

VLADIMÍR PANOŠ

## GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ SEVERNÍ ČÁSTI HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU MEZI LITOVLÍ A ZÁBŘEHEM NA MORAVĚ

Podrobné geomorfologické mapování jz. části litovelsko-uničovské a j. části zábřežské sníženiny Hornomoravského úvalu na listech M-33-82-D-b (Mohelnice), M-33-82-D-d (Loštice) a M-33-83-C-c (Litovel) mapy ČSSR 1:25 000 přispělo k rozšíření poznatků o geomorfologickém vývoji a o rozložení sedimentárních výplní studovaného území. Získané výsledky mají význam pro opravení starších, ale i v nové literatuře dosud tradovaných názorů. Po srovnání s poznatky z ostatních částí neogenní karpatské předhlubně mohou být použity i při řešení sporných otázek, týkajících se ostatního území Hornomoravského úvalu a okolních orografických jednotek východní části České vysočiny.

Studovaná část litovelsko-uničovské sníženiny Hornomoravského úvalu je vymezena rozsahem listu M-33-83-C-c (Litovel). Přirozená z. hranice úvalu tu běží podél úpatí stupňovitého, zasutěného a spraší zavátého okrajového svahu Bouzovské vrchoviny, podél nevýrazného v. okraje izolovaného hřbetu Doubravy a dále k S (již mimo mapovaný list) podél nezřetelného úpatí v. svahu Úsovské vrchoviny. Řeka Morava vstupuje do sníženiny z asymetrického údolí mezi vyšším vápencovým hřbetem Třesín (344,6 m) a nižším hřbetem Doubravy (Mlýnský vrch 306,7 m), který tvoří mimo devonské vápence spodnokarbonské droby a břidlice. Morava teče sníženinou širokou nivou v několika ramenech od ZSZ k VJV. Zprava přijímá pod Mladčí potoky Rachavku a Skalku, pod Litovlí Loučku. Tyto potoky vznikají v Bouzovské vrchovině a Rachavka se propadá při jz. úpatí hřbetu Třesína. Zleva se vlevá do Moravy u Tří Dvorů potok Čerlinka, vznikající hlavně ze silných zakrytých krasových pramenů v oblasti na JZ od Červenky. Vytékají v nich z podzemí vody, které se propadají v centrální části Bouzovské vrchoviny tvořené vápenci jesenecko-mladečského devonského pruhu v údolních ponorech potoků Špraňka a Javoříčky (V. Panoš 1960, 1961). Na mapovaném listě jsou ještě menší povodí drobných potoků stékajících k Moravě zleva po mírně ukloněném povrchu Doubravy, část povodí Benkovského potoka a malý výsek nivy potoka Lukavice, které tekou z Úsovské vrchoviny.

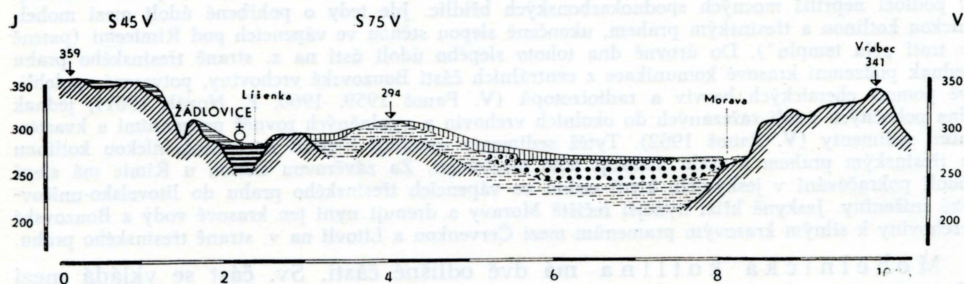
Mapované území má plochý nížinný reliéf s malými výškovými rozdíly, sklánějící se zvolna ve směru toku Moravy. Na její nezaplavované nivě u obce Březové je nejnižší bod listu (k. 226,3 m). Do j. části mapy zasahuje od JV křelovsko-platecká tabule pohřbená pod mocnými sprašemi a na svém s. okraji i říčními násozy. Sprašový pokryv se sklání k nivě Moravy příkrým svahem směru VJV-ZSZ. U Sobáčova jevy tvoří deluvio-eolické sedimenty a u Mladče i místy obnažené paleozoické horniny. Svah je tu až 15 m vysoký a je zřejmě erozní, sleduje však směr bušinské poruchy, která do mapovaného území vstupuje ze zmíněného asymetrického údolí Moravy. Mezi Litovlí a Unčovicemi se tedy přizpůsobila eroze v eolických sedimentech morfologii skalního podloží a nynější povrch spraší i deluvio-eolických sedimentů kopíruje tvary reliéfu na paleozoických horninách, tvořící se vlivem neotektonických pohybů podél bušinské poruchy.

Litovelsko-uničovskou část Hornomoravského úvalu odděluje od zábřežské sníženiny třesínský práh, nesouvislý hřbet s.-j. směru, který tvoří spojku mezi Bouzovskou vrchovinou (Rampachem 417,7 m) a Úsovskou vrchovinou (Vrabcem 341,2 m). Rozkládá se zčásti i na sousedním listě M-33-82-D-d (Loštice). Střední část třesínského prahu tvoří již zmíněné izolované, nesterénní vysoké hřbety Třesína a Doubrava, oddělené ve směru bušínské poruchy úzkým údolím Moravy. Povrch obou hřbetů se sklání k VSV a zvolna se noří pod neogenní a kvartérní výplně litovelsko-uničovské sníženiny. V okolí krasových pramenů Čerlinky je oblast kuželového krasu se zbytky lateritických zvětralin pod pokryvem 6–16 m mocných neogén-kvartérních sedimentů (V. Panoš 1962). Na linii Sobáčov—Červenka—Střelice je mělce ponořený povrch třesínského prahu ukončen příkrým pohrbeným svahem směru VSV-ZJZ, který je zřejmě podmíněn zlomením s neznámou výškou skoku. Na V od této linie se totiž šíří velmi hluboká část litovelsko-uničovské sníženiny, která zasahuje úzkým výběžkem až k úpatí okrajového svahu Bouzovské vrchoviny mezi Chudobín a Haňovice.

Případnou souvislost tohoto výběžku se senickou částí Hornomoravského úvalu na Z od křelovsko-blatecké tabule se nepodařilo potvrdit. Vrtná sondáž sloužící ověřování geomorfologického mapování sice zastihla v okolí k. 252,3 m na J od Nasobůrek pod 5–7 m vrstvou spraší a sprašových hlín zvětralé spodnokarbonské břidlice, tvořící bezpochyby i skalní podloží širokého hřbetu „Na kříbech“ a „Díly“ na J od Litovle, ale vrty neprošly mocnými sprašovými závěsemi a úpatní haldou na v. okrajovém svahu Bouzovské vrchoviny. Není tedy zatím jisté, zda křelovsko-blatecká tabule navazuje přímo na hmotu Rampachu (417,7 m) či zda je od ní oddělena pokračováním hluboké sníženiny od Chudobína k Senici na Hané. Kdyby tato sníženina existovala, byla by vyplněna neogenními nebo kvartérními „morávními“ sedimenty, čímž by se potvrdila existence předpokládaného toku Moravy od třesínského prahu údolím Blaty [srov. V. Šauer (1936)].

