Wlary powodującej to silne wygięcie wododziału ku zachodowi, najwidoczniej jest niezależny od orograficznej budowy krainy; jej źródłowe potoki bowiem, które oprócz głównego grzbietu przebijają też grzbiet Matki, zbudowany z twardych piaskowców spadających ku S, mogłyby znacznie łatwiej odpłynąć do Olsawy na południe, lub też do Senicy, na północ. Jest to zagadnienie niezmiernie zajmujące. Mamy tu wielkie zagłębienie w miękkich warstwach hieroglifowych, które grzbiet Matki dzieli na połacie wschodnią i zachodnią; odwodnienie ostatniej składa się z 3 części: jedna z nich należy do Beczwy, druga do Wagu, trzecia wreszcie do Olsawy. Idąc przez zagłębienie Klobouk od NE ku SW, z początku znajdujemy się nad brzegami Senicy; tak aż do Hornego Lideczu (451 m), między wzniesieniami Cubkiem (680 m) i Lideczkiem (625, 653 m). Tu Senica nagle i pod bardzo ostrym kątem (50°) zawraca ku N, aby pod Czartową skałą<sup>3</sup> wstąpić w przełom przez grzbiet Makitty. Bezpośrednio w przedłużeniu górnej Senicy

<sup>1</sup> Mapa specjalna Wisowitz u. Bellus 9 XVIII.

<sup>2</sup> Paul, l. c. 475.

<sup>3</sup> Skała ta jest ciekawym, ze względu na młodość tej doliny bardzo znanym okazem muru ze skalistego masywnego piaskowca, zawierającego nieco krzemienia i dlatego odporniejszego.

oddzielony od niej jedynie przez przełęcz 470 m wysoką; w tej samej wkłęśłości płynie potok Kloboucki. Przepłynąwszy jednak w kierunku tym ledwie 6 km, potok nasz około Klobouk (387 m) znów pod kątem niemal prostym zawraca, tym razem ku SE i przełamuje grzbiet Matki (601, 631 m), mimo to, że grzbiet ten tuż niedaleko na południu kończy się — tak iż rzeka snadnie mogłaby go obejść. Już jednak w odległości 2 km od Klobouka na SW rozwinął się potok, płynący obok młynu Orla, do którego prowadzi z Klobouka przełęcz zaledwie 440—450 m wysoka. Potok Orla uchodzi potem do Reki, która w tem samym zagłębieniu płynie ku SW; już jednak pod Bohuslawicami Reka zawraca na wschód ku Wlarze. Kierunek Reki zachowuje prawy jej dopływ, również Reka zwany, aż do Hradku, skąd nizka przełęcz prowadzi do doliny potoku Palistica. Potok ten wraz z Olsawą, do której uchodzi, tworzy ostatni człon systemu odwodnienia w tem jednym zagłębieniu. Jeżeli narysujemy profil podłużny zagłębienia, to przekonamy się, że łącząc wszystkie wododziały, otrzymamy krzywą, odpowiadającą mniej więcej krzywej erozyi. Ta krzywa należałaby do rzeki Pra-Olsawy, której źródła leżały w okolicy górnej Senicy; uchodziła zaś ta rzeka, jak Olsawa dziś jeszcze, do Morawy. Pra-Olsawa miała z początku bardzo korzystne warunki erozyi, gdyż pogłębiała się w miękkich łupkach i kruchych piaskowcach warstw hieroglifowych, i to równoległe do przebiegu warstw, jako dolina typowo podłużna. Spadek jej musiał się jednak z czasem stać bardzo mały, gdyż długość rzeki była bardzo znaczna (długość 294 km, spadek 205 m, a więc spadek  $7.04\%$ ). Wtedy to poprzeczne krótkie rzeki, spływające z grzbietu Makitty ku NW a z głównego grzbietu pogranicznego ku SE, dzięki wielkiemu spadkowi mogły nie tylko przeciąć te właśnie grzbiety, ale także dostać się aż do zagłębienia Kloboukowskiego i rozedrzyć na kilka części zgrzybiałą Pra-Olsawę. Ostatecznie górna część Pra-Olsawy odpłynęła do Senicy i Beczwy, środkowa zaś do Wlary i Reki; jedynie najniższa część utrzymała się jako dzisiejsza Olsawa. W ten sposób powstały znamienne kolana wszystkich omówionych rzek; w ten też sposób nastąpiło silniejsze pogłębienie koryta dolin wszędzie tam, gdzie wsteczna erozya silnych, młodocianych potoków poprzecznych dosięgła starej doliny Pra-Olsawy. Najpierw udało się to Senicy, spadającej na przestrzeni 10 km z 700—800 m wysokiego grzbietu Makitty do 350 m (koło Wöltin), a więc ze spad-

kiem 35—45‰; przepiłowanie twardego grzbietu było tu tak trudne, że przełom ten posiada całkiem młodociane jeszcze formy. Ale z chwilą, kiedy grzbiet był przepiłowany, górna Pra-Olsawa nie mogła oprzeć się wstecznej erozji Senicy pracującej teraz w miękkich warstwach. Lepsze jeszcze warunki miała Wlara, a to dlatego, że jej poziom erozyjny leżał bardzo głęboko (Nemszowa 220 m), wtedy jeszcze, kiedy rzeka ta brała początek na 650—700 m. Grzbiet ten rychło został przecięty, a Brumowka, płynąca ongiś do Pra-Olsawy, musiała połączyć się z zwycięską Wlarą. Ale Wlara pogłębiała się jeszcze dalej wstecz; zdołała też zmienić kierunek Pra-Olsawy aż w dwóch miejscach, 1) pod Bohusławicami, gdzie zwycięska Wlara otrzymała wszystkie dopływy z Makitty, i 2) pod Kloboukiem, gdzie przepiłowała Matkę. Ten drugi proces odbył się niewątpliwie znacznie później niż pierwszy, a to z powodu twardości materiału, w którym rzeka pracowała; dlatego też już wszystkie dopływy z Makitty zboczyły były do Reki. W ten sposób powstał dziwny przebieg wododziału. Że poziom rzek leżał niegdyś znacznie wyżej, tego dowodzą terasy ze żwirowiskami rzecznoimi koło Brumowa położone 40—50 m nad dzisiejszym dnem dolin. W czasie jednak, kiedy terasy te tworzyły się, Pra-Olsawa była już rozdarta.

