

Морфология на Централният Западни Карпати*)

отъ
Д-ръ Люб. Диневъ

І. У В О Д Ъ

1. Общъ орографски и тектонски погледъ върху изследваната областъ

а. Орографски погледъ

Западнитъ Карпати, като часть отъ Алпийската планинска система и като непосредствено продължение на Алпитъ, започватъ отъ Дунава при Братислава и свършватъ на изтокъ до Тиличското седло (688 м.). Тъ представятъ издута къмъ северъ дъга, оградена отъ югъ съ Унгарската низина, а отъ западъ и северъ съ старитъ херцински земи на Чешкия ма-

*) Презъ лѣтнитъ ваканции на 1936 и 1937 год., по време на нашето пребиваване въ бившата Чехословашка република, имаме възможността да пропътуваме съ научна целъ една голъма часть отъ Западнитъ Карпати, въ чиито централни дѣлове предприехме и по-специални морфоложки изучавания, подтикнати отъ приятелскитъ съвети на г. проф. Дим. Ярановъ, за което си позволяваме тукъ да му изкажемъ нашитъ най-сърдечни благодарности.

Областьта, която бѣше обектъ на нашитъ специални морфоложки изучавания, резултатитъ отъ които излагаме въ тази работа, принадлежи къмъ единъ отъ най-интереснитъ дѣлове на Западнитъ Карпати. Въ основата на тѣзи изучавания, легна принципа на индивидуалното изследване на сродни морфоложки явления въ по-голъма областъ, обстоятелство напълно необходимо при даване на една вѣрна преценка на наблюдаванитъ факти и на една по-голъма възможность за правилни сравнения и вѣрни заключения.

Нашитъ изучавания и картирания извършихме съ помощта на съответнитъ листове отъ топографскитъ карти за тази областъ: 1:200,000, 1:75,000 и 1:25,000. Твърде непостоянното време и презъ дветъ лѣта затрудняваше, до голъма степенъ, нашитъ изучавания въ тази обширна планинска страна. Съдействието, обаче, което намѣрихме отъ страна на мѣстнитъ власти и отъ гостоприемното словашко население, както и отъ страна на научнитъ работници—географи и геолози въ Карловия университетъ въ Прага, на които изказваме тукъ нашитъ най-голѣми благодарности, ни позволи да завършимъ успѣшно тѣзи изучавания и да предложимъ въ началото на 1938 г. приготвения трудъ като докторска дисертация по природнитъ науки. За жалость, приготвеното за печатъ съчинение, поради стеклитъ се наскоро следъ това политически събития, не можа да види бѣлъ свѣтъ и едва сега, твърде съкратено и преработено, излиза на български езикъ.

сивъ и на Полското плато (планината Лиса гора). Пристегнати отъ северъ и западъ отъ тѣзи стари земи и подложени на продължителни нагъвателни движения напредващи отъ югъ къмъ северъ, Западнитѣ Карпати, днесъ, орографски представятъ едно непрекъснато редуване отъ малки и голѣми котловини и срѣдно високи планински вериги. Въ тѣхното разпространение се наблюдаватъ ясно две главни посоки. Въ западнитѣ дѣлове на Западнитѣ Карпати — югозападно-североизточна, а въ източнитѣ — западно-източна, като нѣкжде на срѣдата, по продължението на планината Голѣма Фатра, се забелязва ясно едно кръстосване.

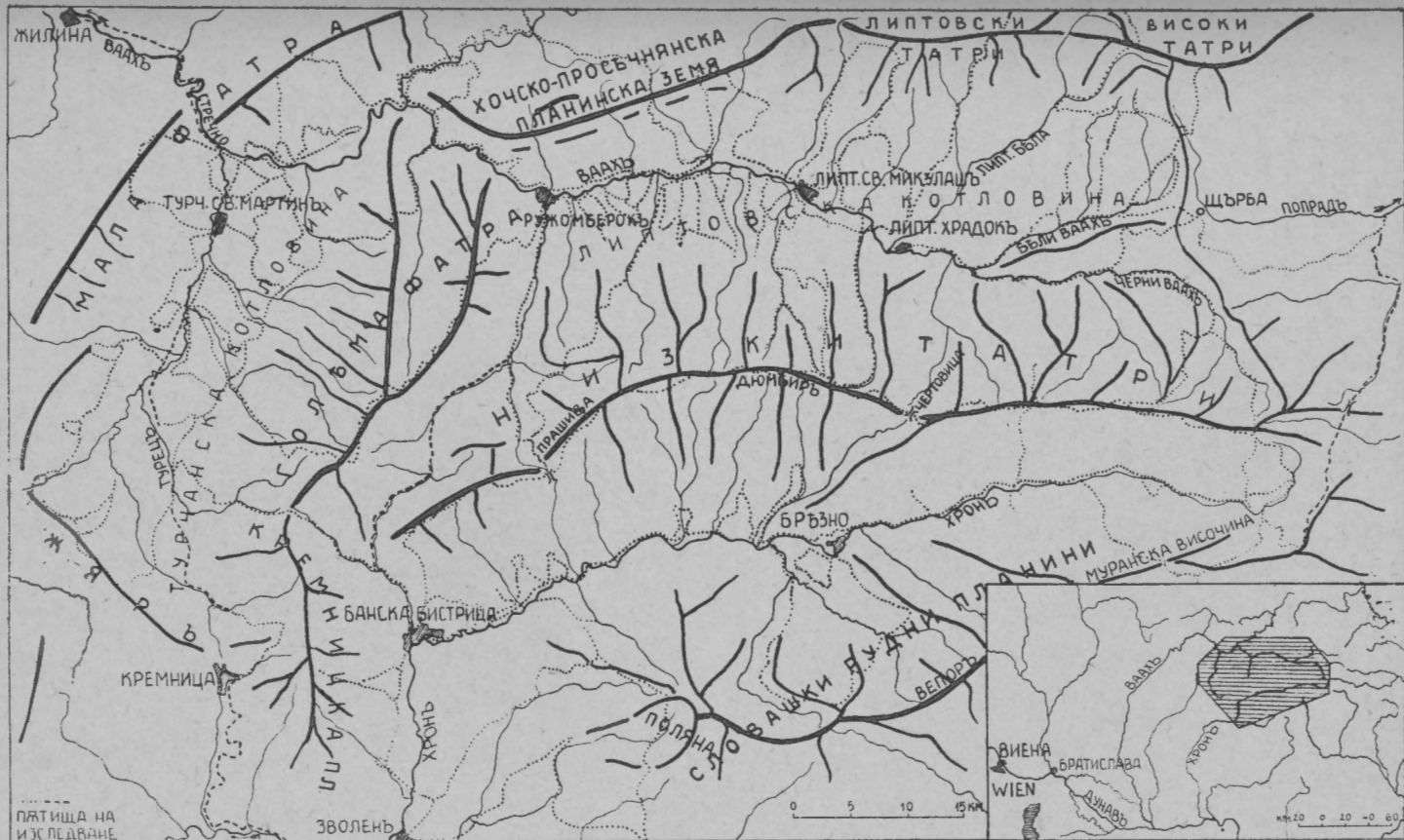
Срѣднитѣ дѣлове на Западнитѣ Карпати, които сж предметъ на настоящата студия, обхващатъ горнитѣ течения на двата голѣми дунавски притока Ваахъ и Хронъ, дветѣ голѣми междупланински котловини — Липтовска и Турчанска и планинитѣ Високи и Низки Татри, Голѣма и Мала Фатра, Кремнички планини, Жяръ и Словашки рудни планини.

Високитѣ Татри сж разположени съ посока западъ — изтокъ и представятъ слабо огъната къмъ югъ дъга. Тѣ сж планинска земя, която се отличава, отъ една страна, съ многобройнитѣ си постгласиални форми, отъ друга страна, съ една непрекъсната редица отъ едновисочни върхове (Gipfelzug). Като най-високи върхове тукъ изпъкватъ Герлаховка (2663 м.), Лядови щитъ (2630 м.) на изтокъ и Криванъ (2496 м.) на западъ.

Западно отъ Лилиево седло се простиратъ Липтовскитѣ Татри, които сж собствено едно естествено продължение на Високитѣ Татри. Отличаватъ се само съ своята надморска височина. Най-високи върхове тукъ сж: на изтокъ Бистра (2250 м.), а на западъ Баниковъ връхъ (2178 м.); останалитѣ върхове се колебаятъ между 2000 и 2200 м.

Западно отъ Липтовскитѣ Татри, респ. отъ Суха долина и Търновецкото седло и до пролома на р. Ваахъ между Липтовската и Турчанската котловина се разпростира планинска земя съ ю. з. — с. и. посока, изградена главно отъ варовити и доломитни материали, която носи името Х о ч с к о - П р о с ѣ ч н я н с к а планинска земя. Южнитѣ ѝ склонове се спущатъ твърде стръмно на югъ къмъ Липтовската котловина, разрѣзани отъ долинитѣ на притоцитѣ на Ваахъ. Най-високитѣ върхове Велки хочъ (1613 м.) и Просѣчно (1373 м.) даватъ името на тази планинска земя. Отъ тѣхнитѣ височини, обаче, не може да се сжди изобщо за нейната височина.

Южно отъ горния проломъ на Ваахъ (между Липтовската и Турчанската котловина) се простира въ с. с. и. — ю. ю. з. посока, планината Голѣма Фатра. Върховетѣ Остредокъ (1591 м.) и Крижна (1575 м.), разположени въ южнитѣ ѝ части, сж най-високитѣ върхове на тази планинска единица. Останалитѣ върхове, северно отъ тѣхъ, се колебаятъ около 1400 м.



Обр. 1. Орохидрографска скица на Централният Западни Карпати.

Като естествено продължение на Голъма Фатра, южно отъ рѣката Бѣла вода и Харманецъ, следва Кремницката планина, която се отличава отъ нея не само по геоложкия си строежъ, но и по своята височина. Изградена е предимно отъ терциерни вулканични материали, а най-голѣма височина достига въ севернитѣ си отдѣли при Флохова (1321 м.). По на югъ височината ѝ намалява и теренътъ добива силно набразденъ характеръ.

Източно отъ Голѣма Фатра, задъ р. Ревуца, започватъ Низкитѣ Татри. Тѣ сж една значително-широка планинска земя, разположена въ западно-източна посока. Поради различнитѣ си височини, тя може да се раздѣли по-подробно на три дѣла: западенъ, срѣденъ и източенъ. Западниятъ дѣлъ, между Старохорския потокъ и долината на р. Коритница, достига при върховетѣ Зволень (1403 м.), Кози Хрбатъ (1330 м.) и Хруби връхъ (1169 м.) своята най-голѣма височина. Този дѣлъ носи името Зволенско-Старохорски. Източно отъ него и до седловината Чертовица (1238 м.) продължава срѣдниятъ и най-високъ дѣлъ на Низкитѣ Татри — Прашивско-Дюмбирскиятъ. Западното му крило е билото Прашива, което при вр. Велка Хохула достига 1754 м. Отъ вр. Хабенецъ и до най-високия вр. Дюмбиръ (2045 м.) билото се колебае около 2000 м. н. в. Източно отъ Чертовица следва третиятъ дѣлъ на Низкитѣ Татри — Кралъвохолскиятъ, който при върха Кралъова хола достига 1943 м. Още по на изтокъ Низкитѣ Татри се бързо снишаватъ и свършватъ при Вернарския проходъ (около 1000 м.). Освенъ главното било, Низкитѣ Татри иматъ и многобройни напрѣчни гърбища, северно и южно отъ него, които отдѣлятъ притоцитѣ на Ваахъ и Хронъ.

Високитѣ и Липтовскитѣ Татри, Хочско-Просѣчнянската планинска земя, Голѣма Фатра и Низкитѣ Татри ограждатъ голѣмата Липтовска котловина, която вследствие ерозионната дейность на притоцитѣ на Ваахъ е доста набраздена. На изтокъ тя се ограничава отъ главния европейски вододѣлъ при Щърба, съ надморска височина малко надъ 900 м., а на западъ се снишава до толкова, че при гр. Ружомберокъ достига приблизително 600 ± 100 м. н. в.

На югъ отъ Низкитѣ Татри, следва долината на р. Хронъ. Тази долина започва при селцето Телгартъ съ вододѣлъ около 1000 м. н. в., следъ което се снишава къмъ западъ и между гр. Банска Бистрица и Зволень достига 300 м. н. в. Непосрѣдствено до рѣката следва непрекъснатата по-тѣсна или по-широка плоската земя, която чертае великолепна граница между Низкитѣ Татри и Словашкитѣ Рудни планини.

Още по на югъ отъ Хронската долина се простира обширна планинска земя, наречена Словашки Рудни планини, които на изтокъ продължаватъ чакъ къмъ гр. Кошице (Каша), а на югъ граничатъ съ Панонската низина. Въ нашата

работа тѣ сж разгледани само дотолкова, доколкото сж хидрографски свързани съ р. Хронъ. Най-високиятъ имъ връхъ е Столица (1480 м.). На западъ височината имъ намалява и се движи между 1000 и 1200 м. Върховетъ Вепоръ (1341 м.) и Поляна (1459 м.), и двата отъ вулкански произходъ, представятъ едно изключение въ тази частъ.

Западно отъ Голѣма Фатра и между Мала Фатра и планината Жяръ е включена Турчанската котловина, която има с. с. и.—ю. ю. з. посока. Тази котловина се отводнява било отъ самия Ваахъ, било отъ неговия притокъ Турецъ. Следъ като Ваахъ напустне горния си проломъ, между гр. Ружомберокъ и ст. Краљовани и прибере водитъ на котловината, отново си пробива пжтъ на западъ презъ планината Мала Фатра и образува Стречнянския проломъ. Турчанската котловина е много набраздена отъ ерозионната дейностъ на Ваахъ и Турецъ, а височината ѝ се колебае между 400 и 650 м.

Мала Фатра, която служи като северозападна ограда на Турчанската котловина се простира въ с. и.—ю. з. посока. Стречнянскиятъ проломъ я раздѣля на два дѣла: северенъ съ върхове Велки Криванъ (1711 м.) и Фатрански Криванъ (1669 м.) наречена Криванска Мала Фатра и юженъ — съ върхове Велка Лука (1477 м.) и Минчолъ (1364 м.) наречена Минчолска Мала Фатра.

Невисокиятъ заравненъ планински прагъ Жяръ (вр. Кореново — 893 м.), който е съ с. з.—ю. и. посока, отдѣля Турчанската неогенна котловина отъ тази на Превидза.

б. Тектонски отношения

На 1903 г. виенскиятъ геологъ Viktor Uhlig, въ своята синтеза „*Vau und Bild der Karpathen*“, раздѣля Западнитъ Карпати на следнитъ тектонски зони: 1. Зона на пѣсъчника, 2. Вътрешна зона съ подѣления: а) зона на клипитъ, б) поясъ на централнитъ масиви и в) вътрешенъ поясъ и 3) Вулканични планини. Това негово подраздѣление, благодарение на известни удобства, които е имало, се е запазило доста дълго време и се е използвало не само отъ геолозитъ (R. Kettner, 1929, стр. 382; D. Andrusov, 1938), но и отъ географитъ (F. Machatschek, 1927, стр. 35; F. Vitásek, 1925, стр. 267; J. Hroždák, 1929, стр. 59 и др.) По-късно проф. R. Kettner, известенъ съвремененъ чешки геологъ, въ своята работа „*Geologie Československé republiky*“, малко видоизмѣня това първоначално Улигово подраздѣление, като раздѣля Западнитъ Карпати, отъ северъ къмъ югъ, на следнитъ тектонски единици: 1. Външенъ поясъ на клипитъ, 2. Флишки поясъ, 3. Вътрешенъ поясъ на клипитъ, 4. Поясъ на ядрата, 5. Поясъ на земитъ изградени а) отъ стари палеозойски скали (Спишско-

Гемерски рудни планини) и б) отъ кристалинни шисти (планината Вепоръ) и 6. Поясъ на младовулканскитѣ планини.

Независимо отъ тѣзи тектонски единици на Кетнера въ Западнитѣ Карпати се различаватъ два твърде ясно отдѣлени единъ отъ другъ геоложки пояса — на палеогенния флищъ и на старитѣ палеозойски и мезозойски седименти. Това дава основание, щото Западнитѣ Карпати да бждатъ раздѣляни на две джги: а) външна джга или Флишки Карпати и б) вътрешна джга или Централни Карпати. Границата между тѣзи две джги отъ различнитѣ автори се схваща по различенъ начинъ. Нѣкои отъ тѣхъ предполагатъ, че Централнитѣ Карпати сж възникнали като резултатъ на две различно стари нагъвателни фази, докато флишкитѣ Карпати сж резултатъ само на една единствена планинообразуваща фаза (E. Argand). Други различаватъ една вътрешна Карпатска джга — предеоценска и една външна Карпатска джга — флишка, между които се простира зона съ двойно нагъване (H. Limanowski). Трети приематъ, че Карпатитѣ сж двоенъ комплексъ, като всѣка една отъ джгитѣ се характеризуватъ съ една единствена планинообразуваща фаза, но съ различна старостъ — за вътрешната джга горнокредна, за външната — терциерна (F. Raubowski).

Цитуванитѣ автори въ своитѣ разсждения за тектонското подраздѣляне на Западнитѣ Карпати взематъ подъ внимание или само броя на планинообразуващитѣ фази или само времето презъ което сж ставали тѣзи фази. D. Andrusov (1930, стр. 236; 1932, стр. 112), напротивъ, изтъква преди всичко интензитета, съ който сж ставали тѣзи предпалеогенни и следпалеогенни движения. Въ външната джга следпалеогеннитѣ движения, споредъ него, сж се извършвали съ значително по-голъма интензивностъ, отколкото въ вътрешната джга, кждето точно обратно предпалеогеннитѣ движения сж имали преобладаващо влияние.

По време на третия конгресъ на Карпатската геоложка асоциация въ Прага презъ 1931 г. геолозитѣ A. Matějka и D. Andrusov (1931 а, D. Andrusov, 1932 в) предлагатъ едно ново подраздѣление само на предпалеогенитѣ части на Западнитѣ Карпати. Тѣ различаватъ, безъ огледъ на орографията, четири тектонски единици: Пениди, Татриди, Граниди и Гемериди. При това дѣление всѣка една отъ тѣзи тектонски единици има свои особености, по които се отличава отъ другитѣ.

Първата тектонска единица (най-северната) Пениди се състои отъ предальбиенски формации отложени въ единъ самостоятеленъ басейнъ разположенъ северно отъ Високитѣ Татри. Тѣзи формации образуватъ два навлака възникнали вероятно къмъ края на Аптиена (D. Andrusov, 1932 в., стр. 113), които обуславятъ образуването на клипитѣ.

Втората тектонска единица Татриди е съставена отъ кристалиннитѣ ядра на Западнитѣ Карпати и отъ тѣхнитѣ седиментни обвивки. Тѣзи седиментни обвивки нѣматъ едно непрекъснато пластово редуване, обстоятелство, което се обяснява съ крайното положение което е заемала геосинклиналата въ обсега на кристалиннитѣ ядра. Въ тази тектонска единица могатъ да се различатъ следнитѣ зони:

На първо мѣсто е Високотатранската зона, която обхваща кристалиннитѣ ядра на Високитѣ Татри съ тѣхната седиментна обвивка. Въ тази зона сж известни два главни елемента — лежащитѣ гънки на Червени вьрхи и на Гиевонтъ. Къмъ Високотатранската зона спада още кристалинното ядро на Криванската и Минчолската Мала Фатра съ седиментната му обвивка.

По̀ на югъ следва втората зона — Любохнянската, която се състои отъ една страна отъ Любохнянския масивъ (въ севернитѣ части на планината Голѣма Фатра), отъ друга страна отъ неговата седиментна обвивка. На изтокъ тази зона нѣма продължение. На западъ, обаче, къмъ нея се причисляватъ масивитѣ на Суха и Мала Магура и Жяръ (D. Andrusov, 1923 в, стр. 114).

Третата Татридна зона се явява най-добре развита въ Низкитѣ Татри и затова се нарича Низкотатранска. Тази зона се отличава съ своята голѣма сложностъ. Състои се отъ два елемента отъ втори редъ: Дюмбирско-Старохорскиятъ, който заема централната маса на Низкитѣ Татри и Любетовскиятъ, който съвпада съ Любетовската зона на V. Zoubek (1932, 1935) въ съседство съ Хронъ. Низкотатранската тектонска зона се отличава съ изправени гънки, лежащи гънки наклонени къмъ северъ — гънка Тлъста и Превалце (J. Koutek, 1930) и съ откъснати елементи отъ седиментната обвивка завлечени отъ Субтатранскитѣ навлаци къмъ северъ — Шипрунска серия (A. Matějka, 1927, 1930) и серия Червена Магура (J. Koutek 1930). На изтокъ тази Низкотатранска зона продължава чакъ до долината на р. Хорнадъ. На западъ, вѣроятно, къмъ тази зона принадлежи кристалинното ядро на Трибець. Характерното тукъ е, че седиментната обвивка се нагъва заедно съ ядрата.

Макаръ че, отъ 1903 г., въпросътъ за цѣлостната тектоника на кристалиннитѣ ядра въ Западнитѣ Карпати и да показва една значителна еволюция (A. Matějka и D. Andrusov, 1931, стр. 40), той и до сега още не е окончателно разрешенъ. За сега едни отъ най-добритѣ познавачи на тази частъ отъ Карпатитѣ R. Kettner и D. Andrusov (R. K. 1929, стр. 388; D. A. ibid. профилъ, стр. 390) предполагатъ, че тѣзи кристалинни ядра не сж абсолютно аутохтонни, но при нагъвателнитѣ процеси въ Карпатитѣ сж били отчасти влачени напредъ — къмъ северъ.

Третата тектонска единица Граниди се образува въ дълбоката частъ на геосинклиналата, южно отъ кристалиннитѣ ядра. Тя се състои сега отъ два елемента:

1. Навлацитѣ на Субатранската серия и 2. „Кореновата“ зона на Субатранскитѣ навлаци.

Навлацитѣ на Субатранската серия, изградени отъ пълния пластове редъ на Мезозойкума (отъ долния Триасъ чакъ до Албиена), следствие на предпалеогеннитѣ тектонски движения при нагъването сж били отлепени отъ своята кристалинна подлога (А. Matějka и D. Andrusov, 1931, D. Andrusov 1932 в) и влачени на северъ (дори до 50 клм.), така че днесъ ги намираме като навлаци разположени върху Татриднитѣ тектонски единици, т. е. върху ядрата. Кристалинната подлога на Субатранската серия, напротивъ, останала назадъ и се нагъвала независимо. D. Andrusov (1936 а, стр. 5) различава въ Словашкитѣ Карпати три Субатрански навлака: 1. Крижнянски (доленъ Субатрански) навлакъ, 2. Полюднички или Хочски навлакъ (срѣденъ и горенъ Субатрански навлакъ на Срѣдно Словашко споредъ по-старитѣ схващания) и 3. Стражовски навлакъ или Горенъ Субатрански навлакъ.

Четвъртата тектонска единица Гемериди е била презъ последнитѣ години доста изучена и познанията за нея доста разширени. D. Andrusov (1936 б, стр. 126) причленява къмъ тази единица само Спишския навлакъ съ онѣзи мезозойски елементи, които били отлепени отъ палеозийскитѣ и триаски части на този навлакъ и плуватъ сега като чужди тѣла върху гранидитѣ (Муранско плато, Словашки рай). Спишскитѣ навлакъ заема споредъ него предимно ю. и. области на Спишко-гемерскитѣ рудни планини, съ с. з. граница, която преминава приблизително презъ селищата Добшина, Римавска баня и Лученецъ (D. Andrusov, 1937 б).

Областѣта на Северозападнитѣ Словашки рудни планини, така наречениятъ Вепоръ, е изградена отъ силно метаморфозиранъ кристалиникумъ (кристалиникумътъ на Спишския навлакъ е напротивъ по-слабо метаморфозиранъ) (D. Andrusov 1938 а; V. Zoubek, 1935-карта). Тази областъ трѣбва да се схваща сжщо като кристалинна подлога („коренова“ зона) на Субатранскитѣ навлаци, т. е. трѣбва да бжде причленена къмъ Гранидитѣ (D. Andrusov, 1937 б).

На 1903 г. била за пръвъ пжтъ приложена отъ M. Lugeon (1903) навлаковата теория по отношение строежа на Западнитѣ Карпати. По-къснитѣ изследвания на полскитѣ и чешкитѣ геолози, потвърждаватъ окончателно този сложенъ навлаковъ строежъ. Сжщевременно било установено, че този строежъ не е билъ създаденъ изведнажъ (въ Терциера) както се е мислило първоначално (V. Uhlig, 1907), но че е резултатъ на нѣколко орогенни фази (R. Kettner, 1929,

стр. 387), които се проявили отъ една страна преди Палеогена, отъ друга — следъ него (D. Andrusov, 1932 в).

Предпалеогеннитъ орогенни фази сж станали главно на три пкти (A. Matějka и D. Andrusov, 1931 а, стр. 22; D. Andrusov, 1932 в): презъ горния Аптиенъ (Австрийска фаза), между Ценомана (или горния Албиенъ) и срѣдния Сенонъ (Субхерцинска фаза) и между горния Сенонъ и Палеогена (Ларамийска фаза).

Следъ създаването на навлаковия строежъ преди отлагането на Еоценскитъ пластове (R. Kettner, 1929, стр. 388; 1931 а, стр. 61), приблизително между Албиена и Лютесиена (D. Andrusov, 1930, стр. 246) въ Западнитъ Карпати настанала значителна консолидация (въ смисъла на Stille, 1924, стр. 7). Следъ консолидацията въ тази областъ, последвала палеогенната трансгресия, която пъкъ въ младия Терциеръ, била последвана отъ тектонски движения, проявили се съ различенъ интензитетъ.

Въ външната джга се създали, приблизително къмъ края на Олигоценъ и презъ най-стария Миоценъ (R. Kettner, 1929, стр. 388; J. Nowak, 1927) нови навлаци (Тешински, Годулски, Магурски). Тѣзи навлаци изградени отъ горнокредни и терциерни флишки материали (J. Nowak, 1927) били надхлъзнати отъ югъ къмъ северъ и днесъ изграждатъ Бескидитъ. Въ вътрешната джга този флишъ е билъ само слабо нагънатъ (наблюдавани сж само незначителни надхлъзвания). Заедно съ предпалеогеннитъ тектонски единици, върху които лежи дискордантно, този флишъ е участвувалъ по-късно въ огъвания отъ по-голѣмъ размѣръ — Velehrasy, Großfalten¹⁾ (R. Kettner, 1931 а, стр. 61; D. Andrusov, 1932 в, стр. 120 и сл.). Тѣзи огъвания отъ по-голѣмъ размѣръ продължавали и презъ най-младия терциеръ. Въ консолидиранитъ области помладитъ тектонски движения, след. сж могли да се проявятъ само синорогенно.

Последниятъ геоложки елементъ въ строежа на Западнитъ Карпати, който заема тѣхнитъ най-южни отдѣли, представятъ терциернитъ ерупции.

Като сравняваме по-горе вече даденитъ географски и тектонски бележки ясно проличава, че изучаваната областъ съвпада изцѣло съ Централнитъ Западни Карпати и принадлежи предимно къмъ зоната на планинскитъ ядра и отчасти къмъ терциернитъ ерупции на Южно Словашко.

2. Прегледъ на досегашнитъ изучвания

Първитъ обширни и основни сведения върху геоложкия строежъ на Централнитъ Западни Карпати намираме въ работитъ на D. Štur.

¹⁾ W. Penck, Die morphologische Analyse 1924, стр. 186—243.

По-късно, презъ 1903 г., по време на международния геоложки конгресъ въ Виена, Viktor Uhlig, възъ основа главно на своитѣ изучвания, издава голѣмия си трудъ „*Vau und Bild der Karpathen*“, който като синтеза става единъ отъ най-главнитѣ източници на по-къснитѣ геоложки изследвания. Сжщата година швейцарецътъ М. Lugeon, само възъ основа на една работа на Улига, обръща внимание върху навлаковия строежъ на Високитѣ Татри, което дава поводъ за нови задълбочени и детайлни изследвания въ цѣлитѣ Западни Карпати.

Отъ по-къснитѣ работи на V. Uhlig, въ които той се приспособява къмъ новитѣ схващания за навлаковия строежъ на Западнитѣ Карпати, а особено отъ многобройнитѣ изследвания на полскитѣ геолози: Limanowski, Rabowski, Goetel, Nowak отъ една страна и на чешкитѣ — Kettner, Andrusov, Koutek, Matějka, Zoubek отъ друга страна е могло да се дойде до една върна представа за строежа на Западнитѣ Карпати и по специално на тѣхнитѣ централни области. Истина е, че сжществуватъ още твърде много по-древни геолошко-тектонски въпроси, които се нуждаятъ отъ разрешение, обаче по-голѣмата частъ отъ тѣхъ за географа сж почти безъ значение.

На 1931 г. въ връзка съ третия конгресъ на Карпатската геоложка асоциация въ гр. Прага, излиза сборникътъ „*Guide de excursions dans les Karpathes occidentales*“, кждето намираме множество както по-стари, така и по-нови сведения и изучвания, отнасящи се до геоложкия строежъ на Централнитѣ Западни Карпати.

