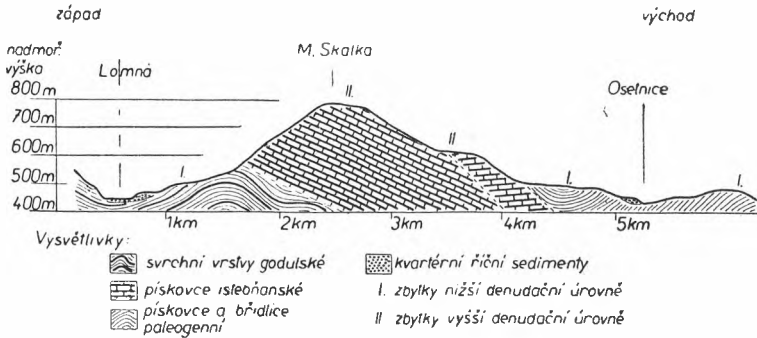


## DENUDAČNÍ POVRCHY V POVODÍ ŘEKY LOMNÉ

Věnováno prof. dr. Fr. Vitáskovi k 70. narozeninám

Řeka Lomná pramení na území Moravskoslezských Beskyd pod vrcholem M. Polomu (1058 m n. m.) a vlévá se do řeky Olše u města Jablunkova (380 m n. m.). Větší část povodí Lomné se nachází v silně členitém erodně tektonickém reliéfu Moravskoslezských Beskyd. Menší část povodí pak leží v oblasti plochého denudačního a akumulačního reliéfu Jablunkovské brázdy. Hranice obou jednotek probíhá při úpatí strmého stupňovitého severního a východního okrajového svahu Moravskoslezských Beskyd. Tento svah sleduje v nevelké vzdálenosti tektonickou poruchu, na které se stýká paleogén Jablunkovské brázdy s křídou Moravskoslezských Beskyd.



Profil 1. Geologický profil východním okrajem Moravskoslezských Beskyd.

Souvrství křídly Moravskoslezských Beskyd i paleogén Jablunkovské brázdy náleží do tektonické jednotky slezského příkrovu. Ve studovaném území je křídové souvrství tvořeno komplexem vrstev godulských a souvrstvem istebňanským. Paleogén Jablunkovské brázdy je zastoupen silně zvrásněnými eocenními pestrými vrstvy, jemnozrnnými pískovci a menilitovými břidlicemi. Souvrství sedimentů křídových v tektonickém bloku Moravskoslezských Beskyd je k jihu a jihovýchodu mírně ukloněno a při jeho východním okraji brachyantiklinálně vyklenuto. V jádru této brachyantiklinály vystupuje úzký pruh málo odolných břidlic spodních vrstev godulských, lemovaný úzkým pruhem velmi odolných pískovců středních vrstev godulských, a širokým břidličným pásmem svrchních vrstev godulských. Komplex křídových vrstev je pak uzavřen souvrstvím velmi odolných pískovců istebňanských. Uvedená brachyantiklinála vrstev křídových je silně protažena ve směru sever—jih. V jižní části proniká napříč brachyantiklinálou údolí řeky Lomné. V reliéfu horské části povodí této řeky se proto zřetelně odráží vliv uvedené geologické struktury.

Na jihu a jihozápadě je povodí řeky Lomné obklopeno mohutným horským hřbetem modelovaným v souvrství odolných pískovců istebňanských. Vrcholy M. Polomu a