Olsawa byłaby dziś przeto ostatnim szczątkiem podłużnego systemu rzecznoego, wciętego w miękkie warstwy a rozdartego w trzech miejscach. Mimo swój podłużny charakter w pewnej mierze podobny do górnej Kisuczy lub Bystrzycy, Pra-Olsawa mogła bezpośrednio, to zn. bez pomocy doliny poprzecznej opuścić Karpaty, a to dlatego, bo brzeg karpacki na Morawach ścina bieg warstw i siodła. Można by jeszcze przypuścić inny sposób powstania tej sieci odwodnienia, a mianowicie przyjąć, że doliny poprzeczne są pierwotne, a członki podłużne powstały dopiero subsekwentnie przez wypłókanie miękkich warstw. To rozwiązanie sprawy nie tłumaczy przecież: 1) znamienych hipsometrycznych stosunków wododziałów, 2) zachowywania się dwóch źródłowych potoków Wlary względem siebie, 3) układu sieci, szczególnie potoków bocznych.

### Dodatek Nr 3.

Stosunki te są szczególnie skomplikowane w źródłowym obwodzie Olsawicy.

## Dodatek Nr 4.

Sieć wodna Orawy<sup>1</sup> składa się z głównej żyły, złożonej z Orawicy i Czarnej Orawy (łączących się dopiero wpośród gór, mimo że połączenie w kotlinie Orawskiej, już przed wstąpieniem do przełomu, byłoby znacznie naturalniejsze), oraz z Białej Orawy, połączonej krótkim ramieniem poprzecznym z osią główną. Te dwie części, zupełnie do siebie niepodobne, oddziela od siebie Orawska Magura, odznaczająca się prawie równą wysokością całego grzbietu. Po jego W stronie płynie Hrustinka subsekwentnie ku NE,- po wschodniej — połączone Orawy ku SW. Dopływy Hrustinki mają dziwny układ: prawe są całkiem krótkie, przyczem grzbiet Magury jest bliski; lewe są długie i dobrze rozwinięte. Biała Orawa służy jako żyła zbiorowa dla potoków z NW płynących. Zdarzają się tu pewne anormalności. Np. bieg Białej Orawy nie używa doliny Zażyłanki i Klinianki, mimo że przełęcz dolinna, prowadząca tamtędy, wznosi się tylko o 20 m (odległość Zażyłanki zaledwie 500 m): rzeka w takim razie nie potrzebowałaby przebijać się wąwozem na 200 m głębokim między Priporem (952 m) i Kamiennym wierzchem (905 m). Ważniejsze jest, że całe otoczenie źródłowe omówionych rzeczek nie wznosi się nad 760—850 m (tak samo nad Polhoranką, Jasienicą i Słanicą). Wszystkie te rzeczki przepływają w górnej części okolicę trochę niższą i równiejszą, niż w dolnej. Ta depresja wzniesień ma kierunek NE od Erdotka przez Nowoty, Mutal, Veszele, Rapcza do Lipnicy i Zubrzyicy, i spada nie całkiem regularnie, ale przecież mniej więcej ciągle od 950—900 aż do 750—700 m; wreszcie opuszcza się właśnie do przełęczy beskidowej. Mamy tu może do czynienia z dawnym łożyskiem rzeki, spływającej przez przełęcz Zubrzycką do Skawy, a więc Pra-Skawy. Hydrografię tę trzeba by odnieść do poziomu I; tłumaczyłaby też ona istnienie wrót Beskidu (703 m) i Zubrzycy (757 m), podobnie, jak bieg Dunajców dalej na wschodzie wyjaśnia istnienie wrót nowotarskich. Hydrografia ta została zniszczona w chwili, kiedy równocześnie z wgłębieniem rowu Dunajcowego zapadła się kotlina orawska. Głęboka kotlina przedstawiała niski poziom denudacyjny; uchodzące do niej rzeki mogły objąć przez wsteczną erozyję bieg Pra-Skawy, rozczłonkować ją i ściągnąć jej wody do Orawy w dośrodkowym ku Usztyi skiero-

<sup>1</sup> Por. mapy specjalne 1:75.000 8 XX Ujsoly — Stara Bistrica; XXI, Turdossin a/d Arva; 7 XXI, Maków.

wanym kierunku. W ten sposób powstały też małe przełomy wyż wspomniane. Orawska Magura sięgała przed zapadnięciem się Orawy aż do Kamienicy (934 m) i Żeleźnicy (914 m). Po tym grzbiecie przebiegał wtenczas europejski główny wododział. Kiedy zaś grzbiet ten zapadł się wraz z Orawą, wododział został przesunięty na wrota Beskidu i wzniesienie chochołowskie oraz dalej wstecz na Babią górę (ob. rys. 7 a i b). Udowodnienie powyższego rozwoju stanowi zadanie dalszych specjalnych studyów.

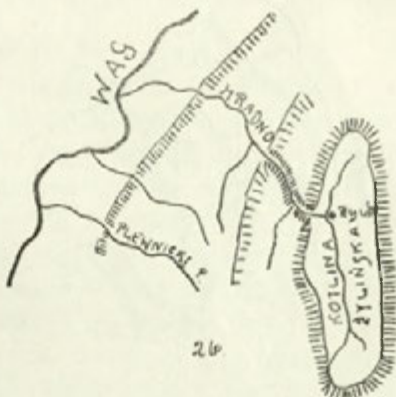
#### Dodatek Nr 5.