Презъ последнитѣ години Сръдно Словашко е било обектъ на усилено геолошко изучване и системно и детайлно геолошко картиране. Резултатитѣ отъ това ясно показватъ, обаче, че за сега най-малко изследванъ остава Неогенътъ, което е важна и значителна прѣчка при морфоложкитѣ изучвания и заключения¹⁾.

По-надолу следва едно по-подробно изложение за хода на морфоложкитѣ изследвания.

Презъ втората половина на миналия вѣкъ, научнитѣ изследвачи започватъ да изучаватъ модерния за него време въпросъ за кватернерното заледеяване на Карпатитѣ. Този въпросъ става постепенно твърде желана тема на почти всички автори. Тѣхнитѣ изучвания иматъ за задача само да установятъ и опишатъ разпространението на ледниковитѣ форми, като по-късно започва да се търси и разрешаването на отдѣлни глациоложки проблеми.

Първата работа, която има по-голѣмо значение, излиза на

¹⁾ Неогенътъ изобщо е още доста слабо изследванъ и недостатъчно добре подѣленъ, както въ Панонската низина, така и въ Виенската котловина.

1908 г. отъ R. Luce r на подѣ надсловъ „Glacialgeologische Untersuchungen der Liptauer Alpen“. Авторътъ на този трудъ напълно подѣ влиянието на глациалгеоложкитѣ изследвания на своитѣ учители А. Ренск и А. Вгückner, които точно по това време работятъ въ Алпитѣ, установява четири заледеявания въ Липтовскитѣ Татри, поставяйки ги въ зависимостъ съ рѣчнитѣ тераси, които е наблюдавалъ въ Липтовската котловина.

Следъ Свѣтовната война съ глациалгеоложки изследвания въ бившата Чехословашка република се е занимавалъ най-вече Fr. Vitásek. Публикувалъ е доста статии, отнасящи се до кватернерното заледеяване въ тази страна, нѣкои отъ които се отнасятъ непосредствено до изследваната отъ насъ областъ — особено до Низкитѣ Татри. Отдѣлно внимание заслужава неговата последна сравнителна и критична работа: „Problém diluviálního zalednění našich hor“, която излиза на 1934 год. Въ нея авторътъ дава единъ цѣлостенъ критиченъ прегледъ на кватернерното заледеяване въ бившата Чехословашка република, като същевременно изтъква, че дветѣ по-стари заледеявания съ положителностъ не могатъ да се докажатъ; съмнява се също и въ съществуването на флувиоглациални тераси въ Срѣдно Словашко.

Високитѣ Татри въ глациоложко отношение сж били също така доста много изучавани. На 1923 г. J. Partsch публикува своята голѣма студия: „Die hohe Tatra zur Eiszeit“, която обхваща всичко известно до това време. Той, обаче, не дава окончателни заключения. Тази работа засѣга отчасти и Липтовската котловина.

На 1929—1930 г. излизатъ въ Полша два голѣми труда като резултатъ на дългогодишни самостоятелни изследвания въ Високитѣ Татри: „Tatrzańska epoka lodowa“, респ. „Zarys moich poglądów na Tatrzańską epokę lodową“ отъ E. Romer и „Dyluwjalne zlodowacenie północnych stoków Tatr“ отъ B. Haliński. Първата работа е не само занимлива съ това, че се отнася до кватернерното заледеяване на цѣлитѣ Високи Татри, но и съ това, че въ нея е обрнато внимание и на други морфоложки въпроси отъ Срѣдно Словашко. Втората работа се отнася само до северния склонъ на Високитѣ Татри и се отличава съ това, че въ нея Халицки различава три заледеявания, докато Ромеръ—четири.

Една по-пълна работа излиза на 1937 г. отъ полския географъ Józef Szafarski, подѣ надсловъ: „Ze Studiów nad morfologia i dyluwium połudnowych stoków Tatr.“ Въ нея се разглеждатъ подробно глациалморфоложки въпроси свързани съ заледеяването на южнитѣ склонове на Високитѣ Татри, включително и тераситѣ развити въ Спишската и Липтовската котловина и по рѣкитѣ Попрадъ и Ваахъ.

Stanisław Pawłowski въ една студия докладвана предъ географския конгресъ въ Варшава презъ 1934 г. подъ надсловъ „Les Carpates à l'époque glaciaire“ ни дава подробни познания за глациоложкитѣ изучвания на цѣлитѣ Карпати.

Тѣзи по-горе приведени морфоложки студии се отнасятъ само до глациоложки въпроси. Изследвани сж били обаче и други морфоложки проблеми.

Още на 1909 г. излиза сравнителната работа на голѣмия полски географъ L. Sawicki: „Die jüngerer Krustenbewegungen in den Karpathen“. Той, възъ основа на собственитѣ си и чужди изучвания, установява: 1. че днешниятъ си видъ Карпатитѣ добиватъ тепърва следъ главнитѣ тектонски движения и 2. че по-младитѣ тектонски движения, които сж ставали презъ младия терциеръ сж се извършвали en bloc. На това твърдение на Савицки дълго време не се е обръщало внимание. Фактически, обаче, изглежда, че той още тогава много добре е схващалъ тѣзи проблеми.

Непосрѣдствено следъ създаването на бившата Чехословашка република J. Daneš предприема пжтувания и морфоложки изучвания изъ Словашко и Подкарпатска Русия, резултатитѣ отъ които сж помѣстени въ работата „Úvod do geomorfologie Slovenska a Karpatské Rusi“, излѣзла на 1920 г.

На 1924 г. F. Machatschek и M. Danzer публикуватъ работата „Geologische und geomorphologische Beobachtungen in den Westkarpathen“.

Последнитѣ две работи сж по-скоро отъ общъ характеръ, тѣй като пжтуванията сж били извършени само за ориентация.

На 1922 г. V. Dedin публикува морфоложко-стопанска работа „Slovenské ŤrušňohôŤi a ŠťedňohôŤi, която дава резултатитѣ отъ неговитѣ изследвания изъ Словашкитѣ рудни планини. И въ тази работа, макаръ че е засегната доста физическата география, липсва една морфогенеза на изучаваната областъ.

На 1929 г. J. Hromádka издава статията „Morfologický vývoj Slovenska“, която е опитъ за морфоложки прегледъ на цѣло Словашко. Отъ този прегледъ, както и отъ неговитѣ покъсни работи издадени на 1931 г.: „Povrchové formy Slovenska a jejich výzkum“ и „Třídění povrchových tvarů Slovenska na podkladě jejich vývoje“, се вижда, че морфоложкитѣ проблеми въ Словашко и по специално въ Срѣдно Словашко, не сж още ни най-малко добре изяснени.

Повече е работено за установяване на рѣчнитѣ тераси. F. Vitásek, занимавайки се съ глациоложки въпроси е описалъ значителна частъ отъ тѣзи тераси въ отдѣлни статии. На 1932 г. издава една статия, която се отнася до тераситѣ по горното течение на р. Ваахъ („Terasy horního Váhu“). Въ нея за пръвъ пжтъ сж описани всичкитѣ тераси на Ваахъ, отъ изворната

область чакъ до гр. Жилина. Установени сж нѣколко непрекъснати едни надъ други тераси.

Една сжщо описателна работа, която се отнася до тераситъ на р. Хронъ, издава J. Hromádka на 1935 г.: „Říční terasy horního a středního Hronu“. Отъ тази работа, макаръ и предварителна, може да се проследи не само хода, но и относителната имъ височина.

D. Andrusov картиралъ и описалъ въ особена статия тераситъ по р. Орава: „O čtvrtohorních terasách Oravy etc.“

Отъ гореприведенитъ работи, които засѣгатъ изключително Централнитъ Западни Карпати, следва заключението, че съ огледъ на геоморфологията не само Централнитъ Западни Карпати, но изобщо областъта, която обхваща цѣлитъ Западни Карпати, е много малко изследвана.¹⁾ Подобна констатация е направилъ въ своя докладъ и словашкиятъ географъ J. Hromádka на II конгресъ на чехословашкиятъ географи въ Братислава (1933 г.). Къмъ това трѣбва да се прибави още, че досегашнитъ морфоложки изучвания изъ Словашко сж имали за задача по-скоро да опишатъ известни морфоложки явления, отколкото да ги обяснятъ.

3. Главни проблеми.

Отъ предходнитъ глави на увода става ясно, че Централнитъ Западни Карпати въ геолошко и тектонско отношение сж до такава степенъ проучени, щото настоящата работа нѣма претенцията да допринесе нѣщо много. Напротивъ, въ геоморфолошко отношение редица въпроси стоятъ открити и чакатъ своето разрешение. Затова и нашето внимание е било насочено предимно въ това направление, като сж поставени за разрешение следнитъ нѣколко по-главни проблеми, които иматъ значение за опознаването на днешния карпатски земеобликъ, а именно:

1. Установяване на денудационни повърхнини въ областъта на Централнитъ Западни Карпати и опредѣляне тѣхната възраст, респ. проследяване морфоложкиятъ развой на орографскитъ единици.

2. Проследяване развоя на рѣчната мрежа въ областъта на Централнитъ Западни Карпати.

3. Опредѣляне възрастьта на рѣчнитъ тераси.

Карстовитъ явления и въпроситъ свързани съ кватернерното заледряване, които сж твърде нашироко застъпени въ изследваната областъ сж нарочно изоставени, като явления отъ вториченъ и по-специаленъ характеръ.

¹⁾ Отъ тази констатация може да се изключи само въпросътъ за кватернерното заледряване.

* * *

За да бждатъ разрешени правилно поставенитъ проблеми, при изложението сме изтъквали предварително всички морфоложки факти, които сж били наблюдавани въ отдѣлнитъ низки и високи земи. При разглеждането на низкитъ земи сме се спирали едновременно по-подробно и на геологията имъ, която е отъ значение за морфоложкия развой не само на тѣхъ, но и на ограднитъ планини, докато при разглеждането на планинскитъ земи сме изтъквали само морфоложкитъ имъ особености, които за случая сж напълно достатъчни при заключенията.

II. НИЗКИ ЗЕМИ

А. ЛИПТОВСКА КОТЛОВИНА

I. Предварителни географски бележки

Разположена съ своята надлъжна ось отъ западъ къмъ изтокъ, Липтовската котловина е една отъ най-голѣмитъ между-планински котловини въ Западнитъ Карпати (818 кв. клм.). Орографски има неправилна продълговата форма и понеже се простира между значително високи планини, нейниятъ депресионенъ характеръ изпъква още по-ярко.

Преди да минемъ по-нататкъ ще се спремъ съ нѣколко думи върху границитъ на котловината, които до сега не сж били въобще очертавани.

Западната, северозападната и северната граница на Липтовската котловина е, отъ една страна, добре морфоложки изразена съ стръмнитъ склонове на Хочско-Просѣчнянската планинска земя, на Липтовскитъ и отчасти на Високитъ Татри, отъ друга страна, тектонски очертана съ двата разсѣда: Просѣчнянскиятъ и Подтатранскиятъ. Докато Просѣчнянскиятъ разсѣдъ е много ясно изразенъ, Подтатранскиятъ се прикрива отъ натрупаното огромно количество глациаленъ материалъ.

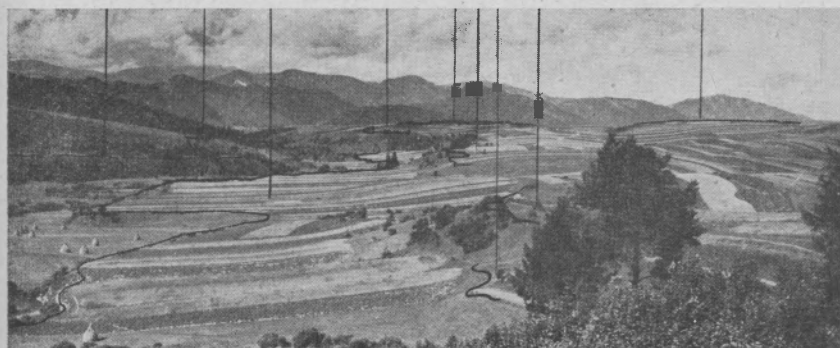
Южната граница на Липтовската котловина не е тектонска. Никой отъ авторитъ до сега, които сж изучавали този край, не сж установили нѣкаква разсѣдна линия, която би могла да послужи като естествена граница между Низкитъ Татри и котловината.

Източната граница на котловината преминава по низкия главенъ Европейски вододѣлъ, между водитъ на рѣкитъ Дунавъ и Висла, съ ю. з. — с. и. посока.

Изобщо може да се каже, че подъ Липтовска котловина трѣбва да разбираме онази низка земя, която е заета изключително отъ палеогенния (Липтовски) флишъ и отъ приплавнитъ върху него по-млади флувиатилни материали.

T_{IV}T_{II}T_VT_{II}

T

T_{II}T_{II}T_{III}T_I

Обр. 2. Долината на Бѣли Ваахъ въ Липтовската котловина.
(Das Tal des Biely Váh im Liptauer Becken).

Алувиална равнина

T_V T_{II} T_{IV} T_I

Обр. 3. Долината на Ваахъ при гр. Липт. Св. Микулашъ.
(Das Waagtal bei Liptovský Sv. Mikulaš).



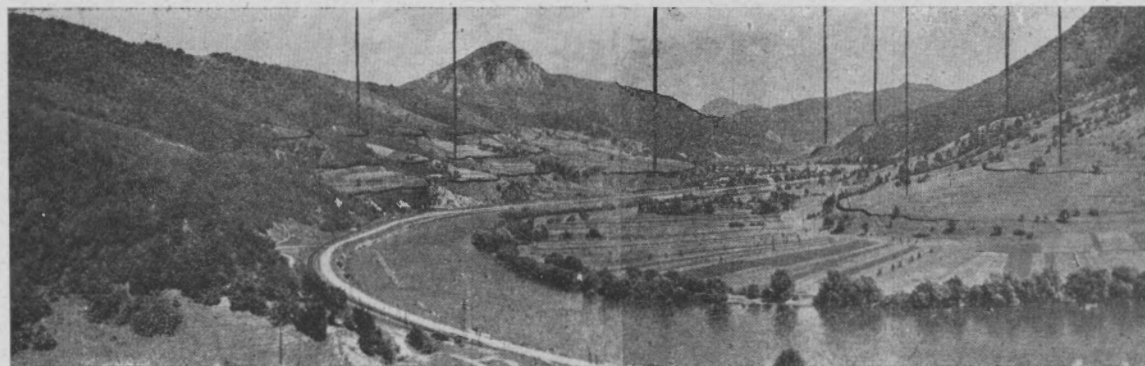
Обр. 4. Северниятъ огънатъ склонъ на Низкитѣ Татри къмъ Липтовската котловина. (Nördlicher Hang der Niederen Tatra gegen das Liptauer Becken).

Снимки: Д-ръ Люб. Диневъ



Обр. 5. Липтовската котловина съ южния [склонъ] на Липтовскитѣ и Високитѣ Татри.
(Das Liptauer Becken mit den Liptauer Alpen).

T_I T_{II} T_{III} T_{III} T T_{IV} T_I T_{II}



Обр. 6. Проломътъ на Ваахъ между Липтовската и Турчанската котловина.

Снимки : Д-ръ Люб. Диневъ

(Waag-Durchbruch zwischen Liptauer- und Turcoser-Becken).

Ваахъ съ своитѣ притоци е набраздилъ до голѣма степенъ терена на Липтовската котловина. Височината при Щръбския вододѣлъ се движи около 950 м., а най-низката точка на котловината, при започването на пролома при гр. Ружомберокъ е 496 м.

2. Геолошко-тектонски отношения

Отъ най-новитѣ геоложки студии, които се отнасятъ до Липтовската котловина и ограднитѣ ѝ планини, може да се сжди вече относително доста добре за нейния геоложки и тектонски строежъ.

Котловината е изпълнена изключително отъ палеогенни материали, които J. Koutek (1936) дѣли на: 1) базални еоценски пластове отдолу и 2) пѣсъчно-шистозни пластове на Липтовския палеогенъ надъ тѣхъ. Базалнитѣ пластове се състоятъ отъ конгломерати, брекчи и варовити пѣсъчници (J. Koutek—A. Matějka, 1931 а, стр. 359 и сл.), които лежатъ трансгресивно надъ Субатранскитѣ навлаци и сж събрани предимно въ ъжнитѣ крайнини на котловината (R. Kettner, 1931, 13 В геол. карти 11 и 12; J. Volko, 1923, карта; J. Koutek, 1931, стр. 290, сжщо 1931, 13 В, карта 7; A. Matějka, 1927, стр. 558 и г. 1925). Тѣзи пластове срѣщаме още въ източнитѣ части на котловината, главно около Хруби Грунь и потока Хибица (V. Štastný, 1926 — карта), гдето достигатъ 860—975 м. абс. в.; около гр. Ружомберокъ обаче тѣ не надминаватъ 600 м. Възъ основа на палеонтоложкия материалъ тѣзи базални пластове се причисляватъ къмъ Еоцена (Лютесиенъ) (вж. J. Koutek — A. Matějka, 1931 а, стр. 360 и сл.).

По-младиятъ, еднообразенъ, хетерогененъ пѣсъчно-шистозенъ флишки комплексъ се приема за преходенъ между Оверсиена и Приабониена (Jbid. 1931 стр. 361 и сл.; J. Koutek 1936 стр., 38). Дали най-горнитѣ части на този флишки комплексъ принадлежатъ къмъ Олигоценъ е още въпросъ неразрешенъ.

Липтовскиятъ Палеогенъ има почти сжщиятъ характеръ като Подхалския Палеогенъ (J. Koutek, 1935, стр. 121; A. Matějka, 1935, стр. 60), съ тази разлика, че въ Подхалския Палеогенъ на севернитѣ склонове на Хочско-Просъчнияската планинска земя, въ шистозно-пѣсъчнитѣ слоеве се намиратъ тъмни битуминозни шисти, каквито въ Липтовската котловина до сега не сж били намѣрени (J. Koutek, 1935, стр. 121; A. Matějka, 1935, стр. 60). Изтъквайки това J. Koutek (1936, стр. 121) предполага, че още въ време на еоценската седиментация е започнало създаването на Татранския антиклинориумъ (?). Едва по-късно, следпалеогенниятъ Просъчнияски разсѣдъ е предизвикалъ прекъсване на връзката между първоначално зависимитѣ по между си палеогенни пластове на Липтовската котловина и Подхале.

Въ Липтовската, както и въ Спишската котловина липсват всъщност морски и езерни неогенни отложения. Въз основа на това още J. Dapeš предполага, че тѣзи котловини сж отъ много младъ произходъ и че сж били създадени къмъ края на Терциера вследствие разсѣдно пропадане.

Тектониката на вътрешнитѣ части на Липтовската котловина е много проста (R. Kettner, 1927, стр. 17). Флишътъ е слабо нагънатъ и образува гънки съ голѣма ширина и слабо наведени крила (J. Koutek 1936 стр. 42). Въ антиклиналнитѣ ядра на нѣкои гънки излизатъ островчета отъ подложнитѣ слоеве (Субатранскитѣ навлаци), каквито сж случаетъ около гр. Ружомберокъ (Мнихъ) и въ източнитѣ части на котловината (J. Koutek — A. Matějka, 1931 а; St'astný, 1926), гдето достигатъ значителна надморска височина.

Въз основа на обстоятелството: а) че особени фациални разлики между Липтовския и Подхалския палеогенъ не съществуватъ б) че гънкитѣ на Липтовския палеогенъ не съвпадатъ съ надлъжната ось на котловината, но по-скоро съ тектонскитѣ линии на Подхалския палеогенъ (J. Koutek, 1936, стр. 42 и сл. и карта), в) че липсватъ всъщностъ разсѣди въ южнитѣ части на котловината и г) по чисто морфоложки причини, образуването на Липтовската котловина не може да бжде обяснено нито съ нѣкакъвъ палеогененъ заливъ (J. Volko, 1923), нито пъкъ съ нѣкакво тектонско пропадане (J. Dapeš, 1920 и др.). Не може сжщо така да се мисли, че Липтовската котловина е могла да съществува още преди образуването на навлачната структура на Централнитѣ Западни Карпати (V. Št'astný, 1926, стр. 7) или предъ Палеогена.

Нѣма съмнение въ това, че за образуване и индивидуализация на днешнитѣ орографски единици въ Западнитѣ Карпати може да се говори едва следъ завършването на следпалеогенитѣ нагъвателни процеси, т. е. чакъ въ времето на най-младия Терциеръ (вж. затова и J. Koutek 1936, D. Andrusov, 1932 б).

3. Чакъли и рѣчни тераси

Отъ морфоложкитѣ изследвания (R. Lucerna, 1908; E. Romer, 1929 и 1930; F. Vitásek, 1932, Szaflarski 1937) извършени по порѣчието на р. Ваахъ е установено безспорно:

- а) съществуването на голѣмъ брой рѣчни тераси,
- б) съществуването на другъ чакъленъ материалъ, частъ отъ който е билъ описанъ като морененъ и флувиоглациаленъ.

Предвидъ на това, че тѣзи наблюдения сж правени отъ различни автори и като така не сж достатъчно хомогенни, ние предприехме една цѣлостна и основна ревизия на наблюдаванитѣ морфоложки факти въ Липтовската котловина. Така ние добихме възможността да видимъ нашитѣ заключения

само въз основа на наши и провърени отъ насъ чужди наблюдения.

а. Тераси по Бѣли Ваахъ (Biely Váh)

Долината на Бѣли Ваахъ се проявява на много мѣста като епигенетична долина (E. Romer, 1929, стр. 156; F. Vitásek, 1935 стр. 219). По нея могатъ да се наблюдаватъ всички тераси, които сж развити и по цѣлия горенъ токъ на Ваахъ.

Първитъ тераси се намиратъ около с. Важець. Между потока Черни Прокъ и Важець въ флиша е изрязана хубава 20 м. тераса, богата на гранитенъ и кварцитенъ чакълъ. При Виходнянската гара има 22 м. тераса съ чакълни валуни отъ гранитъ, кварцитъ и варовикъ, а подъ нея се прилепя 5—6 м. тераса, която намираме и на дѣсния брѣгъ. Лановиско е тераса около 110 м., съ разнороденъ и изобиленъ чакълъ предимно отъ кварцитъ и гранитъ.

Въ разширението Черна долина при с. Виходня, могатъ да се отличатъ нѣколко тераси. Дѣсниятъ брѣгъ се съпровожда отъ непрекъснатата и добре морфоложки развита тераса отъ 6—10 м., намѣста скална, намѣста покрита съ гранитенъ, кварцитенъ, варовиковъ и доломитенъ чакълъ съ пѣсьчлива глина. Надъ нея следва разкъсана, но добре запазена 38—40 м. тераса съ чакълъ отъ кварцитъ и гранитъ, а надъ нея — заравненитѣ Жертъ (Žert, 811 м.), Мартина (827 м.), Смречина (827 м.) — 110—115 м. надъ Ваахъ. На тѣзи заравнености се намира много чакълъ, като преобладаватъ червени кварцити (валуни чакъ презъ 1 м. въ диаметръ), които E. Romer (1929, стр. 156 и сл., вж. и F. Vitásek, 1932, стр. 4) означава въ своята карта като „могелу“ и „рокуву blokowe“ отъ най-старото Татранско заледеяване (Н+1). Лѣвиятъ брѣгъ на Бѣли Ваахъ е съпроводенъ отъ непрекъснатата и морфоложки добре изразена тераса 20—22 м. съ преобладаващъ кварцитенъ чакълъ, примѣсенъ съ гранитъ и варовикъ, която намѣста е замѣстена отъ добра 10 м. тераса. Надъ нея следватъ останки отъ 65—70 м. тераса, покрита съ кварцитенъ (валуни до 0.5 м. въ диаметръ) и гранитенъ чакълъ.

Отъ Черна долина и до съединяването съ Черни Ваахъ (вж. Kettner Št'astný, 13 В, геол. карта № 12), Бѣли Ваахъ си пробива пътъ презъ дѣсна, но красива долина. На дѣсния брѣгъ е добре застъпена 70—75 м. тераса съ кварцитенъ чакълъ. Южно отъ kota 783, на дѣсния брѣгъ я придржава 20 м. тераса, а при съединяването на Бѣли съ Черни Ваахъ (Ковровица) се явяватъ две тераси една надъ друга 18—20 м. и 38 м.

Изобщо казано, въ долината на Бѣли Ваахъ сж развити петъ тераси една надъ друга, които ще означаваме както следва:

T _I	T _{II}	T _{III}	T _{IV}	T _V
110—115 метра отн. височ.	65—75	38—40	18—22	6—10

б. Тераси по Ваахъ до вливането на Липтовска Бъла

Съединенъ Ваахъ тече презъ умѣрено-широка долина, между доломитнитѣ склонове на Низкитѣ Татри (въ лѣво) и доломитнитѣ височини Страна и Храдске хори (въ дѣсно). Въ тази областъ рѣчниятъ чакълъ е картиранъ отъ R. Kettner (1931, 13 В геол. карта № 12), а F. Vitásek (1932, стр. 3), е описалъ вече нѣкои отъ тѣзи тераси. Почти всички тераси сж на лѣвия брѣгъ на рѣката.

Между съединяването на Бъли съ Черни Ваахъ и р. Боца при станция Кралюва Лехота сж запазени навсѣкжде малки останки отъ T_V—7—8 м., надъ която се появява бързо T_{III} — около 40 м. Южно отъ Кралюва Лехота, срещу устието на Бъли Ваахъ (Кладини) се наблюдаватъ останки отъ тераса T_{II} — 65—75 м.

Западно отъ Боца, надъ широкото Алувиално ниво на Ваахъ, отъ ст. Кралюва Лехота и до гр. Липтовски Храдокъ е добре морфоложки и нашироко развита тераса T_{IV}—20 м., на която лежи отчасти и с. Порубка. На изтокъ тази тераса се съпровожда отъ тераситѣ T_V — 10 м. и T_{III}—40 м. (Яшчеровица). Подъ Храдска Хора, на дѣсния брѣгъ, се различаватъ една надъ друга T_{IV}—20 м., T_{III}—40 м. и T_{II} — 65—68 м.

Описанитѣ тераси сж заети отъ хубави ниви. Чакълниятъ материалъ, който се намира по тераситѣ е твърде изобиленъ и разнороденъ (гранитъ, кварцитъ, гнайсъ, пѣсчъчникъ, мелафиръ, на мѣста доломитъ и варовикъ). Този чакълъенъ съставъ показва, че при образуването на тѣзи тераси, съединениятъ Ваахъ е вече съществувалъ.

в) Тераси по Липтовска Бъла (Liptovská Bela).

Рѣката Липтовска Бъла, която извира отъ Високитѣ Татри (Тихи потокъ, Копрова и Рачкова долина), е единъ отъ най-голѣмитѣ притоци на Ваахъ и затова заслужава по-голѣмо внимание. Всичкитѣ морфоложки изследвания (R. Lucerna, 1908; E. Romer, 1929 и 1930; Fr. Vitásek, 1932; Józef Szaflarski, 1937) извършени до сега въ нейния обсегъ и отнасящи се до Липтовската котловина, не се отличаватъ по онова, което е наблюдавано, но по резултатитѣ, отъ по-нататъшнитѣ заключения.

На лѣвия брѣгъ на Липтовска Бъла, се явява типична тераса наречена Сихотъ (Sihot) — 40 м. надъ Липтовска Бъла (T_{III}). Източно между Доваловския потокъ и потока Хибица се простира доста широко гърбище: На плешине (871 м.), Брезини (Breziny — 823), На Брезя (819), На конци Хае (742), Дубрави (736) покрито съ изобиленъ чакълъенъ материалъ, въ който преобладава кварцита (споредъ E. Romer На Брезини отъ 60—70%). Това гърбище е сръдно 73 м. надъ Бъла и Ваахъ, следователно T_{II}.

На дѣсния брѣгъ на Липтовска Бъла, между селата Приблина и Св. Петъръ е развита широка тераса 5—10 м., по която тече Млиницкия потокъ. Отъ с. Св. Петъръ къмъ ю. з. следва тераса T_{IV}—16—20 м., надъ която

пъкъ е развита Т_{III} — 40 м. — Новини и Завози (Noviny i Závozy). Още по запад следва заравнено гърбище: (Мокради) — 753 м. и Липа (750) — около 70 м. (Т_{II}) надъ Липтовска Бъла, а западно отъ Прибилина—Диелъ (830) — 85 м. (Т_{II}) надъ Бъла. Споредъ Romer чакълътъ на Diel е 99% гранитенъ, а на Mokradi самъ съмъ наблюдавалъ изобиленъ разнороденъ чакълъ; преобладава гранита, има кристалиникумъ, намѣста и кварцитни валуни.

Отъ картата на E. Romer (1929 — Tatra podczas epoki lodowej) се вижда, че този авторъ смѣта терасния чакълъ между Довалово и Хибица (Т_{II}) за „могепу“ и „rokruwy blokowe“ на най-старото Татранско заледяване Н-1, докато насрѣщниятъ Диелъ за моренни останки отъ второто Татранско заледяване Н. Чакълътъ на Мокради, обаче, смѣта за флувиоглациаленъ и го причислява къмъ третото Татранско заледяване Н-1. Единственото доказателство за по-голѣмата старостъ е споредъ E. Romer'a изобилието на кварцитенъ чакълъ. Въ картата на R. Lucerna (1908 — Eiszeitkarte der Liptauer Alpen), сжщитъ чакъли сж посочени като „alterer Deckenschotter“, следователно Гюнцъ.