V. Polomu dosahuje tento hřbet výšky přes 1050 m n. m. a na východě končí příkrým svahem stupňovitě upadajícím do Jablunkovského průsmyku. V příčném profilu je rozvodní hřbet asymetrický. Jeho asymetrie je podmíněna úklonem vrstev ístebňanských pískovců směrem k jihu. Pod příkrým severním svahem rozvodního hřbetu prostírá se v povodí řeky Lomné široké pásmo nižšího erosiho reliéfu, modelovaného v méně odolných břidlicích souvrství svrchních vrstev godulských. Silně zvlzněné hřbety rozvodí mezi přítoky řeky Lomné nepřesahují svými vrcholy výšku 800 m n. m. Výjimku tvoří pouze hřbet vybíhající od V. Polomu směrem k severu přes Čupel (945 m n. m.) k V. Polaně (892 m n. m.) a končící nad údolím Lomné Menším vrchem (883 m n. m.). Tento hřbet spolu s jižní rozsochou Kozubové (939 m n. m.) rozděluje v povodí řeky Lomné nižší erosií reliéf pásma břidlic svrchních vrstev godulských na dvě výrazné kotliny, kotlinu H. Lomné a kotlinu D. Lomné. V jižní části je hřbet budován ístebňanskými pískovci, v severní části pískovci středních vrstev godulských, které zde vystupují v jádru rozrušené brachyantiklinály. Tak jako vznik kotlin H. a D. Lomné je malou odolností břidlic svrchních vrstev godulských podmíněna i menší výška rozvodního hřbetu mezi povodím Lomné a povodím Morávky, který vrcholem Polky dosahuje výšky 886 m n. m. Větší nadmořská výška severní části tohoto rozvodního hřbetu v prostoru Babí vrch (952 m n. m.) je podmíněna nahromaděním vrstev pískovců v souvrství svrchních vrstev godulských, které tvoří místy přechodní pásmo mezi souvrstvími svrchních a středních vrstev godulských.

Uliv petrografických a fyzikálních vlastností hornin neprojevuje se však pouze v základních rysech reliéfu. Odráží se i v charakteristických tvarech drobnější modelace. Na nepropustných, snadno zvětrávajících břidlicích svrchních vrstev godulských, vznikají sesuvná území a na údolních svazích četná plochá periglaciální svahová údolíčka. Pro oblast východu pískovcových souvrství je charakteristický výskyt balvanových sutí, tvořících namnoze dobře patrná balvanová moře, suťové haldy a proudy. Na čelech vrstev pískovců a slepenců, zvláště na severním svahu jižního rozvodního hřbetu, zachovaly se z období periglaciální modelace vysoké mrazové skalní sruby. Styk souvrství odolných pískovců s méně odolnými břidlicemi bývá vyznačen lomem spádu údolních svahů i meziúdolních hřbetů, vznikem četných výrazných strukturních plošin a strukturních svahů.

Geologickou strukturou podmíněné stupně tvoří však jen část tvarů charakteristických pro stupňovitou strukturu reliéfu Moravskoslezských Beskyd. V horské části povodí Lomné vyskytují se četná zploštění údolních svahů a rozvodních hřbetů, jejichž genese není spjata s geologickou strukturou. Povrchy těchto zploštění, odrážející se výrazně v členitém středohorském reliéfu, stínají vrstvy ukloněných nebo silně zvrásněných souvrství křídových sedimentů.

Tyto ploché sečné povrchy vyskytují se na vrcholu Polky ve výši 880–870 m n. m. Na vrcholu Čubonova ve výši 975 m n. m., na rozvodním hřbetě při vrcholu Skály ve výši 950–900 m n. m., na M. Skalce ve výši 775–825 m n. m., na hřbetě mezi V. Polanou a Menším vrchem ve výši 890–840 m n. m., na Kozubové ve výši 980–950 m n. m., na východním svahu Kozubové ve výši 800–875 m n. m., na jižním svahu Kozubové ve výši 800–875 m n. m. a ve výši 625–650 m n. m. Na M. Kyčeře ve výši 725 m n. m., na východním okraji svahu Moravskoslezských Beskyd pod vrcholy Skála a M. Skalka ve výši 600–650 m n. m. a na téměř svahu pod vrcholem M. Kyčery ve výši 525–575 m n. m.

Značný výškový rozdíl mezi plochým reliéfem vrcholů Čubonova, Skalky, Kozubové, Polky, Polany a Menšího vrchu je možno vysvětlit různou odolností ístebňanských pískovců, pískovců středních vrstev godulských a břidlic svrchních vrstev godulských.