Postępując od Predmeru doliną Hradno, uchodzącej tu do Wagu,<sup>1</sup> znajdujemy się w niskiem pogórzcu, składającym się z kredowych piaskowców i łupków (warstwy z *Exogyra* i warstwy z *Izdebnaj*, miękkie niebieskawe łupki) wypiętrzonych stromo; pogórze to nie wznosi się wyżej nad 400—500 m. Zaraz za wsią Jabłonowo wznosi się stromo i bezpośrednio grzbiet około 650—800 m wysoki; mamy tu ładny wąwóz, wyżłobiony przez potok. Grzbiet ten składa się z twardego, silnie dyslokowanego eoceńskiego zlepieńca numulitowego; materiał ten tworzy wielce dziwne a malownicze formy, które powstały przez zwietrzenie części bardziej miękkich. Przez wykruszenie i wywietrzenie nieodpornych ziarenek powstaje powierzchnia, podobna do komórek pszczelnych, i tworzą się małe jaskinie. Potok wyżłobił tu w zlepieńcach piękne wydrążenia nadbrzeżne (*Riesenkessel*) i denne (*Kolke*). Po krótkiej wędrówce stajemy u górnego końca wąwozu, przed szerokim i wielkim kotłem, według głównej osady w nim położonej, Sułowskim zwanym. Jego miękka, prawie równa, dobrze uprawiona powierzchnia odbija wyraźnie od obramienia wielokształtnego zlepieńca, szczególnie w północnej części kotła (rys. 26). Dno kotliny składa się, jak to nad brzegami potoków oraz w jarach drogowych łatwo można stwierdzić, z łupków i z piaskowca cenomańskiego, łatwo wietrzącego (Prazowskie warstwy *Stur a*<sup>2</sup>). Wzdłuż wschodniej strony kotła ciągnie się znowu, jak mur, do 300 m wysoki zlepieńca numulitowy od Zibrita (868 m) przez wzniesienia 816 m, 799 m, 819 m, 821 m, 778 m, 692 m, 799 m aż do Rohaczu, góry malowniczej i cieka-

<sup>1</sup> Por. Mapę specjalną 1:75.000: 9 XIX Sillein u. Wag Bistriz.

<sup>2</sup> *Stur D*, Jahrb. geol. Reichsanst. 186, 1, XI, p. 111.

wej ze względu na jej jaskinie; tu mur skręca ku W i począwszy od Brodej (809 m), tworzy zachodni grzbiet kotliny Sułowskiej (Holasnje) aż po Hawraną skałę (834 m) (por. rys. 26). Kocioł, który nas zajmuje, powstał widocznie dzięki wypłukaniu miękkich warstw kredowych przez potok Hradno, kiedy tymczasem twarde i przepuszczalny zlepieniec utrzymał się jako grzbiet. Dziś jeszcze kocioł ten rozszerza się przez wietrzenie i obrywanie się murów zlepieńcowych. Przełom Hradnego jest więc całkiem podobny do przełomów Downs w południowej Anglii. Podobieństwo to wzrasta tem bardziej, że i drugi potoczek, Bodina, małym przełomem uchodzi z kotliny Sułowskiej, a wreszcie i potok Manin brał tam ongiś początek, o czym zresztą później. Analogicznie do Hradnego rozwinął się potok Domaniska; jest to rzeka konsekwentna, pochodząca z czasów, gdy od wododziału, przebiegającego od Szybenicznej (802 m) koło Faczkowej przez Smak (812 m), Dubową (728 m) i Ibris (868 m) do Rohacza (779 m) jednolite pochylenie prowadziło ku W, do Wagu. Podczas pogłębienia koryt, rzeki natrafiały już to na miękkie warstwy kredowe lub trzeciorzędne (piaskowce i margle w formie niecek według Paula<sup>1</sup> wsunięte między stromo wypiętrzone zlepieniec), i wtedy przez wypłukanie wytwarzały tu odwodnienie subsekwentne (dolinki Domanis-Pruszina,



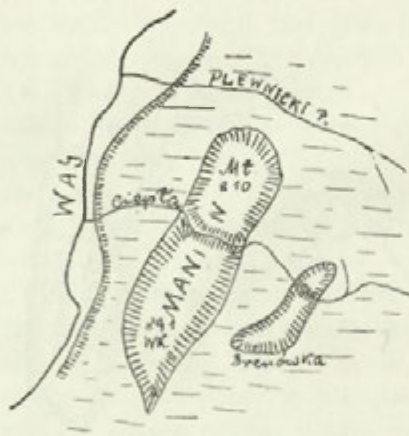
Rys. 26.

Domanis-Lednice, Hradno górny, Bodina, Poczarowa); już to na warstwy twarde, tworząc wąwozy. Dawny wododział jeszcze do dziś nietknięty prawie; jedynie potok Czerna, który uchodzi koło Rajec do Rajczanki, rozciął dopływami swemi wododzielny grzbiet złożony tu z wapieni jurajskich. W ten sposób powstał szereg przełęczy dolinnych, które gościńcowi, wiodącemu od Rajec do Domanisa, ułatwiły przejście przez wododział.

<sup>1</sup> Paul C. M., Jahrb. geol. Reichsanst. 1865, 343.

## Dodatek Nr 6.

W pobliżu Bystrzycy Powaskiej<sup>1</sup> z otoczenia 4/500 m wysokiego wznoszą się strome i gęsto zalesione, krótkie grzbiety Manina oraz kilka innych skalic. Wielki i Mały Manin, — pierwszy 891 m, drugi 810 m wysoki — tworzą grzbiet wapienia jurajskiego i liasowego, mający ledwie 5 km długości, ale 300 m względnej wysokości, a otoczony zewsząd niskim pogórzem (por. rys. 27). Mimo to rzeczka spływająca z Vrchu ciepłego nie obeszła tego grzbietu, jakby się tego spodziewać można, ale przerznęła go nawskroś niezmiernie wązkim, czasem ledwie 1 m, nigdy nad 15 m szerokości mającym wąwozem; wapienne ściany tego wąwozu wznoszą się stromo do względnej wysokości 400 m, u stóp zaś zamierają pod ładnymi stożkami nasypowemi. Woda, biegnąca za czasów powodzi wysoko i ze znaczną siłą, wydrążyła tu w ścianach kotły do 2 m wysokie. Przełom Ciepłej przez Manin jest tem bardziej ciekawy, że potok ten w zupełnie podobny sposób już powyżej tego miejsca przerznął się przez Drenówkę, skalicę twardą, również z wapienia złożoną, a mającą 633 m wysokości, m'mo, że mógł ją łatwo — długość Drenówki wynosi ledwie 1 km — obejść przez teren bardziej miękki i niższy. Uhlig,<sup>2</sup> mając zapewne na względzie fakt spłukania płaszczu skalicznego, nazwał przełomy te epi-



Rys. 27.

genetycznemi; nie pójdziemy tu za nim, gdyż nazwę przełomu przekazanego<sup>3</sup> ograniczamy do wypadków wypłukania zasypu dawnej rzeźby przez żwiry rzeczne. Zwracając zaś uwagę na fakt, że historia Ciepłej podobną jest do historii Hradna p. (por. dodatek nr 5), możemy przełomy jej przez Manin i Drenówkę nazwać denudacyjnemi.