Терасата Т_{III}—40 м. — Сихотъ—Новини, сжщо така не е отбелязана еднакво. R. Lucerna предполага, че тя е „jüngerer Deckenschotter“ (Минделъ), а E. Romer пъкъ я смѣта за покрита съ флувиоглациални чакъли на третото заледяване (Н-1), значи Рисъ.

Терасата Т_{IV} (16—20 м.) R. Lucerna приема за „Hochterrassenschotter“ (Рисъ), докато E. Romer вижда въ нея останки отъ най-младото заледяване Н-2 — Вюрмъ.

J. Szaflarski установява въ долината на Липтовска Бъла три терасни нива: I—60—90 м., II—30—40 м., III—15—20 м., които взима за резултатъ само на една група, вмѣкнати единъ въ другъ наносни кжжели и свързва съ три заледявания станали навжтре въ планината (J. Szaflarski — 1937, стр. 90—101, 107, 167). Тѣзи така установени терасни нива се сжждатъ съ установенитъ отъ насъ тераси.

г. Тераси по лѣвия брѣгъ на Ваахъ

Между с. Подтуренъ и гр. Ружомберокъ, на лѣвия брѣгъ на Ваахъ, надъ значително широката алувиална равнина виждаме добре морфоложки развити тераси. По-голѣмата частъ отъ тѣхъ сж описани отъ F. Vitásek (1922, стр. 160—162; 1923 б; 1932, стр. 6—12), отчасти отъ J. Szaflarski (1937, стр. 108—117) и картирани отъ R. Kettner и J. Koutek (1931, 13 В, географска карта № 7, 11 и 12).

При Липтовски Св. Янъ започва Т_{IV}—16—22 м. надъ Ваахъ и продължава на западъ добре морфоложки развита чакъ на югъ отъ Липтовски Свети Микулашъ (Комоница) при с. Палудска. По-низко я придружава намѣста тераса Т_V—5—8 м., която има най-голѣмото си развитие при с. Палудска. Между с. Палудска и Палудза тераса Т_{IV} е вече въ малки участъци подъ Т_{III}. При Палудза е 18 м. надъ Ваахъ и се появява отново въ околноститъ на селата Соколче, Влахи, Свети Михалъ, после при с. Слиячъ, кждето достига 22 м. и продължава по-нататкъ северно отъ кота 588. При

Коритини и Св. Михалъ се придружава отъ малки остатъци отъ ТУ, която продължава отъ Ивахнова надолу почти непрекъснато 5—10 м. надъ Ваахъ.

Надъ ТІ намираме добре морфоложки развита тераса 38—45 м. (ТІІ), именно южно отъ Върбица (Visoviny), съ слабо продължение на изтокъ и на западъ. Тепърва южно и западно отъ Палудска тази тераса става по-широка и морфоложки по изразителна. Започва при Лази (Lazu) и продължава непрекъснато до селата Палудза (въ тази частъ е силно глинясала и се използва за цигли), Соколче, Влахи и Св. Михалъ, гдето фактически свършва и нейното типично разширение. Тази тераса се явява отново чакъ въ околността на гр. Ружомберокъ (A. Matějka, 1927, стр. 572).

Западно отъ с. Липтовски Св. Янъ (669) започва тераса ТІІ—65—70 м. надъ Ваахъ. Сжщата тераса въ малки остатъци срѣщаме западно и източно отъ с. Заважна Поруба и западно отъ Лянова. Западно отъ Деменовка тази тераса се явява отново около 65 м., откъдето приближава къмъ селата Беница и Андифа, и е развита отъ дветѣ страни на р. Палудянка. Въ околността на с. Соколче се явява отново, като продължава задъ Клачанския потокъ, с. з. отъ Кърмешъ и я намираме отново на височина 70 м. задъ Лупчянка, гдето е особено добре морфоложки развита.

Тераса ТІ се явява обикновено 100—120 м. надъ Ваахъ, обаче нѣма такова разпространение като току-що описанитѣ тераси. Западно отъ Липтовски Свети Янъ достига 120 м. и се явява отново ю. з. отъ Заважна Поруба. Между Деменовка и Палудянка е по-слабо развита (104—107 м.), а източно отъ с. Кърмешъ се появява много типично на височина 120 м. надъ Ваахъ. Освенъ обикновенитѣ чакъли, намираме тукъ груби кварцитни валуни надъ 0.5 м. въ диаметъръ. Западно отъ Кърмешъ е 105 м. надъ Ваахъ. Западно отъ потоцитѣ Малатинка и Лупчянка ТІ достига 100—112 м. и е добре морфоложки развита. За последенъ пжтъ я срѣщаме въ околността на Нижни Слиячъ 100—107 м. надъ Ваахъ.

Ю. з. отъ Липтовски Св. Микулашъ, на северния склонъ на кота 784 (Jeřa), следва най-високото терасно стъпало 160—170 м. надъ Ваахъ (к. 732 и западно). Съ нея се срѣщаме за пръвъ пжтъ и ще я означаваме съ Т_{пк}.

Колкото се отнася до чакълния материалъ, който се намира по тераситѣ на лѣвия брѣгъ на Ваахъ, може да се каже, че е твърде разнороденъ и отъ различна голѣмина. Преобладаватъ гранитнитѣ чакъли (на мѣста извѣтрѣли) надъ кварцитнитѣ, после има пѣсъчникови, кристалини, варовити и доломитни. По низкитѣ тераси има твърде изобиленъ чакълъ, но по високитѣ тераси чакълътъ намалява, обаче това не е навсѣкжде правило.

д. Тераси по дѣсния брѣгъ на Ваахъ

По дѣсния брѣгъ на Ваахъ намираме само много малко запазени тераси, които, обаче, споредъ относителната си височина се напълно схождатъ съ тераситѣ по лѣвия брѣгъ.

При устието на Липтовска Бѣла сж известни тераситѣ ТІV—16—20 м.; ТІІІ—40 м. (Zavozy), а южно отъ твърдицата Велингъ (725) малкъ остатъкъ отъ ТІІ—70 м. Западно отъ с. Бенедикова е терасата Катепес (съпровожда

Търновецкия поток), 40 м. надъ Ваахъ, т. е. ТIII. Още по на западъ сж развити дветъ най-високи терасни стжпала, именно к. 713 (Hoga) — 113 надъ Ваахъ (ТI) и к. 765 (Hrastje) 165 м. надъ Ваахъ (Т_{пк}). Лъвниятъ брѣгъ на Смречанка се съпровожда отъ изразителна тераса, която при с. Околична е 40 м. надъ Ваахъ (ТIII). С. и. отъ Липтовски Св. Микулашъ е развита тераса ТI — 110 м. надъ Ваахъ (Копаница — к. 690).

Западно отъ с. Овдрашова срѣщаме добре морфоложки развита тераса ТIV (съ разнороденъ чакълъ). Започва съ 22 м., къмъ Вишни Розтокъ се повишава на 27 м. и при спирката Липтовски Търновецъ пада отново на 25 м.

При с. Св. Мара се появява 22 м. тераса (ТII), а северно отъ сп. Влашки и тераса 40 м. (ТIII). По-високитъ тераси по склона на височината Уложиско (Uložisko — к. 748) не можахме да установимъ, защото това е свлачищенъ теренъ. На източния склонъ на Уложиско може да се установи гранитенъ чакълъ чакъ до самия връхъ — 180—190 м. надъ Ваахъ (Срв. E. Romer, 1932, стр. 12).

Още по на западъ намираме заравнености: коти 666, 662 (StáI) и дветъ 165—170 м. надъ Ваахъ (E. Romer, 1929, стр. 164 и сл.). Тамъ ни липсватъ наблюдения, но по относителната височина, изглежда че това сж Т_{пк}.

е. Най-високолежащитъ чакъли въ Липтовската котловина

Освенъ рѣчнитъ тераси, които бѣха вече описани, може да се установи навсѣкжде въ Липтовската котловина по високитъ заравнености на котловината рѣченъ чакълъ. Нѣма съмнение, че този чакълъ е наплавенъ отъ Ваахъ и неговитъ прийоци, но сега тѣзи заравнености не могатъ да бждатъ смѣтани, отъ теоритична гледна точка, за тераси. По-долу ние ще разгледаме находищата на този чакълъ и ще направимъ съответния разборъ.

Изъ нивитъ на вододѣла при Щърба (Вълча яма, к. 926 и къмъ к. 916 по посока къмъ с. Важецъ), намираме дребенъ рѣченъ гранитенъ чакълъ поединично прѣснатъ. Още E. Romer (1929, стр. 155) отбелязва, че на Лѣсковецъ (868) и на Вълча яма (926) има голѣми (до 120 см. въ диаметръ) значително извѣтрѣли гранитни блокове, които смѣта за изолирани блокове, транспортирани отъ ледницитъ на второто Татранско залежаване (така сж отбелязани и на неговата карта). Такива голѣми блокове ние не сме намѣрили. Само въ близостъ на к. 916 се срѣща по-често този гранитенъ чакълъ, като валунитъ тукъ не надминаватъ 15 см. На Лѣсковецъ, разбира се, даже и да съществуваха такива голѣми балвани, тѣхниятъ произходъ лесно би могълъ да се обясни. Не далечъ оттукъ се намира голѣмъ морененъ амфитеатъръ. Въпрѣки това, Romer мисли, че тѣзи валуни не могатъ да изхождатъ по вториченъ пътъ отъ този амфитеатъръ.

По-нататкъ, на западъ, въ околноститъ на Хруби Грунь (965) и котитъ 924, 907 (Bereky), 893, има извѣредно много чакълъ, съставенъ изключително отъ червеникавъ или виолетовъ кварцитъ и извѣтрѣлъ гранитъ, материали, които безъ съмнение изхождатъ отъ Високитъ Татри. E. Romer (1929, стр. 156—157) отбелязва този фактъ, като опредѣля кварцитното съ-

държане на тѣзи чакъли до 75—99% и чакъла смѣта за „morénu“ или „rokruwy blokowe“ на най-старото Татранско заледряване (H + 1). Между тѣзи чакъли намираме валуни, които надминаватъ диаметръ 1 м., които както бѣше вече споменато, срѣщаме и въ околноститѣ на с. Виходня. J. Partsch (1923, стр. 110 и 116) и F. Vitásek (1932, стр. 4) обръщатъ вниманието на значителната феретизация и извѣтрѣлость на тѣзи най-високи чакъли, както и на обстоятелството, че освенъ гранитни чакъли има и извѣтрено много кварцитни материали и отдѣлни извѣтрено голѣми кварцитни валуни, затова ги приематъ за преглациални. F. Vitásek, особено въ своитѣ по-късни работи (1934, стр. 26 и др.), твърди, че тѣзи голѣми кварцитни валуни не могатъ да бждатъ останки отъ стари морени.

Отбелязваме нѣкои нови факти: а) Въ този изключително кварцитенъ чакълъ, въ околноститѣ на Хруби Грунь и с. Виходня е връзана най-високата Липтовска кватернерна тераса 110—115 м. (T I)¹⁾. Това показва, че чакълътъ е грѣбвало да бжде вече отложенъ на своето мѣсто, когато е почнала да се създава тази тераса. б) Сжщата кварцитна акумулация и съ сжщо такива голѣми кварцитни валуни, срѣщаме и въ долината на р. Хронъ, между Подбрезова и гр. Банска Бистрица. Тамъ е изключено предположението, тѣзи валуни да иматъ глациаленъ произходъ и както ще видимъ по-после, могатъ по морфоложки пѣтъ да се опредѣлятъ или за преглациални или за произхождащи между Плиоцена и Кватернера.

Между Ваахъ и Низкитѣ Татри могатъ да се наблюдаватъ по най-високитѣ запазени заравнености рѣчни чакъли. Така на коти 776, 784 (Jelja), навсѣкжде по нивитѣ, почти до самия връхъ, намираме гранитни, кварцови и доломитни валуни на повече отъ 200 м. надъ Ваахъ; на к. 716 (Haje) срѣщаме прѣснато много гранитни и пѣсѣчникови валуни — 175 м. надъ Ваахъ; на заравнеността западно отъ с. Фиачица — дребни гранитни валуни — 182 м. надъ Ваахъ, на к. 681 — извѣтрѣли гранитни валуни, сжщо доломитни, варовикови — 162 м. надъ Ваахъ; на к. 670 (Bezan) — изобилие на чакълъ съ преобладаване на кварцитни елементи, заедно съ гранитни и варовити валуни — 165 м. надъ Ваахъ.

Между Ваахъ и северната ограда на Липтовската котловина срѣщаме На Хуяви (906), източно и южно отъ него и на Штефанки предимно кристалинни валуни, на Широка множество гранитни и кристалинни чакъли, на к. 748 (Haje) при гр. Липтовски Св. Микулашъ отдѣлни гранитни и кварцитни валуни — 168 м. надъ Ваахъ. Чакъли намираме и източно отъ с. Яловець, на к. к. 764, 817, гдето сж разпрѣснати кристалинни и гранитни валуни, по-нататкъ на Panský diel и на к. 652. Още по на западъ срѣщаме на к. 686 (Hrádek) (срв. и F. Vitásek, 1932, стр. 8) на Uložisko (743) и на с. з. оттукъ по котитѣ 719, 686 (Dvorisko), 786 (Pod Malým Hukom) дребни гранитни, кристалинни, варовити и доломитни валуни — 160 — 260 м. надъ Ваахъ²⁾. Има сжщо така и други мѣста, гдето би могло да

¹⁾ Тази тераса установяваме ние за пръвъ пѣтъ.

²⁾ Относителната височина на тѣзи заравнености съ чакълъ се сходятъ въ повечето случаи съ тераса T_{пк.} У Szafarsky тѣзи чакъли сж подредени въ две нива: 130—160 м. и 220—250 м. надъ Ваахъ, останки отъ преддiluвиални рѣчни дѣна (1937, стр. 169), отъ понтийска и сарматска възрастъ.

се предполага присъствието на подобенъ чакълъ. За жалостъ, обаче, тѣзи мѣста не можахъ да обходя.

4. Заключение

Отъ изложеното въ по-преднитъ глави, можемъ да направимъ следнитъ обобщения и заключения:

1. Северниятъ край на Липтовската котловина се сходя съ една надлъжна разсѣдна линия, добре установена. Напротивъ, между Липтовската котловина и Низкитъ Татри липсва каквото и да е тектонско скъсване, което дава основание да се твърди, че тукъ имаме само едно флексурно огъване.

2. Въ Липтовската котловина липсватъ всѣкакви неогенни материали отъ езеренъ произходъ. Присъствието на рѣчнитъ чакъли, разхвърляни навсѣкжде по най-високитъ запазени за-равнености на котловината, дава основание да се приеме, че Липтовската котловина отъ самото начало на своето възникване и до днесъ изживява единъ развой, резултатъ на флувиатилна дейность. Високолежащитъ липтовски чакъли, които нѣмаме основание да приемаме за кватернерни, но за предкватернерни (J. Szaflarski приема, установенитъ отъ него долинни нива съ относителна височина 130—160 м. и 220—250 м., безъ основание, за понтийски и сарматски), както и липсата на младоплиоценски езерни отложения, сж най-доброто доказателство за това.

3. Като резултатъ на ерозията, която се развива на етапи, сж се създали флувиатилни тераси, които можемъ да наблюдаваме почти на една и сжща относителна височина навсѣкжде покрай рѣкитъ Ваахъ, по Бѣли Ваахъ и Липтовска Бѣла.

Тпк (предкватернерна)	ТI	ТII	ТIII	ТIV	TV
160—170 м.	100—120	65—75	38—45	16—23	5—10

4. Нѣкои автори R. Lucerna (1908), E. Romer (1929, 1930), J. Szaflarski (1937), които сж се занимавали съ заледяването на южния склонъ на Високитъ и Липтовскитъ Татри, свързватъ тѣзи заледявания съ тераситъ и съ чакълитъ и ги смѣтатъ било за флувиоглациални, било за морени (последното споредъ E. Romer въ околноститъ на Липтовска Бѣла).

F. Vitásek (1934, стр. 26) въ своята малка, но хубава работа „Problem diluviálního zalednění“, съ право задава въпроса „дали тукъ може да се говори въобще за флувиоглациални тераси, тѣй като нѣма ясно доказателства, че при климатичнитъ промѣни, непремѣнно е настъпвало нѣкакво заледяване“.

Въпросътъ за броя на кватернернитѣ залежания, особено въ Високитѣ и Липтовскитѣ Татри не е още окончателно разрешенъ. Най-напредъ R. Lucerna (1908) установява четири залежания въ Липтовскитѣ Татри. Преди нѣколко години E. Romer (1929, 1930) отъ броя на тераситѣ и кварцитнитѣ чакъли въ областята на Татритѣ, смѣта, че е имало четири залежания. V. Halický (1930) предполага за северната страна на Татритѣ три залежания, отъ които дветѣ опредѣля по моренитѣ. J. Partsch (1923) опредѣля стадиитѣ на ледниковото назаждане, но самъ не се изказва за броя на залежанията. J. Szaflarski повлиянъ отъ Ромеръ, приема за южната страна на Високитѣ Татри три залежания, като ги свързва съ три терасни нива, образувани въ флувиоглациалнитѣ кжжели и материали, засипали задтатранскитѣ котловини. F. Vitásek (1934) въ своята по-горе вече цитувана работа (стр. 27), следъ критиката по въпроса за кватернерното залежание въ Чехословашко пише: „S přísně kritického hlediska musíme mítí tedy pro naše hory starší dva diluvialní glacialy spadající do staršího diluvia za nedoložené“¹⁾.

Отъ горе приведеното, както и отъ собственитѣ ни наблюдения можемъ да кажемъ, че тераситѣ, които съпровождатъ Ваахъ, нѣмаме основание да приемаме за флувиоглациални. Сжществуването и изобилието на мѣстенъ чакълъ, говори вѣроятно и за промѣни въ климата. Това, обаче, не е доказателство за сжществуването на нѣкакво залежание.

5. Когато наблюдаваме Липтовската котловина отъ коя да е по-висока точка, добиваме впечатлението, че при своето възникване тази котловина е представляла едно общо цѣло, което вследствие на флувиатилната дейность на Ваахъ и неговитѣ притоци е било тепърва разкжсано. Като резултатъ на рецентната дейность на Ваахъ край него започва да се създава едно ново ниво, което е добре развито, особено, между гр. Липтовски Храдокъ и гр. Ружомберокъ.

Б. ПРОЛОМЪТЪ НА ВААХЪ МЕЖДУ ЛИПТОВСКАТА И ТУРЧАНСКАТА КОТЛОВИНА

При гр. Ружомберокъ Ваахъ напуца Липтовската котловина, като си пробива пътъ презъ тѣсенъ проломъ до Турчанската котловина. Геоложки този проломъ е изграденъ изключително почти отъ варовититѣ и доломитнитѣ съставни части на Долния и Хочския Субтатрански навлаци (A. Matějka — D. Andrusov, 1931, 13 В и тектонска карта № 1). Хочският навлакъ е съставенъ отъ по издръжливи материали и затова отъ дветѣ страни на пролома сж се запазили отдѣлни въз-

¹⁾ „Отъ критична гледна точка, трѣбва да смѣтаме за недоказани въ нашитѣ планини дветѣ по-стари дилувиялни залежания, спадащи къмъ стария дилувизмъ“.

вишения съ приблизително еднаква надморска височина (1050—1200 м.), които му придаватъ особено красивъ изгледъ. Отъ Ружомберокъ и почти до станция Кралъовани този проломъ раздѣля формации съ еднакъвъ геоложки характеръ и еднакъвъ геоложки съставъ. Чакъ подъ Кралъовани Ваахъ тече повече или по-малко по една тектонична линия, която ясно забележимо отдѣля гранита на Мала Фатра отъ Субатранскитъ навлаци на Голъма Фатра. При Кралъовани се влива въ Ваахъ и Орава, най-голъмиятъ отъ дѣснитъ му притоци, която сжщо така преди вливането си тече презъ единъ проломъ нѣколко клм. дълъгъ.

Морфоложки изследвания за тѣзи проломи не липсватъ, само че заключенията се извънредно много различаватъ и дори не сжществува едно окончателно разрешение на въпроса: по какъвъ начинъ и кога сж били създадени тѣзи проломи. Голъмиятъ полски географъ L. Sawicki (1909а, стр. 93) още на 1909 г. изказва мнението, че всички проломи въ Централнитъ Западни Карпати иматъ antecedентенъ характеръ, което мнение потвърждава сжщата година още веднажъ (1909 б, стр. 86). Единадесетъ години по-късно известниятъ чешки географъ J. Dapěš (1920, стр. 6 и сл.) отхвърля напълно това схващане на полската школа, като приема, че проломътъ на Ваахъ е билъ създаденъ като резултатъ отъ назадната ерозия. Доводитъ му, обаче, нѣматъ сериозно обоснование. A. Matějka (1931 в, стр. 183) възприема последното схващане. F. Machatschek и M. Danzer (1924, стр. 52 и сл.) потвърждаватъ схващането на Савицки, като смѣтатъ, че проломътъ на Ваахъ между Липтовската и Турчанската котловини и между Турчанската и Жилинската котловина, както и проломътъ въ долното течение на р. Орава, сж antecedентни. На 1929 год. E. Romer (1929, стр. 165 и сл., 1930, стр. 26 и сл.) приема, че горниятъ проломъ на Ваахъ има епигенетиченъ произходъ, безъ обаче за това да дава една здрава обосновка. V. Vitásek (1932, стр. 13 и сл.), сжщо и J. Szaflarski (1937, стр. 117—118) конкретно не се занимаватъ съ този въпросъ. Що се отнася до тераситъ въ самия проломъ тѣ по-скоро цитиратъ по-старитъ автори.

Единственото доказателство, което имаме и отъ което можемъ да сждимъ за създаването на горния проломъ на Ваахъ е сжществуването на рѣчни тераси. Наблюденията на досегашнитъ изследвачи не сж достатъчно успокоителни, защото върху по-голъмата частъ отъ установенитъ заравнености, които тѣ приематъ за тераси, липсва чакълъ. И то не защото това е невъзможно, но защото петрографскиятъ характеръ на материалитъ образуващи долния Субатрански навлакъ, които изграждатъ основнитъ части на пролома е такъвъ, че лесно могатъ да се създадатъ заравнености и безъ каквото и да е действие на рѣчната вода. На този петрографски характеръ не

се е обръщало никакво внимание отъ досегашнитъ изследвачи. Достатъчно е било да установятъ заравненостъ съ нѣкаква относителна височина и да я приематъ за тераса. Въпрѣки това, обаче, не е изключено нѣкои отъ тѣзи безчакълни заравнености да сж тераси, но за да бждемъ сигурни въ нашитъ заключения, трѣбва да работимъ само съ сигурни доказателства. Нашитъ изучвания на тѣзи тераси излагаме по-долу:

Непосрѣдствено до Ружомберокъ, между Ваахъ и Ревуца, имаме до бре развити чакълни тераси, T_V—5 м. и T_{IV}—22 м. (последната е развита и покрай Ревуца), върху които е разположенъ гр. Ружомберокъ. Надъ нея следва T_{III}—45 м. (гробищата). Последнитъ две тераси е отбелязалъ и А. Matějka (1927, стр. 527 и карта, 1931д, стр. 274). Ю. и. отъ Калвария е развита и T_I—115 м. (за тази тераса говори и F. Vitásek, 1932, стр. 13). То значи, че веднага въ началото на пролома имаме развити почти всички тераси, които бѣха отбелязани и въ Липтовската котловина.

Между Ружомберокъ и село Станькованъ, освенъ нѣколкото незначителни останки отъ най-низкитъ терасни стѣпала, тераси нѣмаме.

Между Станькованъ и Соколъ имаме щастнето да установимъ добре морфоложки развити тераси, които до сега не сж били отбелязани (съ гранитни и кварцитни чакъли). Тѣзи тераси сж развити по дѣсния брѣгъ на Ваахъ (Hradisko) подъ Краљовани, изграденъ отъ силно тектонски порушени гранити. Точно северно отъ Краљовани е T_{III}—40 м., твърде широка, която продължава и надолу въ малки остатъци. Надъ нея е T_{II}—70 м., сжщо така добре развита. Тази T_{II} по сщия начинъ както и T_{III} можемъ да проследимъ по-надолу въ малки остатъци. Южно отъ к. 638 намираме нѣколко малки останки отъ T_I—110 м. надъ Ваахъ. F. Vitásek (1932, стр. 14) установява северно отъ Краљованъ, къмъ к. 707 безчакълна заравненостъ 115 м., която имаме основание да смѣтаме за тераса.

На лѣвия брѣгъ на Ваахъ намѣрихме срещу Станькованъ T_{IV}—23 м. а подъ Ройковъ добре развита тераса T_{III}—40 м., която е била наблюдавана и отъ F. Vitásek (1932, стр. 13). По-нататъкъ, по сщия брѣгъ, установихме две добре морфоложки развити заравнености съ относителна височина 110—215 м. надъ Ваахъ, безъ чакълъ, които имаме основание да приемемъ за T_I. На шията на меандъра Соколъ, който има 70 м. относ. височина, можемъ да гледаме като на старо рѣчище на Ваахъ, но непосредствени доказателства за това нѣмаме. Грубитъ чакъли, за които говори F. Vitásek (1932, стр. 15) сж мѣстни разпаднали гранити, нѣкои отъ които произхождатъ отъ настилната на старото шосе.

По-старитъ изследвачи отбелязватъ около сливката на р. Орава съ Ваахъ и по-високи заравнености около 200 м. и около 300 м. надъ Ваахъ (F. Machatschek и M. Danzer, 1927, стр. 54; E. Romer, 1929, стр. 164 и сл.). Колкото се отнася до заравненоститъ около 300 м. съ сигурностъ можемъ да кажемъ, че това не сж тераси, а за заравненоститъ около 200 м. нѣмаме доказателства.

Нѣколко бележки за тераситъ на Орава.

При своето геолошко картиране въ долината на р. Орава D. Andrišov (1931, 13В, геол. карта № № 9 и 10) картиралъ и тераситъ по Орава,

които по-късно описва и в една отдѣлна статия (1932 б, стр. 1—3). Отъ описанитѣ тераси, постоянно положение иматъ тераситѣ 15—20 м. (ТIV), 70—85 м. (ТII) и 100—105 м. (TI). Не липсватъ и тераси отговорящи на TIII, но съ твърде непостоянна относителна височина 28—53 м., въ повечето случаи, обаче, е 35—45 м. D. Andrusov отбелязва още и тераса 128 м. и тераса 140 м.

Имахме възможността да се запознаемъ съ тераситѣ на Орава между Долни Кубинѣ и устието ѝ въ Ваахъ и можемъ съ положителностъ да потвърдимъ всички тераси отбелязани отъ Andrusov'a. Само въ пролома на Орава, гдето тѣзи тераси не сж картирани, установихме добре развити заравнености безъ чакълъ, за които съ сигурностъ може да се каже, че сж тераси на Орава, именно около 70 м. (TII), при Diegova тераса 38 м. (TIII), при к. 576 (на лѣвия брѣгъ) две една надъ друга разположени заравнености 140 и 190 м., и на другата страна при кота 576 заравненостъ—140 м.

Отъ описанитѣ тераси по Орава и тераситѣ въ пролома на Ваахъ между Липтовската и Турчанската котловина се вижда ясно, че само тераситѣ подъ 110 м. (отъ TI—TV) сж навсѣкжде еднакво развити, сигурно установими и можемъ да ги сравняваме съ тѣзи въ Липтовската котловина. Сжщитѣ тераси срѣщаме и въ Турчанската котловина, както ще видимъ по-после. Оттукъ следва и заключението, че по време на създаването на тѣзи тераси, проломитѣ на Ваахъ, както и на Орава сж вече сжществували¹⁾.

Отъ по-горе казаното се вижда, че на нѣкои мѣста въ Липтовската котловина и по Орава сж наблюдавани, и по-високи тераси, които въ нашия проломъ съ положителностъ не сж доказани, затова не можемъ за сега съ тѣхъ да се занимаваме.

Що се отнася до antecedентния произходъ на тѣзи проломи не можемъ да се съмняваме. Анти—и синклинориалниятъ характеръ на планинскитѣ и низкитѣ земи въ изучаваната област не ни позволява да мислимъ за другъ начинъ на тѣхното образуване. На въпроса, защо въ пролома липсва, въ сравнение съ близкитѣ Липтовска и Турчанска котловина, каквото и да е увеличаване на относителната височина на рѣчнитѣ тераси, както би трѣбвало да се очаква отъ теоретична гледна точка, можемъ да отговоримъ, че въ нашия случай това не е станало, понеже проломитѣ сж били образувани вече преди образуването на тераситѣ.

В. ТУРЧАНСКАЯ КОТЛОВИНА

Турчанската котловина (490 кв.ккм.), въ орографски смисълъ, представя една продълговата низина, оградена отъ всички страни съ планини. Само планината Жяръ, която е нейната ю. з. ограда, прави изключение (касае се за много низкия вододѣлъ между

¹⁾ Срв. сжщо така и M. Gotkiewicz — J. Szafarski: Dyluwialne i preduluwialne poziomy dolinne na Orawie.

рѣкитѣ Турецъ, Ваахъ и Нитра). Морфоложки, обаче, Турчанската котловина е много интересна междупланинска котловина, която до сега, за жалостъ, не е била въ това отношение основно изучена. Намираме за нея само откъслечни бележки, отъ които не може да се направи абсолютно никакво конкретно заключение за нейния развой.