Jinak je tomu u plochých povrchů M. Skalky, M. Kyčery i plošin pod Kozubovou, Skálou, M. Skalkou a M. Kyčerou. Jejich rozdílnou výškovou polohu nelze vysvětlovat různou odolností hornin, v nichž jsou tyto povrchy modelovány, neboť plošiny budované ístebňanskými pískovci nacházíme zde v nejruznějších výškách od 800 m n. m. na M. Skalce až do výšky 525 m n. m. na svahu pod vrcholem M. Kyčery. Není také možno seřadit tyto plošiny do skupin, jimž by odpovídala zarovnaní reliéfu uvnitř horské části povodí řeky Lomné. Není proto možno považovat je za zbytky zarovnaných úrovní vytvořených několika epicykly hloubkové eroze a denudace.

Pro vysvětlení genese těchto plošin je důležitá právě ta okolnost, že jsou soustředěny v prostoru okrajového svahu Moravskoslezských Beskyd. Příkré svahy, které lemují jednotlivé stupně plošin, probíhají v nevelké vzdálenosti rovnoběžně s poruchovou linií oddělující křidu Moravskoslezských Beskyd od paleogénu Jablunkovské brázdy. Na čáře představované úpatími těchto svahů mění se výrazně směry sklonů vrstev, a to jak uvnitř souvrství ístebňanských vrstev, tak i na styku ístebňanských pískovců s břidličným souvrstvím svrchních vrstev godulských. Plošiny soustředěné v prostoru okrajového svahu Moravskoslezských Beskyd dosahují značných plošných rozměrů, zatím co plošiny uvnitř horské části povodí Lomné jsou zachovány v podobě daleko menších crosních zbytků. Všechny tyto ploché povrchy na okrajovém svahu i v centru Moravskoslezských Beskyd, na pískovcích i na břidlicích, jsou pokryty poměrně mocnou jemnozrnnou zvětralinovou pokrývkou. Uvedené znaky nasvědčují tomu, že plošiny okrajového svahu spolu s vysoko položenými plošinami uvnitř horské části povodí Lomné jsou součástí původně jednotného erodně denudačního povrchu, který byl pozdějšími tektonickými pohyby rozrušen a v centru Moravskoslezských Beskyd relativně více vyzdvižen. V souhlase s tímto názorem je i skutečnost, že paleogén náležející s hlediska stratigrafického do nadloží křidových sedimentů, spočívá v Jablunkovské brázdě hluboko pod úrovní křidových sedimentů Moravskoslezských Beskyd.

Až dosud jsme sledovali denudační povrchy, které v oblasti Moravskoslezských Beskyd leží ve výši nad 525 m n. m. a s nimiž nelze výškově srovnávat žádný ze zbytků denudačních povrchů zjištěných v reliéfu Jablunkovské brázdy. Pod úrovní vysoko položených denudačních plošin vystupuje v horském údolí řeky Lomné a v údolí jejích přítoků nižší denudační úroveň ve výši 75—50 m nad dny údolí. Tato úroveň je představována zbytky starých údolních dep, které lze na základě rekonstrukce podélného profilu geneticky ztotožňovat se stopami erodně denudačního zarovnaní vrcholů pahorkatiny budované souvrstvím paleogenních sedimentů v prostoru Jablunkovské brázdy.

V kotlině Hor. Lomné, v údolích hlavního toku i přítoků, sestupují zbytky této nižší denudační úrovně plynule směrem po toku z výšky 700 m n. m. do výšky 600 m n. m. V kotlině Dol. Lomné lze zbytky téhož povrchu sledovat ve výšce 575—475 m n. m. a pouze v údolí Menšího potoka vystupují směrem proti toku do výše 650 m n. m. V obou uvedených kotlinách stínají ploché povrchy zbytků nižší denudační úrovně vrstvy intenzivně zvrásněného souvrství svrchních vrstev godulských. Při vyústění údolí Lomné z horského masívu Moravskoslezských Beskyd přestupuje povrch nižší denudační úrovně plynule z hornin souvrství křidového na horniny paleogenního souvrství Jablunkovské brázdy. Nad údolím řeky Lomné v prostoru Jablunkovské brázdy nacházejí se zbytky nižší denudační úrovně ve výši 460 m n. m. Směrem na jih k Jablunkovskému průsmyku povrch nižší denudační úrovně zvolna stoupá údolím Osetnice a v průsmyku dosahuje výšky 560 m n. m. Směrem k severu a k severozápadu do oblasti Subbeskydské sníženiny povrch denudační úrovně mírně klesá. Isolované, k severu mírně ukloněné plošiny představující zbytky tohoto zarovnaného po-

vrchu můžeme sledovat podél úpatí Moravskoslezských Beskyd ve výškách 450—425—400 m n. m. a ve střední části Těšínské pahorkatiny v okolí Babí hory ve výšce 395—385 m n. m.