Mapovaná část zábřežské sníženiny se nachází na listech M-33-82-D-d (Loštice) a M-33-82-D-b (Mohelnice). Vcelku je mnohem mělkí než valná část litovelsko-uničovské sníženiny, ale zároveň vertikálně i horizontálně velmi členitá. V podstatě ji tvoří protáhlá sníženina směru S-J, široká 3–4 km, vybíhající ze široké kotliny v okolí Zábřehu na Moravě. Na S se vkládá mezi Zábřežskou vrchovinu (Mírovskou vrchovinu) a Úsovskou vrchovinu (hřbet Bílý kámen 591 m). Svahy Bílého kamene jsou příkré a stupňovité, orientované ve směru bušínské poruchy, která se v tomto území stáčí do směru S-J. Protější svahy Mírovské vrchoviny jsou sice rovněž stupňovité, ale mnohem mírnější a delší a přecházejí v nižších částech v široký a k řece Moravě mírně ukloněný, slabě konkávní povrch, šířící se na neogenních sedimentech (pediment - peripediment). Styk skalní a sedimentární části tohoto povrchu zakrývají místy i rytmicky zvrstvené svahové sedimenty a sprašové hlíny. Morava teče touto sníženinou od S k J po povrchu dosti mocných neogenních a kvartérních sedimentů. Těsně před okrajem mapovaného listu přijímá zprava Moravskou Sázavu. Mezi Dubickem a Lukavicí vstupuje s. část uvedené sníženiny s řečištěm Moravy do široké kotliny s podélnou osou SV-JZ v okolí Mohelnice. Odtud se stáčí k JV mezi j. výběžek Úsovské vrchoviny (Vrabec 341,2 m) a Bouzovskou vrchovinu. Ještě před třesínským prahem se dělí v podélném směru ve dvě větve, lišící se různou hloubkou skalního dna. S. větev s korytem Moravy je mělkí a u Mitrovic odbočuje k V mezi Doubravu a Vrabec, kam také směřuje široký výběžek nivy Moravy. Odtud k V má s. větev nevýrazné pokračování mezi nízkými elevacemi ukloněného povrchu Doubravy (Jelení vrch 273,8 m, Bojová 261,7 m) se žel. tratí Olomouc—Č. Třebová, odkud vybíhá široká niva potoka Čerlinky směrem k Července. J. větev je při úpatí okrajového svahu Bouzovské vrchoviny mezi Lošticemi a Řimicemi přes 30 m hluboká a vyplněná neogenními a kvartérními sedimenty. Tato hluboká pohrbená rýha náhle končí u Řimic a v jejím pokračování leží mělké asymetrické

údolí, do něhož vstupuje Morava a počíná se tu větvit. V s. větvi mezi Mitrovicemi a Řimicemi a v asymetrickém údolí jsou jen mělké kvartérní sedimenty. Na třesínském prahu teče Morava dokonce po skalním podloží (srov. V. Kalabis - R. Schwarz 1953). Obě větve j. části zábrežské sníženiny odděluje nízký a úzký



Obr. 1. Příčný profil střední části mohelnické kotliny.  
Querprofil durch den mittleren Teil der Mulde von Mohelnice.

Vysvětlivky (platí pro všechny profily)  
Erläuterungen (gültig für alle Profile)

- |  |  |
|--|--|
| <p>1 — devonské vápence<br/>Devonkalke</p> <p>2 — spodnokarbonské droby a břidlice<br/>unterkarbonische Schiefer und Grauwacken</p> <p>3 — terciární kaolinické zvětraliny<br/>tertiäre kaolinische Verwitterungen</p> <p>4 — spodnotortonické slíny<br/>untertortonischer Mergel</p> <p>5 — spodnotortonické splachové a regresní sedimenty<br/>untertortonische Spül- und Regressionsablagerungen</p> <p>6 — pontské sedimenty („pestrá série“)<br/>pontische Ablagerungen („bunte Schichtenfolge“)</p> <p>7 — mindelské štěrky, písky a jily<br/>Schotter, Sand, Ton (Mindel)</p> | <p>8 — risské štěrky, písky a jily<br/>Schotter, Sand, Ton (Riss)</p> <p>9 — würmské štěrky, písky, jily<br/>Schotter, Sand, Ton (Würm)</p> <p>10 — würmské spraše a svahové hlíny<br/>Löss, Hangablagerungen (Würm)</p> <p>11 — holocenní písčité hlíny<br/>sandiger Lehm (Holozän)</p> <p>12 — jeskyně<br/>Höhlen</p> <p>13 — krasové prameny<br/>Karstquellen</p> <p>A — suchá jeskynní úroveň<br/>trockenes Höhlenniveau</p> <p>B — zaplavená jeskynní úroveň a úroveň dna pohřbeného slepého údolí na z. straně třesínského prahu<br/>überflutetes Höhlenniveau und Bodenniveau des begrabenen Blindtales an der W-Flanke des Schwelle von Třesín</p> |
|--|--|

Konstruoval a kreslil V. Panoš.  
Konstruiert und gezeichnet von V. Panoš.

Symbole vysvětlivek viz obr. 3, str. 104.  
Erläuterungssymbole siehe Abb. 3, S. 104.

podélný skalní hřbet, který se mezi Doubravicemi a Řimicemi vynořuje nad povrch sedimentárních výplní. Skalní dno asymetrického údolí tvoří z valné části zkrasovělé devonské vápence, z nichž se do mělké štěrkopískové výplně procezuji vody řady dalších zakrytých krasových pramenů („Řimické vyvěračky“). Vyvěrají zčásti hned při úpatí příkrého vápencového svahu Třesína a vytvářejí tzv. Podskalský potok, zčásti uprostřed údolí, kde se jejich vody nadřžují v několika tůních. Do těchto pramenů migrují kromě ponorných vod z povodí Rachavky také vody Špraňku a Javoříčky z povodí Třebůvky (V. Panoš 1959).

Z j. části zábrežské sníženiny vybíhá k J (k Paterínu a Měrotínu) ve vyšší úrovni mezi Bílou Lhotou a Měníkem jiná obloukovitá sníženina, oddělující od Bouzovské vrchoviny vápencový hřbet Třesína a otevírající se u Mladče široce do litovelsko-uničovské sníženiny. Je vyplněna až 20 m mocnými sprašemi a rozfázána údolními Rachavky a jejich poboček. Bude označována jako „paterínská kotlina“.

Nápadnou morfologii skalního dna j. části zábřežské sníženiny a třesínského prahu lze vysvětlit hlubokým zkrasověním vápenců. V úrovni dna hluboké pohrbené rýhy mezi Lošticemi a Řimicemi jsou ve vápencích Třesína jeskynní soustavy, potvrzené vrty. Zkrasovění vápenců potvrzují také výtoky krasových vod z povodí Špraňku v údolí potoka Hrabůvky mezi Bílou Lhotou a Měnikem a v údolí Rachavky mezi Měrotínem a Pateřínem (V. Panoš 1959). Pohrbená rýha v j. části zábřežské sníženiny končí náhle u Řimic, kde se devonské vápence nacházejí v podloží nepříliš mocných spodnokarbonských břidlic. Jde tedy o pohrbené údolí mezi mohelnickou kotlinou a třesínským prahem, ukončené slepou stěnou ve vápencích pod Řimicemi (patrně v trati „Na templu“). Do úrovně dna tohoto slepého údolí ústí na z. straně třesínského prahu jednak podzemní krasové komunikace z centrálních částí Bouzovské vrchoviny, potvrzené spolehlivě pomocí chemických barviv a radioizotopů (V. Panoš 1959, 1960, F. Novák 1961), jednak dna pobočných údolí zařezaných do okolních vrchovin a vyplněných rovněž neogenními a kvarténními sedimenty (V. Panoš 1962). Tytéž sedimenty vyplňují i údolí mezi mohelnickou kotlinou a třesínským prahem a zcela maskují jeho morfologii. Za závěrovou stěnou u Řimic má slepé údolí pokračování v jeskyních, které vedou ve vápencích třesínského prahu do litovelsko-uničovské sníženiny. Jeskyně kříží nynější řečiště Moravy a drenují nyní jen krasové vody z Bouzovské vrchoviny k silným krasovým pramenům mezi Červenkou a Litovlí na v. straně třesínského prahu.