1. Геолошко-тектонски характеръ

Още преди повече отъ 15 години, Турчанската котловина е била детайлно прокартирана отъ Държавния геоложки институтъ на бившо Чехословашко, но до сега сж били публикувани само отъ А. Matějka и О. Kodum малки приноси (А. М., 1924, 1931в; О. К.—А. М., 1924). Съ тѣзи приноси трѣбва да се задоволимъ за сега, тѣй като по-старитѣ геоложки работи върху Турчанската котловина и нейнитѣ по-близки околности сж вече до известна степенъ застарѣли.

Геоложки, Турчанската котловина, е оградена отъ разни предтерциерни формации, които съставятъ части отъ ограднитѣ планини (О. Kadum—А. Matějka, 1924, стр. 2; А. Matějka, 1931в, стр. 178 и сл.). Това сж отъ една страна гранитни и кристалинни скали (Криванска и Минчолска Мала Фатра, Жяръ), отъ друга страна варовици и доломити, принадлежащи къмъ Субатранскитѣ навлаци (Голѣма Фатра и южния склонъ на Минчолска Мала Фатра) или пъкъ терциерни вулканични материали и туфи (Кремницка планина). Самата котловина е запълнена съ палеогенни и неогенни отложения (О. К.—А. М., 1924 А. М., 1924 и 1931в).

Палеогенътъ въ компактна маса заема главно североизточнитѣ области на котловината между селата Бѣла, Калникъ, Склабина, Сучани, Подхради и Нолчовъ, т. е. между Ваахъ и Турецъ. Отъ изучаванията на Matějka се вижда, че този Палеогенъ принадлежи къмъ Срѣдния Еоценъ и отчасти къмъ Олигоценъ, които петрографски се твърде малко отличаватъ (А. Matějka, 1924, стр. 65). Това сж типични флишки седименти, които се напълно сходятъ съ Палеогена на Хандловската котловина (Ibid, стр. 88) и принадлежатъ къмъ втората—Подхалска—група на Палеогена на Централнитѣ Западни Карпати (А. Matějka и D. Andrusov, 1931a, стр. 95). Палеогенътъ на Турчанската котловина е слабо нагънатъ, намѣста трансгресира, намѣста се срѣща тектонски съ по-старитѣ мезозойски пластове, даже следствие на следпалеогеннитѣ тектонски движения, тѣзи последнитѣ сж леко надъ него надхлѣзнати (А. Matějka, 1924, стр. 65).

По-голѣмо значение за морфологията има, обаче, Неогенътъ, тѣй като времето на неговото образуване и орографскитѣ условия се най-много доближаватъ до днешнитѣ. За съжаление, въ това отношение е направено твърде малко —

липсва най-важното, именно неговото подѣление. Отъ тукъ произлизатъ и трудноститъ при опредѣляне времеобразуването на котловината.

Отъ предварителнитъ бележки на О. Koduť и А. Matějka (1924, стр. 7) върху Неогена на Турчанската котловина става ясно, че той е твърде своеобразно развитъ. Въ него липсватъ палеонтоложки хоризонти, а отъ утаечнитъ отношения може да се сѣди, че това сж крайбрѣжни и делтови отложения, създадени при една бърза седиментация и внезапна промѣна въ орографскитъ отношения. Това сж глини, мергели, варовици, чакъли, варовити конгломерати, брекчи и лигнитни находища (А. Matějka, 1931 в) прѣснати по цѣлата котловина.

По-старитъ автори даватъ и палеонтоложки материали отъ Турчанската котловина, но заключенията сж противоречиви. Въ геоложката карта на Hauer (1869, листъ III) тѣзи неогенни отложения сж отбелязани като „Congerien Schichten“. G. Vigh (1914) разпознава: Понтийски и Левантйски етажъ. М. Remeš (1923) описва отъ неогеннитъ варовици въ околноститъ на гр. Турчански Свети Мартинъ, фауна съ *Oncophora*, която говори за границата между Горенъ Хелветъ и Тортона.

Що се отнася до тектониката на Неогена въ Турчанската котловина, най-интересенъ е факта, че неогеннитъ пластове, почти навсѣкжде, между станция Врутки и с. Клащоръ подъ Внзовемъ, сж наклонени на западъ, къмъ ограднитъ планини—Минчолска Мала Фатра (О. К.—А. М., 1924, стр. 10). Наклонътъ не надминава 50° (срв. А. Matějka, 1931 в, стр. 182). Другаде отношенията сж нормални, напр. на изтокъ отъ Турчански Свети Мартинъ, Неогенътъ нормално трансгредира надъ Палеогена, а и въ околноститъ на Жяръ имаме сжщитъ отношения.

Въ последно време D. Andrusov (1937 в) твърде много допринесе по въпроса за дѣлението на Неогена (главно по-старитъ неогенни етажи) и образуването на вжтрешния Виенски басейнъ. Той доказа убедително Бурдигалъ и Хелветъ, които принадлежатъ къмъ единъ и сжщъ непрекъснатъ седиментационенъ цикълъ. Надъ тѣзи по-стари материали, които сж въ Западно Словашко значително нагънати и достигатъ намѣста наклонъ 30° — 40° , сж се отложили, следъ интензивна денудация, по-младитъ членове на Неогена, именно Тортона (вж. D. Andrusov 1932 б; 1937 в, стр. 190). Въ областта на Ваахъ D. Andrusov (1933, стр. 192) приема по-голъмата частъ отъ Неогена, особено до колкото той е нагънатъ, за Хелветъ. Въз основа на своитъ изучвания сжщиятъ въ работата си „O vzniku vnitroalpské panve vídeňské“ (стр. 189 и сл.) казва: „Vznikla-li vnitroalpská pánev vídeňská na počátku miocénu, měla potom zcela odchylný tvar a neměla s dnešními pánevemi vlastně ničého společného. Z údolí Moravy se tudíž táhla k

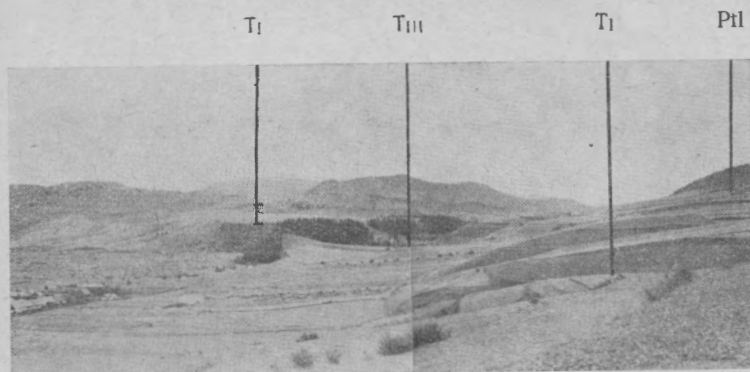
vychodu. . . vnikla do Pováží. . . až k Žilině . . . a spojovala se k severu od M. Tatry přes Kubinskou holu s páňví Oravskou a přes M. Tatru soutěskou Váhu s turčanskou kotlinou“.

По-първитѣ изследвачи сж предполагали, че вътрешнокарпатскитѣ котловини сж се образували вследствие на пропадане или хлътване. Приемали сж ги, следователно, за нѣщо дадено, негативно, до което постепенно сж навлизали разнитѣ морета. Образоването на Турчанската котловина V. Uhlig (1902, стр. 558) обяснява съ създаването на крайни разсѣди, които започнали своето съществувание преди Еоцена. L. Sawicki (1909 год.) вижда въ Турчанската котловина „das denkbar typischeste tektonische Becken“ и предполага, че Турчанската котловина дължи своя днешенъ видъ на пропадане станало тепърва следъ Сармата („So dürfte das turoczer Becken erst nach dem Sarmatikum zur heutigen Tiefe eingesinken sein“). Схващането за образуването на котловината чрезъ пропадане господствува и по-късно. Приема се отъ F. Machatschek (1927, стр. 372), отъ словашкия географъ Hromádka (1929, стр. 66; 1931б, стр. 13) и отъ R. Kettner (1929, стр. 422). Тепърва презъ последнитѣ години по-голѣмо внимание е започнало да се обръща на младитѣ едро-гънкови движения (D. Andrusov, 1932в, стр. 119 и сл.; 1933в, стр. 104 и сл.).

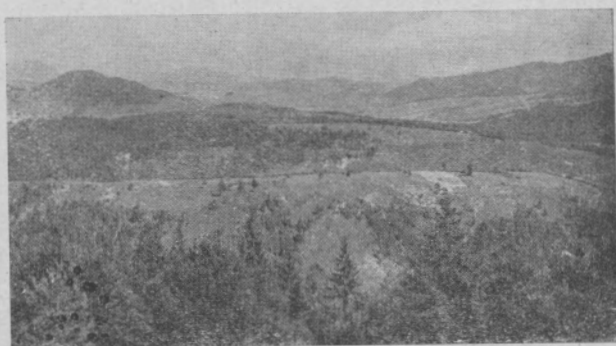
Днесъ не може да има вече съмнение въ това, че Турчанската котловина е създадена като резултатъ на едрогънковитѣ тектонски движения. При тѣхъ не сж изключени и пропадания, но тѣ не достигатъ до такива размѣри, до каквито сж били приемани отъ по-старитѣ автори; тѣ сж по-скоро вторично явление.

Остава откритъ въпросътъ: кога е била създадена Турчанската котловина, т. е. по кое време сж започнали анти—и синклинориалнитѣ движения. Окончателенъ отговоръ за сега не можемъ да дадемъ, защото работата по стратиграфското подѣление на Неогена въ Турчанската котловина е още въ своя първоначаленъ стадий. Ако използваме, обаче, всички геоложки данни, които вече приведохме по-горе и ако държимъ смѣтка за морфоложкитѣ явления, за които подробно ще стане дума по-после, можемъ да направимъ следнитѣ заключения:

1. Неогеннитѣ отложения въ Турчанската котловина сж два вида. По-стари сж тѣзи, които сж по-значително нагънати и които точно загова можемъ да сравняваме съ Хелветскитѣ пластове на Западно Словашко. Можемъ да предполагаме, че тѣхното разпространение не е било свързано съ нѣкакви планински ограничения въ околноститѣ на Турчанската котловина, отъ което следва да се извади заключението, че тѣзи отложения сж били нагъвани независимо. Само по такъвъ начинъ можемъ да обяснимъ, защо въ Турчанската котловина на нѣкоя мѣста наклона на пластове тѣ е срещу ограднитѣ планини. Едва следъ отлагането на тѣзи пластове и тѣхното нагъване, трѣбва



Обр. 7. Западната част на Бръзлянската котловина.
(Der Westliche Teil des Beckens von Bries).



Обр. 8. Долината на р. Хронъ при с. Словенска Лупча съ Високата флувиатилна повърхнина — Pfl. (Grantal bei Slovenská Lupa und die fluviale Ebene—Pfl).



Pfl

Обр. 9. Банско-Бистрицката хълмиста земя въ долината на р. Хронъ при с. Нѣмце (Das hügelige Land von Neusohl im Grantal bei dem Dorfe Nemce).

Снимки : Д-ръ Люб. Диневъ



Обр. 10. Изгледъ на часть отъ Високитѣ Татри.
(Ansicht der Hohen Tatra).



Обр. 11. Изгледъ на часть отъ Низкитѣ Татри. Дюмбирѣ.
(Ansicht der Niederen Tatra, D'umbir).

Снимки : Д-ръ Люб. Диневъ.

да смѣтаме започването на едрогънковитъ движения (Großfalten), които сж предиспонирали днешната Турчанска котловина съ нейнитъ източни и западни оградни планини. Много правдоподобно е тази котловина да е станала заливъ на Тортонското море. Като резултатъ на настаналитъ промѣни е започнало засилване на ерозионната дейность и този плитъкъ заливъ е билъ запълванъ отъ рѣкитъ съ предимно варовити и доломитни чакъли произхождащи отъ околнитъ планини. Тѣзи чакъли намѣста слепени въ конгломерати, намѣста напълно пясъчни, можемъ да наблюдаваме изъ котловината. Отъ нашитъ наблюдения обръщаме внимание на следнитъ находища: въ околноститъ на Диелъ (518), и на Борина (558), южно отъ с. Неппали (562,501), въ околноститъ на селата Валентова, Св. Мара (533) и Мошовце, западно отъ р. Турецъ, въ околноститъ на селата Авренова и Мошковецъ, южно отъ с. с. Словани (559) и Търнова (срв. сжщо О. Kodim—А. Matějka 1924; А. Matějka 1931 в, стр. 180).

2. Може да се предполага, че само въ северозападнитъ части на Турчанската котловина сжществува нѣкаква непрекъснатата разсѣдна линия. Въ другитъ крайни части такава не е била наблюдавана и не е била отбелязана въ тектонската карта на Срѣдно Словашко (А. Matějka—D. Andrusov, 1931, 13 В, тектонска карта № 1). Ако ли пъкъ сжществува разсѣди, тѣ не представятъ една непрекъснатата разсѣдна линия, а колкото се отнася до тѣхното образуване А. Matějka (1924, стр. 66) ги датира, като създадени следъ отлагането на палеогена и преди седиментацията на Турчанския Неогенъ. Сжглежда, обаче, че почти всички разсѣдни линии, които сжществуваатъ днесъ въ Турчанската котловина, сж резултатъ на неогеннитъ едрогънкови движения, т. е. иматъ вториченъ произходъ.

2. Описание на морфоложкитъ форми

а. Рѣчни тераси

Съ тераситъ на Турчанската котловина се е занимавалъ най-много F. Vitásek, именно въ работата си „Terasy horspího Váhu“ (1932), обаче, неговитъ изучавания се отнасятъ само за Ваахъ. Имахме възможността при нашитъ екскурзии да изучимъ отново не само тераситъ по Ваахъ, но и тераситъ по неговия лѣвъ протокъ Турецъ, които по своята относителна височина отговарятъ на тераситъ въ Липтовската котловина и на тѣзи въ пролома на Ваахъ между Липтовската и Турчанската котловина.

Тераси по Ваахъ: Най-добре сж развити тѣзи тераси по дѣсниия брѣгъ на рѣката. Северно отъ с. Кърпелянъ е добре развита тераса 23 м. (Т_{IV}). Северно отъ с. Туранъ намираме тераса 70 м. (Т_{II}) — Маџова (476), надъ която имаме тераса 110 м. (Т_I). Тази последна тераса, добре мор-

положки развита, можемъ да проследимъ и въ западна посока чакъ до Затковския потокъ и презъ него на к. 514 (Т_I—112 м.). Това сж чакълни тераси съ гранитно и кварцитно съдържание, връзани въ голѣмитъ наносни кжжели на южнитъ Малофатрански рѣчки.

Северно отъ с. Сучани тераситъ на Ваахъ сж още по-добре развити. Веднага при Сучанския мостъ имаме тераса 6—10 м. (Т_V). Надъ нея следва по дветъ страни на Били потокъ добре развита тераса 35—45 м. (Т_{III}), надъ която се бързо очертава тераса 70—75 м. (Т_{II}) — Кеѣка (463). Още по на северъ следва тераса 110 м. (Т_I), която сжщо като по-низкитъ е силно глинисала и добре морфоложки развита. По-нататкъ, на западъ, най-добре е развита 18—20 м. тераса (Т_{IV}) при с. Клачанъ.

Тераси по Турецъ: Започвамъ отъ вливането му въ Ваахъ, тъй като това сж тераси, които принадлежатъ едновременно и нему. На лѣвия брѣгъ на Турецъ, западно отъ Врутки, е развита 20 м. тераса (Т_{IV}), добре морфоложки развита, покрита изключително съ грубъ гранитенъ чакълъ и глина. Надъ нея намираме изразителна тераса 40—45 м. (Т_{III}), а още по-нагоре тераса 105 м. (Т_I). Южно отъ Врутки Т_V се стѣснява постепенно и се изгубва, като надъ нея западно отъ Прикопъ (Priekop) се открива тераса висока 60—70 м. (Т_{II}), която е по-добре развита. Между с. с. Бистричка и Св. Петъръ се наблюдаватъ две тераси. Това е Т_{III} около 40 м. и Т_{II} около 65 м. (Straža—к. 471). Между с. с. Кошяни и Търново е развита Т_{III}—40 м. веднага надъ алувиалната равнина на Турецъ, а при Кошяни и Т_V—5—8 м. Къмъ тѣхъ се припоява северно отъ Търново тераса около 65 м. (Т_{II}). Между с. с. Търново и Вълча е развита тераса Т_I—110 м. (к. 535) и Т_{II}—62 м. (к. 482) и дветъ съ чакълно съдържание.

Южно отъ Вълча е развита морфоложки добре тераса Т_I—105—115 м. (съ гранитенъ чакълъ) наречена Ногка, която се вижда много добре отъ всички страни. При с. Лежисхова намираме две тераси: Т_V—5—8 м. и Т_{IV}—20 м., а южно отъ с. Словани Т_I—110 м. и подъ нея Т_{II}—65 м.

На дѣсния брѣгъ на Турецъ, отъ с. Кошутъ чакъ до алувиалната равнина на Беханския потокъ се простира изразителна тераса около 20 м. (Т_{IV}). Това е чакълна и глинеста тераса, съставена изключително отъ приплавени варовити и домитни чакъли, между които се срѣщатъ и отдѣлни гранитни валуни. Около коти 505 и 517 намираме сжщо така характерна заравненостъ, върху която срѣщаме разпрѣснати гранитни валуни. Нѣма съмнение, че това е тераса Т_I—100—110 м. Между Бѣланския и Блатнишкия потокъ и с. Кошянъ имаме тераса 40 м. (Т_{III}), а при Прибовецъ тераса 20 м. (Т_{IV}). Намирациятъ се северно отъ последната Данови дѣлъ (к. 518) принадлежи къмъ тераса Т_I—110 м., а ю. отъ Ракова, на дѣсния брѣгъ на Турецъ може да се различатъ тераси 20 м. (Т_{IV}) и 10 м. (Т_V). При Валентова намираме тераса 20 м. (Т_{IV}), а при Ласкаръ тераса 40 м. (Т_{III}).

Още по на югъ не е възможно да се установятъ нѣкакви тераси, тъй като, следствие увеличаването броя на притоцитъ на Турецъ, тераситъ се много снишаватъ и раздѣлятъ на многобройни била и отдѣлни височини. Върху тѣхъ, обаче, намираме въ южната частъ на котловината (надъ село Мошовецъ) андезитни чакъли, най-обикновено поединично разпрѣснати. Отъ твърде малката относителна височина на тази областъ (60—70 м.), трѣбва да сждимъ, че е била презъ кватернерно време флувиатилно преработена.

Докато въ северната часть на котловината сж могли да се образуватъ отдѣлни тераси, въ южнитъ краища, следствие на многобройнитъ потоци, сж се създали вмѣсто тераси цѣлостни флувиатилни заравнености.

б. Други форми

Южно отъ с. Кърпелянъ, почти чакъ до Стречнянския проломъ, Ваахъ се съпровожда отъ много низка рецентна равнина съ около 390 м. абс. в. Следствие на много малкия наклонъ на Турецъ и неговитъ притоци (въ котловиннитъ части) такава рецентна алувиална равнина е могла да се развие и покрай него. Тя се характеризова съ това, че въ нея рѣкитъ меандриратъ, разклоняватъ се и се разливатъ. Можемъ да кажемъ, че тази рецентна равнина представя долниятъ ерозионенъ базисъ на воднитъ токове въ Турчанската котловина. Надъ нея следватъ отдѣлнитъ рѣчни тераси, които вече описахме.

T _I	T _{II}	T _{III}	T _{IV}	T _V
105—115 м.	67—70	35—40	16—23	6—10

Надъ тѣзи тераси следва друго ниво, което може да се наблюдава навсѣкжде въ окръжнинитъ на котловината и което споредъ нашето мнение опредѣля границитъ на Турчанската котловина по отношение на ограднитъ планини. Това ниво се колебае приблизително около 160 м., но достига намѣста и до 220 м. надъ рецентната равнина.

а) Въ източнитъ области на котловината това ниво се срѣща южно и югоизточно отъ с. Сучани (коти: 590, 564, 531, 563, 533 — Bukovina), въ околноститъ на с. Склабина (коти: 631 — Medzikonci, 542 — Boriekova, 580 — Brezina, 647, 636, 659, 612), въ околноститъ на с. Бѣла (коти: 616, 622, 596), при с. Неппалъ (коти: 589, 562, 544 — Bukovina, 546 — Balciňy diel), въ околноститъ на с. Блатница (коти: 558 — Boruny, 623 — Kobylí diel, 562 — Kopuš, 538 — Za horu, 629), източно отъ с. Мошовце (к. 592, 539 — Krieslo), при с. Ракша (коти: 602 — Zamok, 588), при с. Долня-Щубня (кота 609 — Strážna hora), кждето и свършва.

б) Въ западнитъ области на котловината това ниво се срѣща западно отъ ст. Врукки (коти: 645, 672), западно отъ гр. Турчански Св. Мартинъ (коти: 629 — Krásna, 627 — Hradok), западно отъ с. Требошова (коти: 643 — Borin, 664, 654), северно отъ с. Словани (коти: 628 — Hladomír и Horku), южно отъ с. Клашеръ подъ Зньовемъ (коти: 595 — Velká stráňa) и западно отъ с. Словенско Правно. Между Полерѣвка и Рудно се движи около 600 м. (коти: 620 — Bukovec, 624, 628 — Breveník, 619, 631, 640).

в) Въ южнитъ области на котловината, часть отъ това ниво сж заравненоститъ по северния склонъ на Жяръ (коти: 683, 689, 586, 687, 657), смѣтани отъ Wetters (1910) за тераси.

Това така описано ниво преминава по границитѣ на котловината. Намѣста то е добре запазено, намѣста то представя навълнена повърхнина, нѣкжде се значително разширява (въ околноститѣ на с. Склабина), другаде напротивъ е само съвсемъ слабо запазено. По своята относителна височина това ниво можемъ да сравнимъ съ частъ отъ онѣзи заравнености въ Липтовската котловина, по които срѣщаме високолежащитѣ чакъли.

Сжществува още единъ елементъ, който принадлежи къмъ морфоложкитѣ форми на Турчанската котловина. Това сж рѣчнитѣ наносни кжжели, развити само по склоноветѣ на Криванската и Минчолската Мала Фатра. Състоятъ се изключително отъ гранитни материали, не винаги добре заоблени и отъ глина. Съдържатъ, обаче, и кварцитни валуни, кварцитни пѣсѣчници и кристалинни шисти. Този материалъ по склоноветѣ на Минчолъ се причленява къмъ Неогена (О. Kadum—А. Matějka, 1924). По склоноветѣ на Криванска Мала Фатра, V. Haueг въ своята карта (1869, листъ III) го отбелязва като „diluvial Schotter und Sand“. Въ картата на V. Uhlig (1902, карта), като „pleistocäne Schuttkegel, Geröllablagerungen und Terrassen“. Въ картата на А. Matějka (1924, карта) като „žulová sut“, безъ да е спомената възрастта, а F. Vitásek (1932, стр. 15) го приема за „diluvialní akumulace“.

И на дветѣ мѣста материала е кластиченъ, а споредъ формата и мѣстото на отлагането, отговаря на рѣчнитѣ наносни кжжели. По-горе бѣхме вече отбелязали, че въ нѣкои отъ тѣхъ сж врѣзани рѣчни тераси чакъ до T₁ (северно отъ Ваахъ), а то значи че тѣзи кжжели сж по-стари отъ описанитѣ тераси.

Г. ПОРЪЧИЕТО НА РЪКА ХРОНЪ НАДЪ ГРАДЪ ЗВОЛЕНЪ

1. Орографска характеристика

Рѣка Хронъ извира отъ Низкитѣ Татри въ околноститѣ на с. Телгартъ, при единъ вододѣлъ около 1000 м., протича въ западна посока до с. Дубава, следъ което посоката му се промѣня въ югозападна. Отъ гр. Банска Бистрица посоката на Хронъ се измѣня много бързо въ южна; тукъ той протича презъ Зволненската котловина (около 300 м. абс. в.), а подъ гр. Зволненъ неговиятъ токъ се промѣня отново въ западенъ.

Горнохронското порѣчие е тѣсно свързано съ околнитѣ планини и обхваща отъ една страна Низкитѣ Татри (на северъ) и Кремницката планина (на западъ), отъ друга — Словашкитѣ Рудни планини (на югъ). Къмъ сжщинската долина могатъ да се причислятъ само онѣзи части, които сж близко до самата рѣка и които следствие на най-къснитѣ морфоложки промѣни сж били така преработени, че сега представятъ едно цѣло не само въ морфолошко, но и въ антропогеографско отношение.

Тази долина надъ гр. Банска Бистрица обикновено се нарича Горнохроние (Hornohroni), което може да се раздѣли отъ изтокъ къмъ западъ на: Поломско корито, Бенушки проломъ, Брѣзнянска котловина, Лопейска котловина и Банскобистрицка хълмиста земя. Между градоветъ Банска Бистрица и Зволень се е оформила Зволенската котловина.

Подъ Поломско корито разбираме тази частъ отъ Хронската долина, която започва при станция Телгартъ и свършва при с. Бацухъ. Достатъчно е да погледнемъ отъ близкия гребенъ на Низкитъ Татри или отъ близкитъ на Телгартъ височини, за да схванемъ, че това име не е дадено така случайно. Тукъ Хронъ тече близу до южния край, а северниятъ неширокъ поясъ представлява низка, набраздена отъ Низкотатранскитъ потоци, земя. Подъ с. Бацухъ, Хронъ протича почти до Брѣзнянската котловина презъ тѣсния Бенушки проломъ. Южно отъ него се издигатъ веднага стръмнитъ склонове на Словашкитъ Рудни планини. На северъ отъ пролома се простира заравнена ридова земя, чиито леко навълнени ридове започватъ почти отъ Низкитъ Татри. Брѣзнянската котловина заема околноститъ на гр. Брѣзно. Тя е леко навълнена земя, заета отъ млади отложения. Между селата Горна Лехота и Предайна, северно отъ рѣката, се явява едно разширение, разрѣзано отъ Вайсковския и Ясенския потокъ, известно подъ името Лопейска котловина. Това разширение бързо изчезва при с. Замостье. Отъ с. Немецка започва пъкъ постепенно разширяващата се Банскобистрицка хълмиста земя, която се простира чакъ до самия градъ. Подъ влиянието на потолѣмитъ Низкотатранскитъ притоци, главниятъ токъ на Хронъ тукъ е изтласканъ въ нейната най-южна частъ.

2. Геоложко-тѣктонски отношения

Досегашнитъ изучавания и картирания въ обсега на Горнохронското порѣчие даватъ да се извади заключението, че то представлява единъ синклинориумъ, който отдѣля антиклинориалнитъ земи на Низкитъ Татри отъ тѣзи на Словашкитъ Рудни планини. Източнитъ отдѣли на този синклинориумъ сж изградени почти изключително отъ кристалинни шисти, надъ които тукъ-тамъ се срѣщатъ мезозойски покривки. Западнитъ отдѣли на този синклинориумъ сж изградени пъкъ изключително отъ различни мезозойски формации (принадлежащи отчасти къмъ Низкотатранския Татриденъ поясъ) и отъ Граниднитъ Субтатрански навлаци (А. Matějka—D. Andrusov, 1931, 13 В, тектонска карта № 1; А. Matějka 1931 в; R. Kettner, 1931 в).

Въ западния отдѣлъ на Горнохронското порѣчие и въ Брѣзнянската котловина се явяватъ надъ по-старитъ материали терциерни материали, които иматъ голѣмо значение за морфологията, тъй като говорятъ красноречиво за сжществуването на вече споменатия синклинориумъ.

Докато на по-старитъ отложения е било обръщано по-голѣмо внимание, по-младитъ—сж били само мимоходомъ спомену-

вани. Отъ публикуванитѣ и непубликуванитѣ карти знаемъ повечето находища (A. Matějka—D. Andrusov, 1931, 13 В, тект. карта № 1; V. Št'astný, 1931, 13 В, карта № 4; R. Kettner, непубликувана карта). Възъ основа на чуждитѣ и наши изучаваня можемъ да направимъ следния прегледъ:

Въ Хронската долина е развитъ отъ една страна Палеогенъ, отъ друга страна — Неогенъ. Още въ картата на V. Haueg (1869, листъ III) е отбелязано въ околноститѣ на селата Горна и Долна Лехота и северно отъ Словенска Лупча Еоценъ. Отъ новитѣ геоложки карти (A. Matějka—D. Andrusov, 1931, 13 В, № 1; R. Kettner, непубликувана карта), се потвърждава неговото съществуване, а кратки бележки намираме и въ работитѣ на R. Kettner (1931 в, стр. 232) и на A. Matějka (1931 в, стр. 225). Околноститѣ на Словенска Лупча сж изградени отъ варовити и доломитни конгломерати и отъ пѣсчъници съ *Nummulites* (Ibid. стр. 225). Околността на Лехота е изградена отъ конгломерати и пѣсчъници. Конгломератитѣ сж съставени отъ кварцитни, кварцови и твърде нарѣдко отъ дребни триаски валуни съ червенъ цементъ Липсватъ *Nummulites*, но R. Kettner (и Št'astný, 1931 а, стр. 232 и сл.) ги приема за Еоценъ.