Ve střední části Těšínské pahorkatiny byly zjištěny ve výškách 395—385 m n. m. zbytky fluviatilních šterkových nánosů. Materiál těchto nánosů spočívá na plošinách, které jsou součástí sledovaného zarovnaného povrchu a svědčí o jeho erodně denudačním původu. Zjištěné fluviatilní šterky neobsahují nordický materiál. Spočívají poměrně vysoko nad nejvýše položenými sedimenty glaciálními a fluvioglaciálními, zjištěnými ve studované oblasti ve výšce 350 m n. m. Glaciální a fluvioglaciální sedimenty z části vyplňují údolí zaříznutá do hloubky 100 m pod úroveň uvedených plošin. Lze proto považovat tyto plošiny, i denudační úroveň, jejíž jsou součástí, za preglaciální. Tytéž plošiny stínají silně zvrásněné souvrství hornin spodní křídly, přesunuté jako součást slezského příkrovu přes spodnotortonské sedimenty karpatské čelní hlubiny. Přesunutí křídly přes spodní torton je sice ploché, dosáhlo však značných rozměrů (15 km) a horniny spodního tortonu jsou zavrásněny hluboko do souvrství křídového. Je proto možno předpokládat, že sunutím slezského příkrovu po spodním tortonu byly rozrušeny starší destrukční tvary a vytvořen nový tvar konstruovaný. Uvedené plošiny nacházející se ve střední části Těšínské pahorkatiny jsou tedy výsledkem pozdější destrukce tohoto konstruovaného tvaru a jejich vznik lze proto klást do období po spodním tortonu.

Pro bližší datování doby vzniku obou zjištěných denudačních povrchů není ve studovaném území dalších přímých důkazů. Nebyly zde až dosud zjištěny, k řešení tohoto úkolu potřebné, přesně datované mladotřetihorní a staropleistocenní sedimenty. Pokus o přesnější datování je možno provést pouze na základě srovnání s poznatky získanými geomorfologickým výzkumem na území flyšového pásma Západních Karpat v Polsku, kde byly zjištěny rovněž dva stupně denudačních úrovní dobře stratigraficky datované. Výše položená denudační úroveň nazývaná v Polsku „poziom śródgórski“ vystupuje hlavně ve středohorském pásmu Západních Karpat flyšových, a to ve výškách nad 500 m n. m. Nižší denudační úroveň označovaná jako „poziom pogórski“ vyskytuje se hlavně v pásmu karpatských pahorkatin, a to ve výškách nad 350 m n. m. Reliéf „poziomu śródgórského“ v pásmu pahorkatin i v pásmu středohorském a reliéf „poziomu pogórského“ v pásmu pahorkatin jsou označovány jako erodně denudační reliéfy v pokročilém stadiu destrukčního vývoje. „Poziom pogórski“ proniká do pásma středohorského v podobě poměrně úzkých, směrem proti toku mírně stoupajících pruhů plochého reliéfu na svazích údolní vodních toků. V pásmu pahorkatin je „poziom pogórski“ rozčleněn hustou sítí svrchnopliocenních až staropleistocenních, přes 100 m hlubokých říčních údolí.

Charakteristické znaky nižší denudační úrovně zjištěné v povodí řeky Lomné a v Těšínské pahorkatině, shodují se nápadně s charakteristickými znaky „poziomu pogórského“. Na základě této podobnosti, i na základě toho, že reliéf Těšínské pahorkatiny je přímým pokračováním reliéfu polského Pogórze, je možno srovnávat nižší zarovnanou úroveň zjištěnou v povodí řeky Lomné s „poziomem pogórským“, k jehož zarovnání došlo ve spodním pliocénu. Výše položený, značně tektonicky i erodně rozrušený denudační povrch zjištěný v oblasti Moravskoslezských Beskyd, je pak možno srovnávat s „poziomem śródgórskim“, zarovnaným ve spodním sarmatu a porušeným nerovnoměrnými tektonickými pohyby ve svrchním sarmatu.