Mohelnická kotlina má dvě odlišné části. Sv. část se vkládá mezi dva různě vysoké hřbety Ůsovské vrchoviny (Bílý kámen a Vrabec) a mezi Ůsovem a Policí vybíhá v širokou sníženinu se stupňovitými asymetrickými svahy, která zasahuje až k úpatí Bradla. F. Klement (1928) ji označil „policický příkop“. Odvodňují ji potoky Rohelnice a Doubravka, levé pobočky Moravy. Jz. část mohelnické kotliny odděluje široce Mírovskou a Bouzovskou vrchovinu, odkud do ní vtékají z hlubokých údolí řeky Mírovka, Lišenka a Třebůvka. Mírovská vrchovina souvisí s mohelnickou kotlinou dlouhými svahy, do nichž se vkládá několik úrovní plošin. Na J omezuje kotlinu nevysoký, ale příkrý přímý svah, jehož úpatí sleduje od Z k V asymetrické údolí Lišenky, vlévající se zleva do Třebůvky po jejím vstupu do mohelnické kotliny. V témž směru pak pokračuje výškově nesouměrný krátký úsek údolí Třebůvky, jehož vysoký a příkrý pravý svah po pravoúhlém ohybu mezi Vlčicí a Lošticemi odděluje mohelnickou kotlinu od Bouzovské vrchoviny. Na J od údolí Lišenky a na JV od linie vacetinského nasunutí se šíří v pokračování mohelnické kotliny mezi Mírovskou a Bouzovskou vrchovinou nízký sečný povrch, zasahující podél Třebůvky až do okolí Kozova a na Z od Vranové Lhoty. Ze sedimentárních výplní mohelnické kotliny vystupují četné elevace skalního dna, zarovnané ve výrazných úrovních.

Konkávní tvary litovelsko-uničovské a zábřežské sníženiny Hornomoravského úvalu vyplňují sedimenty různého původu, stáří a mocnosti.

K nejstarším patří šedomodré a zelené spodnotortonské slíny s četnými fosiliemi. Nacházejí se v údolích poboček Třebůvky v j. a jz. části mohelnické kotliny, v mělkých depresích a v údolích v oblasti sečného povrchu na z. od mohelnické kotliny a v korozních kapsách na nejvyšší krasové plošině na temeni Třesína — tedy ve směr v úrovni 350—340 m n. m. Na JZ od mohelnické kotliny a podél Třebůvky jsou v nadloží spodnotortonských slínů ještě paleontologicky sterilní jílovité, písčité a šterkové sedimenty, spočívající místy i přímo na skalním podloží. Lze je považovat za regresní a splachové sedimenty spodnotortonského stáří (V. Panoš 1962).

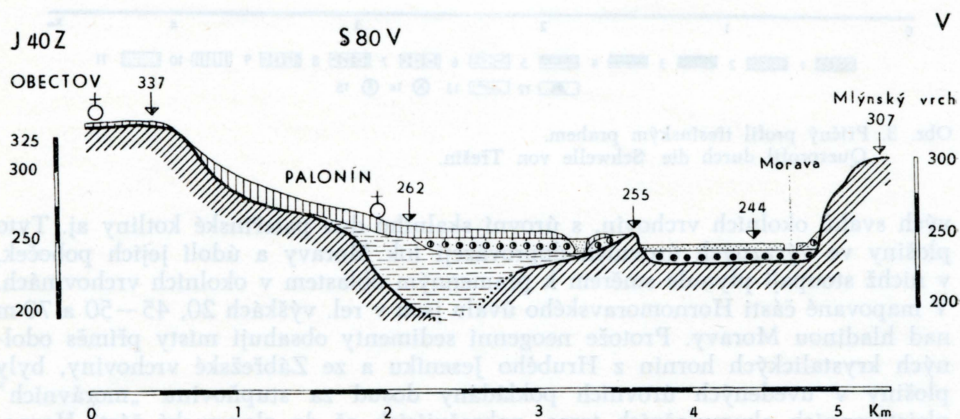
V ostatních částech studovaného území spodnotortonské sedimenty zatím nebyly zjištěny. Nejblíže k němu zasahují od J do okolí Horky n. M. (I. Cicha - J. Paulík 1962) a do senické sníženiny. Protože se však nacházejí ve zbytcích ve vysokých úrovních v Bouzovské vrchovině, lze důvodně předpokládat, že byly původně vyvinuty souvisle všude v území, které nyní zaujímají sníženiny Hornomoravského úvalu na V od bušinské poruchy, ale že odtud byly erozí odstraněny.

Nejvíce jsou v mapovaném území rozšířeny sedimenty patrně pontské h o stáří, tvořené písčitymi jíly, písky a šterky křemene i různých krystalických hornin. V litovelsko-uničovské sníženině dosahují mocnosti mnoha desítek metrů

a jejich podloží nebylo ani dosud všude dosaženo. Menší, ale přece jen dosti značnou mocnost mají v zábřežské sníženině a v dolních úsecích některých údolí, která do ní ústí (V. Panoš 1962). Jejich rozšíření nebylo v lošticko-mohelnické části sníženiny dosud známo a není také vyznačeno ani na nejnovějších geologických mapách.

Zcela vyplňují slepé údolí na z. straně třesínského prahu, ale scházejí v asymetrickém údolí Moravy mezi Třesínem a Doubravou a v s. větvi sníženiny mezi Řimicemi a Mitrovicemi. Vyplňují také sv. část mohelnické kotliny, kde mají rovněž dosti velkou, ale proměnlivou a dosud přesně nezjištěnou mocnost (V. Panoš 1963). Tvoří např. široký hřbet mezi asymetrickými údolími Rohelnice a Doubravky (Uhlisko 293,1 m) a rozsáhlé plošiny v jeho pokračování v okolí k. 301,0 m na Z a SZ od Úsova. Vybíhají odtud ještě dále k Polici. Vyplňují také celou jz. část mohelnické kotliny na Z od koryta Moravy, kde transgredují na členité skalní dno mezi Lošticemi a Líšnicí, na mírně ukloněnou dolní část svahu Mírovské vrchoviny mezi Líšnicí a Lukavicí a mezi Lošticemi a Měnikem i na svah Bouzovské vrchoviny. V polní trati „Na pešti“ jv. od Újezda v mohelnické kotlině zastihly vrty, ověřující geomorfologické mapování, souvrství šterků, jílovitých písků a bělavých kaolinických jílů s obsahem několika různě mocných (až 50 cm) vložek zuhelnatělých kořenových zbytků typické terciérní dřeviny *Taxodioxyylon gypsaceum* (G o p p e r t) n o v. c o m b. K r á u s e l. Tento nále z spolehlivě potvrzuje neogenní stáří sedimentárních výplní mohelnické kotliny již od rel. výšky 20 m nad Moravou.

Ve střední a karpatské části úvalu se podobné sedimenty obvykle označují jako „pestrá série“ usazenin patrně pontského jezera (V. Cílek 1955). Sedimentární výplně zábřežské sníženiny se však od typické „pestré série“ dosti liší. Místy se totiž velmi podobají bezfosilním spodnotortonským sedimentům z povodí střední Třebůvky. V jv. části mohelnické kotliny do nich dokonce přecházejí křížově

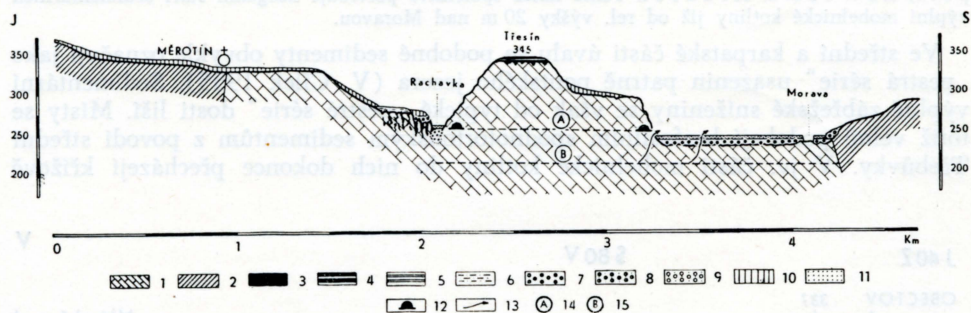


Obr. 2. Příčný profil jižní částí zábřežské sníženiny.  
Querprofil durch den Südteil der Niederung von Zábřeh.