Въ същата областъ надъ тѣзи конгломерати се намиратъ множество голѣми кварцитни и пѣсчъникови валуни отъ пермотриаска възраст, а въ северната частъ — и варовикови валуни. Всички тѣзи валуни, споредъ насъ, сж отъ по-млада възраст.

Що се отнася до Неогена, може да са каже, че е твърде слабо проученъ. Отъ досегашнитѣ малки бележки се вижда, че той е или Миоценъ или Плиоценъ; никой авторъ до днесъ, обаче, не е направилъ едно точно раздѣление. Ние правимъ единъ опитъ въ това отношение. Брѣзнянската котловина е запълнена съ отложения, които говорятъ за отлагане станало въ плитки води. Споменуватъ се пѣсъци и пѣсчъници, глини, пѣсчъни глини, мергели и разнородни чакъли отъ конгломератенъ характеръ. Чакълитѣ сж предимно отъ пермотриаски кварцити, отъ кристалинни шисти и отъ отдѣлни силно извѣтрѣли гранитни валуни. Срѣщатъ се сжщо така отдѣлни голѣми блокове, по-голѣми отъ 1 м. отъ кристалинни шисти. D. Stur (1868, стр. 415) съобщава още „bituminöser Kohlenschiefer“ и „Nummuliten und operculinen führender Sandstein“. Тази серия е означена въ непубликуваната карта на L. Šerek като Миоценъ. V. Zoubek (1931, стр. 243) приема тази серия сжщо за Миоценъ. Въ околноститѣ на гр. Банска Бистрица A. Matějka (1931 д, стр. 235) отбелязва слоеве съ лигнитни вложки, които причислява къмъ Неогена, а J. Koutek (1931 б, стр. 256) пѣсчъничитѣ и лигнититѣ въ мѣстността „на Pískách“ (Staré Hory)—900 м. абс. в. приема за Миоценъ. Въ околноститѣ на с. Немци, наблюда-

вахме лично отложения, много подобни на тѣзи отъ Брѣзнянската котловина. Нито въ еднитѣ, обаче, нито въ другитѣ могатъ да се откриятъ отломки произхождащи отъ близкитѣ вулканични материали. Отъ всичко това може да се направи заключението, че тѣзи материали сж били отложени още преди вулканичната дейность и сж имали много по-голѣмо разпространение отколкото сега.

Отъ Брѣзнянската котловина, по посока къмъ гр. Банска Бистрица, по височинитѣ въ Лопейската котловина и по Банскобистрицката хълмиста земя могатъ да се наблюдаватъ разхвърляни валуни и балвани отъ червенавъ и виолетовъ кварцитъ, а при Банска Бистрица и отъ андезитъ, които лежатъ надъ най-високата Хронска тераса и иматъ флувиатилень произходъ. Тѣзи валуни, ако и да се отличаватъ отъ преди описаната серия, намѣста могатъ да се различатъ твърде мжчно. Напримѣръ, североизточно отъ Банска Бистрица, А. Matějka (1931 д, стр. 225) споменува последната серия твърде накратко. По-нататъкъ на лѣвия брѣгъ на Хронъ и въ околноститѣ на с. Слиячъ сж установени отъ А. Matějka и J. Koutek (1931 г, стр. 214) плиоценски глини и чакъли — 120—170 м. надъ рѣката. Чакълитѣ сж кварцитни или кварцови и могатъ да се проследятъ навсѣкжде по равнищата на Зволенската плоската земя (вж. А. Matějka—D. Andrusov, 1931, 13 В, тектонична карта). Нѣма съмнение въ това, че тѣзи чакъли сж сжщо флувиатилни и иматъ сжщия характеръ и старость като онѣзи, които описахме по-напредъ.

Поломското корито е изпълнено сжщо така съ кластични материали, съставени отъ кристалиникума на околнитѣ планини, въ които сж изсѣчени нѣколко една надъ друга кватернерни тераси. Този кластичень материалъ смѣтаме за сходень съ онзи отъ флувиатилната серия.

3. Морфоложки форми

а. Рѣчни тераси

Въ предварителната работа на J. Hromádka (1936) върху тераситѣ въ горното и срѣдното течение на р. Хронъ е описана една система отъ четири кватернерни тераси съ относителна височина 10, 20, 30 и 50 м. При нашитѣ изучвания имахме възможностьа да картираме отново всички Хронски тераси отъ Телгартъ до гр. Зволень. Още предварително можемъ да кажемъ, че установенитѣ отъ насъ тераси се сходятъ твърде много съ онѣзи описани отъ Hromádka. Единствената разлика се състои въ това, че установихме още една по-висока тераса, така че всички тераси споредъ тѣхната относителна височина можемъ да подредимъ както следва:

T _I	T _{II}	T _{III}	T _{IV}	T _V
90—100 м.	50—60	28—32	16—20	5—10

При подробното описание на тѣзи тераси точната относителна височина за всѣка тераса нѣма да бжде давана. Ще бжде означавано само съответното терасно стѣпало. Всички Хронски тераси чакъ до Банска Бистрица сж почти изключително развити по дѣсния брѣгъ на Хронъ и сж повече или по-малко покрити съ чакълъ.

При Телгартската гара, на лѣвия брѣгъ на Хронъ, е развита добре морфоложки T_{IV}, надъ която се намира малкъ остатъкъ отъ T_{III}. На противоположния брѣгъ се простира сжщо така T_{III}. Подъ станция Червена скала, по дѣсния брѣгъ на рѣката следва T_{IV}, къмъ която при с. Вълковна се прибавя T_V. Отъ с. Похорелска Маша и до с. Хелпа сж развити на дѣсния хронски брѣгъ намѣста доста изразително T_V, T_{IV}, T_{III} и T_{II}. Отъ село Хелпа и с. Поломка тераситѣ сж само на дѣсния хронски брѣгъ. Точно при с. Хелпа сж развити T_V, T_{IV} и T_{II} (696). Тази последната тераса, добре морфоложки развита продължава и въ западна посока (коти: 687, 665, 660). Подъ нея се явява остатъкъ отъ T_{III}, а непосредствено до с. Завадка много добре сж изразени T_V и T_{IV}. При Хамеръ T_V има голѣмо разширение и по двата хронски брѣга. Надъ нея на дѣсния брѣгъ се срѣщатъ малки останки отъ T_{IV}, T_{III} и T_{II}. При с. Поломка тераситѣ сж много добре изразени. Между потоцитѣ Рокитанка и Ждярска се явяватъ T_V, T_{IV}, T_{III} и T_{II}; подъ Ждярска още по-изразителни сж T_V, T_{IV}, T_{III} и T_{II}. При гарата на Бацухъ, на лѣвия брѣгъ се явяватъ T_V, T_{IV} и T_{III}, на дѣсния брѣгъ добре морфоложки развити се явяватъ T_V, T_{IV}, T_{III} (кота 602) и T_{II} (кота 626 и източно отъ нея).

Въ Бенушкия проломъ, северно отъ старата дѣскорѣзница, се явява T_I. При с. Бенушъ се срѣщатъ малки останки отъ T_V, T_{IV}, T_{III} и T_{II}. На лѣвия Хронски брѣгъ, между с. Побилово и с. Филипово се простира непрекъснато T_V, докато на дѣсния брѣгъ при с. Гаспарова сж развити T_{III} и T_{II}. Отъ голѣмия Бенушкия потокъ и до гр. Брѣзно, пакъ по дѣсния брѣгъ, надъ много стѣсненото рѣчище се явява T_I. При гр. Брѣзно, подъ тази тераса сж развити T_{II}, T_{IV} и T_V. На противоположния брѣгъ, при кота 583 е изрѣзана T_I.

По двата брѣга при с. Влашки се срѣщатъ малки останки отъ T_I, а при събирането на Черни Хронъ и Бистрица сж развити всички тераси. Описани сж отъ F. Vitásek (1915, стр. 451) като тераси на Бистра. Нѣма съмнѣние, обаче, че това сж Хронски тераси. Следъ това Хронъ тече нѣколко км. въ тѣсенъ проломъ.

Между Брѣзовския и Вайсковския потокъ лежатъ една надъ друга T_{III}, T_{II} и T_I. Между селата Лопей и Предайна следватъ добре морфоложки развити и петгѣхъ тераси, които се явяватъ отново и западно отъ с. Предайна чакъ къмъ с. Замости. За Лопейскитѣ тераси F. Vitásek предполага (1925, стр. 461 и сл.), че принадлежатъ къмъ Ясенския потокъ. Ние мис-

лимъ, обаче, че това сж чисто Хронски тераси. При селата Дубава и Немецка сж развити ТУ и ТIV, а при с. Св. Ондруй, на дѣсния брѣгъ, има ме отново развити всички тераси, отъ които само ТУ и ТIV продължаватъ къмъ с. Медзибродъ, а се явяватъ и на противоположната страна. При Любетовската спирка и с. Лучатинъ сж застѣпени ТУ, ТIV и ТI, а при Словенска Лупча сж развити тераси ТУ, ТIV и ТI. Подъ с. Шалкова, по посока къмъ Банска Бистрица, дѣсниятъ Хронски брѣгъ се съпровожда отъ непрекъснатата ТУ, а точно при Банска Бистрица сж развити всички петъ тераси.

Подобно нѣщо имаме и въ Зволенската котловина. Подъ с. Радванъ на дѣсния Хронски брѣгъ, е развита добре морфоложки ТУ, а при с. Бадинъ сж развити всички тераси, само че къмъ с. Хайникъ и с. Ковачова продължава само много типично ТУ. Между Бадинъ и с. Силница може да се проследи почти непрекъснатото ТI. На лѣвия брѣгъ на Хронъ, северно отъ Велка Лука имаме ТI (390,391), която се явява и при с. Сличъ. Непосрѣдствено при гр. Зволень е развита ТУ, а подъ нея и ТII (354).

б. Висока флувиатилна поврѣхнина по долината на р. Хронъ (Pfl)

Въ геолошко-тектонскитѣ отношения споменахме за съществуването на кварцитни валуни, разположени въ Хронската долина надъ тераситѣ. Този материалъ покрива обикновено по-малки или по-голѣми заравнености, срѣщащи се почти изключително по дѣсния брѣгъ чакъ до Банска Бистрица. Тѣзи заравнености се колебаятъ отъ 110—180 м. надъ рѣката. Ако наблюдаваме отъ тѣзи заравнености се добива впечатлението, че тѣ представятъ една обща поврѣхнина. Иначе, тѣ сж разкъсани отъ Хронскитѣ притоци, които идватъ отъ съседнитѣ планини. Създаденитѣ по този начинъ бразди сж дълбоки и иматъ особено стрѣмни склонове. Тѣй като тази поврѣхнина е създадена отъ флувиатилната дейность на Хронъ, азъ си позволявамъ да я наричамъ съ името: висока флувиатилна поврѣхнина. Нейното разпространение е твърде обширно.

Въ Лопейската котловина е запазена въ мѣстността наречена Сврѣкла (614), на изтокъ продължава презъ Хнусни потокъ на Долни и Горни Дилъ, а северно отъ Хорна и Долна Лехота достига по-голѣма надморска височина и се разширява покрай Вайсковия потокъ, гдето е резултатъ на самия потокъ. Заравненостъта Хорки, която лежи по на западъ, е нейнъ остатъкъ. Между Ясенски потокъ и Хронъ тя не може да се установи, съ изключение на нѣколко малки останки северно отъ с. Дубова. Южно отъ с. Дубова и с. Немецка, тази флувиатилна поврѣхнина е добре запазена, а отъ Немецка на западъ по дѣсния брѣгъ на Хронъ е отлично морфоложки развита. Между с. с. Радванъ и Ковачова надъ ТI може да се наблюдава добре тази флувиатилна поврѣхнина; сжщо така и източно отъ Зволенската котловина. Тази флувиатилна поврѣхнина съставлява изцѣло Зволенската зара-

вненост, гдето е по-скоро дѣло на Хронския притокъ Золна. Източно отъ Золна, чакъ къмъ Хрохотската долина, тази повърхнина е покрита отъ материали, между които се срѣщатъ андезитови и кварцитови валуни отъ различна голѣмина, произхождащи отъ близката околностъ. Въ долината на р. Любетова и то югоизточно отъ с. Любетова могатъ да се наблюдаватъ много типични, наклонени на северозападъ заравнености изсѣчени въ андезитовитѣ туфи и брекчи. Тѣзи заравнености сж безспорно дѣло на флувиатилната дейностъ на Любетовския потокъ и неговитѣ притоци, които сж дълбоко връзани въ тази заравненостъ. Всички морфоложки обстоятелства говорятъ, че тѣзи заравнености сж били създадени едновременно съ Хронската флувиатилна повърхнина.

Въ Брѣзнянската котловина, тази висока флувиатилна повърхнина не е добре запазена. Малки останки отъ нея могатъ да се наблюдаватъ северно отъ Хронъ надъ Т₁, а въ южнитѣ дѣлове на котловината, северно отъ Хайна Хора е запазена въ видъ на малки остатъци.

При Бенушския проломъ споменахме за сществуването на ридова земя. Нейниятъ заравненъ характеръ и относителна височина показватъ, че тя е възникнала вследствие флувиатилната дейностъ на Хронъ и е генетично тѣсно свързана съ вече описаната частъ на много типичната флувиатилна повърхнина. Въ Поломското корито, тази флувиатилна повърхнина е твърде малко запазена. По-добре е запазена между с. Похорела, с. Шумяцъ и с. Телгартъ, на дѣсния брѣгъ на Хронъ.

Освенъ заравнениятъ характеръ, флувиатилниятъ материалъ и относителната височина е необходимо още да се отбележи, че тази флувиатилна повърхнина се явява почти като непрекъснатото дѣло следваще увеса на рѣката. При Шумяцъ и Телгартъ е около 900 м., при Зволень около 420 м. абс. в.

Надъ Брѣзно липсватъ кварцитни валуни и балвани, което може да се обясни съ това, че такива материали липсватъ и въ съседната планинска земя. По Зволенската заравненостъ, тѣхното сществуване е лесно обяснимо като се знае, че Банскобистрицката хълмиста земя е съставена отъ Низкотатранската серия.

Тази висока флувиатилна повърхнина е служила като рѣчище на Хронъ, още преди възникването на рѣчнитѣ тераси и следователно е по-стара отъ тѣхъ. Грубостта на чакълния материалъ показва ясно за една много засилена ерозионна дейностъ въ ограднитѣ планини презъ времето когато Хронъ е текълъ по тази флувиатилна повърхнина. Нѣма съмнение, че засилената ерозионна дейностъ е могла да настѣпи само вследствие нѣкаква промѣна въ съседнитѣ антиклинориални области.

III. ПЛАНИНСКИ ЗЕМИ

Въ котловиннитѣ области трѣбваше да се разгледатъ всички по-млади отложения, необходими при установяване връзката между тѣхъ и съседнитѣ планини. Съ планинскитѣ земи, като единици съ добре проучена геоложка структура и строежъ, ще се занимаваме само съ огледъ на тѣхната морфо-

логия и то на първо мѣсто съ останкитѣ отъ денудационнитѣ повърхнини (нива), които днесъ свидетелствуватъ за тѣхното възникване и развитие.

Въ Източнитѣ Алпи сж установени отдавна вече нѣколко денудационни повърхнини (вж. Klebelsberg, 1922; E. Brückner, 1923; A. Winkler, 1929 и др.), а въ Полскитѣ Западни Карпати още L. Sawicki (1909 a)¹⁾, занимавайки се съ тѣзи въпроси, е установилъ две главни денудационни нива. Изучвания отъ този родъ за Централнитѣ Западни Карпати нѣма. При нашитѣ изучавания, които обхващатъ една сравнително голѣма областъ, можахме да установимъ нѣколко денудационни нива; преминаващи едно надъ друго презъ цѣлитѣ Централни Западни Карпати. Намѣста тѣзи нива сж добре запазени и могатъ да се наблюдаватъ непосредствено. На други мѣста тѣ сж запазени само въ видъ на малки остатѣци, които говорятъ за тѣхното нѣкогашно съществуване. Навсѣкжде, обаче, тѣ съчатъ подложнитѣ материали безъ огледъ на геоложкитѣ формации, презъ които минаватъ.

А. НИЗКИ ТАТРИ

Низкитѣ Татри, които се простиратъ отъ западъ къмъ изтокъ между долината на р. Ревуца и Вернарския проходъ и между долината на Хронъ и Липтовската котловина, заематъ едно доста обширно пространство. Съ огледъ на вътрешната си структура, тази планинска земя има много сложенъ геоложки и тектонски строежъ, а външниятъ ѝ обликъ днесъ е подъ знака на интензивната ерозионна дейность на многобройнитѣ малки и голѣми потоци и рѣки. Въ най-високитѣ гребенни части намираме следитѣ на кватернерното залеद्याване, изразени въ видъ на циркуси, които заематъ, преди всичко, изворнитѣ области на притоцитѣ на Ваахъ²⁾. Освенъ главното било сж запазени високи била и между отдѣлнитѣ долинки, които говорятъ за по-стара ерозионна и денудационна дейность. Намѣста така запазенитѣ била сж доста широки, заоблени или пѣкъ навълнени, намѣста иматъ характеръ на тѣсни гребени. Всички долини и долища въ Низкитѣ Татри, безъ огледъ на материала, въ който сж врѣзани, сж дълбоки и съ стръмни склонове, което говори за една млада ерозионна дейность. Въ източнитѣ дѣлове на Низкитѣ Татри всички денудационни нива сж относително най-добре запазени, затова ще започнемъ отъ тамъ:

Кралъвохолски дѣлъ на Низкитѣ Татри. Гледаме ли отъ връхъ Кози каменъ (1243) къмъ югъ, можемъ да различимъ източно отъ долината на Черни Ваахъ останки отъ

¹⁾ Не сж посочени подобни работи отъ другитѣ части на Карпатитѣ.

²⁾ Съ този въпросъ се е занимавалъ подробно F. Vitásek, затова насочваме четеца къмъ неговитѣ работи цитирани въ приложената литература.

три денудационни нива. На първо мѣсто имаме високата заравнена земя, отчасти набраздена и наклонена на северъ, на Уплазъ (1557), Предня хола (1548), Три Студнѣ (1508), Чертовица (1429) и др. Надъ нея се простира заравненото било на Кралъова Хола (1943, 1876, 1843), а подъ нея се отдѣлятъ по-низкитѣ заравнености (1113, 1150, 1152 и др.). Последното ниво е добре морфоложки развито и запазено сѣщо така и между Черни и Бѣли Ваахъ (1050 ± 40 м. абс. височина; вж. прил. карта), а се открива и на лѣвия брѣгъ на Черни Ваахъ, въ околноститѣ на с. Липтовска Тепличка. Надъ него следва отново по-високото ниво (коти: 1430 — Panská hola, 1403 и др.) съ хубави високопланински ливади. Още по на югъ следватъ останкитѣ отъ това ниво по главното било съ абсолютна височина около 1500 м., а малки останки отъ сѣщото ниво срѣщаме и източно отъ Кралъовохолското било. Наблюдаваме ли отъ северъ ясно личи какъ това ниво, макаръ и доста разрушено, се наклонява къмъ северъ.

Западно отъ седловината Приехибка (1190) и къмъ седловината Чертовица (1238) главното било на Низкитѣ Татри е съставено отъ заоблени върхове и припояващи се къмъ него била. Нѣкога си тѣ сж представлявали безпорно широка заравнена земя, която следствие ерозионната дейность е била нахжсана и отчасти унищожена. Височинитѣ се движатъ около 1450 ± 100 м. Отъ тѣхъ се вижда, че това ниво принадлежи къмъ срѣдното денудационно ниво. Въ долината на Хасковския потокъ се наблюдаватъ малки останки отъ по-низкото денудационно ниво (1000—1200 м.). Велка Вепеница (1692) и особено Велки Бокъ (1728), които сж типично заравнени, сж частично унищожени дѣлове отъ най-горното денудационно ниво.

Въ останалитѣ области между р. Боца и Черни Ваахъ мжно могатъ да се установятъ нѣкакви заравнености, поради чисто петрографски причини.

На южния склонъ на Кралъовохолски дѣлъ на Низкитѣ Татри могатъ да се наблюдаватъ само малки останки отъ най-долното денудационно ниво, а подъ вр. Кралъова хола и отъ срѣдното.

Прашивско-Дюмбирски дѣлъ на Низкитѣ Татри. Останки отъ денудационнитѣ нива, които по-горе описахме сж запазени въ този дѣлъ на Низкитѣ Татри въ видъ на малки била, които се явяватъ било заравнени, било пкъ твърде разкжсани, следствие кватернерното заледряване и нормалната ерозионна дейность.

Срѣдъ Прашивско-Дюмбирския дѣлъ се простира главното планинско било, изградено отъ гранитъ, извито малко на югъ и носещо най-високитѣ върхове. То представя единъ низъ отъ върхове и напрѣчни била, чиято височина се движи около 1850 ± 150 м.; заравнености почти липсватъ, унищожени въ източнитѣ части главно отъ развитието на циркуситѣ.

По южния склонъ на този дѣлъ срѣщаме останки отъ срѣдното денудационно ниво съ височина 1500 ± 100 м. Подъ това ниво следва по-низкото около 1100 ± 100 м.

Северно отъ главното било се простира земя, съставена предимно отъ варовити и доломитни материали, принадлежащи къмъ Субатранскитѣ навлаци. Петрографскиятъ характеръ на тѣзи материали, изобилието на планински потоци, както и засилената ерозионна дейность презъ Кватернера е причина щото днесъ тукъ да липсватъ типични заравнености. Въпрѣки това, обаче, и въ тази земя може да се забележи, че височината се движи около 1450 ± 150 м., следователно тя отговаря на височината на срѣдното денудационно ниво описано вече по-горе. Къмъ него принадлежатъ билото между р. Боца и Святоянската долина, това между Святоянската долина и Деменовка, между рѣка Деменовка и Лупчанка и между рѣка Лупчанка и р. Ревуца.

Нѣма съмнение, че нѣкога си тукъ е съществувавала денудационна поврѣхнина, която съ течение на времето е била унищожена вследствие ерозионната дейность на рѣкитѣ врѣзали се дълбоко въ нея. Като доказателство, може да се приведе следниятъ морфоложки фактъ установенъ отъ R. Kettner по време на неговитѣ геоложки изучавания (1927, стр. 18), именно: той е намѣрилъ по върховетѣ на Низкитѣ Татри — Сина и Полюдница на височина 1300—1400 м. абс. в. единични гранитни валуни произходящи отъ билнитѣ части.

Между Святоянската долина и Ревуца, можаме да установимъ по склоноветѣ на Низкитѣ Татри къмъ Липтовската котловина не голѣми остатѣци отъ по-долното денудационно ниво (1050 ± 120 м.) наклонени къмъ северъ. Останкитѣ отъ същото това ниво продължаватъ по-слабо изразени и къмъ изтокъ задъ Святоянската долина, чакъ къмъ вливането на Бѣли съ Черни Ваахъ, отъ гдето по-нататкъ то е много добре изразено. Останки отъ това ниво могатъ да се наблюдаватъ и по долинитѣ на р. Лупчанка и р. Боца навжтре въ планината.

Зволенско-Старохорски дѣлъ на Низкитѣ Татри. Между Хиadelското седло и Старохорския потокъ се простира относително по-низка земя, която въ своитѣ билни части е доста широка и намѣста типично заравнена. Височината ѝ е 1080 ± 150 м. Всички потоци, които протичатъ тукъ, сж силно и дълбоко врѣзани.

Северно отъ Донавали се намира високата земя Алпа Солиско (Zvolen—1402) между Коритницката долина и Ревуца, която е около 1300—1400 м. Наблюдаваме ли отъ Голѣма Фатра, ясно личи, че тази земя е обкрѣжена отъ по-низки била, които споредъ височината си, която се колебае между 1020 и 1094 м. могатъ да се причислятъ къмъ долното денудационно ниво.

Освенъ тѣзи денудационни нива, които вече описахме, може да се наблюдава по южния склонъ на Низкитѣ Татри още едно четвърто денудационно ниво. Най-главната особеностъ на това ниво е, че неговата височина се колебае на около 320 ± 80 м. надъ днешното легло на Хронъ. Него намираме широко развито северозападно отъ гр. Брѣзно, гдето все пакъ височиннитѣ стойности не сж много характерни, между Хронъ и р. Бистра, северозападно отъ р. Бистра, западно отъ Вайсковия потокъ, по-нататкъ източно и западно отъ Буковския потокъ и въ малки остатъци северно отъ Подконица.

* * *

Като общо заключение може да се каже следното:

Въ Низкитѣ Татри сж на лице четири денудационни нива (по-право останки отъ денудационни нива), които лежатъ едно надъ друго и които сж се развили безспорно следствие на известни вертикални промѣни въ положението на водната мрежа. Тѣзи промѣни въ положението на водната мрежа сж резултатъ на едрогънквитѣ подувания на Низкотатранския антиклиниумъ. Презъ време на единъ спокоенъ периодъ терена се е заравнявалъ, създавала се е денудационна поврѣхнина, докато презъ време на едно ново подуване е наставало отново засилване на ерозионната дейностъ и унищожаване на вече създадената денудационна поврѣхнина.

Най-горното денудационно ниво въ Низкитѣ Татри (N_I), чиято височина се движи около 1850 ± 150 м. е най-старо. Неговитѣ останки сж почти унищожени, като намѣста сж запазени само единични заоблени върхове или заравнени нешироки била. Затова въ този случай е по-добре да се говори за останки отъ най-стария Низкотатрански релефъ.

Срѣдното денудационно ниво (N_{II}), което се движи около 1450 ± 100 м. заема видимо най-широко разпространение, намѣста може много добре да се наблюдава и е по-възраст по-младо отъ N_I.

Долното денудационно ниво (N_{III}) се движи около 1080 ± 150 м. То е по-младо отъ N_{II}, намѣста е извънредно обширно запазено (напримѣръ въ Зволенско-Старохорския дѣлъ и между Черни и Бѣли Ваахъ). Въ нѣкои планински долини, останкитѣ отъ това ниво се вдаватъ навътре по тѣхъ, което показва, че то е по-младо отъ N_{II} и че днешнитѣ рѣки сж били вече по него време на сегашното си мѣсто.

Най-долното денудационно ниво (N_{IV}) се наклонява почти заедно съ рѣчището на Хронъ (приблизително 320 ± 80 м. надъ рѣката). Оттукъ следва заключението, че това ниво е създадено въ по-късно геоложко време, по-възраст е по-младо отъ N_{III} и очевидно е свързано съ непосредствения развой на долината.

Б. СЛОВАШКИ РУДНИ ПЛАНИНИ

Южно отъ Горнохронската долина се простира въ и. с. и.—з. ю. з. посока широката планинска земя на Словашкитѣ Рудни планини. Общо тѣ се раздѣлятъ на три дѣла: Вепорски Рудни планини, западно отъ линията Рохозна, Турманецъ и Римава, Гемерски Рудни планини, между тази линия и долината на р. Слана и Спишски Рудни планини източно отъ нея, като последниятъ дѣлъ лежи напълно извънъ изучаваната областъ.

Между Вепоръ, р. Хронъ и неговия притокъ Слатина се простира планинска земя, която орографски и морфоложки принадлежи напълно къмъ Словашкитѣ Рудни планини. Въ тази планинска земя могатъ да се различатъ нѣколко дѣла. На първо мѣсто имаме типично издигащиятъ се старъ вулканиченъ кратеръ Поляна (съ най-висока точка 1459 м.), изграденъ отъ младотерциерни вулканични материали. Северозападно отъ него, приблизително между гр. Банска Бистрица и с. Любетова е Банскобистрицката хълмиста земя, която се отличава не само съ своята надморска височина (около 600—700 м.), но и съ своите геоложки строежъ (Татридни и Гранидни елементи). Тя е твърде много разкъсана отъ ерозивната дейностъ на Хронскитѣ притоци. Южно отъ Банскобистрицката хълмиста земя, източно отъ Зволенската котловина и къмъ Поляна се простира Зволенската плоската земя. Южно отъ Поляна е така нареченото Детванско подгорие изградено предимно отъ андезити и вулканични агломерати.

Главната рѣчна система на Вепоръ, която принадлежи къмъ Хронъ, е тази на рѣка Черни Хронъ и неговиятъ притокъ Каменисти, които извираатъ почти единъ до другъ отъ планинския вѣзель Сихла.

Южно отъ Полоското корито, на северния край на Гемерскитѣ Рудни планини се намира интересната Муранска височина. Тя представлява откъсната навлакова плоча, изградена отъ триаски нагънати варовици, денудирана по сѣщия начинъ както и ограждащитѣ я земи. Муранската височина не може да се разглежда като нѣкоя структурна повърхнина, тъй като седиментитѣ, отъ която е изградена сж не само нагънати, но и не лежатъ вече на своето първоначално мѣсто. Освенъ това, тя е типична карстова-область съ многобройни карстови явления: кладенци, понори, слепи долини и стрѣмно, почти отвѣсно врѣзани долини.

Общо може да се каже, че частъта отъ Словашкитѣ Рудни планини, които попадатъ въ обсега на изучаваната областъ, сж сѣщо така набраздени отъ многобройни рѣки и потоци, имащи твърде младенчески видъ. Въ Вепоръ все пакъ сж запазени много повече, отколкото въ другитѣ планини, широки и заравнени била, явление което е било забелязано и отъ по-

старитѣ автори (V. Dĕdina, 1922, стр. 73; Fr. Machatschek, 1927, стр. 383; J. Hromádka, 1931 а, стр. 15 и сл.), безъ, обаче, тѣ да сж дали затова изобщо нѣкакво конкретно заключение.