*Kabinet pro geomorfologii ČSAV v Brně*

1. Cícha J., *Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech neogénu v ostravské oblasti. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1957*, Praha 1959. — 2. Cícha I., *Mikrostratigrafie miocénu ostravské oblasti*. Bude uveřejněno ve SÚG 1959. — 3. Demek J., Macka M., *Zachované tvary staršího erozního cyklu v Moravsko-slezských Beskydách*. Geografický časopis Slovenské akademie věd, IV, Bratislava 1954. — 4. Hassinger H., *Die Mährische Pforte und ihrer benachbarten Landschaften*. Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft, XI, 2 Wien 1914. — 5. Hanzlíková E., *Mikropaleontologicko-stratigrafické zhodnocení vrby Žukov NP 15*. Sborník SÚG, sv. 20, 1953, odd. paleontologický. — 6. Klimaszewski M., *Rozwój geomorfologiczny teritorium Polski w okresie przedczwartorzędowym*. Przegląd geograficzny, Tom XXX, 1958. — 7. Klimaszewski M., *Rozwicie Zapadnych Karpat*. Příroda, 7, 1956. — 8. Klimaszewski M., *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluvialnym*. Prace Wrocławskiego towarzystwa naukowego, Serie B., Nr. 7, Wrocław 1948. — 9. Klimaszewski M., *Rzeźba Podhala*. Czasopismo geograficzne 21—23, Wrocław 1952. — 10. Książkiewicz M., *Regionalna geologia Polski*, Tom I, Karpaty, z. 2 tektonika, Kraków 1953.
11. Machatschek F., Danzer M., *Geologische und morphologische Beobachtungen in den West-Karpathen*. Arbeiten des geographischen Instituts der deutschen Universität in Prag. Prag 1924. — 12. Machatschek F., *Länderkunde der Sudeten und Westkarpatenländer*. Stuttgart 1927. — 13. Sawicki L., *Z fizjografii Zachodnich Karpat*. Arch. Nauk, Lwów 1909. — 14. Smoleński J., *W sprawie wieku i genezy krajobrazu Beskidów Zachodnich*. Wiadomości geograficzne, Tom XV, Kraków 1937. — 15. Starkel L., *Rozwój morfologiczny progů Pogórza Karpackiego między Debicą a Trzycianą*. Prace Geogr. IG PAN 11, Warszawa 1957. — 16. Vašíček M., *Mikropaleontologický доклад mladotřetihorní horotvorné fáze na východní Moravě*. SÚG, odd. paleont., Praha 1950. — 17. Vitásek Fr., *Morfologický vývoj Těšínského Podbeskydí*. Spisy Přír. fak. MU, 250, 1938. — 18. Vitásek Fr., *Ostravice*. Práce Moravskoslezské přírodovědecké spol., XVII, spis 5, Brno 1945.

Recenzoval prof. dr. M. Lukniš

Отакар Стеглик

### ДЕНУДАЦИОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ БАССЕЙНА РЕКИ ЛОМНЕ

Моравско-слезские Бескиды и их предгорье принадлежат к флышовой зоне Западных Карпат, которые являются крайней частью альпийско-карпатской горной системы. Во флышовой зоне Западных Карпат различаются две группы орографических единиц: внутренняя зона среднегорная и окраинная зона холмистого края. Моравско-слезские Бескиды принадлежат к среднегорной зоне; предгорье моравско-слезских Бескид тешинский холмистый край и суббескидская низменность принадлежат к зоне холмистого края.