<sup>1</sup> Por. mapę specjalną 9 XIX Sillein-Waag Bistriz.

<sup>2</sup> Uhlig, Bau und Bild l. c. 787—788.

<sup>3</sup> Nałkowski, Geografia fizyczna l. c. 120.



## Dodatek Nr 7.

Przykładu podobnego przełomu denudacyjnego dostarcza także bieg Wratnej w Małej Fatrze.<sup>1</sup> Źródłowe potoki Stahorki i Starej doliny (583 m) przy swem połączeniu rozszerzyły w miękkich i nieprzepuszczalnych marglach neokomskich doliny, przez co powstała tu kotlinka; odpływ jej wytworzył w twardych i przepuszczalnych skałach dolomitu chociażńskiego i zlepieńca sułowskiego mały, ale wązki i nadto bardzo malowniczy przełom. Stojąc na Małym Kopcu (740 m) (Mały Kopiec jest prawdopodobnie razem z Wielkim Kopcem, 746 m, i punktem 747 m resztką dawnego dna dolinnego?) mamy przed oczyma ładne zagłębienie ciągnące się od przełęczy Sedla (909 m) między Baraniarkami (1170 m) i Sokolem (1172 m) aż do przełęczy Między Hole (1185 m) między Wk. Rossutcem (1606 m) i Stohem (1608 m), wywołane przez margle neokomskie i związane z niemi.

## Dodatek Nr 8.

Bieg Hronu przedstawia się wprost dziwacznie;<sup>2</sup> rzeka ta pochodząca z południowych stoków Kralowej Holi, przed wystąpieniem z gór w niziny trzy razy załamuje się w wielkich kolanach po 90° pod Nowym i Starym Zwoleniem oraz pod Św. Krzyżem. Już na pierwszy rzut oka odbieramy wrażenie, że załomy te wywołał wylew olbrzymich mas wulkanicznych w wieku górnotrzeciorzędnym; z tych trzech kolan środkowe obejmuje masę Krzemnicką, dolne, góry Vihnyjskie i Bańskiej Szczawnicy; między nasypami wybuchowymi pozostały tu pewne zagłębienia wolne od nich, występujące dzś w krajobrazie wyraźnie jako kotliny (Stary Zwoleń, Święty Krzyż). W kotlinach tych Hron posiada naturalne rozszerzenia dolinne; tu towarzyszą mu wielkie a piękne terasy aluwialne i wyższe dyluwialne, n. p. koło Hajnika (Stary Zwoleń N), tu też szeroko rozwinięta rzeka wije się w wężownicach, tworząc przez to bagna. Kotliny nad Hronem są naturalnymi zagłębieniami między górami akumulacyjnymi. Kiedy Krzemnickie, Szczawnickie i Ptacznickie masy wulkaniczne wypływały jeszcze, kotliny owe były zamknięte

<sup>1</sup> Por. mapę specjalną 1:75.000, 9, XX Rosenberg, Rutka.

<sup>2</sup> J. w. 10, XX Mosocz u. Altgebirg, XXI Breznobanya, XXII Granquellen; 11, XIX Handlova u. Oszlany, XX Neusohl u. Altsohl, XXI Dettva u. Libethen; 12, XIX Königsberg u. Benedek, XX Schemnitz u. Karpfen.

i zostały dopiero później przez przełomy Hronu poniżej Starego Zwolenia i Św. Krzyża włączone w sieć jednolitego spadku; masy wulkaniczne rzucone w jednej chwili, a przynajmniej w krótkim stosunkowo czasie, w poprzek rzeki, musiały ją zatamować. Procesy wielkiej akumulacji różnią się od procesów górotwórczych tem właśnie, że lokalne skutki pierwszych są znaczniejsze; kiedy procesy górotwórcze są zwykle na tyle powolne, że większe rzeki już przy powstawaniu gór mogą przewyciężyć je skutecznie, to raz rzucona tama, czy to stożkowa, czy morenowa, czy wreszcie wulkaniczna, bardzo szybko przewycięża największą choćby rzekę. Że kotliny nad Hronem były kiedyś jeziorami kotlinami zatamowanego Hronu, za tem przemawia kilka zjawisk, które teraz rozpatrzymy.

W kotlinach Hronu w wielkich wysokościach nad dzisiejszą rzeką znajdujemy żwiry zatamowania (Stauschotter). Według Paula<sup>1</sup> leżą one na wyżynie Sliaczu w wysokości 380 m, o 50—70 m wyżej aniżeli dyluwialne; stanowią one mianowicie wspaniałe terasy Hajnik-Badin. Te żwiry wysokie oprócz położeniem hypsometrycznym różnią się od dyluwialnych pod względem petrograficznym; żwiry dyluwialne składają się obok otoczków kwarcowych także z łupków krystalicznych, wysokie zaś żwiry wyłącznie z kwarców; są to więc, w stosunku do pierwszych, pstrych,<sup>2</sup> żwiry zubożałe. Różnią się też jedno od drugich pod względem stratygraficznym, gdyż pod żwirami wysokiemi leży jeszcze ił (studnia w Sliaczu). Te różnice każą nam domyślać się, że chodzi tu o żwir trzeciorzędny. Rękopiśmienne mapy c. k. państwowego zakładu geologicznego notują te żwiry na wszystkich wzniesieniach na wschód od Hronu środkowego do wysokości 450 m; tak na Bukowej jamie (421 m), Naljevniku (431 m), Pred Lukownem (456 m), na wschód od Vlkanovej (Farkasfalu), na Hrabowej (425 m), Strelu (433 m), na Veseli koło Jalszovec (434 m); również na zachód od Hronu około Kovaczovej, wyżej niż 416 m. Chociaż dane te nie są bynajmniej dokładne co do szczegółów, to przecież wynika z tego z całą jasnością, że znajdują się tu bardzo rozległe a wysoko położone, prawdopodobnie trzeciorzędne żwiry. Teraz też zrozumiemy, w jaki sposób powstały małe przełomowe części biegu rzek w szerokim kotle Slatiny, uchodzącej do Hronu pod Zwoleniem Starym: są one niewątpliwie przekazane (epigenetyczne).

<sup>1</sup> Paul C. M., Jahrb. geol. Reichsanst. XVI, 1866, 180.

<sup>2</sup> Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, Lpzg 1903 fl. 658—9.