Въ изследваната областъ на Словашкитѣ Рудни планини можахме да установимъ нѣколко денудационни повърхнини, които по своятъ брой се сходжатъ напълно съ Низкотатранскитѣ, сѣчатъ цѣлата планинска земя, като височинно се понижаватъ въ западна посока.

Югоизточно отъ станция Червена скала се простира заравнено било съ височини 1400 ± 80 м., което принадлежи къмъ денудационно ниво NII. Западно отъ него започва Муранската височина. Наблюдаваме ли я отъ изтокъ или отъ северъ въ височинно отношение, можемъ да отличимъ две много типични части: едната, по-ниска, заравнена, другата по-висока стояща надъ нея като „шапка“. Последната (коти: 1391, 1338) представя остатъкъ отъ денудационно ниво NII. По-низката се колебае въ височинно отношение между 1000 и 1200 м., понижавана се къмъ югоизтокъ и е разчленена отъ дълбоки долини. Тя спада къмъ денудационно ниво NIII.

Западно отъ Муранската височина можемъ да отличимъ останките на три денудационни повърхнини. Най-горе между рѣкитѣ Хроновець и Рохозна имаме останките отъ денудационното ниво NII (коти 1441 — Фабова холя, 1432, 1398, 1331, 1323). Подъ него северно и южно следватъ нешироки била, отдѣлени отъ дълбоки долини, чиято височина се движи между 1100 и 1200 м. Тѣ принадлежатъ къмъ по-низкото денудационно ниво NIII. Къмъ Хронъ се отдѣля твърде типично най-низкото денудационно ниво NIV. Това сж височинитѣ южно и източно отъ с. Полонка и малкитѣ останки край рѣка Хроновець и южно отъ с. Нова Маша (около 900 м.).

Въ Вепоръ най-добре е развито денудационно ниво NIII, което достига отъ 1000—1100 м., а подъ него и денудационното ниво NIV, което навлиза навътре въ долините и се снишава успоредно съ днешните долини джна. Въ околноститѣ на Сихла и северно и южно отъ нея, и на Каменистия потокъ, това трето ниво е запазено сжщо така много добре.

До така описаното ниво се вмѣква, както вече споменахме, денудационното ниво NIV и то главно въ долините на Черни Хронъ и неговитѣ притоци. Надморската му височина се колебае между 800 и 900 м. Къмъ него спада много заравненото гористо било, изградено отъ младовулканични материали, между Рохозна и Черни Хронъ, наречено Хайна-хора, а югозападно отъ Черни Хронъ къмъ това ниво спадатъ многобройни гористи едновисочинни била съ сжщата височина.

Денудационнитѣ нива продължаватъ и западно оттукъ. Много добре развито се явява отново ниво NIII, което достига 900—1000 м. абсолютна височина. Заравнености съ тази височина ограждатъ предимно Хрохотската долина. Между



N_{II}

Обр. 12. Източната част на Низките Татри. На преденъ планъ Тортонската денудационна повърхнина, въ дъното Високитѣ Татри (Die östlichen Teile der Niederen Tatra mit den Resten des Tortonischen Denudationsniveaus).



N_I

Обр. 13. Низки Татри. Останки отъ Тортонската денудационна повърхнина, северно отъ с. Поломка (Niedere Tatra. Reste des Tortonischen Denudationsniveaus nördlich vom Dorfe Polomka).



N_I

N_{II}

Обр. 14. Срѣдниятъ дѣлъ на Низките Татри съ останки отъ Тортонската денуд. повърхнина и Предтортонския релефъ (Die mittleren Teile der Niederen Tatra mit N_I und N_{II})

Снимки: Д-ръ Люб. Диневъ



Обр. 15: Голѣма Фатра. Тортонската денудационна поврѣхнинѧ — Крижна (Gross Fatra. Das Tortonische Niveau — bei Križna).



Обр. 16 Мала Фатра. Тортонската денудационна поврѣхнинѧ — Велка Лука. (Kleine Fatra. Das Tortonische Niveau — bei Velka Luka).



Обр. 17. Изгледъ на частъ отъ Словашкитѣ рудни планини съ Староплиоценската денудационна поврѣхнинѧ—около с. Сихла (Slovakisches Erzgebirge und das altpliozänische Denudationsniveau in der Umgebung von Sihla).
Снимки: Д-ръ Люб. Диневъ

Хрохотската долина и Хронъ това ниво се явява почти същщата височина.

Денудационното ниво NII срѣщаме отново на Поляна. Това е хубавата широка заравненост съ ливади Буковина I (1196). Надъ това ниво изпъква само кратерътъ Поляна (1361 — Предна поляна, коти: 1359, 1289, 1459 — Поляна, 1419 и др.), който заедно съ Вепоръ (1259, 1302) представятъ останки отъ релефа съществува въ преди образуването на ниво NII.

Денудационно ниво NIV въ западнитъ области на Словашкитъ Рудни планини обхваща по-широко пространство и е особено типично развитъ около Поляна. Може да го проследимъ северно отъ Слатина, въ Детванското подгорие, западно отъ потока Сноха, въ околноститъ на Хорния Риечки (878), западно отъ Нѣмецка (769, 677, 717 и др.) и северно отъ Хрохотската долина около 600 м. И тукъ ясно личи, че това ниво NIV, се снишава постепенно къмъ западъ и югъ, т. е. — съ долината на Слатина. Това ниво заема също така почти цѣлата Банскобистрицка хълмиста земя. По-добре е запазено въ югоизточнитъ части, гдето се движи около 650—750 м. На северъ и на западъ неговата височина се намалява, като се колебае около 600—700 м. и е почти унищожено отъ ерозионната дейностъ на Хронскитъ притоци. Може да се каже, следователно, че западната частъ на Банскобистрицката хълмиста земя представя по-скоро единъ ерозионенъ остатъкъ. Останкитъ отъ това ниво можемъ да проследимъ и нагоре покрай Хронъ, южно отъ рѣката, и то между Любетовския потокъ и Черни Хронъ. Височината на която е развито, се съгласува съ височината на същото ниво наблюдавана въ южнитъ склонове на Низкитъ Татри.

* * *

Общото заключение за денудационнитъ нива въ този дѣлъ на Словашкитъ Рудни планини е следното:

а) Денудационнитъ нива NII и NIII се постепенно снишаватъ къмъ западъ (разлика около 150 м.). То значи, че едрогънковитъ движения сж били по-интензивни на изтокъ, отколкото на западъ.

б) Денудационното ниво NIV е твърде добре застъпено, особено въ западнитъ области. Въмква се много типично по течението на рѣкитъ всрѣдъ по-горнитъ нива и се снишава въ зависимостъ съ днешното легло на Хронъ.

в) Всички нива сѣчатъ разни геоложки формации и то безъ огледъ на петрографския строежъ, т. е. тѣ сж денудационни.

г) Въ сравнение съ Низкотатранскитъ нива, нивата NII и NIII иматъ по-малка абсолютна височина, което показва, че издуването на Низкотатранския антиклиниорумъ е било по-интензивно. Тази разлика е забележима и орографски.

д) На отдавна изгасналия кратеръ Поляна могатъ да се установятъ почти всички денудационни нива. Освенъ това, надъ ниво NII, изкачатъ останки отъ кратеровия ржбъ. То значи, че изригнатитѣ лавни маси сж били изхвърлени, било кратко преди, било въ самото начало на създаването на това денудационно ниво.

В. ГОЛЪМА ФАТРА — КРЕМНИЦКА ПЛАНИНА

Голъма Фатра, като планинска земя, много наподобява на Низкитѣ Татри. Главното ѝ било, което се простира въ с. с. и. — ю. ю. з. посока, е малко измѣстено на изтокъ. Източната граница на планината съвпада съ долината на рѣка Ревуца и съ голѣмия следолигоценски Ревуцки разсѣдъ, установенъ отъ А. Matějka (1927, стр. 558; 1931 в, стр. 278).

Отъ вр. Плоска (1533) на северъ протича р. Любохнянка, притокъ на Ваахъ, която съ своята дълбока долина раздѣля Голъма Фатра на два почти успоредни дѣла, които свършватъ при пролома на Ваахъ между Ружомберокъ и Краљовани. Западната часть на Голъма Фатра се отводнява отъ дълбоко врѣзани долини къмъ Турчанската котловина. Между тѣзи долини се протакатъ не много дълги високи била, изградени отъ варовици и доломити, принадлежащи къмъ Субтатранскитѣ навлаци. Южно отъ вр. Крижна, къмъ долинитѣ на Старохорския потокъ и Харманецъ, орографскитѣ и геоложкитѣ отношения наподобяватъ западнитѣ дѣлове на Голъма Фатра.

Отъ хипсометричнитѣ отношения се вижда, че най-голѣмитѣ височини сж запазени по главното било. Къмъ западъ височината малко намалява, а непосредствено къмъ Турчанската котловина намѣста завършва съ извѣрдно стрѣмни склонове, което се дължи на варовития и доломитния строежъ.

Южно отъ потоцитѣ Бѣла вода и Харманецъ се причленяватъ къмъ Голъма Фатра, Кремницката планина, изучена отъ насъ само отчасти. Изградена е почти изключително отъ младотерциерни вулкански материали, отложени въ севернитѣ отдѣли на планината видимо надъ Татриднитѣ и Гранидни единици. Главното било преминува въ северно-южна посока, твърде е стѣснено, а планината е силно и дълбоко набраздена отъ многобройни малки потоци.

И въ дветѣ планински земи, Голъма Фатра и Кремницката планина, можакме да установимъ сжщитѣ денудационни нива, които бѣха вече отбелязани до сега. Тѣзи нива тукъ сж запазени почти изключително въ отдѣлнитѣ планински хребети, които намѣста сж почти напълно унищожени.

Най-високото денудационно ниво (NII) въ Голъма Фатра е запазено въ главното било. Въ западнитѣ части на Голъма Фатра, височинитѣ Тлѣста (1406) и Лисецъ (1384), сж останки отъ това ниво, а нѣколкото стѣснени хребета въ тази часть

на планината, чиято височина се колебае между 1250 и 1350 м. представят ерозионен остатък от същото ниво и стърчат надъ по-низкото.

По-низкото денудационно ниво, което отговаря на NIII е по-добре запазено и съ височина 1000—1200 м. преминава не само по Голъма Фатра, но и по Кремницката планина. Неговите останки могат да се проследят добре по двете страни на Любохнянка. Западно отъ вр. Клякъ това ниво е запазено въ едновисочни невисоки и нешироки била. По на юг, към него причисляваме варовито-доломитнитъ била между Бъланската и Нецпалската долина и между Нецпалската и Дедошовската долина. Между Блатницката долина и Бъла вода то е запазено главно въ разклоненото било наречено Rakytov.

Въ Кремницка планина същото ниво, доколкото сме установили, намъста е доста добре и типично развито. Южно отъ Бъла вода и Харманецъ обгръща отъ всички страни Flochova въ видъ на едновисочни хребети съ височина 1100 ± 50 м., които могат да се забележатъ и отдалечъ. Северозападно отъ гр. Кремница къмъ това ниво спадатъ високитъ заравнености: Dörenstein (990), Mondschein (962), Vordere (1039, 1062), Hintere (1174). Югоизточно отъ Кремница по картата могат да се отличатъ едновисочни хребети, които вѣроятно припадатъ къмъ NIII. (Kremnický štít: 1074, 1027, 1038; Horní Chom — 1013, 1041). Въ южнитъ части на Кремницката планина заравненоститъ на това ниво сж запазени въ отдѣлни била на около 1000 ± 50 м. абсолютна височина.

Флохова (1320, 1321 и др.), както и грѣбена означенъ съ коти 1227 — Suchá hora, 1226 — Zlatá Studňa, 1248 — Smerčnik и др. изградени отъ вулканични материали представятъ недоунищожени части отъ релефа съществувалъ преди създаването на ниво NIII (1000—1200 м.).

Подъ денудационното ниво NIII, могат да се забележатъ останкитъ на по-низкото ниво NIV.

Въ югоизточнитъ части на Кремницка планина, близу до Хронъ, това ниво има същиятъ характеръ, какъвто има навсѣкжде въ съседство съ Хронъ — следи наклона на рѣката. Това сж заравненоститъ запазени между отдѣлнитъ притоци на Хронъ следващи отъ северъ къмъ югъ: Prašnice (567), Pockapovec (582), Pohakovy (606), Hradok (560) и др.

Близу до Турчанската котловина това ниво NIV се колебае около 700—800 м., показва една постоянна височина и е запазено въ много малки размѣри.

* * *

Отъ горното описание следва заключението:

а) Голъма Фатра е изживѣла същиятъ морфоложки развой както Низкитъ Татри и Словашкитъ Рудни планини.

б) Въздействието на Голѣмофатранския антиклинориумъ се е проявявало и на югъ върху Кремницка планина.

в) Най-нашироко е било развито денудационното ниво NIII. Подъ въздействието на ерозията на многобройнитѣ потсци и рѣки, това ниво, както и останалитѣ сж доста унищожени. Тѣхното нѣкогашно непрекъснато съществувание днесъ може да се проследи само въ едновисочнитѣ била, които намѣста сж вече доста стѣснени, а намѣста иматъ все още добре запазени заравнености.

г) Вулканичнитѣ ерупции, които сж дали материалитѣ що изграждатъ Кремницката планина, сж станали безспорно преди създаването на денудационното ниво NIII.

д) Долината на рѣка Любохнянка е била създадена по време на образуването на ниво NIII, тъй като това ниво се вмѣква навжтре и по дветѣ ѝ страни.

Г. МАЛА ФАТРА — ЖЯРЪ

Мала Фатра, разположена въ североизточно — югозападна посока представя една висока преграда между Турчанската и Жилинско-Раецката котловина, които сж свързани само посредствомъ Стречнянския проломъ на Ваахъ. Мала Фатра е относително низка планина. Главното било минава по срѣдата ѝ, като отъ него се отклоняватъ въ страни отдѣлни по-малки напрѣчни била. Къмъ югозападъ Мала Фатра продължава въ планинската земя. Суха и Мала Магура, къмъ югъ задъ рѣка Врица, се простира билото на Студена (Načlava — 1017 м.), а още по-нататъкъ следва планинскиятъ прагъ Жяръ, който ограничава Турчанската котловина отъ югозападъ.

Тази планинска земя сме изучавали само частично, доколкото се намира въ връзка съ Турчанската котловина. И въ нея можахме да установимъ нѣколко денудационни нива, които отговарятъ на вече описанитѣ.

Излѣземъ ли на главното било на Минчолска Мала Фатра, насъ изненадватъ преди всичко обширнитѣ заравнености. Това сж: Minčol (1364), Křižava (1423), Velká lúka (1477), Veternie (1438) и др., които споредъ височината имъ можемъ да причислимъ къмъ ниво NII.

Подъ главното било можемъ да наблюдаваме по-низкото денудационно ниво, което го обгрѣща. По източния склонъ на Минчолска Мала Фатра, това ниво се по-трудно установява и се явява било въ отдѣлни била, било въ незначителни заравнености по тѣхъ. По останалитѣ склонове е доста добре видимо. Явява се въ видъ на едновисочни ридове, отдѣлени отъ дълбоки долини, съ височина между 1000 и 1200 м. (NIII).

Въ Криванска Мала Фатра и то въ нейнитѣ югозападни и западни части се редатъ напрѣчни едновисочни била около 1100 ± 50 м., които могатъ да се причислятъ къмъ (NIII) (вж.

морфоложката карта). Върху това обръщатъ внимание и F. Machatschek и M. Danzer (1924, стр. 54).

Надъ това ниво се простира главното било, което е разкжсано и се състои отъ отдълни върхове (Stoh — 1608, Biela Skala — 1478, Hromové — 1624, Hleb — 1644, 1449, Vel. Kriváň — 1711, Fat. Kriváň — 1669, Suchy — 1468, Magura — 1447 и др. Този гребенъ е остатъкъ отъ по-горното денудационно ниво NII.

Планината Жяръ представя почги цълостно било, много широко и заравнено, особено при Немцова. Височината му се колебае около 750—850 м. и може да се причисли къмъ денудационно ниво NIV. Къмъ сжщото ниво трѣбва да причислимъ и високата набраздена отъ многобройни потоци земя западно отъ с. Словенско Правно.

Северозападно отъ тази земя се простира въ североизточно-югоизпадна посока много стѣснениятъ гребенъ Nučlava, който по своята височина, вѣроятно представя остатъкъ отъ денудационното ниво NIII.

По източнитъ склонове на Минчолския дѣлъ на Мала Фатра можахме да установимъ малки останки отъ денудационно ниво NIV. Това сж части отъ известнитъ ребра, за които говори и F. Vitásek (1932, стр. 16), именно отъ югъ къмъ северъ: Vlče Pivnica (826), Žleby — 722, 738, Dubové diely (736) и западно отъ Врутки: Nore ihličky (755), 769 и 719.

* * *

Въ заключение може да се каже:

а) Въ Мала Фатра се явяватъ развити всички денудационни нива, установени и въ насрещната Голѣма Фатра и особено въ нейнитъ части обрънати къмъ Турчанската котловина. Сиречъ, Малофатранскиятъ и Голѣмофатранскиятъ антиклинориуми сж преминали единъ и сжщи морфоложки развой.

б) Изглежда, че по-голѣмо издигане, Малофатранскиятъ антиклинориумъ е претърпѣлъ въ Криванския дѣлъ на Мала Фатра.

в) Напрѣчниятъ антиклинориаленъ прагъ Жяръ се е създадалъ по-късно, приблизително, между развитието на денудационнитъ нива NIII и NIV. Съ това е завършила окончателно своята индивидуализация и Турчанската котловина.

д. ВИСОКИ ТАТРИ — ХОЧСКО-ПРОСЕЧНЯНСКА ПЛАНИНСКА ЗЕМЯ

Тѣзи планински дѣлове сж изучвани най-малко отъ насъ и то дотолкова, доколкото се явяватъ като северна ограда на Липтовската котловина.

Високитъ Татри иматъ антиклинориаленъ характеръ. Отличаватъ се съ голѣмата си надморска височина (между 2400 и 2600 м.), която се проявява въ типично развити едновисочни върхове (Gipfelflur) (J. Kunský—D. Andrusov, 1933 и 1934; J.

Kunský, 1933), събрани въ отдълни силно заострени гребени, изградени най-вече отъ гранитъ. Тъзи гребени сж или главни или пъкъ странични, отдълящи по-малки или по-голми долини. Долинитъ, въ своитъ по-горни части, сж преработени отъ квартернернитъ ледници (увидна форма), а по-долу тѣ иматъ твърде младенчески характеръ (вевидна форма), особено това се вижда при тѣхното излизане отъ планинитъ (Яловецки потокъ, Смерчянка, Рачкова и др.).¹⁾

Хочско-Просечнянската планинска земя е относително низка земя, изградена изключително отъ варовититъ и доломитни серии на Субтатранскитъ навлаци и отъ Еоценъ. Въ източнитъ ѝ части, т. е. близу до Липтовската котловина, типично морфоложки сж проявени напрѣчнитъ долини, които иматъ карстовъ характеръ. Тъзи напрѣчни долини, започватъ обикновено северно отъ главното било, отъ мѣста изградени съ меки флишки материали (вж. J. Koutek, 1935 и карта). Въмѣсто да се насочватъ на северозападъ къмъ Орава, обръщатъ се къмъ югъ и съ доста дълбоки проломи се отпращатъ къмъ Липтовската котловина и къмъ Ваахъ.

Високитъ Татри представятъ, казахме, антиклинориумъ (D. Andrusov, 1932 в, стр. 120; J. Kunský, 1933, стр. 109; R. Kettner 1931 а, стр. 61), който е доста широкъ (Aufwölbung) и много силно издигнатъ. Този антиклинориумъ продължава безспорно и въ Хочско-Просечнянската планинска земя (А. Matějka, 1935, стр. 62), гдето, обаче, неговитъ размѣри не само въ ширина, но и въ височина се видимо намаляватъ.

На южния склонъ на Липтовскитъ Татри не сме установили никакви нива. Склонътъ, до колкото не е раздѣленъ отъ отдѣлнитъ долини, представя почти заравнена стена, обикновено наклонена 20° — 22° къмъ Липтовската котловина и която се постепенно издига и преминава въ гребеннитъ области. Само въ най-западнитъ дѣлове сме установили заравненостъ, която по своята височина можемъ да сравняваме съ Nj. Заравненостъта се колебае около 1500—1600 м. (Fr. Machatschek и M. Danzer (1924, стр. 55 и сл.) пишатъ сжщо за подобенъ случай въ източнитъ части на Високитъ Татри), надъ която стърчатъ нѣколко твърдици. По останалитъ части на южния склонъ, това денудационно ниво е било унищожено, вѣроятно, при по-къснитъ интрузивни издигания на Високотатранския антиклинориумъ. Склонътъ е билъ, следователно, много силно изтегленъ.

Съ огледъ на височинитъ, които имаме въ билнитъ части на Високитъ Татри, предполагаме, че тѣ сж останки отъ най-стария релефъ Nj, описанъ вече въ Низкитъ Татри. По-интензивното подуване на Високотатранския антиклинориумъ е имало

¹⁾ Вижъ по-подробно за това въ работитъ на R. Lucerna, J. Paritsch, E. Romer, B. Halicki, J. Szaflarski.

за резултатъ, че въ Високитъ Татри е могло да настъпи презъ времето на Кватернера по-обширно и по-интензивно заледряване, което се е повторило съ положителностъ два пжти (F. Vitásek, 1934), а може би и три и четири пжти (вж. В. Halicki, 1930; E. Romer, 1929 и 1930), докато въ Низкитъ Татри, следствие на по-слабото издигане на Низкотатранския антиклинориумъ, е настъпило само едно заледряване — Вюрмско (F. Vitásek, 1934, стр. 24).

Въ Хочско-Просечнянската планинска земя сж развити, като резултатъ на особения петрографски строежъ и на помалката височина, само ерозионни форми. Това сж единично стърчащи върхове и върхови групи съ различна надморска височина. (Prosečno—1313, Lomno—1278, Paterova—1209, Velký Choč—1613, Kečka—1140, Ostré—1068, Šíp—1169). Да търсимъ тукъ нѣкакво ниво е невъзможно.

Потоцитъ Комятна и Ликавка, както и всички потоци, които въ източнитъ части на Хочско-Просечнянската планинска земя извираатъ северно отъ главното било, трѣбва да си обясняваме, като развили се следствие на назадна ерозия.

IV. ОБЩИ ИЗВОДИ И ЗАКЛЮЧЕНИЯ

1. Методъ

Най-главната задача въ първитъ глави на тази работа бѣше, да се изложатъ всички морфоложки и геоложки факти установени при нашитъ изучвания въ Централнитъ Западни Карпати. Следъ като тази задача е привършена, не остава нищо друго, освенъ, да се обобщятъ тѣзи наблюдавани факти, да се поставятъ въ една генетична зависимостъ и да се даде едно правилно освѣтление на морфоложкия развой на изучаваната област. Само по този начинъ ще стане ясно, по какъвъ начинъ сж се създали и индивидуализували днешнитъ орографски единици.

Въ развоя на Централнитъ Западни Карпати могатъ да се различатъ два главни периода. Презъ първия — предпалеогенниятъ периодъ се е създалъ сложниятъ навлаковъ строежъ, който е довелъ до една значителна консолидация на терена. Следъ тази консолидация е настъпила палеогенната трансгресия, следъ която орогеннитъ движения сж се измѣстили въ външнитъ области на Карпатитъ. Вътрешнитъ области, въ началото, сж били засегнати само отъ незначителни нагъвания, а по-късно, тектонскитъ движения, които сж се проявили въ тѣхъ, сж имали синорогененъ характеръ; създали сж се едри гънки — антиклинориуми и синклинориуми. Едрогънковитъ движения съставляватъ вториятъ главенъ периодъ въ развоя на Централнитъ Западни Карпати, презъ време на който сж били индивидуализувани днешнитъ планини и котловини.

Точно заради това, този втори периодъ е отъ сжщественно значение за морфолога, защото именно презъ време на него сж се създали и доразвили всичкитъ едри форми на днешния релефъ.

Всѣка орогенеза въ външнитъ области на Централнитъ Западни Карпати, е предизвиквала въ нейнитъ вътрешни области синорогенни движения. При тѣзи синорогенни движения наставало издуване въ антиклинориалнитъ области: въ синклинориалнитъ— е настѣпвало понижние. Докато е траяла нѣкоя синорогенеза въ позитивнитъ области (въ антиклинориумитъ) е сжществувалъ ерозионенъ периодъ. Между две синорогенези, напротивъ, е наставало успокояване, което е способствувало за създаването на денудационна поврхнина. Оттукъ и заключението, че въ Централнитъ Западни Карпати и по-специално въ антиклинориумитъ, въ планинскитъ земи, сж могли да се създадатъ толкова денудационни нива едно надъ друго, колкото момента на спокойствие сж сжществували между отдѣлнитъ синорогенни периоди. Обратно, отъ броя на денудационнитъ нива, може да се предполага колко синорогенези сж станали. То значи, че между синорогенезитъ и денудационнитъ нива сжществува опредѣлена каузална зависимость.

Въ низкитъ земи на Централнитъ Западни Карпати липсватъ почти всички по-млади серии на Неогена, липсватъ значи корелатитъ на денудационнитъ поврхнини, по които би могла да се опредѣли тѣхната възраст. Липсата на тѣзи по-млади серии на Неогена, дълбоко врѣзанитъ долини и не до тамъ добре запазенитъ денудационни нива, подсказва ясно, че Централнитъ Западни Карпати отъ момента на създаването на анти и синклинориумитъ сж били подложени само на възходящи движения. При това, всичкитъ материалъ, който е билъ отнасянъ, е билъ пренасянъ въ по-голѣмитъ басейни, разположени около Карпатитъ. Искаме ли, следователно, да търсимъ корелативни отложения, трѣбва да ги търсимъ въ тѣзи басейни, гдето сж развити всички неогенни серии. Използуването имъ, обаче, за жалость се затруднява до голѣма степенъ отъ обстоятелството, че нѣмаме още една окончателна подѣлба на този Неогенъ и че тѣзи корелативни отложения сж доста отдалечени отъ изучаваната област. Всичко това ни дава пълното основание да приложимъ при нашитъ заключения единъ чисто морфоложки методъ, подкрепянъ намѣста и съ геоложкитъ данни, които се намиратъ на лице.

2. Денудационни нива (поврхнини) и други морфоложки форми ¹⁾

Описанитъ въ първитъ глави денудационни нива и други морфоложки форми можемъ да систематизираме както следва:

¹⁾ Вж. приложенитъ морфоложки карти.

а) Въ Низкитъ Татри денудационното ниво N_I се движи около 1850 ± 150 м. абсолютна височина. По-точно то представя остатъкъ отъ най-стария Низкотатрански релефъ. Въ Високитъ Татри тѣзи останки иматъ винаги надъ 2000 м.в. и образуватъ едно върхово равнище. И въ двата случая срѣщаме останкитъ на кватернерното заледеяване.

б) Подъ това ниво следва денудационно ниво N_{II}. Най-добре е развито и запазено въ Низкитъ Татри, гдето се движи около 1450 ± 150 м. абсолютна височина; изглежда, че се понижава къмъ северъ. Въ Словашкитъ Рудни планини това ниво е запазено само на отдѣлни мѣста, които стърчатъ надъ помладото ниво. Въ източнитъ отдѣли то се движи около 1400 м. абсолютна височина, къмъ западъ се снишава и достига 1150—1200 м. абсолютна височина. Въ Голѣма Фатра N_{II} достига 1520 ± 70 м. абсолютна височина. Най-добре е запазено въ билнитъ части на планината. Снишава се къмъ северъ. Въ Мала Фатра и то въ Минчолския дѣлъ, се движи около 1400 м.; въ Криванския дѣлъ главниятъ гребенъ представя остатъкъ отъ това ниво. Изглежда, че въ този последенъ дѣлъ е настъпило по-интензивно издигане. За неговата по-голѣма разчлененостъ е имало безспорно влияние кватернерното заледеяване. Въ Липтовскитъ Татри само на едно мѣсто може да се наблюдава това ниво на 1500—1600 м. абсолютна височина.

в) Още по-низко следва денудационното ниво N_{III}. То е добре запазено въ Вепоръ (Словашкитъ Рудни планини), срѣща се въ нѣкои части на Низкитъ Татри, после въ Голѣма и Мала Фатра и въ Кремницка планина. Височината му се движи отъ 1000 до 1200 м. Въ Словашкитъ Рудни планини се понижава къмъ западъ.

г) Най-низкото денудационно ниво не е навсѣкжде развито. Около Липтовската котловина напълно липсва. Доста добре е развито въ ограднитъ планини на Турчанската котловина, гдето достига 750—850 м. абсолютна височина. Най-добре можемъ да проследимъ това денудационно ниво въ порѣчието на рѣка Хронъ, особено въ планината Вепоръ. За него тукъ е характерно това, че се движи приблизително 320 ± 80 м. надъ рѣчния токъ, т. е. видимо се снишава съ долината.

д) Долината на рѣка Хронъ и нѣкои нейни притоци се придружаватъ отъ почти непрекъснатата флувиатилна повърхнина, която лежи 110—180 м. надъ алувиалното ниво. Въ Турчанската котловина е развито едно ниво, което лежи около 150—160 м. относителна височина, но достига намѣста и до 220 м. относителна височина.