Характеристическим знаком исследованной территории является ступенчатая структура её рельефа. Эта ступенчатая структура частично обусловлена геологическим строением и тектоникой обследованной территории. Часть ступней рельефа представляют остатки старинных деструкционных поверхностей. Существование этих деструкционных поверхностей в общих чертах признаётся. Об толковании генезиса и возраста этих взгляды исследователей очень различаются. Большая часть этих поверхностей на территории ЧСР до сих пор считалась миоценовыми образонными платформами. На основании бурильного исследования, на уточненной стратиграфии остравского миоцена и на результате подробного геоморфологического исследования возможно тоже для исследованной территории подтвердить взгляд польских исследователей, которые считают эти деструкционные поверхности результатом по крайней мере двух эпициклов молодотретичной субазрической деструкции. На исследованной территории не были установлены до сих пор молодотретичные осадки, которые сделали бы возможным точнейшее датирование обеих поверхностей деструкции. Датирование возможно провести только при помощи сравнения с результатами геоморфологических исследований

проведенных в польской части флишовой зоны Западных Карпат. На основании этого сравнения возможно было бы остатки деструкционного уровня установленные в рельефе тешинского холмистого края, у подошвы моравско-слезских Бескид и в долине реки Ломна считать частью нижней плиоценовой поверхности и остатки деструкционных поверхностей в вершинной части моравско-слезских Бескид за тектонически нарушенные остатки нижне сарматского уровня.

Дальнейшее изучение этих поверхностей может принести новые знания о характере молодотретичных тектонических движений на территории моравско-слезских Бескид, имеющие большое значение для планированного строительства водных построек.

Перевод с чешского Ю. Гобстовой

Otakar Stehlik

## DIE DENUDATIONSOBERFLÄCHEN IM LOMNA-ENTWASSERUNGSGEBIET

Die Mährisch-schlesischen Beskiden und deren Vorland sind ein Teil der Flyschzone der Westkarpaten, die ein Grenzgebiet des alpin-karpatischen Gebirgssystems bilden. In der Flyschzone der Westkarpaten kann man zwei verschiedene orographische Einheiten unterscheiden und zwar die innere Mittelgebirgszone und die Randzone des Hügellandes. Die Mährisch-schlesischen Beskiden gehören zur Mittelgebirgszone, das Vorfeld der Mährisch-schlesischen Beskiden, das Teschener Hügelland und die Subbeskidische Niederung zur Hügellandszone.

Ein charakteristisches Zeichen des erforschten Gebietes ist seine stufenartige Reliefsstruktur. Diese stufenartige Struktur ist teilweise durch die geologische Zusammensetzung und durch die Tektonik des studierten Gebietes bedingt. Einen Teil der Terrainsstufen bilden dann die Ueberreste der alten Einebnungsflächen. Die Existenz dieser Einebnungsflächen ist allgemein anerkannt. Bei der Erörterung des Ursprungs und des Alters dieser Einebnungsflächen unterscheiden sich jedoch bedeutend die Ansichten der einzelnen Forscher. Der vorwiegende Teil dieser Einebnungsflächen auf dem Gebiet der CSR war bisher als miozäne Abrasionsflächen erklärt. Auf Grund der Bohrforschung der genauer gestellten Stratigraphie des Ostrauer Miozäns und der Resultate der genauen geomorphologischen Forschung kann man auch für das studierte Gebiet bestätigen die Ansicht der polnischen Forscher, die diese Einebnungsflächen für ein Resultat mindestens von zwei Epizyklen der jungtertiären subaerischen Destruktion halten. Im erforschten Gebiet wurden bisher keine jungtertiären Ablagerungen festgestellt, die eine genauere Datierung der beiden Einebnungsflächen ermöglichen. Die Datierung kann man feststellen bloss durch den Vergleich mit den Resultaten der geomorphologischen Forschungen, die im polnischen Teil der Flyschzone der Westkarpaten durchgeführt wurden. Auf Grund dieses Vergleiches wäre es möglich, die Ueberreste des Destruktions — niveaus, die in dem Relief des Teschener Hügellandes am Fuss der Mährisch-schlesischen Beskiden und im Tal des Flusses Lomna festgestellt wurden, für Teil der unterpliozänen Einebnungsflächen und die Ueberreste der Einebnungsflächen, im Gipfelgebiet der Mährisch-schlesischen Beskiden für tektonisch gestörte Ueberreste des untersarmatischen Einebnungsniveaus zu halten.

Ein weiteres Studium dieser Einebnungsflächen kann neue für den planmässigen Aufbau der Wasserwerke wichtige Erkenntnisse über den Charakter der jungtertiären tektonischen Bewegungen im Gebiet der Mährisch-schlesischen Beskiden bringen.

Aus dem Tschechischen übersetzt von J. Hobstová