Slatina, biorąca początek na szerokim pogórzku koło Dettwy, bez przeszkód mogłaby płynąć dalej w dolinie u stóp rozciągniętego i lessem pokrytego stożka nasypowego Huczowej, ku Zolnej. Hradny potok ma dziś jeszcze do przewycięzania zaledwie 20 m, by dostać się od Viglasu do Zolnej. Dziś Huczawa ma jeszcze bifurkacye w pogórzku Oczowskim i dzieli się na Huczawę (ku Ljeskowcowi) i Slatiński p. (ku Wielkiej Slatinie). Omijając drogę naturalniejszą, zarówno p. Slatiński, jak i Hradny wstępują z nizin do pogórzka Zadek i Kapolny na NW i NE od Wk. Slatiny i przewijają się wielkimi meandrowemi zakrętami przez andezytową i trachitową brekcyę między Viglasem, Małą Slatiną i Montową; odcinają przytem na południu od wielkiej masy wulkanicznej małą górę taflową Kapolna (419 m) i Haj 409 m). Ani gościniec, ani tor drogi żelaznej, nie zapuszczają się w liczne zakręty wąskiej doliny Slatiny poniżej Wk. Slatiny (341 m), ale prowadzą do Ljeskovac przez przełęczę wznoszące się ledwie do 23 m względnej wysokości. Mamy tu wyraźne zjawisko dwóch łożysk, biegnących obok siebie: dawnego na północy, ongiś zasypanego żwirami zatamowania, aż wyżej gór Haju i Kapolny; oraz młodego, które rzeki nie natrafiając przy pogłębieniu koryta na stare, wyżłobiły sobie w brekcyach na miejscu dawnego stoku. Tamto zasypane żwirami, szybko i bez trudności zostało wyprzątnięte i dziś występuje w krajobrazie jako zagłębienie o dojrzałych formach. Podobne stosunki znajdujemy nad Hronem poniżej Zwolenia Starego. Mianowicie stara zapełniona żwirami dolina przechodzi na N od Wielkiej (437 m), Małej Straży i Jagurki (469 m), skracając drogę Hronu; rzeka wije się na S od Straży do Hrońskiej Breźnicy w dolinie młodocianej.

Ale i górny bieg Hronu przystosował się, jak się zdaje, do poziomu jeziora nad biegiem środkowym, gdzie zostały osadzone omówione właśnie żwiry; znajdujemy tam wielką piękną terasę rzeczną, wznoszącą się ponad dzisiejszym poziomem. Terasa ta zaczyna się już przy Telgart na wysokości 900 m; przy Dudlawej Skale opuszcza się do 800 m, koło Helpy do 700 m, i wreszcie przy Breznobanya aż do 600 m. Poniżej tego miejsca Hron wstępuje w cieśninę i tu kończy się jego ładne, stare łożysko, w którym dzisiejsza rzeka wyżłobiła tylko stosunkowo wąskie koryto: w pewnych miejscach rzeka odcięła też góry, które były dla dawnego biegu stokiem, a dziś sterczą jako góry wyspowe około 100 m nad poziomem dawnego dna; w ten sposób został np. Hrunj (1002 m) odcięty od płyty tryjasowej Murania.

Wszystkie te zjawiska popierają przypuszczenie, że przez usypanie Krzemnickich i Szczawnickich gór, środkowa dolina Hronu została zatamowana i przemieniona w jezioro; zaraz też wtedy zaczęło się zasypywanie jeziora przez żwiry Hronu i jego dopływów. Trwało to do czasu, kiedy jezioro znalazło odpływ. Fakt, że odpływ ten zwrócił się właśnie na zachód, a nie na południe, t. j. przez pogórze krupińskie, gdzie dzisiejszy wododział dochodzi zaledwie do 420 m,<sup>1</sup> ani też na wschód, gdzie wododział leży dziś na wysokości 432 m,<sup>2</sup> można wytłumaczyć jedynie przez bliskość niskiego poziomu erozyjnego w kotlinie Św.-Krzyńskiej, do której wtargnęło już, zdaje się, morze pontyjskie; dlategoż absolutny poziom denudacyjny był posunięty bezpośrednio na odległość 20 km w stronę Starego Zwolenia.

W ten sposób dolina Hronu przedstawia się nam jako typ doliny międzynasypowej (intercollin<sup>3</sup>) ogromnych rozmiarów, która powstała dzięki formom nasypowym (aufgesetzt<sup>3</sup>), włączonym później dopiero w system ciągłego spadku.

W kotlinie Św. Krzyża Hron płynie wzdłuż południowej granicy małej kotliny trójkątnej, zasypanej grubymi pokładami żwirów rzecznych, które naniósł tu zewsząd do Hronu uchodzące rzeki. Kolosalne te żwiry odsłonięte są w obrywach stromego brzegu potoku Lutilla między miejscowością tej samej nazwy a Św. Krzyżem. Rzecznej genezy tych żwirów i piasków szczególnie wyraźnie dowodzą odkrywki, jakie spotykamy po drodze od Św. Krzyża do Lowczy, gdzie w typowym fałszywym uwarstwieniu znajdują się naprzemianległe otoczaki, ułożone w jednym kierunku, oraz piaski i soczewki iłu. Żwiry te zasypały jezioro, w którym w nieznaney nam epoce geologicznej zostały osadzone ily wraz z węglami brunatnymi. Opieramy się tu na nowem odkryciu dokonanem nad brzegiem Hronu (w korycie) w Lowczy, o którym wiemy z prywatnej informacji notariusza w Wk. Lowczy. Andrian sądził, że kotlina ta powstała przez zapadnięcie,<sup>4</sup> nie poparł jednak swego poglądu żadnym dowodem. My natomiast przypuszczamy, iż powstała ona,

<sup>1</sup> Stosunki hydrograficzne są tu bardzo zawiłe.

<sup>2</sup> Koło Trhanovej; jest to jednak tylko młode wcięcie w dawnym wododziale 490 m wysokim.

<sup>3</sup> Supan, *Physische Erdkunde*, 1903, 491, 493; Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, 1894, II, 86.

<sup>4</sup> Andrian, *Jahrb. geol. Reichsanst.* 1866, XVI.

podobnie jak kotlina Zwoleńska, przez niezasypanie; trzeba, przecież rzecz tę zbadać dopiero. Hauer<sup>1</sup> zalicza żwiry Św.-Krzyskie, atoli także bez poparcia, do żwirów belwederskich.