е) Покрай двата голѣми Дунавски притоци Ваахъ (и неговитъ притоци Орава и Турецъ) и Хронъ сж развити петъ рѣчни тераси. Въ Липтовската котловина може да се проследи и една шеста тераса съ 160—170 м. относителна височина (Тпк).

ж) Най-после на много мѣста около Ваахъ и Хронъ е развито едно доста пространно рецентно равнище.

3. Морфогенезисъ

Въ главата, въ която се разглежда Турчанската котловина, въз основа на геоложкитѣ факти, изказахме предположението, че едрогънковитѣ движения, които сж предиспонирали сегашната Турчанска котловина и нейнитѣ оградни планини сж започнали между Хелвата и Тортона¹). Сега къмъ казаното тамъ, може да се добави още, че тѣзи синорогени едрогънкови движения сж въ връзка съ Младощирската орогенеза на Stille, което се съгласува напълно съ досега наблюдаванитѣ факти:

а) Тортонаътъ въ вътрешно-алпийскитѣ котловини лежи трансгресивно, понѣкога и дискордантно върху Хелвета (вж. D. Andrusov, 1932, 1937 в). Сжщото нѣщо е било установено и въ Южно Словашко (Т. Buday, 1937).

б) D. Andrusov въ своята работа „Kritika rozdělení neogénu Dolnomoravského úvalu“, отбелязва следното: „... Od této doby (rozhraní helvetu u tortonu) máme první známky existence velesynklinálního pruhu dolnomoravského“²).

Следъ Младощирската синорогенеза е настъпилъ спокоенъ периодъ, презъ време на който е могла да се създаде денудационна повърхнина. Останки отъ нея е установеното отъ насъ ниво NII. Това денудационно ниво NII можемъ да проследимъ въ всички антиклинориуми, което показва, че въ Централнитѣ Западни Карпати почти всички едри гънки произхождатъ отъ времето между Хелвета и Тортона.

Въ Низкитѣ и въ Високитѣ Татри отбелязахме, обаче, и останки отъ най-стария релефъ (NI). Тѣзи останки безспорно сж предтортонски, което показва, че началото на най-първитѣ едрогънкови движения въ областта на Западнитѣ Карпати, бихме могли да търсимъ още преди Тортона, възможно като резултатъ на Старощирската орогенеза.

Следващата синорогенеза е станала, вѣроятно, между Долния Сарматъ и пластоветѣ съ Congeria. Споредъ класификацията на Stille, следователно, следствие на Атийската фаза. Въ връзка съ проявяването или не на Атийската фаза въ Западнитѣ Карпати се задава въпросътъ: дали между пластоветѣ съ Cerithium (Доленъ Сарматъ) и пластоветѣ съ Congeria въ Панонския и Виенския басейнъ сжществува намѣста постепененъ преходъ или този преходъ е прекъснатъ, т. е.

¹) Отъ това време (границата между Хелвета и Тортона) имаме първитѣ белези за сжществуването на Долноморавския синклинориумъ.

²) Вж. по-подробно на стр. 32 и сл.

дали е съществувалъ по това време ерозионенъ периодъ. Споредъ Е. Jekelius (1935) този въпросъ не е още окончателно разрешенъ. За насъ, обаче, въ връзка съ това се явява много важна една забележка на D. Andrusov, която цитираме дословно: „... při okrajích pánve jsou congeriové vrstvy transgresivní“ (1932)¹). Това говори, че въ вътрешнитъ части на Западнитъ Карпати възходящи движения между Сармата и Стария Плиоценъ сж съществували съ положителностъ.

Атийската синорогенеза е предизвикала въ Централнитъ Западни Карпати едно огъване на денудационната повърхнина — ниво NII, което огъване е очертало днешнитъ голъми негативни форми: Горнохронското поръчие, Турчанската котловина и Липтовската котловина²). Въ Източнитъ части на Низкитъ Татри ясно личи какъ това ниво е наклонено видимо къмъ северъ,

Следъ Атийската синорогенеза, следствие настъпилото успокояване презъ Стария плиоценъ, се е развила следующата денудационна повърхнина — ниво NIII, която намираме особено добре развита въ Централнитъ Западни Карпати. По-голъмтата частъ отъ низкотатранскитъ ръки презъ това време сж били вече създадени, но все още днешната ръчна система на Ваахъ не е съществувала. За сега не може да се каже съ положителностъ къде собствено сж се насочвали тогавашнитъ ръки.

Развитието на ниво NIII е било прекъснато отъ новата синорогенеза проявила се по време на Роданската орогенна фаза на Stille, т. е. между Стария и Младия Плиоценъ; вѣроятно следъ отлагането въ Панонския басейнъ на пластоветъ съ Paludina.

Ниво NIII, както въ Липтовската котловина, така и по посока на другитъ синклиниоруми — Турчански и Горнохронски, следствие на това, е претърпѣло едно огъване. Между Високитъ и Низкитъ Татри, при станция Щърба се е създадалъ единъ напрѣченъ прагъ, който е обърналъ известни водни токове къмъ западъ и е предиспонираалъ днешния вододѣлъ между Дунавъ и Висла.

Огъването на денудационната повърхнина (ниво NIII) въ Липтовската котловина се е извършило безспорно едностранно. Окръж Високитъ Татри и Хочско-Просечнянската планинска земя, поради силното изтегляне къмъ планинскитъ земи при огъването се е дошло до скъсване и се е създадалъ вече от-

¹) „... въ краищата на котловината (отнася се до Долноморавската низина) пластоветъ съ Congeria сж transgresivní“.

²) Вж. въ връзка съ това работитъ на D. Jaganoff, които се отнасятъ за аналогични случаи въ други части на Алпийския орогенъ (1935 б, 1940 б) и за Новотаргската котловина въ Полскитъ Западни Карпати (1935 а).

белязания типиченъ разсѣдъ въ северния окрай на Липтовската котловина.

Липтовскиятъ синклиориумъ, въ своето продължение къмъ западъ се е кръстосвалъ съ Голѣмофатранския и Високотатранския антиклиориуми. На това мѣсто се е дошло до едно тектонично разхлабване, което е било използвано отъ Ваахъ при развитието на днешния antecedентенъ проломъ между Липтовската и Турчанската котловина¹⁾.

Следъ Роданската синорогенеза, въ Централнитѣ Западни Карпати, е могла да се създаде нова денудационна повърхнина — ниво Niv. Това ниво, видѣхме, следи водния токъ на Хронъ и неговитѣ притоци, което показва, че сегашната рѣчна мрежа на тази рѣка въ това време е била вече оформена. Развиващата се денудационна повърхнина отъ крайнитѣ на Карпатскитѣ земи е навлиerala навжтре по тази голѣма рѣчна долина.

Въ планината Жяръ е развито само ниво Niv, което показва, че тя като напрѣченъ антиклиориумъ е била създадена едва презъ време на Роданската синорогенеза. Тогава е настъпила и окончателната индивидуализация на Турчанската котловина.

Въ Липтовската котловина и ограднитѣ ѝ планини ниво Niv не е могло да се развие. Презъ Младия Плиоценъ въ тази котловина се е започнала нормална ерозионна и седиментационна дейность, отъ което време произхождатъ една часть отъ равнищата съ описанитѣ високолежащи чакъли (повисокитѣ). Къмъ края на Младия Плиоценъ, въ Липтовската котловина, се е развила и една предкватернерна тераса Тпк²⁾, на която съответствуватъ въ Турчанската котловина описанитѣ надтерасни равнища.

Отъ всичко дотукъ казано е ясно, че презъ Младия Плиоценъ, Централнитѣ Западни Карпати сж били вече орографски почти оформени. Главната рѣчна мрежа е била създадена, създадени сж били и проломитѣ на Ваахъ и Орава

Къмъ края на Плиоцена е започнала да се проявява Влашката синорогенеза (между Плиоцена и Кватернера). Въ връзка съ това е настъпило ново раздвижване въ антиклиориумитѣ, изразено въ възходящи движения, които сж предизвикали засилване на ерозионната дейность въ планинитѣ. Следствие на това, въ синклиориумитѣ, които сж били отново

¹⁾ По сщия начинъ може да се обясни създаването на пролома на рѣка Орава, като резултатъ отъ кръстосването на Турчанския синклиориумъ съ сложносвързанитѣ Малофатрански и Високотатрански антиклиориуми.

²⁾ На тази тераса съответствуватъ и нѣкои отъ по-низкитѣ равнища покрити съ високолежащи чакъли съ относителна височина 160—170 м.

огънати, е било навлѣчено едно голѣмо количество чакълень материалъ. Особено силно, възходящитѣ движения сж се проявили въ Високитѣ и Низкитѣ Татри и въ Мала Фатра. Отъ дветѣ страни на Хронъ и на притока му Золна, по това време, се е създадала обширна флувиатилна поврѣхнина, покрита, както видѣхме въ съответната глава, съ изобилни и едри кварцитни чакъли. Въ Липговската котловина огромно количество подобенъ чакълень материалъ е билъ навлеченъ въ източнитѣ отдѣли на котловината, гдето е билъ по-късно припокритъ отчасти, близу до Високитѣ Татри, съ глациални и флувиоглациални наноси. По сжщото това време, въ перифериата на Турчанската котловина и по склоноветѣ на Мала Фатра, сж се създали голѣми наносни кжжели. Отъ гореказаното се вижда, че нѣма никакво основание да се мисли, какво въ тази котловина и въ долината на Хронъ, респективно въ Зволенската котловина, е имала влияние нѣкаква си абразия, както това си представя J. Hromádka (1931 a)¹⁾.

Следъ Влашката синорогенеза, т. е. вече въ времето на Кватернера, въ Централнитѣ Западни Карпати сж могли да се създадатъ, следствие на епирогенни издигания, повторили се петъ пжти, петъ рѣчни тераси една надъ друга. Тѣзи рѣчни тераси по своя брой и по своята относителна височина се сжходжатъ напълно съ Срѣдиземноморскитѣ тераси, отбелязани най-напредъ отъ Ch. Deréret и M. de Lamothe, а по-късно потвърдени и отъ други автори, изучавали различни дѣлове на Срѣдиземноморието²⁾. До сега, обикновено, тераситѣ въ Централнитѣ Западни Карпати сж били свързвани само съ кватернернитѣ залежавания, а не и съ общото епирогенно издигане въ Срѣдиземноморието. Това е причината, загдето и въпросътъ за възрастта на тѣзи Карпатски тераси до сега не е получилъ едно задоволително обяснение. Въ това отношение настоящата работа се явява като първи приносъ.

* * *

Изложенитѣ вече по-горе резултати отъ нашитѣ изучвания въ тѣзи така интересни отъ морфоложка гледна точка земи на Западнитѣ Карпати, можемъ да предадемъ въ по-сбита и по-нагледна форма съ следната схема:

¹⁾ Въ връзка съ нашитѣ изучвания изниква и въпросътъ изобщо за образионнитѣ тераси въ крайнитѣ части на Панонския и Виенския басейнъ и на Долноморавската низина, по които е тѣй много писано и толкова много дискутирано. За да се дойде до едно правилно обяснение на тѣзи образионни тераси, за нѣкои отъ които нѣма убедителни доказателства, смѣтаме, че трѣбва да се излѣзе отъ наблюдаванитѣ денудационни поврѣхнини и рѣчни тераси въ вжтрешнитѣ части на Карпатскитѣ земи.

²⁾ Насочваме особено къмъ работитѣ на следнитѣ автори, които се отнасятъ до земи близки съ изучаваната отъ насъ: J. Cvijić (1908), Б. Л. Личковъ (1032), D. Jaganoff (1935 б, 1940 а).

Рецентно ниво	рѣка Ваахъ	рѣка Хронъ
Tv — Ницка тераса	5—10 м.	5—10 м.
Tiv — Монастирска тераса (Вюрмъ)	16—23 м.	16—20 м.
TIII — Тиренска тераса (Рисъ)	38—45 м.	28—32 м.
TII — Милацка тераса (Минделъ)	65—75 м.	50—60 м.
TI — Сицилийска тераса (Гюнцъ)	100—120 м.	90—100 м.

Влашка синорогенеза (създаватъ се: високата флувиатилна повърхнина въ Хронската долина — Pfl; едритѣ кварцитни чакъли въ Липтовската котловина; наноснитѣ кжжели въ южнитѣ склонове на Мала Фатра).

Къмъ края на Младия Плиоценъ се създава и предкватернерната тераса T_{пк} (160—170 м.) въ Липтовската котловина и надтерасното ниво въ Турчанската котловина.

Развитие на Младоплиоценската денудационна повърхнина (Niv).

Роданска синорогенеза.

Развитие на Староплиоценската денудационна повърхнина (NIII).

Атйиска синорогенеза.

Развитие на Тортонската (въроятно и Долно-Сарматска) денудационна повърхнина (NII).

Младощирска синорогенеза.

Останки отъ Предтортонския релефъ (NI).

* * *

Централнитѣ Западни Карпати, по своето положение, което заематъ въ северния клонъ на Алпийския орогенъ, наподобяватъ извънредно много земитѣ отъ Сръдна България. Това сходство е още по-голъмо, като се вземе подъ внимание морфотектонското развитие на тѣзи земи и като резултатъ отъ него създаването и индивидуализирането на отдѣлнитѣ планини и котловини. И въ двата случая не първичнитѣ тектонски движения, а едрогънквата тектоника е предиспонирала голѣмитѣ позитивни и негативни форми. Благодарение на нѣколкократно подновяване на движенията въ едни и сщи едри гънки и въ двата случая сж се създали условия за развитие на нѣколко денудационни повърхнини, чиято възраст не отива по-далечъ отъ Миоцена. Като земи включени въ Алпийския орогенъ и въ обсъга на Сръдиземноморскитѣ земи епирогеннитѣ издигания презъ Кватернера сж обусловили създаването на тераси покрай рѣкитѣ, чиято относителна височина се напълно схожда.

Като правимъ, по такъвъ начинъ, съ настоящата работа единъ приносъ къмъ морфологията на Карпатитѣ, ние същевременно допринасяме и за по-правилното разбиране на геоморфоложкитѣ отношения въ България.

MORPHOLOGIE DER ZENTRALEN WESTKARPATEN.

(Zusammenfassung).

Meine wissenschaftlichen Reisen in die Westkarpaten, während der Sommerferien im Jahre 1936 und 1937, gaben mir die Möglichkeit spezielle morphologische Untersuchungen in ihren zentralen Teilen zu unternehmen. Die bearbeiteten Ergebnisse dieser Untersuchungen benutze ich als Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der hohen naturwissenschaftlichen Fakultät der Karls-Universität in Prag. Die Arbeit wurde aber, wegen der kurz darauf eingetretenen politischen Ereignisse, leider nicht gedruckt. Erst jetzt teilweise bearbeitet und teilweise verkürzt erscheint sie auf bulgarisch.

Das untersuchte Gebiet, eines der interessantesten der Westkarpaten, umfasst das Oberwaagtal und die intramontanen Lip-tauer- und Turocer-Becken, sowie das Obergrantal und die sich in deren Umgebung erstreckenden Gebirge: Hohe Tatra, Niedere Tatra, Grosse Fatra, Kleine Fatra, Žiar, Kremnicagebirge und die Slowakischen Erzgebirge.

Die morphologischen Hauptprobleme, die in dieser Arbeit behandelt worden sind, umfassen einige Fragen, die bis jetzt noch nicht im Bereiche der Zentralen Westkarpaten untersucht worden sind, nämlich: a) Festsetzung der Denudationsniveaus und der Flussterrassen und Bestimmung ihrer Alter, b) Verfolgung der morphologischen Entwicklung der orographischen Einheiten und des Flussnetzes.

In den ersten Teilen meiner Abhandlung sind alle bei der Untersuchung von mir festgesetzten morphologischen und geologischen Beobachtungen dargelegt und nur die Beschlüsse sind hier ganz kurz niedergegeben.

In der Entwicklung der Zentralen Westkarpaten könnte man zwei Hauptperioden unterscheiden. In der ersten, voralpogenen Periode, entwickelt sich der komplizierte Überschiebungsbau, der eine sehr starke Konsolidierung des Bodens verursacht. Nach der paläogenen Transgression versetzen sich die orogenen Bewegungen in das Vorland der Westkarpaten. In ihren zentralen Teilen bekommen aber die synorogenen Bewegungen, die in einer Grossfaltenbiegung ausgedrückt worden sind, einen grossen Vorzug. Die Grossfaltenbiegungen stellen die zweite Hauptperiode in der Entwicklung der Westkarpaten dar, die für die Individualisierung der heutigen orographischen Einheiten: Becken und Gebirge, eine grosse Rolle gespielt haben.

Die synorogenen Bewegungen einerseits und die ruhigen Perioden andererseits, die inzwischen eingetreten sind, haben dazu beigetragen, dass einige Denudationsflächen gebildet haben könnten. Die Reste von diesen Denudationsflächen finden wir

heute überall in den Gebirgen der zentralen Teile der Westkarpaten, die relativ gut oder teilweise als gleichhohe Rücken oder Riedel erhalten sind.

Die festgesetzten Denudationsniveaus könnten wir systematisch folgenderweise auslegen:

a) In der Niederen Tatra hat das Denudationsniveau N_I 1850 ± 50 m. abs. H. Eigentlich stellt dieses Niveau einen Rest von dem ältesten niedertatrischen Relief dar. In der Hohen Tatra liegen diese Reste immer über 2000 m. abs. H. und bilden einen typischen Gipfflur. In beiden Fällen treffen wir die Formen der quartären Vergletscherung.

b) Unter diesem Niveau folgen die Reste des Denudationsniveaus N_{II}. In der Niederen Tatra sind sie ziemlich gut erhalten und bewegen sich zwischen 1450 ± 150 m. abs. H. In den Slowakischen Erzgebirgen kann man dieses Niveau nur in einzelnen Teilen verfolgen. In ihren östlichen Teilen hat es ungefähr 1400 m. abs. H.; es verkleinert sich aber nach Westen und erlangt 1520 ± 70 m. abs. H. In den südlichen Teilen der Kleinen Fatra (Veterna Hola) erreicht dieses Niveau ungefähr 1400 m. abs. H., in ihren nördlichen Teilen aber (Fatra—Kriváň) stellt der Hauptkamm einen Rest von demselben Niveau dar. Wahrscheinlich sind in diesen Teilen stärkere Erhebungen geworden.

c) Noch niedriger ist das folgende Denudationsniveau N_{III}. Es ist besonders gut in den Slowakischen Erzgebirgen erhalten, sowie in der Grossen und Kleinen Fatra und im Kremnica Gebirge. Seine Höhe bewegt sich zwischen 1000 und 1200 m. abs. H. In den Slowakischen Erzgebirgen verkleinert es sich bedeutsam nach Westen.

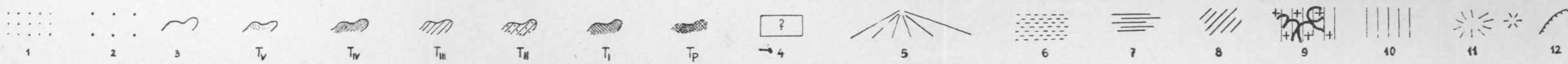
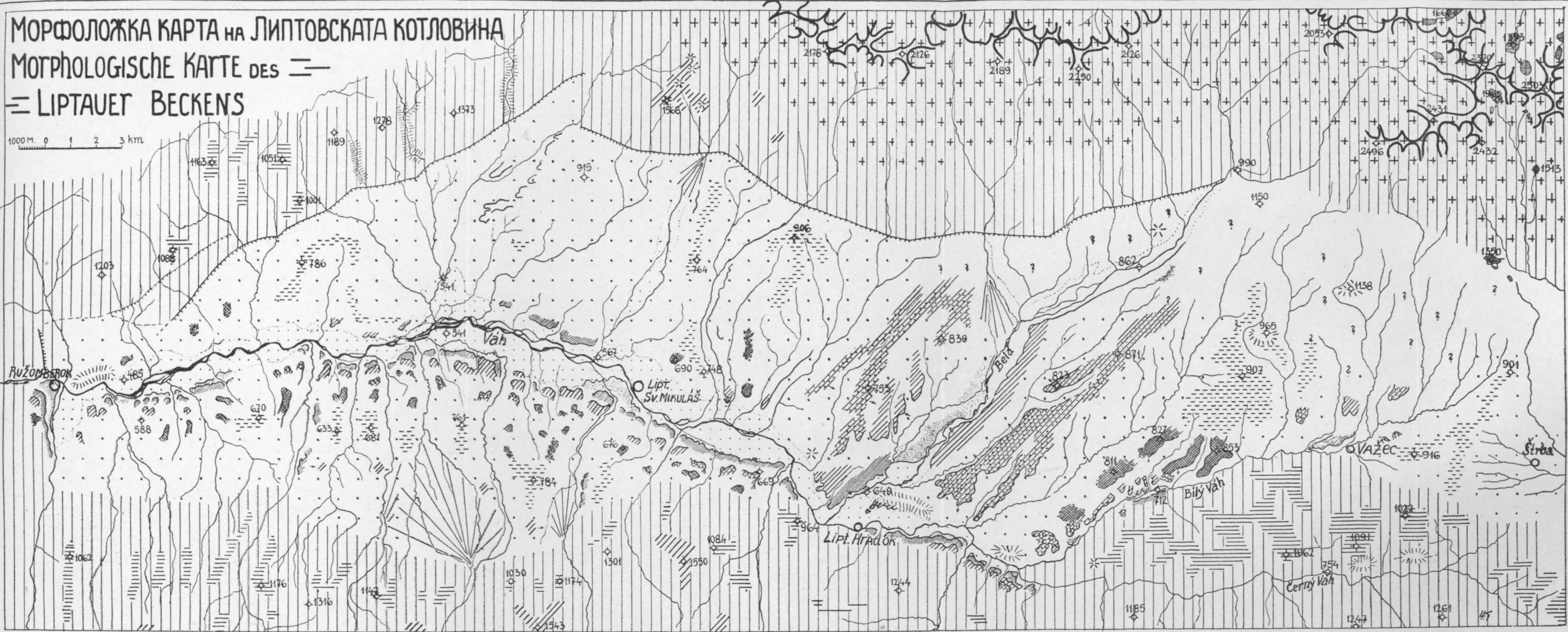
d) Das niedrigste Denudationsniveau N_{IV} ist nicht überall gut entwickelt. In der Umgebung des Liptauer-Beckens fehlt es vollkommen. Ziemlich gut ist es in den angrenzenden Gebirgen des Turocer-Beckens entwickelt, wo es eine abs. H. von 750—850 m. erreicht. Am besten könnten wir aber dieses Niveau im Obergrantal und in seiner Umgebung verfolgen. Seine Höhe bewegt sich überall zwischen 320 ± 80 m. über den Flüssen; das ist das Typischste für dieses Niveau.

e) Im Obergrantal und in einigen Nebentälern könnte man eine sehr gut entwickelte fluviatile Ebene (stark mit Geröll bedeckt) verfolgen, die 110—180 m. rel. H. hat. Im Turocer-Becken befindet sich ein Niveau mit 150—160 m. rel. H., die stellenweise bis 220 m. erreicht. Der Hochboden im Liptauer-Becken ist an vielen Stellen mit sogenannten hochliegenden Geröllen bedeckt.

f) Die beiden grossen Donauzuflüsse Waag und Gran sind von fünf Quartärterrassen und von einem rezenten Niveau begleitet. Im Liptauer-Becken ist noch eine höhere Terrasse von 160—170 m. (T_{nk}) entwickelt.

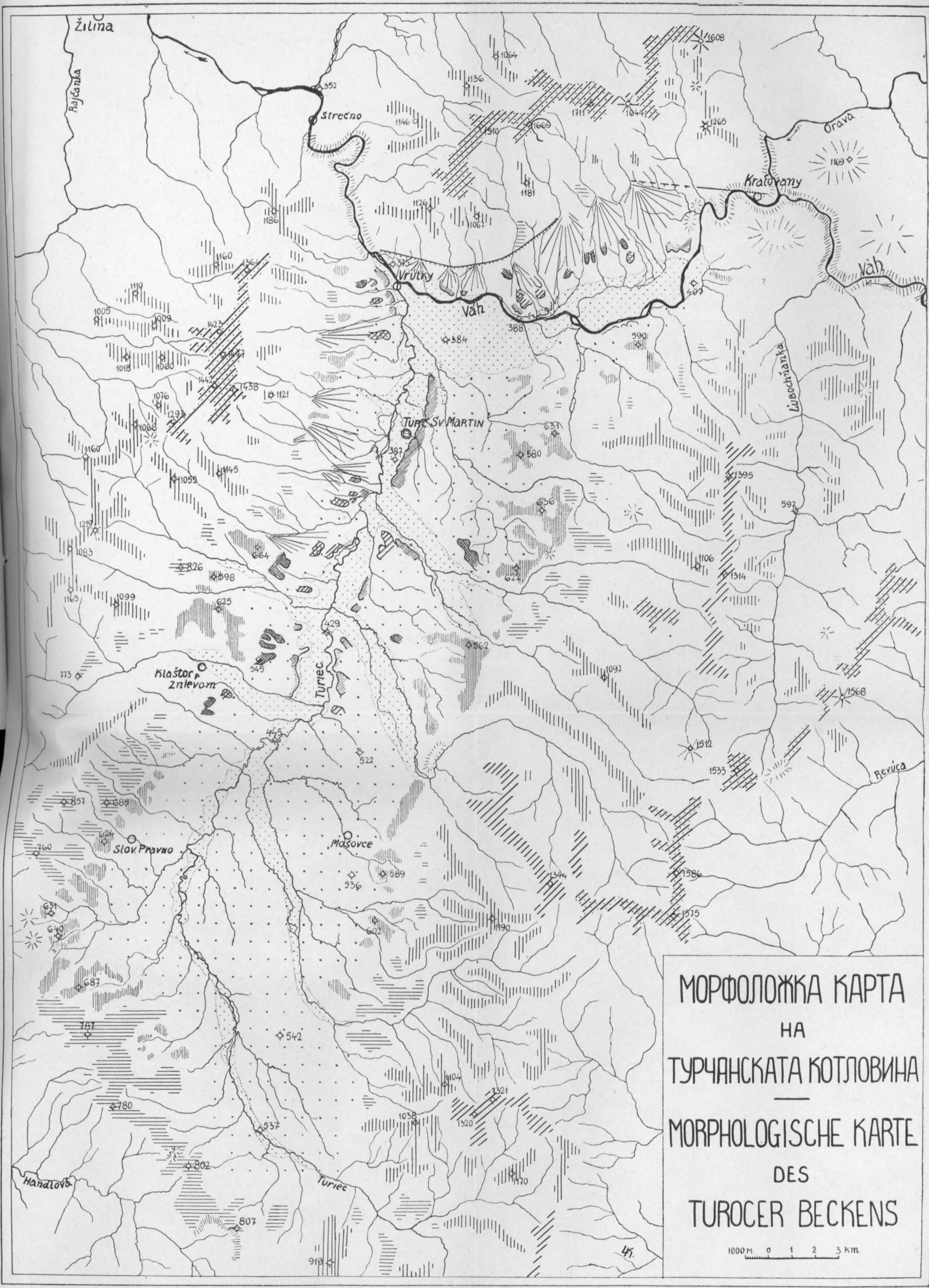
МОРФОЛОЖКА КАРТА НА ЛИПТОВСКАТА КОТЛОВИНА
 MORPHOLOGISCHE KARTE DES
 LIPTAUER BECKENS

1000 M. 0 1 2 3 km.



Обяснения към морфоложката карта на Липтовската котловина: 1. Рецентна повърхнина; 2. Ерозионни форми в Палеогена на котловината; 3. Ръчни тераси (въобще), T_v — тераса 5—10 м; T_{iv} — тераса 16—23 м; T_{III} — тераса 38—45 м; T_{II} — тераса 65—75 м; T_I — тераса 100—120 м; T_r — 160—170 м; 4. Най-важните находища съпокритви глациални материали в котловината (част от тях вероятно по-късно пренаслгани); 5. Кватернерни наносни кжжели; 6. Останки от предкватернерния флувиатилеън релеф; 7. Останки от Староплиоценската денудационна повърхнина (N_{III}); 8. Останки от Тортонската денудационна повърхнина (N_{II}); 9. Части от Високитъ и от Липтовскитъ Татри преработени през Кватернера от ледници; 10. Ерозионни форми в ограднитъ планини въобще; 11) Твърдици; Разсѣдна линия.

Erklärungen zur morphologischen Karte des Liptauer Beckens: 1. Rezenten Niveau; 2. Erosionsformen im Paläogen des Beckens; 3. Flussterrassen (überhaupt); T_v — Terrasse 5—10 m; T_{iv} — Terrasse 16—23 m; T_{III} — Terrasse 38—45 m; T_{II} — Terrasse 65—75 m; T_I — Terrasse 100—120 m; T_r — Terrasse 160—170 m; 4. Die Hauptfunde mit Glazialüberschüttungsmassen des Beckens; 5) Quartäre Schuttkegel; 6. Reste des vorquartären Fluvialreliefs; 7. Reste des Altpliozänen Denudationsniveaus (N_{III}); 8. Reste des Tortonischen Denudationsniveaus (N_{II}); 9. Teile der Hohen- und der Niederen-Tatra bearbeitet durch die eiszeitlichen Vergletscherungen; 10. Erosionsformen in den angrenzenden Gebirgen; 11. Härtinge; 12. Verwerfung.