vrstvenými a zlomy porušenými zónami. Často transgredují na kaolinicky silně rozložené paleozoické a proterozoické horniny. Z toho vyplývá, že před jejich sedimentací muselo nejprve dojít k denudaci starších marinních spodnotortonských slínů a k lateritickému zvětrání obnaženého reliéfu a že vznikly z nejmladších regresních a splachových sedimentů spodnotortonských, které byly přeplaveny a sekundárně ukládány v nově vznikajících nebo prohlubujících se sedimentačních prostorech Hornomoravského úvalu. V zábřežské sníženině ovšem nesedimentovaly všude v jezerním prostředí, nýbrž jsou zčásti fluviatilního původu. Jen z tohoto hlediska je lze prozatím považovat za ekvivalentní s pontskou „pestrou sérií“

z ostatních částí Hornomoravského úvalu. Jiným přijatelným vysvětlením by bylo, že jde přímo o regresní hrubozrnnou facii vyslazeného spodního tortonou, ekvivalentní s výplněmi Moravskotřebovské a Lanšrounské kotliny, kde byly studovány I. Cíchou - J. Dorničem (1959). Chaotický ráz sedimentace svědčí o průběhu celé série krátkých pohybů v oblasti okolních vrchovin. V okolí třesínského prahu jsou tyto sedimenty většinou velmi obtížně rozeznatelné od pleistocenních sedimentů, protože byly po svém uložení dále přemísťovány a mísily se s nánosy pleistocenní Moravy.

V mohelnické kotlině a v okolí třesínského prahu je v těchto terciérních sedimentech vytvořen členitý erozní reliéf, jehož elevace se nacházejí všude nad úrovní povrchu pleistocenních fluviatilních sedimentů. Ostatně podobné poměry jsou i mimo mapované území ve střední části Hornomoravského úvalu. Neogenní sedimenty jsou zarovnané sečnými povrchy, které ve sníženinách přecházejí na elevace skalního dna, souhlasí s úrovněmi plošin vložených lištovitě do okrajo-



Obr. 3. Příčný profil třesínským prahem.  
Querprofil durch die Schwelle von Třešín.

vých svahů okolních vrchovin, s úrovní skalního dna pateřínské kotliny aj. Tyto plošiny ve výrazných úrovních doprovázejí tok Moravy a údolí jejích poboček, v nichž stoupají plynule směrem k pramenným oblastem v okolních vrchovinách. V mapované části Hornomoravského úvalu jsou v rel. výškách 20, 45–50 a 70 m nad hladinou Moravy. Protože neogenní sedimenty obsahují místy příměs odolných krystalických hornin z Hrubého Jeseníku a ze Zábřežské vrchoviny, byly plošiny v uvedených úrovních pokládány dosud za stupňovinu „morávních“ pleistocenních akumulacních teras, pokračujících až do olomoucké části Hornomoravského úvalu (např. E. Tietze 1898, G. v. Bukowski 1905, V. J. Novák 1924, F. Klement 1928, F. Říkovský 1934, V. Šauer 1937, V. Kalabis - R. Schwarz 1953 aj.). Štěrkopísčité a jílovité sedimenty v okolí Újezda považuje F. Říkovský (1934) za pleistocenní nánosy Mírovky. Protože erozní úrovně na neogenních sedimentech a na paleozoických nebo proterozoických horninách z oblasti Hornomoravského úvalu navazují na úrovně podél údolních soustav poboček Moravy, je třeba revidovat i názory o soustavě vysokých svrchněpliocenních a pleistocenních akumulacních teras např. podél Třebůvky, Jevíčky a Nectavy (srov. F. Říkovský 1929, J. Zapletal 1932, H. J. Fabian 1936, M. Malkovský et cons. 1952). Jde tam totiž rovněž o erozní povrchy na předtortonských a spodnotortonských výplních nebo na okolním paleozoiku a proterozoiku. V mapovaném území Hornomoravského úvalu jsou tyto úrovně vesměs výše než povrch nejstar-

ších pleistocenních akumulčních tvarů. Jde tedy o úrovně předkvartérního, ale posttortonského stáří. Z jejich plynulého přechodu z neogénu na okolní skalní podloží a z vazby na úrovně v údolních svazích vyplývá, že se vytvářely v obdobích ochablé hloubkové eroze působením boční eroze vodních toků a splachu, a že tedy jde o soustavu sečných povrchů typu pedimentů a peripedimentů. Oba procesy působily jednak v úrovni postupně denudovaného a snižovaného povrchu sedimentárních neogenních výplní Hornomoravského úvalu i údolí, jednak v úrovni zvětralínového pokryvu okolního reliéfu vrchovin (V. Panoš 1962). Eta-pové poklesy dna úvalu a zdvihy v okolních vrchovinách jsou příčinou jejich stupňovitého uspořádání. Dají se srovnat s „poříčními úrovněmi“ v karpatské oblasti. Ve styčné oblasti mezi Zábřežskou vrchovinou a j. podhůřím Hrubého Jeseníku se projevila neogenní planace ve starším reliéfu velmi výrazně a největšího rozsahu dosáhla v sarmatu. Menší rozsah má planace pontská a patrně ještě levantská.

Série typických pleistocenních „morávních“ štěrků, písků a jílu je v Hornomoravském úvalu vložena do rozřezané neogenní výplně. Podobně je tomu i v řadě údolí poboček Moravy. Ve velmi členitém erozním reliéfu na neogenních sedimentech jsou zvláště typická hluboká údolí, vyplněná nyní a pohrbená kvartérními sedimenty. Výzkum těchto akumulčních a erozních forem značně ztěžuje téměř souvislý pokryv eolických sedimentů. Mocnost fluviatilního kvartéru v některých těchto pohrbených rýhách v neogénu je v okolí Litovle kolem 25 m i více. V zábřežské sníženině popisy vrtů nedovolily vést všude přesnou hranici ani mezi neogénem a pleistocénem, ani mezi jednotlivými stupni pleistocénu. V obou částech Hornomoravského úvalu však lze přesto fluviatilní kvartérní sedimenty rozdělit do dvou skupin. Jednu skupinu tvoří sedimenty nívy Moravy a jejich větších poboček, druhou různé stupně sedimentů v jejím na d l o ž í.

Nívní sedimenty mají dva odlišné horizonty. Spodní horizont obsahuje ve svrchní části převážně hrubé až velmi hrubé štěrky, prokládané v dolní části četnými a často velmi mocnými vložkami písků a jílu, které pocházejí zjevně z erodovaných neogenních výplní. Tento horizont má zvláště povrch erozního původu a tvoří starší podklad nívy Moravy. Má různou mocnost (mezi Mohelnicí a Řimicemi pod řečištěm Moravy kolem 8—2 m, na třesínském prahu ještě méně) a před úpatím Vrabce (mezi Stavenicí a Moravičany) nasedá také na lištovitou plošinu erozního pedimentu na zvětralých spodnokarbonských břidlicích. Na levém břehu Moravy u Mladče jsou na něj navátý wümské spraše (srov. J. Tyráček - J. Demek 1962). Spraše a sprašové hlíny pokrývají také mezi Litovlí a Unčovicemi štěrky spočívající na sv. okraji křelovsko-blatecké tabule, jejichž povrch souhlasí s povrchem štěrkového horizontu nívy Moravy. Svrchní horizont nivních sedimentů tvoří jemnozrné, jílovito-písčité, často bituminózní hlíny a místy rašeliny (okolí Čerlinky, Doubrava, Stavenice, Třeština). Mají proměnlivou mocnost (např. u Lukavice 5—6 m, u Doubravice a v Litovli 30,50 až 120 cm, na třesínském prahu, kde je v úrovni spodního štěrkového horizontu rozrušuje boční eroze Moravy, 180 cm). Splývají s podobnými nánosy poboček Moravy a lze v nich rozeznat rovněž dvě úrovně. Vyšší úroveň tvoří obvykle velmi jemnozrné až siltovité šedé hlíny s častými zuhelnatělými rostlinnými zbytky. V nižší úrovni jsou typické jemnozrné, často bituminózní hlíny (v nivě Palonínského potoka u Řimic v nich zastihl vrt ověřující geomorfologické mapování neolitické žárové hroby s volutovou keramikou) a drobné štěrky s hlinitými písky, které před ústím větších poboček Moravy (Třebůvky, Rohelnice, Doubravky, Mírovky, Mor. Sáza-vy, Loučky) i jiných drobných potoků transgredují přímo na hrubé štěrky starší-

ho podkladu údolní nivy. Patří k nejmladším plochým náplavovým kuželům.