#### Dodatek Nr 9.

Zanim Wag opuści pod Szutowem wielki przełom Kralowański, przyjmuje on po prawej stronie p. Szutowski. Potok ten uchodzi do Wagu małym przełomem w wapieniu kredowym, mimo że mógł bez trudności od Szutow, gdzie płynie na wysokości 496 m, popłynąć po stożkach żwirowych wprost na południe. Ponieważ zbieżenie przy pomocy wstecznej erozyi, dokonanej przez jakikolwiek mały dopływ Wagu, nie jest prawdopodobne, przeto i ten przełomik jest zapewne epigenetyczny. Pochodzi on prawdopodobnie z czasów, kiedy szutr Małej Fatry zakrył całkiem grzbiet wapienny, dziś przegryziony.

#### Dodatek Nr 10.

Hornad poniżej Włachów wstępuje w wąwóz bardzo zawiły, na 30 km długi, przytem głęboko wcięty i pełen pięknych, wgłębnionych meandrów. Dopiero technika kolejowa przewyciężyła niegościnnosć tego wąwozu. Stary wielki gościniec spiski prowadzący do Koszyc musiał dwa razy przejść w wielkich serpentynach przez przełęcze na 500 i 600 m wysokie. Szczególnie część wąwozu między Fonixhuta i O-Ruszin odznacza się licznymi wgłębnionymi meandrami, na 600 m wysokimi, stromymi zboczami oraz brakiem wszelkich siedzib ludzkich. Szereg faktów, jak: 1) wysoko położone żwiry trzeciorzędne,<sup>2</sup> 2) małe epigenezy (Margitfalu; droga żelazna idzie tu w starym, później zasypanem, a teraz wyprzątniętem korycie), 3) wgłębnione meandry, 4) przełom potoku Dolini przez gnajsy Braniska między Nagy Vitez i Kluknem i inne okoliczności przemawiają za tem, że Hornad i jego dopływy płynęły ongiś wysoko nad dzisiejszym poziomem i pogłębiły się z powodu wypiętrzenia całej okolicy. Wiek takiego wypiętrzenia nie da się dziś bliżej oznaczyć; dlatego też nie można rozstrzygnąć, czy wypiętrzenie to, jako takie,

<sup>1</sup> Hauer, Jahrb. geol. Reichsanst. 1869, XIX, 563.

<sup>2</sup> Posewitz, A Hornad szoros Markusfalva a Szepes Olaszi Kozt Szepes Megyben (Die Hornadenge zwischen Mark. u. Szep.). Jahresber. ung. geolog. Landesanst. f. 1899, Budapest 1901, 39 ff.

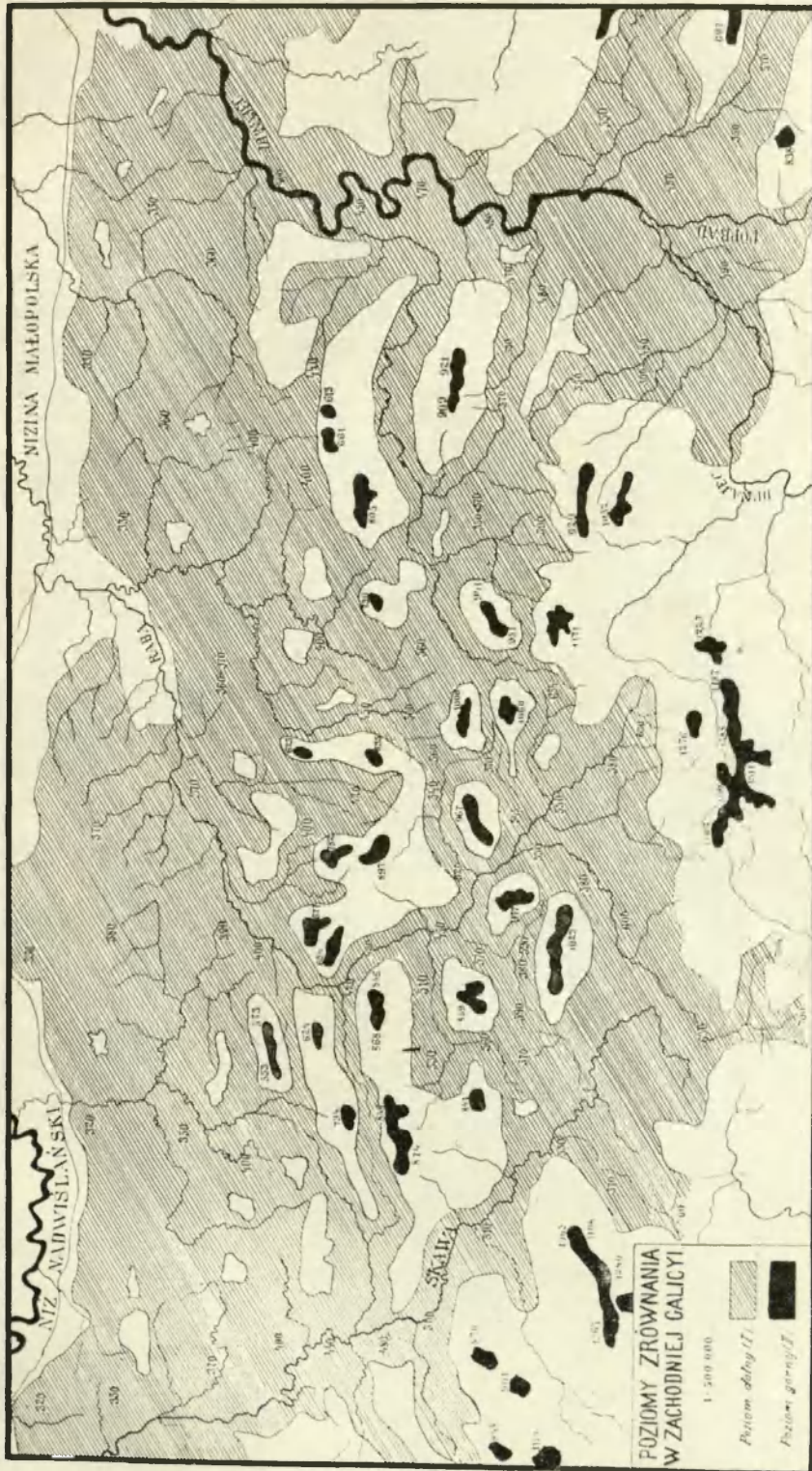


tamowało górny Hornad, tak, że kotlina Nowej Wsi została zasypana, czy też już same zwężenie koryta Hornadu. Te dopiero stosunki dowodzą wyraźnie, że cały górny bieg Hornadu jest zjawiskiem młodocianem. Zgadza się z tem fakt, iż Poprad traci na korzyść Hornadu swoje dopływy; dlatego też stosunek równowagi między temi dwoma systematami nie jest jeszcze osiągnięty. Tu leży jeden z kluczy do zrozumienia historii krajobrazu Zachodnich Karpat centralnych.