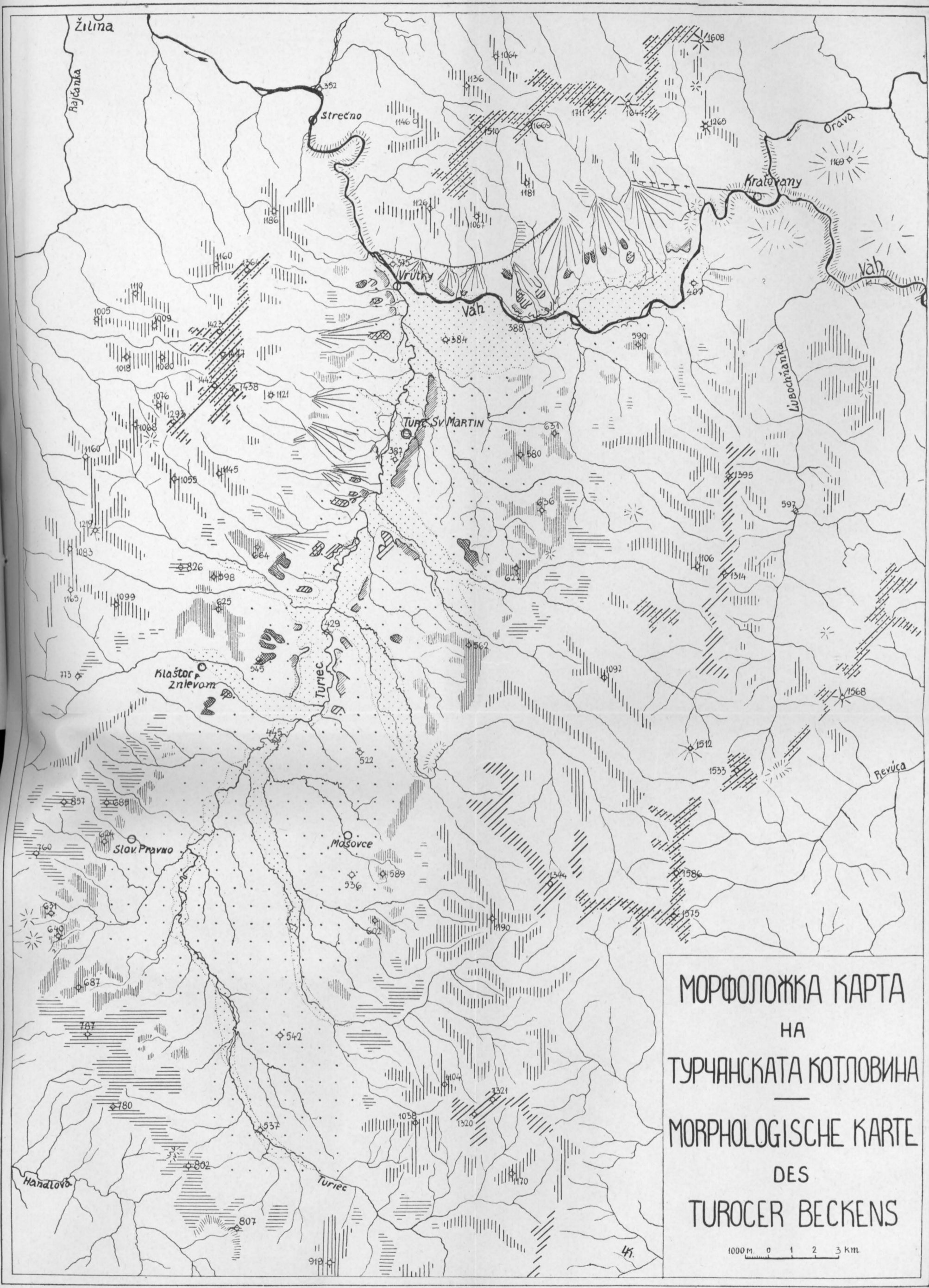
МОРФОЛОЖКА КАРТА
НА
ТУРЧАНСКАТА КОТЛОВИНА
—
MORPHOLOGISCHE KARTE
DES
TUROCER BECKENS

1000 M. 0 1 2 3 km.

- | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|----------------|-----------------|------------------|-----------------|----------------|---|---|---|---|---|---|---|----|
| 1 | 2 | T _v | T _{iv} | T _{iii} | T _{ii} | T _i | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|----------------|-----------------|------------------|-----------------|----------------|---|---|---|---|---|---|---|----|

Обяснения към морфоложката карта на Турчанската котловина; 1. Рецентна повърхнина; 2. Флувиатилно преработени части на котловината през време на Кватернера; T_v — тераса 6—10 м.; T_{iv} — тераса 16—23 м.; T_{iii} — тераса 35—40 м.; T_{ii} — тераса 67—70 м.; T_i — тераса 105—115 м.; 3. Надтерасно предкватернерно ниво; 4. Останки от Младоплиоценската денудационна повърхнина (N_{iv}); 5. Останки от Староплиоценската денудационна повърхнина (N_{iii}); 6. Неунищожени части от стария релеф през време на развитието на Староплиоценската денудационна повърхнина; 7. Останки от Тортонската денудационна повърхнина (N_{ii}); 8. Наносни кжжели отчасти предкватернерни; 9) Твърдици; 10) Разсѣдна линия.

Erklärungen zur morphologischen Karte der Turocer Beckens: 1. Rezentenes Niveau; 2. Fluvialil bearbeiteten Teilen des Beckens während des Quartärs; T_v — Terrasse 6—10 m.; T_{iv} — Terrasse 16—23 m.; T_{iii} — Terrasse 35—40 m.; T_{ii} — Terrasse 67—70 m.; T_i — Terrasse 105—115 m.; 3. Oberterrasse Niveau vorquartären Alters; 4. Reste des Jungpliozänen Denudationsniveaus (N_{iv}); 5. Reste des Altpliozänen Denudationsniveaus (N_{iii}); 6. Unvernichtete Teile des älteren Reliefs während der Entwicklung des Altpliozänen Denudationsniveaus; 7. Reste der Tortonischen Denudationsniveaus (N_{ii}); 8. Schuttkegel, teilweise vorquartären Alters; 9. Härtdlinge; 10. Verwerfung.



МОРФОЛОЖКА КАРТА
 НА
 ТУРЧАНСКАТА КОТЛОВИНА
 —
 MORPHOLOGISCHE KARTE
 DES
 TUROCER BECKENS

1000 M. 0 1 2 3 km.

- | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|----------------|-----------------|------------------|-----------------|----------------|---|---|---|---|---|---|---|----|
| 1 | 2 | T _v | T _{iv} | T _{iii} | T _{ii} | T _i | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|----------------|-----------------|------------------|-----------------|----------------|---|---|---|---|---|---|---|----|

Обяснения към морфоложката карта на Турчанската котловина; 1. Рецентна повърхнина; 2. Флувиатилно преработени части на котловината през време на Кватернера; T_v — тераса 6—10 м.; T_{iv} — тераса 16—23 м.; T_{iii} — тераса 35—40 м.; T_{ii} — тераса 67—70 м.; T_i — тераса 105—115 м.; 3. Надтерасно предкватернерно ниво; 4. Останки от Младоплиоценската денудационна повърхнина (N_{iv}); 5. Останки от Староплиоценската денудационна повърхнина (N_{iii}); 6. Неунищожени части от стария релеф през време на развитието на Староплиоценската денудационна повърхнина; 7. Останки от Тортонската денудационна повърхнина (N_{ii}); 8. Наносни кжжели отчасти предкватернерни; 9) Твърдици; 10) Разсѣдна линия.

Erklärungen zur morphologischen Karte der Turocer Beckens: 1. Rezentenes Niveau; 2. Fluvialitil bearbeiteten Teilen des Beckens während des Quartärs; T_v — Terrasse 6—10 m.; T_{iv} — Terrasse 16—23 m.; T_{iii} — Terrasse 35—40 m.; T_{ii} — Terrasse 67—70 m.; T_i — Terrasse 105—115 m.; 3. Oberterrasse Niveau vorquartären Alters; 4. Reste des Jungpliozänen Denudationsniveaus (N_{iv}); 5. Reste des Altpliozänen Denudationsniveaus (N_{iii}); 6. Unvernichtete Teile des älteren Reliefs während der Entwicklung des Altpliozänen Denudationsniveaus; 7. Reste der Tortonischen Denudationsniveaus (N_{ii}); 8. Schuttkegel, teilweise vorquartären Alters; 9. Härtdlinge; 10. Verwerfung.

Alle diese bereits beschriebenen morphologischen Formen der Zentralen Westkarpaten könnte man morphogenetisch folgenderweise auslegen:

	Rezentes Niveau	Vaag	Gran
T _v	— Nizzaische Terrasse	5—10 m.	5—10 m.
T _{iv}	— Monastirische Terrasse (Würm)	16—23 m.	16—20 m.
T _{iii}	— Tyrrhenische Terrasse (Riss)	38—45 m.	28—32 m.
T _{ii}	— Milazzische Terrasse (Mindel)	65—75 m.	50—60 m.
T _i	— Sizilianische Terrasse (Günz)	100—120 m.	90—100 m.

Wallachische Synorogenese (Entwickelt sich: die fluviatile Ebene im Grantale (Pfl), die groben Geröllablagerungen im Liptauer-Becken; die Schutkegel über den südlichen Hängen der Kleinen Fatra).

Gegen das Ende des Jungpliozäns entwickelt sich noch die vorquartäre Terrasse im Liptauer-Becken (160—170 m. — T_{nk}) und das Oberterrassen-Niveau im Turocer-Becken.

Entwicklung des Jungpliozänen Denudationsniveaus (IV).

Rodhanische Synorogenese (Entstehen Quergrossfalten des Žiar-Gebirges und bei Štrba).

Entwicklung des Altpliozänen Denudationsniveaus (NIV).

Attische Synorogenese

Entwicklung des Tortonischen (wahrscheinlich des Tortonisch-Untersarmatischen Denudationsniveaus (NII)).

Jungsteirische Synorogenese.

Reste des Vortortonischen Reliefs (NI).

Die nacheinander folgenden synorogenen Bewegungen und die mit ihnen verbundenen Erhebungen der Antiklinorien (Hohe Tatra, Niedere Tatra, die Slowakischen Erzgebirge, Kleine und Grosse Fatra, Žiar) und Senkungen der Synklinorien (Liptauer-Becken, Turocer-Becken und Obergrantal), sowie die Aufbiegungen der in den ruhigen Perioden entwickelten Denudationsniveaus, haben zur Formierung der orographischen Einheiten in den Zentralen Westkarpaten beigetragen. Das heutige Aussehen der Becken und der Gebirge, sowie die Entwicklung des heutigen Flussnetzes beginnen ihre Existenz bereits in der Jungpliozän.

Während des Quartärs, als Folge der fünfmal wiederholten epirogenen Bewegungen, haben sich fünf Terrassen übereinander den Flüssen entlang entwickelt. Die relativen Höhen dieser Terrassen stimmen überall vollkommen mit den Terrassen überein, die zuerst von Ch. Depéret und M. de Lamothe und nachher von verschiedenen Forschern und in verschiedenen Teilen der Mittelmeerländer, beobachtet worden sind.

Dr. Ljub. Dinev.

Литература — Literatur.

- Andrusov, D. Poznámky ku geologii severozápadních Karpat — Věstník Stát. geolog. ústavu V., č. 4—5, str. 320—321. Praha 1929.
- Andrusov, D. Příspěvek k poznání tektoniky a paleogeografie severozápadních Karpat (Příspěvky ku geologii etc. V.). Sborník Stát. geolog. ústavu IX., str. 235—300. Praha 1930.
- Andrusov, D. Kritika rozdělení neogenu dolnomoravského úvalu. Věstník Stát. geolog. ústavu VIII., č. 2, str. 77—78. Praha 1932(a).
- Andrusov, D. O čtvrtohorních terasách Oravy a středního toku Váhu a několik poznámek o geomorfologii západních Karpat slovenských. Věstník Stát. geolog. ústavu VIII., č. 4—5. Praha 1932(b).
- Andrusov, D. Základny rys geologickej stavby západných Karpat na strednom Slovensku. Časopis uč. spol. Šafárikovej „Bratislava“ VI., č. 1, str. 111—123. Bratislava 1932(b).
- Andrusov, D. Poznámky o geologii Pováží. Věstník Stát. geolog. ústavu IX., č. 3—4, str. 191—194. Praha 1933(b).
- Andrusov, D. Poznámky o mladých pohybech kůry zemské v západních Karpatech. Sborník II. sjezdu čsl. geogr. v Bratislavě, str. 104—105. Bratislava 1933(b).
- Andrusov, D. Subtatranské příkrovy západních Karpat. Carpatica I, str. 3—50. Praha 1936(a).
- Andrusov, D. Subdivision des nappes subtatriques sur le versant nord de la Haute Tatra. Bull. de l'Assoc. russe pour les recherches scientifiques à Prague. Sv. IV (IX). № 23, str. 125—134. Praha 1936(b).
- Andrusov, D. Zpráva univ. doc. dr. D. Andrusova o geologických výzkumech na Slovensku v roce 1936. Ročenka Slov. ústava IX. (1936). Praha 1937(a).
- Andrusov, D. La structure tectonique des Monts Métallifères du Špiš et du gémér en Slovaquie. Compte rendu sommaire des séances de la Soc. géol. de France, № 11, str. 153—154. Paris 1937(b).
- Andrusov, D. O vzniku vnitroalpské pánev vídeňské. Příroda XXX, č. 6, str. 188—191, Brno 1937(b).
- Andrusov, D. Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen (подъ печать).
- Budaj, T. O pirátství berincenského potoka u Šah na jižním Slovensku. Příroda XXX, č. 6. Brno 1937.
- Budaj, T. Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku. Rozpravy II. třídy České Akademie. 1938.
- Cvijić, J. Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores — Petermanns Geogr. Mitteil. Ergänzungsheft 160. Gotha 1908.
- Čepeck, L. Geologická mapa Brežňanské kotliny (непубл.).
- Daneš, J. Úvod do geomorfologie Slovenska a Karpatské Rusi. Věda přírodní. Praha 1920.
- Dědina, V. Slovenské Krušnohoří a středohoří. — Sborník Čsl. spol. zem., str. 69, str. 208. Praha 1922.
- Fiala, F. Les montagnes de Kremnica et de Štavnica. Knihovna Stát. geolog. ústavu. Sv. 13. A. V, str. 187—193. Praha 1931.
- Fiala, F. O současném stavu geologického výzkumu Slovenského Středohoří (Předběžná správa). Sborník II. sjezdu Čsl. geogr. v Bratislavě, * * *
- Guide des excursions dans les Carpathes occidentales organisées à l'occasion de la troisième réunion de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes en Tchécoslovaquie 1931. Knihovna Stát. geol. ústavu, sv. 13. A. Texte, Sv. 13. B. Atlas. Praha 1931.
- Halicki, B. Dyluwjalne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Sprawozdania Polsk. Inst. geolog. T. V, z. 3—4, str. 377—504. Warszawa 1930.
- v. Hauer. Geologische Übersichtskarte d. Österreichisch-ung. Monarchie Blatt III. Westkarpathen. Jahrbuch d. geolog. Reichsanstalt. Wien 1869.
- Hromádka, J. Morfologický vývoj Slovenska. Československá vlastivěda. D. I. (Příroda), str. 59—74. Praha 1929.

- Hromádka, J. Povrchové formy Slovenska a jejich výzkum. Časopis uč. spol. Šafaříkovy „Bratislava“, R. V. č. 3, str. 484—510, Praha 1931(a).
- Hromádka, J. Třídění povrchových tvarů Slovenska na podkladě jejich vývoje. Ročenka přír. odb. vlastivědního musea v Bratislavě, Bratislava 1931(b).
- Hromádka, J. Přehled geomorfologické práce na Slovensku — Sborník II. sjezdu čsl. geografů v Bratislavě 1933, str. 100—103, Bratislava 1933.
- Hromádka, J. Říční terasy horního a středního Hronu (předběžná zpráva). Sborník III. sjezdu čsl. geografů v Plzni 1935, str. 97—99, Praha 1936.
- Jekelius, E. Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. Anuarul inst. geolog. al României XVII (1932), Bukurești 1935.
- Kettner, R. Předběžná zpráva o dosavadních geol. výzkumech v Nízkých Tatrách. Rozpravy II. třídy České Akademie, R. XXXVI, č. 4, Praha 1927.
- Kettner, R. Geologie Československé republiky. Československá vlastivěda, D. I. (Příroda), str. 323—439, Praha 1929.
- Kettner, R. Geologie Tater. „Naše Tatry“, Praha 1931(a).
- Kettner, R. Géologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne. Knihovna Státn. geolog. ústavu. Sv. 13 A, XX, Praha 1931(6).
- Kettner, R. — Šťastný V. Coup d'oeil sur la géologie du versant sud de la Basse Tatra. Knihovna Státn. geolog. ústavu čsl. rep. Sv. 13. A, str. 229—236, Praha 1931(b).
- Kettner, R. Geologická stavba severního svahu Královny Holy v okolí Liptovské Tepličky (Nízké Tatry). Rozpravy II. tř. České Akademie, XLVII, č. 7, str. 1—18, Praha 1937(a).
- Kettner, R. Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. Rozpravy II. tř. České Akademie XLVII, č. 8, str. 1—13, Praha 1937(6).
- Kettner, R. Geologická mapa, pravého břehu Hronu v okolí Podbrezové (až do hřebenu N. Tater) (непубл.).
- v. Klebelsberg, R. Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. Verhandlungen d. Geolog. Bundesanstalt, № 2/3, S. 45—67, Wien 1922.
- Kodym, O. и Мафэјка, А. Předběžná zpráva o neogenu v turčanské kotlině na Slovensku — Rozpravy II. tř. České Akademie, XXXIII, č. 34, str. 1—10, Praha 1924.
- Kolářek, Fr. Zeměpis Československa — Visokoškolské rukověti. Ř. sp. přír. sv. I. Praha 1934.
- Koutek, J. Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater — Sborník Státn. geolog. ústavu. IX, Praha 1930.
- Koutek, J. — Matějka, A. La dépression du Liptov. Knihovna Státn. geolog. ústavu. Sv. 13. A, str. 359—364, Praha 1931(a).
- Koutek, J. La fenêtre du Staré Hory. Knihovna Státn. geolog. ústavu. Sv. 13. A, str. 253—261, Praha 1931(6).
- Koutek, J. Géologie du versant nord-ouest de la Basse Tatra. Knihovna Státn. geolog. ústavu. Sv. 13. A, str. 289—302, Praha 1931(b).
- Koutek, J. Geologická mapa Prosečnických hor a přílehlých oblastí flyšových. Věstník Státn. geolog. ústavu XI, č. 5, str. 115—127, Praha 1935.
- Koutek, J. O geologických a sedimentárně petrografických výzkumech v Paleogenu Liptovské kotliny na Slovensku. Věstník Státn. geolog. ústavu XII, č. 1—2, str. 35—45, Praha 1936.
- Kunský, J. O hladině vrcholů ve Visokých Tatrách. Sborník II. sjezdu čsl. geografů v Bratislavě, str. 109—111, Bratislava 1933.
- Kunský, J. — Andrusov, D. Beitrag zur Frage der Gipfflur in den Westkarpathen. Zeitschrift f. Geomorphologie VIII, H 3, S. 137—140, Berlin—Leipzig 1934.
- Kunský, J. Některé otázky karpatské geomorfologie. Vestník Státn. geolog. ústavu IX, č. 2, str. 157—164, Praha 1933.
- Личков, Б. Л. По поводу предгорных „климатических террас в Крыму. Академия наук СССР. Труды геоморфологического института, вып. 3, 1932.
- Lucerna, R. Glacialgeologische Untersuchungen der Liptauer Alpen. Sitzungsberichte d. K. Akad. d. Wissenschaft in Wien. Mat.-Nat. Kl. CXVII, Abt. 1., S. 713—818, Wien 1908.
- Lugeon, M. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. de la Soc. vaud. des sc. naturelles, vol. IX. Lausanne 1903.

- Machatschek, Fr. und † Danzer, M. Geologische und morphologische Beobachtungen in den Westkarpaten. Arbeiten des Geographischen Instituts der Deutschen Universität in Prag, N. F. H. 5. (Lots 72). Praha 1924.
- Machatschek, Fr. Landeskunde der Sudeten und Westkarpatenländer. Bibliothek länderkundlicher Handbücher, hrsg. A. Penck. Stuttgart 1927.
- Matějka, A. Příspěvky k poznání paleogénu a mesozoika v kotlinách Turčanské a Handlovské na Slovensku. Šborník Státn. geolog. ústavu, str. 43—100, Praha 1924.
- Matějka, A. Předběžná zpráva o geologickém mapování v okolí Ružomberka na Slovensku. Věstník Státn. geolog. ústavu I, str. 84—85. Praha 1925.
- Matějka, A. Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Šborník Státn. geolog. ústavu, Praha 1927.
- Matějka, A. O nové tektonické jednotce v Centrálních Karpatech Československých. Věstník Státn. geolog. ústavu VI, č. 4—6. Praha 1930.
- Matějka, A. — Andrusov, D. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna Státn. geolog. ústavu, Sv. 13. A., str. 19—164. Praha 1931(a).
- Matějka, A. — Andrusov, D. Tektonická mapa západních Karpat středního Slovenska na listu Báňská Bystrica (37°—49°) 1:200,000. Knihovna Státn. geolog. ústavu, Sv. 13. B. Atlas 1931(б).
- Matějka, A. La dépression du Turiec. Knihovna Státn. geolog. ústavu, Sv. 13. A., str. 177—186. Praha 1931(в).
- Matějka, A. — Koutek, J. Šliač. Station balnéaire d'Etat. Knihovna Státn. geol. ústavu, Sv. 13. A., str. 213—222. Praha 1931(r).
- Matějka, A. Géologie de la vallée du Hron dans les environs de Báňská Bystrica. Knihovna Státn. geolog. ústavu, Sv. 13. A., str. 223—228. Praha 1931(г).
- Matějka, A. Géologie de la vallée de la Revuca. Knihovna Státn. geolog. ústavu, sv. 13. A, str. 263—288. Praha 1931(e).
- Matějka, A. La partie orientale de la Mala Fatra. Knihovna Státn. geolog. ústavu, sv. 13. A, str. 303—316. Praha 1931(ж).
- Matějka, A. Géologie okolí lázní Lúček na Slovensku. Věstník Státn. geolog. ústavu XI, č. 3—4, str. 56—76. Praha 1935.
- Nowak, Jan. Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
- Partsch, J. Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig 1923.
- Penck, W. Die morphologische Analyse. Geogr. Abhandlungen hrsg. A. Penck, II R. H₂. Stuttgart 1924.
- Pawłowski, Stanisław. Les Carpates à l'époque glaciaire. Comptes rendus du Congrès international de Géographie. Varsovie 1934. Section II. P. 89—141. Varsovie 1934 и 1937.
- Purkině, C. Mořské uložení pliocenní. Věda přírodní, X. Praha 1929.
- Romer, E. Tatrzańska epoka lodowa. Prace geograficzne Z. XI, Lwów 1929.
- Romer, E. Zarys moich poglądów na Tatrzańską epoką lodową. Czasopismo geograficzne, № 1—2, Lwów 1930.
- Remeš, M. Oncophorové vrstvy u Turčanského Sv. Martina na Slovensku. Časopis pro mineral. a geolog. I, seš. 4. Praha 1923.
- Stille, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
- Sawicki, L. Physiographische Studien aus den West-Galizischen Karpaten. Geogr. Jahresbericht aus Österreich, VII, S. 69—96, Wien 1909(a).
- Sawicki, L. Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpaten. Mitteilungen d. Geolog. Ges. in Wien, II. S. 81—117, Wien 1909(б).
- Šťastný, Vl. O mesozoických ostrovech v liptovské kotlině j. od Visokých Tater. Rozpravy II. tř. České Akademie XXXV, Praha 1926.
- Štůla, Fr. Ilustrovaný zeměpis Československé republiky — III издание.
- Štur, Dionys. IV. Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrbuch d. K. K. Geolog. Reichsanstalt XI, S. 17—150, Wien 1860.
- Štur, D. II. Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberen Gran- und Waagtal. Jahrbuch d. Geolog. R. A. Wien 1868.
- Szaflarski, Józef. Ze studiów nad morfologią i dyluwium połudnowych stoków Tatr. Prace Instytutu geograficznego. Zesz. 19. Kraków 1937.

- Uhlig, V. Beiträge zu Geologie des Fatrákrivan-Gebirges. Denkschriften d. Wissenschaft. Wien LXXII, Wien 1908.
- Uhlig, V. Bau und Bild der Karpaten. Sonderabdruck aus Bau und Bild Österreichs. Wien—Leipzig 1903.
- Vetters, H. Beiträge zu Geologie des Zargebirges und des angrenzenden Teiles der Mala Magura in Oberungarn. Denkschriften d. Akademie d. Wiss., math.-nat. Kl. 85. Wien 1910.
- Vigh, G. Geologische Beobachtungen in den Grenzgebirgen der Komitate Nyitra-Turóc und Trencsen. Jahresbericht d. K. ung. geolog. Reichsanstalt 1914.
- Vitásek, Fr. O starých ledovcích na D'umbiru. Sborník Čsl. spol. zeměpisné XXVII. str. 68—79. Praha 1921.
- Vitásek, Fr. Studie plistocaenu v údolí Demänovky. Sborník Státn. geolog. ústavu. R. 1921, sv. II, D. I. Praha 1922.
- Vitásek, Fr. Změpisný obraz Demänovské doliny. Liptovský kras, str. 15—23. Bratislava 1923(a).
- Vitásek, Fr. Příspěvky k poznání ledové doby v Nížných Tatrách. Sborník Státn. geolog. ústavu. R. 1923, str. 209—234. Praha 1923(6).
- Vitásek, Fr. Plistocenní zalednění severní strany Nížkých Tater. Sbor. I. sjezdu Slov. geografů a etnografů v Praze, 1924, str. 181—183.
- Vitásek, Fr. Morfologické studie na jižní straně Nížkých Tater. Sborník Státn. geolog. ústavu. R. 1925, sv. V, str. 449—467. Praha 1926.
- Vitásek, Fr. Sněžná čára a naše horské ledovce v plistocaenu. Sborník II. sjezdu slov. geogr. i etnogr. v Polsce 1927(a). Sekc. II. Kraków 1927.
- Vitásek, Fr. Neue Forschungsergebnisse über die Eiszeit in der Tschechoslowakei. Die Eiszeit. 1927(6).
- Vitásek, Fr. O rozsahu bývalého zalednění v našich horách. Československá vlastivěda I (Příroda) str. 97—109. Praha 1929.
- Vitásek, Fr. Terasy horního Váhu. Spisy odboru Čsl. společnosti zem. v Brně, č. 4. Brno 1932.
- Vitásek, Fr. Poslední geomorfologické práce v zemi Moravskoslezské. Sbor. II. sjezdu Čsl. geografů v Bratislavě, str. 97—100. Bratislava 1933.
- Vitásek, Fr. Problém diluviálního zalednění našich hor. Výroční zpráva Moravské přírod. společnosti z r. 1934.
- Vitásek Fr. Fysický zeměpis. D. II. Vysokoškolské rukověti. Ř. přír., sv. 3. Praha 1935.
- Volko, J. Eocén Liptova. Sbor. Státn. geolog. ústavu II, 1931, str. 277—298.
- Winkler, A. Über Probleme ostalpiner Geomorphologie. Mitteilungen der Geograph. Gesellschaft in Wien. Bd. 72. S. 159—188. Wien 1929.
- Zoubek, V. Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. Věstník Státn. geolog. ústavu IV. 1928.
- Zoubek, V. Geolog. studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. Věstník Státn. geolog. ústavu VI, č. 4—6. Praha 1930.
- Zoubek, V. Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. Knihovna Státn. geolog. ústavu. Sv. 13 A, str. 237—252. Praha 1931.
- Zoubek, V. Předběžná zpráva o mapování na listu Velká Revuca (4564). Věstník Státn. geolog. ústavu VIII, č. 3. Praha 1932.
- Zoubek, V. Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěřům minerálních zříd. XI. č. 5, str. 85—115. Praha 1935.
- Jaranoff, D. Das Becken von Nowy Targ als Beispiel eines intramontanen Beckens. Morphologische Parallelen. Przegląd Geograficzny XIV, sesz. 3—4. Warszawa 1935(a).
- Jaranoff, D. Morphologie der Hinterbalkanischen Becken. Révue de la Société géologique bulgare. T. VII. Fasc. 3, S. 145—252. Sofia 1935(6).
- Jaranoff, D. Essai sur le climat de la Bulgarie pendant le Pliocène et le Quaternaire. Spisanie na Bălgarskata Akademia na naukite LIII. P. 1—28. Sofia 1936.
- Jaranoff, D. La Péninsule Balkanique pendant le Quaternaire. Festschrift Prof. Dr. Stefan Bončev zu seinem 70-Geburtstag. Sofia 1940(a).
- Ярановъ, Д. Срѣдиземноморскитъ земи (La Méditerranée), часть II. Годинникъ на Соф. унив., Ист.-фил. фак., кн. XXXVI. 3. Sofia 1940(6).