Nivu Moravy doprovázejí morfologicky nevýrazné a nesouvislé šterkopískové stupně v úrovních 2–5 m a 8–10 m nad hladinou řeky.

Nižší stupeň se většinou nachází pod pokryvem spraší a sprašových hlín a přímo na povrch vystupuje jen ojediněle. Obvykle mu chybí výrazné omezení směrem ke korytu Moravy a jeho povrch se plynule sklání do úrovně povrchu spodního hrubozrnného horizontu údolní nivy. Pro nedostatečný počet vrtů bylo možno jen místy vymezit jeho hranici s nivou nebo s vyšším šterkopískovým stupněm právě tak jako rozlišit jeho meziúrovně (2 a 5 m).

Výraznější omezení má nízký šterkopískový stupeň jen na V a na Z od Červenky mezi nivou Moravy (popřípadě Čerlinky) a nivami Benkovského potoka a Lukavice. Plošně nejrozsáhlejší usazeniny tohoto stupně jsou před sv. okrajem křelovsko-blatecké tabule mezi Sobáčovem, Litovlí a Unčovicemi. Z rozložení sedimentů tohoto stupně v širším okolí Litovle vyplývá, že jde o rozsáhlý, plochý, zčásti rozřezaný náplavový kužel, nanesený Moravou v litovelsko-unčovské sníženině po opuštění asymetrického údolí na třesinském prahu. Mezi Lukavicí a Lošticemi leží pod pokryvem spraší a sprašových hlín šterky a písky v rel. výšce 2–5 m, jejichž rozsah nemohl být přesně ohraničen. Z převahy materiálu ze Zábřežské vrchoviny vyplývá, že jde o široce rozprostřené ploché kužely Mor. Sázavy, Mírovky a jiných menších toků. Podobný kužel je i mezi Stavenicí a Doubravicí před ústím potoků Rohelnice a Doubravky do Moravy. V dolních úsecích údolí řady poboček Moravy (např. Loučky u Kluzova, Rachavky mezi Měrotínem a Mladčí, Třebůvky mezi Lošticemi a Vlčicí, Lišenky u Žádlovic), Rohelnice a Doubravky u Stavenice nebo Mírovky pod Křemáčovem je v této úrovni velmi dobře vyvinuta nízká terasa.

Vyšší šterkopískový stupeň je vyvinut jen v izolovaných útržcích, zaujímajících svým povrchem relativní výšky mezi 8–10 m nad hladinou Moravy.

V litovelsko-unčovské sníženině jsou např. na s. úpatí hřbetu „Na kříbech“ na J od Litovle, mezi Nasobůrkami a Chudobínem, na třesinském prahu lemují svahy Doubravy a Třesína v asymetrickém údolí Moravy, s. svah Doubravy u Nových Mlýnů. Nejrozsáhlejší jsou mezi Řimicemi, Mitrovicemi, Palonínem a Lošticemi v j. části zábřežské sníženiny, kde pokrývají také úzký skalní hřbet mezi oběma větvemi sníženiny. Pleistocenní šterky tohoto stupně jsou pod sprašemi a sprašovými hlínami také na S i na J od Mohelnice, u Libivě, u Vlachova a na SZ od Třeštiny. Jejich rozsah není rovněž zatím přesně zjištěn. U Lukavice a Libiny jsou silně smíšený s neogenními nánosy.

Rozložení reliktů a petrografické složení materiálu tohoto stupně svědčí, že jde vesměs o náplavové kužely nejvyšší pleistocenní akumulární úrovně, které nanesly pobočky Moravy jednak na hrubozrnné šterky staršího podkladu údolní nivy Moravy, jednak na elevace skalního podloží úvalu nebo na erozní povrch neogenních výplní po obou stranách nivy Moravy. Dosud způsobují výrazné ohyby koryt Loučky, Třebůvky a Rohelnice před jejich ústím do Moravy. Navazují na něj zbytky 8–10 m teras v údolích poboček Moravy.

Popisovaný šterkopískový stupeň poskytl při geomorfologickém výzkumu dosti spolehlivé doklady, které ve srovnání s ostatními poznatky umožňují přibližné datování jeho vzniku a tím i prozatímní zařazení ostatních sedimentárních výplní Hornomoravského úvalu do kvartérní chronologie. Báze tohoto stupně totiž souhlasí s úrovní báze desetimetrové terasy Rachavky, která v údolním úseku mezi Měrotínem a Mladčí pokrývá nižší stupeň fosilního kuželového krasu (V. Panoš 1962). Šterky a písky této terasy vnikají jednak do Mladečských jeskyní, jednak do jeskynního systému téže úrovně, objeveného v z. části Třesína při geologické prospekci (J. Vodička - O. Pleichinger 1959). V Mladečských jeskyních v úrovni odpovídající bázi desetimetrové terasy byly při revizním archeologickém výzkumu nalezeny v jílovitých hlínách kosterní zbytky interglaciálních mindel-risských plazů (výzkum vedl J. Jelínek a plazy určil R. Musil z Moravského muzea v Brně).

K sedimentaci šterkopísků desetimetrové terasy Rachavky tedy došlo později než v interglaciálu M/R, velmi pravděpodobně v R/1 až R/2. Stejně stárí lze s velkou pravděpodobností přisoudit i ostatním zbytkům šterkopískových sedimentů 8–10 m stupně v mapovaném území. Pro datování vzniku rozsáhlého šterkopískového stupně na levém břehu Moravy mezi Olomoucí a Přerovem použil K. Žebera (1955) zcela jiných kritérií a zařadil jej rovněž do R/2, přičemž jej zto-



tožnil s tzv. ostravskými proluviálními suchými deltami. Protože materiál deseti-metrového stupně mezi Litovlí a Zábřehem na Moravě transgreduje v podobě ná-plavových kuželů vedlejších toků na šterky staršího podkladu údolní nivy Mora-vy, je třeba nižší horizont údolní nivy považovat celkem spolehlivě za mindelský a starší. Jeho vlastní povrch, pokud nebyl překryt mladšími sedimenty, byl ovšem snižován a modelován erozí od svého vzniku až do spodního holocénu a místy (např. na třesinském prahu) se tak děje dosud. Ze stratigrafické pozice sedimentů 2—5 m šterkopískového stupně (místy se ukládají do šterkopísku vyššího stupně a jsou spolu s ním převáty würmskými sprašemi) vyplývá, že se usazovaly v chlad-ných obdobích starší polovice würmu. V mapovaném území Hornomoravského úvalu se tedy n e v y s k y t u j í vyšší než 8—10 m akumulární formy pleisto-cenního stáří. Nejvyšší šterkopískový stupeň je zbytkem široce rozprostřených risských kuželů poboček Moravy, nižší šterkopískový stupeň představuje zbytek podobných kuželů Moravy i jejích poboček ze staršího würmu. Šterky staršího pod-kladu údolní nivy jsou staropleistocenní, povodňové hlíny vyššího nivního hori-zontu holocenního stáří.

Z pleistocenních výplní Hornomoravského úvalu v mapované oblasti mají značný geomorfologický význam periglaciální deluvia, místy rytmic-ky zvrstvená. V zábřežské sníženině nedostatek vhodných odkryvů brání jejich detailnímu studiu. Vcelku však bylo možno pozorovat, že mají podobné znaky jako v litovelsko-uničovské sníženině nebo v olomoucko-prostějovské a senické oblasti, kde byly podrobně studovány v četných odkryvech (T. Czudek et cons. 1962).