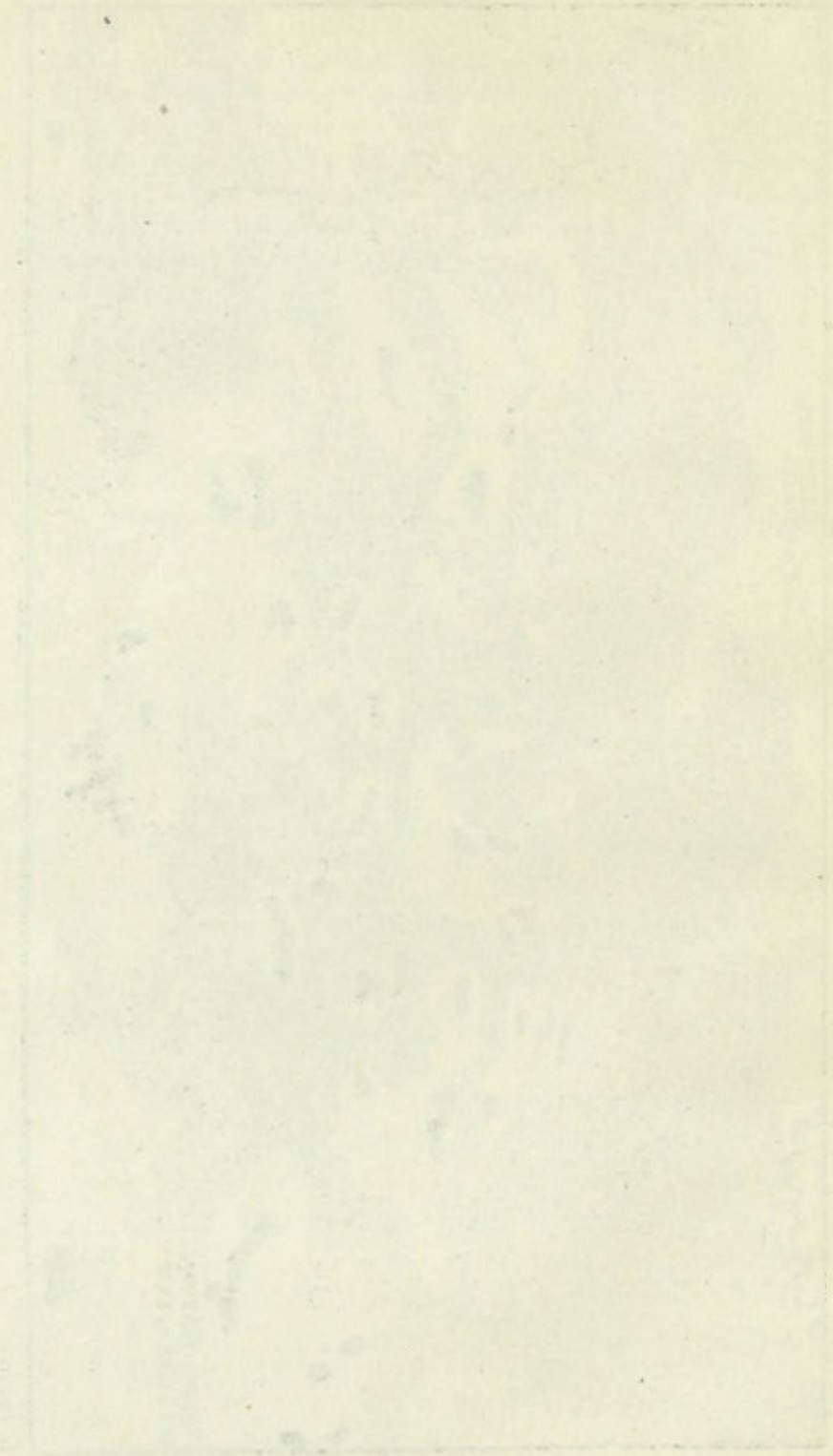
---

Sprostowanie: Przez omyłkę nazwano w rys. 26 kotlinę sułowską-żylińską.





L. Sawicki.









**WYDAWNICTWA**  
**TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ**  
**WE LWOWIE.**

**ARCHIWUM NAUKOWE.**  
**DZIAŁ I, historyczno-filologiczny.**

	<b>Kor.</b>
<b>Tom I.</b> Z. 1. Dąbkowski P. O utwierdzeniu umów pod grozą łajania w prawie polskim średniowiecznym. — Z. 2. Buzek J. Studya z zakresu administracyi wychowania publicznego, I. Szkolnictwo ludowe 8 <sup>o</sup> wiek. str. 559. 1904.	12
<b>Tom II.</b> Z. 1. Dembiński Br. Stanisław August i Ks. Józef Poniatowski w świetle własnej korespondencyi. — Z. 2. Witwicki Wł. Analiza psychologiczna objawów woli. — Z. 3. Hahn W. Juliusza Słowackiego Samuel Zborowski. — Z. 4. Dąbkowski P. Załoga w prawie polskim średniowiecznym. 8 <sup>o</sup> wiek. str. 509. 1905	12
<b>Tom III.</b> Z. 1. Dąbkowski P. Rekojemstwo w prawie polskim średniowiecznym. — Z. 2. Dąbkowski P. Litkup. Studium z prawa polskiego. — Z. 3. Hahn W. Literatura dramatyczna w Polsce XVI wieku — Z. 4. Nanke Cz. Szlachta wołyńska wobec Konstytucyi Trzeciego Maja. 8 <sup>o</sup> wiek. str. 553. 1907.	12
<b>Tom IV.</b> Z. 1. Szumowski Wł. Galicya pod względem medycznym za Jędrzeja Krupińskiego pierwszego protomeydyka 1772—1783. — Z. 2. Janowski B. O odległościach jako czynnika rozwoju kultury. — Dalsze zeszyty w druku.	12