Rytmicky zvrstvené periglaciální svahové sedimenty jsou v menších mocnostech např. při úpatí levého údolního svahu Třebůvky mezi Lošticemi a Vlčící, mezi Lišnicí a Svinovem, u Kře-mačova aj. Ve značných mocnostech transgredují na neogén mezi Řimicemi a Měnikem, u Vla-chova a Zvole spolu se sprašovými hlínami maskují styk skalního a sedimentárního svahu Mírovské vrchoviny. Mocné svahové sedimenty pokrývají v svahy hřbetu Bílého kamene v širším okolí Police, a to vždy při úpatí stupňů oddělujících jednotlivé úrovně mírně ukloněných plošin

Zvláště na závětrných svazích Bouzovské a Mírovské vrchoviny a na sedimen-tárních výplních úvalu jsou vyvinuty mocné horizonty s p r a š í a s p r a š o -v ý c h h l í n. V mapované oblasti se zachovaly jen světlé, jemné až jemně pís-čité spraše posledního würmského stadiálu, oddělené fosilními půdními horizonty od starších hnědých spraší v podloží. Risské spraše však tu nejsou patrně zacho-vány ani v nejmenších zbytcích. Někde spraše kopírují i při značných mocnostech tvary pohřbeného reliéfu. Jinde však se na nich vytvořil mladý reliéf nezávisle na tvarech podloží.

Zvláště mocné spraše a sprašové hlíny jsou hlavně mezi Litovlí a Unčovicemi a mezi Řimicemi a Lukavicí na pravém břehu Moravy, kde spočívají na nízkém šterkopískovém stupni. U Mladče, na levém břehu Moravy jsou naváty i do údolní nivy. Rozsáhlý sprašový pokryv má niva i mezi Doubravou a Červenkou. Přítomnost spraší na okrajových svazích Bouzovské vrchoviny zvláště mezi Haňovicemi a Chudobínem nebo mezi Červenou Lhotou a Lošticemi podmiňuje vývoj su- chých neckovitých zářezů, které jsou velmi výrazné na příkřejší horní části svahu, ale ve směru spádu na mírně ukloněné dolní části svahu postupně vyznívají. Velmi mocné spraše leží na v., j. a z. svazích hřbetu Třesína a na sz. svahu Skalky pod Měrotínem, kde jsou součástí pokryvu zmí-něného kuželového krasu. Vůbec nejmocnější spraše jsou v mapovaném území v paterínské kotli-ně a v sedle, které ji odděluje od údolí Moravy. Jsou tu mocné kolem 20 m a ověřovací vrty vůbec nedosáhly jejich podloží. Spodní horizonty spraší v sedle u Bílé Lhoty byly v době vrtyby silně zvodnělé.

S přihlédnutím ke geologicko-tektonickému vývoji širší oblasti východní části České vysočiny lze na základě poznatků o horizontálním a vertikálním uspořá-dání tvarů mapovaných částí Hornomoravského úvalu a poznatků o stáří a roz-ložení jeho sedimentárních výplní přikročit k rekonstrukci geomorfologického vývoje:

V paleogénu existoval v místě nynějších sníženin sečný povrch, šířící se celkem v malé absolutní výšce mezi nyní oddělenými a dislokovanými celky Zábřežské vrchoviny (Bouzovská a Mírovská vrchovina), jižního podhůří Hrubého Jeseníku (Úsovská vrchovina) a Nízkého Jeseníku. Vyvíjel se během paleogénu ze staršího, patrně ze svrchněkřídového pokryvu postupně exhumovaného povrchu v podmínkách teplého a humidního klimatu. Než došlo ke konci paleogénu k jeho pozvolné diferenciaci v řadě fází saxonské orogeneze, měl charakteristické rysy pediplénu střídavě humidních teplých klimamorfogenetických oblastí (V. Panoš 1962) a nikoliv rysy paroviny, jak se většinou dosud soudí. Nad široké sníženiny s mocným lateritickým pokryvem vyčnívaly četné izolované kopce a krátké hřbety. Území mělo sklon k Z a JZ, který se postupně zvětšoval pozvolným zdvihem oblasti na V od bušínské poruchy. Na obou křídlech mírovského brachysynklinoria (srov. K. Mann 1950, V. Panoš 1962) se organizuje ve směru vrstev (tedy kolmo k bušínské poruše) odvodňování z. a j. části Hrubého Jeseníku a Úsovské vrchoviny do Boskovické brázdy v širokých sníženinách. Torsa tvarů tohoto odvodňování představují v mapované oblasti tzv. polický příkop, jv. část mohelnické kotliny, nižší sečný povrch mezi Bouzovskou a Mírovskou vrchovinou a údolí Třebůvky ústící do Jevíčské kotliny. Podobná souvislost se jeví i mimo mapované území mezi širokými dolními úseky jz. jesenických toků, vyšší úrovní zábřežské kotliny a údolím Mor. Sázavy ústícím do Moravskotřebovské kotliny. V burdigalu a ve spodním helvetu dochází k pozvolnému zdvihu území na Z od bušínské poruchy a k pozvolnému vzniku hřbetu Zábřežské vrchoviny. Vodní toky z Hrubého Jeseníku a Úsovské vrchoviny však tento zdvih stačí překonávat a zahlubují se. Ve středním helvetu nabývá celé území zvolna sklonu k JV a v j. části Zábřežské vrchoviny (a patrně i v oblasti nynější litovelsko-uničovské sníženiny a na V od Úsovské vrchoviny) se počíná postupně rýsovat rozvodí mezi vněkarpatskou sníženinou Hornomoravského úvalu a Boskovickou brázdou, která tehdy byla ještě vysoko zasypána permскими sedimenty a pokryta svrchněkřídovými horninami. Proto odtud mohly k JV do prostějovské oblasti úvalu dočasně odtékat vodní toky (Nectava). Údolní síť v málo odolných výplních Boskovické brázdy se však rychle prohlubuje, takže odumírá brzy odvodňování k JV. Značně se prohloubila údolí jesenických toků, směřujících do Boskovické brázdy. Hluboká údolní síť v Boskovické brázdě je pohřbena pod spodnotortonkými výplněmi (srov. I. Cícha - J. Dornič 1959) a svědčí, že již v druhé polovině paleogénu a ve spodním miocénu byla Boskovická brázda důležitou hydrografickou linií vých. části České vysočiny, kterou se odvodňovalo (patrně k J) velké území Východních i Západních Sudet.

Vlivem tlaků z karpatské oblasti se počínají mezi zlomy rovnoběžnými s bušínskou poruchou tvořit koncem helvetu pásma pomaleji vyzdvižovaného reliéfu v ssz. pokračování olomoucké deprese Hornomoravského úvalu. Soustřeďuje se do nich odvodňování rychleji stoupajícího povrchu Hrubého Jeseníku, orientované již na karpatskou předhlubeň v okolí Olomouce. V porušených horninách podél bušínské poruchy vytváří eroze základy širokého spojení mezi zábřežskou, mohelnickou a později vzniklou litovelsko-uničovskou sníženinou. Odvodňování směrem do Boskovické brázdy zcela odumírá. Ve spodním tortonu dochází k náhlému poklesu celého širokého předpolí karpatské předhlubně, k jeho zaplavení mořem a zanesení sedimenty několika facií. Ve studované oblasti nejsou vyvinuty hrubozrné transgresní hrubozrné sedimenty, typické pro j. oblasti Boskovické brázdy a okolí Brna. Mimo Boskovickou brázdou a Lanškrounskou kotlinu patrně nebyla vůbec zaplavena oblast na Z od nynější Úsovské vrchoviny, kde se již rýsují základy vysoko vyzdviženého hřbetu Hrubého Jeseníku.

Opětný zdvih východní části České vysočiny ke konci spodního tortonu způsobil regresi. V pomaleji zdvihaných částech mapovaného území se ukládají v nadloží hlubokomořských tortonských sedimentů regresní a splachové sedimenty. V úrovni jejich povrchu a v úrovni nově se tvořícího zvětralinového pláště vzniká sečný povrch i na paleozoických a proterozoických horninách. Ke konci sarmatu vystřídala období intenzivního zvětrávání a plošného odnosu fáze silné hloubkové eroze. Vyvolaly ji nové poklesy v karpatské a střední části Hornomoravského úvalu. Při těchto pohybech vzniká hlavní část litovelsko-uničovské sníženiny. Výškové rozdíly vyrovnávají vodní toky hlubokým rozřezáním skalního dna mělčích sníženin. Zároveň dochází k exhumaci některých úseků předtortonské údolní sítě a ke vzniku nových údolí v okolních vrchovinách (často ze starých předtortonských údolí vznikají údolní úseky s opačným spádem). Exhumovaných údolí využily i nové vodní toky, které pronikly v opačném směru z Boskovické brázdy do prohlubujícího se Hornomoravského úvalu (Třebůvka, Moravská Sázava). V podélné ose stupňovitého prolomu dochází k výraznému eroznímu zvětšení a prohloubení protáhle sníženiny mezi zábřežskou kotlinou a litovelsko-uničovskou sníženinou. Na z. straně karbonátového třesínského prahu, který představuje zbytek tektonicky i erozně rozčleněného původního reliéfu mezi Zábřežskou vrchovinou a Hrubým Jeseníkem, popř. Nízkým Jeseníkem, vzniká slepé údolí, pokračující jeskyněmi do hluboké části litovelsko-uničovské sníženiny. Zpětná eroze je prohloubila až do mohelnické kotliny i ve spodnokarbonských břidlicích.

Patrně v pontu dochází k ingresi sladkovodního jezera do litovelsko-uničovské sníženiny. V souvislosti s tím vznikají v zábřežské sníženině nejprve izolovaná jezera u Zábřeha a Mohelnice, která se teprve později spojila s hlavním jezerem (V. Panoš 1963). Vodní toky vyplňují jezerní pánve usazeninami, ekvivalentními „pestré sérii“ ze střední části úvalu. S ústupem pontského jezera souvisí vývoj nižší úrovně neogenních sečných povrchů. Později se vytváří ještě jeden nižší stupeň (patrně levantské) erozní úrovně, vázaný na předkvartérní období ochabující subsidence střední části úvalu. Tím vznikla na neogenních výplních studovaných sníženin, na elevacích skalního dna a v okrajových svazích okolních vrchovin stupňovina výrazných úrovní typu erozních a splachových pedimentů a peripedimentů sarmatského, pontského a patrně levantského stáří, které doplnily zčásti dislokované, zčásti vyzdvižené nebo vyklenuté paleogenní a helvetské úrovně ve vrchovinách (V. Panoš 1962), a které lze plynule sledovat podél vodních toků do centra vrchoviny Zábřežské i Úsovské a do Hrubého Jeseníku. Tvoří jednotný systém, který se podobá západokarpatským úrovním, ale který starší autoři považovali zčásti za abrazní terasy spodnotortonského moře, zčásti za vysoké svrchněpliocenní a pleistocenní akumuláční terasy (C. Camerlander 1890, H. Hassinger 1914, V. J. Novák 1925, H. Mikula 1926, F. Klement 1928, J. Zapletal 1932, F. Říkovský 1932 aj.), mladší autoři pak jen za náhodně dislokované části předpokládané původně souvislé paroviny.

Na rozhraní pliocén-kvartér přichází nová vlna hloubkové eroze, která se projevila rozřezáním neogenních výplní. Členitý reliéf zanesla Morava a její pobočky ve starším pleistocénu (hlavně v období halštrovského zalednění) mocnými hrubozrnnými sedimenty, které vytvořily spodní horizont nynější údolní nivy. Ve střední části Hornomoravského úvalu trvají dále tektonické pohyby (srov. např. M. Remeš 1908, 1933, K. Zapletal 1932, V. Šauer 1937, F. Němec 1950, O. Kodým 1954, V. Kalabis 1956, J. Paulík 1957 etc.). Trvalá subsidence spolu s klimatickými podmínkami vyvolala nástup dalšího období akumulace v rissu (většinou jen u poboček Moravy). Sedimentační schopnost Moravy ochabla a projevila

se později většinou jen redeponováním dříve sedimentovaného materiálu a akumulací hlavně až na počátku würmu. Období akumulace oddělují interglaciální fáze splachu a eroze. Dalekosáhlé rozřezání a rozrušení risských kuželů v zábřežské sníženině, odstranění valné části starších deluviálních sedimentů a úplné zničení risských spraší svědčí o intenzivní erozi v interglaciálu R/W, která přemodelovala silně i starší erozní tvary hlavně na klastických sedimentech. Kvartérní sedimentace končí dvěma obdobími akumulace holocenních povodňových hlín. Starší období se silnou tvorbou rašelin je prehistorické (srov. též M. Puchmajerová 1947), mladší spadá již do historické doby a souvisí s odlesňováním a zemědělskou kultivací. V současné době dochází místy k odnosu holocenních sedimentů v nivě Moravy zvláště vlivem bočné eroze a k splachové i stržové erozi nesprávným obděláváním povrchu eolických a deluvio-eolických sedimentů.

Důkazy o pliocenním stáří litovelsko-uničovské a zábřežské sníženiny, která se připojila k miocenní vněkarpatské sníženině Hornomoravského úvalu, snesla již dříve řada autorů (H. Hassinger 1914, V. Šauer 1937, V. Panoš 1960, J. Demek 1961 aj.). Z uvedeného vyplývá, že vývoj obou sníženin skutečně vrcholil ve spodním pliocénu, kdy se ustalovaly nynější obrysy Hornomoravského úvalu, ale počátky tohoto vývoje se projevují již během miocénu. Podmínily je trvalé nerovnoměrné pohyby velkých ker po obou stranách bušínské poruchy (srov. I. Čícha - J. Paulík - Z. Roth 1962). Na velký význam této stále oživující tektonické linie prvního řádu pro vývoj Hornomoravského úvalu a jeho širšího okolí upozornili ostatně již H. Hassinger (1914), F. Klement (1928), K. Zapletal (1930) nebo J. Skácel (1952) aj. Neklid podél bušínské poruchy ovlivňuje i nejmladší kvartérní erozi a akumulaci. Značný význam měly i zlomy rovnoběžné nebo kolmé na bušínskou poruchu. Složitý vývoj nynějších tvarů s. výběžků Hornomoravského úvalu mezi Litovlí a Zábřehem na Moravě podmínilo tedy spolupůsobení endogenních a exogenních procesů v různých oblastech paleogénu, neogénu a kvartéru, doplněné v pruhu starého reliéfu třesínského prahu i procesy krasovými.

#### Literatura

- BALATKA B. - SLÁDEK J.: Říční terasy v českých zemích. — Geofond, Praha 1962, 578 str.
- BARTH V.: Historický přehled geologických výzkumů v Hornomoravském úvalu. — Sborník Vys. školy pedag. v Olomouci, ř. přír. věd, V, geol.-geogr.-biol., str. 25—78, Praha 1958.
- BUKOWSKI G. v.: Geologische Spezialkarte, Blatt Mährisch Neustadt und Schönberg, 1 : 75 000. Mit Erläuterungen — K. k. geol. RA, Wien 1905, str. 1—50.
- Nachträge zu den Erläuterungen des Blattes Mähr. Neustadt und Schönberg der geologischen Spezialkarte. — Jahrb. d. k. k. geol. RA LV: str. 639—66, Wien 1905.
- CAMERLANDER C. v.: Geologische Aufnahmen in den mähr.-schlesischen Sudeten. — I. Die südöstlichen Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten. — Jahrb. d. k. k. geol. RA XL; 103—316, Wien 1890.
- CICHA I. - DORNIČ J.: Vývoj miocénu Boskovické brázdy mezi Tišnovem a Ústím nad Orlicí. — Sborník ÚÚG, odd. geol., XXVI: 393—434, Praha 1960.
- CICHA I. - PAULÍK J.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, 1 : 200 000, M-33-XXIV, Olomouc. — ÚÚG, Praha 1962, 1—130 str.
- CICHA I. - PAULÍK J. - ROTH Z.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, 1 : 200 000, M-33-XXIV, Olomouc. — ÚÚG, Praha 1962, str. 34—39.
- ČÍLEK V.: Nové poznatky o geologii vněalpské pánve mezi Kroměříží a Přerovem. — Rozpr. ČSAV, LXV, ř. MPV, 4, Praha 1955, str. 1—48.
- CZUDEK T. - DEMEK J. - LÁZNIČKA Z. - LINHART J. - QUITT E. - SEICHTEROVÁ H. - STEHLÍK O. - ŠTELCL O.: Přehled geomorfologických poměrů střední části Československé socialistické republiky. — Práce Brněn. základny ČSAV, XXXIII, 11: 493—544, Brno 1961.
- CZUDEK T. - DEMEK J. - PANOŠ V. - SEICHTEROVÁ H.: Předběžná zpráva o výzkumu říčních teras a spraší v Hornomoravském úvalu. — Věstník ÚÚG XXXVI: 285—287, Praha 1961.