**DZIAŁ II, matematyczno-przyrodniczy.**

<b>Tom I.</b> Z. 1. Bodaszewski L. J. Teorya ruchu wody na zasadzie ruchu falowego. Cz. I. — Z. 2. Łoziński W. Doliny rzek wschodnio-karpackich i podolskich. — Z. 3. Hirschler J. Spostrzeżenia nad rozwojem zarodkowym motyli. — Z. 4. Grzechmalicki J. Badania nad regeneracją soczewki ocznej u ryb. — Z. 5. Sawicki L. Z fizyografii zachodnich Karpat. — Dalsze zeszyty w druku.
--

**Zabytki piśmiennictwa polskiego.**

1—2. Potocki W. z Potoka. Ogród fraszek. wydanie zupełne Al. Brucknera, tom I. 8 <sup>o</sup> str. XXXII i 586, tom II. 8 <sup>o</sup> str. XXV i 549, 1907	24
3. Krasicki I. Satyry i Listy, wydanie krytyczne Lud. Bernackiego. z 11 podobiznami. 8 <sup>o</sup> str. VI i 253. 1908	6

**Studia nad historią prawa polskiego**

wydawane pod redakcyą

**Oswalda Balzera.**

<b>Tom III.</b> Z. 1. Chodynicki H. Sejmiki ziem ruskich w wieku XV. — Z. 2. Dąbkowski P. Wierna ręka czyli pokład. Studium z prawa polskiego. — Dalsze zeszyty w druku.
<b>Tom I. i II.</b> wydane nakładem prywatnym, nabywać mogą członkowie Towarzystwa po cenie zmniejszonej 8 K za tom.

Bulletin de la Société pour l'avancement des sciences I—VIII (1901—1908) str. 131.	4
Sprawozdania Wydziału Towarzystwa. Roczniki 1901—1908	1/2
Członkowie nowowstępujący otrzymują Sprawozdanie za rok ostatni bezpłatnie.	

14/4

**WYDAWNICTWA  
TOWARZYSTWA DLA POPIERANIA NAUKI POLSKIEJ  
WE LWOWIE.**

	Kor.
<b>Abraham Władysław.</b> Powstanie organizacyi kościoła łacinskiego na Rusi. Tom I. 8° wiek. str. XVI i 418. 1904. . . . .	8
<b>Bodaszewski Łukasz J.</b> Teorya ruchu wody na zasadzie ruchu falowego. Część I, z 76 fig. w tekście i 2 tabl. 8° wiek. str. 126. 1901. . . . .	4
<b>Buzek Józef.</b> Studya z zakresu administracyi wychowania publicznego. I. Szkolnictwo ludowe. 8° wiek. str. 479. 1904. . . . .	10
<b>Chodynicki Henryk.</b> Sejmiki ziem ruskich w wieku XV. 8° str. 119. 1906. . . . .	3
<b>Dąbkowski Przemysław.</b> Litkup. Studium z prawa polskiego. 8° wiek. str. 68. 1906. . . . .	2
— O utwierdzeniu umów pod grozą łajania w prawie polskiem średniowiecznem. 8° wiek. str. 75. 1903. . . . .	2
— Rękojemstwo w prawie polskiem średniowiecznem. 8° wiek. str. 255. 1904. . . . .	6
— Wierna ręka czyli pokład. Studium z prawa polskiego. 8° wiek. str. 188. 1909. . . . .	4
— Załoga w prawie polskiem średniowiecznem. 8° wiek. str. 49. 1905. . . . .	1
<b>Dembniński Bronisław.</b> Stanisław August i Ks. Józef Poniałowski w świetle własnej korespondencyi. 8° wiek. str. 259. 1904. . . . .	6
— Źródła do dziejów drugiego i trzeciego rozbioru Polski. Tom I. Polityka Rosyi i Prus wobec Polski od początku Sejmu Czteroletniego do ogłoszenia Konstytucyi Trzeciego Maja, 1788—1791. 8° wiek. str. LXXI i 565. 1902. . . . .	12
<b>Grochmalicki Jan.</b> Badania nad regeneracyą soczewki ocznej u ryb, z tablicą. 8 wiek. str. 28. 1908. . . . .	1
<b>Hahn Wiktor.</b> Juhusza Słowackiego Samuel Zborowski. 8° wiek. str. 71. 1905. . . . .	2
— Literatura dramatyczna w Polsce XVI wieku. 8° wiek. str. 133. 1906 . . . . .	3
<b>Hirschler Jan.</b> Spostrzeżenia nad rozwojem zarodkowym motyli, z 9 fig. w tekście i 4 tabl. 8° wiek. str. 85. 1907. . . . .	3
<b>Janowski Benon.</b> O odległościach jako czynniku rozwoju kultury, z 4 fig. w tekście i 5 tabl. 8° wiek. str. 43. 1908. . . . .	2
<b>Krasicki Ignacy.</b> Satyry i listy. Wydanie krytyczne Lud. Bernackiego z 11 podobiznami. 8° wiek. str. VI i 253. 1908. . . . .	6
<b>Łoziński Walery.</b> Doliny rzek wschodnio-karpackich i podolskich, z 7 fig. w tekście i 5 tabl. 8° wiek. str. 67. 1905 . . . . .	2
<b>Nanke Czesław.</b> Szlachta wołyńska wobec Konstytucyi Trzeciego Maja. 8° wiek. str. 93. 1907. . . . .	2
<b>Potocki Wacław z Potoka.</b> Ogród Fraszek, wydanie zupełne Al. Brucknera. tom I. 8° str. XXXII i 586, tom II. 8° str. XXV i 549. 1907 . . . . .	24
<b>Sawicki Ludomir.</b> Z fizyografii zachodnich Karpat, z 27 fig. w tekście i 2 tabl. 8-o wiek. str. 108. 1909 . . . . .	3
<b>Szumowski Władysław.</b> Galicya pod względem medycznym za Jędrzeja Krupnińskiego, pierwszego protomeyka 1772—1783. Z portretem Krupnińskiego. 8° wiek. str. 368. 1907. . . . .	8
<b>Witwicki Władysław.</b> Analiza psychologiczna objawów woli, z 4 figurami w tekście i 1 tabl. 8° wiek. str. 127. 1904. . . . .	3