- CZUDEK T. - DEMEK J. - PANOŠ V. - SEICHERTOVÁ H.: Spraše Hornomoravského úvalu a jejich geomorfologický význam. — *Anthropos*, n. s. 6, 14: 45—56. Symposium o problémech pleistocénu, Brno 1962.
- CZUDEK T. - DEMEK J. - PANOŠ V. - SEICHERTOVÁ H.: Předběžná zpráva o výzkumu rytmičky zvrstvených svahových sedimentů v Hornomoravském úvalu. — *Zprávy Vlastivěd. ústavu v Olomouci*, č. 101: 6—8, Olomouc 1962.
- CZUDEK T. - DEMEK J. - PANOŠ V. - SEICHERTOVÁ H.: Periglaciální zjevy ve spraších střední části Hornomoravského úvalu. — *Anthropozoikum XI* (1961): 185—195, Praha 1962.
- CZUDEK T. - DEMEK J. - PANOŠ V. - SEICHERTOVÁ H.: The Pleistocene Rhythmically Bedded Slope Sediments in the Hornomoravský úval (the Upper Moravian Graben). — *Anthropozoikum*, ř. A, 1: 75—100, Praha 1963.
- DVOŘÁK J.: Ke geologii a morfologii mladečského krasového ostrůvku. — *Čs. Kras VI*: 132—136, Brno 1953.
- FABIAN H. J.: Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Türrau bei Mähr.-Trübau. — *Firgenwald IX*: str. 3—10, Reichenberg 1936.
- HASSINGER H.: Die mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften. — *Abhandl. d. k. k. geogr. Gesellsch. XI*, 2: 1—313, Wien 1914.
- KALABIS V.: Poruchy vrstev v neogenních sedimentech v okolí Olomouce. — *Sborník SLUKO II-A*: 69—72, Olomouc 1956.
- KALABIS V.: - SCHWARZ R.: Zpráva o geologickém mapování pokryvných útvarů na listu Olomouc. — *Zprávy o geol. výzkumech ÚÚG v r. 1952*, Praha 1953, 39 str.
- KLEMENT F.: Morphologische Untersuchungen im Altvatergebirge. — *Firgenwald I*: 25—52, Reichenberg 1928.
- KODYM O.: Geologický vývoj Československa. — in *Ochrana československé přírody a krajiny I*, Praha 1954, str. 29—144.
- MALKOVSKÝ M. - PAŠKOVÁ O. - PESL V. - PETRÁNEK J. - POUBA Z.: Zpráva o geologickém mapování v okolí Moravské Třebové. — *Věstník ÚÚG*, XXVII: 197—202, Praha 1952
- MANN K.: Geologické poměry krajiny v okolí Mírova a Mohelnice na Moravě. — *Věstn. Král. čes. spol. nauk, tř. mat.-přír.*, 1949, 17, Praha 1950.
- MIKULA H.: Geographische Studien im Olmützer Becken und an seinen Flanken. — *Mitt. d. geogr. Gesellsch. LXIX*: 7—51, Wien 1926.
- NEUBAUER M.: Pomoraví — zpráva o výsledku hydrogeologického průzkumu. — *techn. zpr., archiv Geol. průzkum n. p. Brno*, Brno 1960.
- NĚMEC F.: O některých formacích píscích. — *Stavivo XXVIII*: 183—186, 199—204, 219 až 222, 233—236, 259—261, 273—275, 292—294, 333—335, Brno 1950.
- NOVÁK F.: Zpráva o zjištění pohybu podzemních vod v oblasti severní části Drahanské vysočiny a Hornomoravského úvalu. — *Techn. zpr., řed. vodohosp. rozvoj. pracovišť Brno*, Brno 1961.
- NOVÁK V. J.: Morfologický vývoj neogenních sníženin na Moravě. — *Věstník Král. čes. spol. nauk, tř. mat.-přír.*, 1924: 1—229, Praha 1925.
- OTRUBA J.: Příspěvek k poznání quarterní květeny v okolí Olomouce. — *Čas. Mor. zem. musea XXV*: 237—250, Brno 1927—1928.
- PANOŠ V.: Příspěvek k poznání hydrologie Severomoravského krasu. — *Zprávy o geomorfol. výzkumech Kabinetu pro geomorfologii ČSAV v Brně za r. 1959*, str. 18—20, Brno 1959.
- Krasové jevy a geomorfologie okolí Sovince v Nížkém Jeseníku. — *Přírodověd. čas. slezský XXI*: 197—213, Opava 1960.
- Zu den karsthydrographischen Problemen der kleinen Kalksteingebiete in Nordmähren und Schlesien. — *Mitt. d. Österr. Geogr. Gesellsch. CIII*, 2: 158—177, Wien 1961.
- Podzemní krasové vody ve vápencích jesenecko-mladečského devonu. — *Geologický průzkum*, 1961, 6: 178—180, Praha 1961.
- Výsledky barvení některých ponorných toků Drahanské vrchoviny a Rychlebského pohoří. — *Zprávy Vlast. ústavu v Olomouci* 82: 17—18, Olomouc 1960
- K otázce původu a stáří nově nalezených neogenních sedimentů mezi Litovlí, Mohelnicí a Městečkem Trnávku. — *Zprávy Vlast. úst. v Olomouci* 102: 1—8, Olomouc 1962.
- Fosilní destruktivní tvary krasové východní části České vysočiny — *Geografický čas. XIV*: 181—204, Bratislava 1962.
- Předběžná zpráva o nových nálezech spodního tortonu mezi Mohelnicí a Městečkem Trnávku. — *Zprávy o geol. výzkumech ÚÚG v r. 1961*, str. 219—221, Praha 1962.
- Nové nálezy neogenních sedimentů na Drahanské a Zábřežské vrchovině. — *Čas. pro mineralogii a geologii VII*, 3: 288—295, Praha 1962.
- Přehled výsledků geomorfologického mapování Mírovské a Bouzovské vrchoviny mezi Litovlí, Mírovem a Vranovou. — *Záv. zpr., archiv Geogr. ústavu ČSAV*, str. 1—14: Brno 1962.

- Geomorfologický význam nových nálezů neogénu u Mohelnice a Loštic. — Zprávy o geol. výzkumech ÚÚG v r. 1962, str. 295—296, Praha 1963.
- PAULÍK J.: Zpráva o přehledném geologickém mapování neogénu na generální mapě list Olomouc. — Zprávy o geol. výzkumech ÚÚG v r. 1956, str. 143—146, Praha 1957.
- POLÁK J.: Průzkum ložiska vysokoprocentních vápenců — 1952/1953 — Třesín. — Techn. zpr., archiv Geol. průzkumu n. p. Brno, Brno 1954.
- PUCHMAJEROVÁ M.: Slatiny úvalu hornomoravského. — Věstník Král. čes. spol. nauk, tř. mat.-přír., 1945, 2: 1—14, Praha 1947.
- Pylové rozbor moravských spraší. — Obzor prehistorický, 1946: 1—88, Praha 1947.
- REMĚŠ M.: Dodatky ke geologické mapě okolí olomouckého. — Zprávy Komise pro přírodovědecké prozkoumání Moravy, odd. geol.-pal., 7: 1—53, Brno 1908.
- Dodatky ke geologické mapě okolí olomouckého a poznámky k některým listům sousedním (část druhá). — Zprávy komise pro přírodovědecký výzkum Moravy a Slezska, odd. geol., 12: 1—28, Brno 1933.
- ŘÍKOVSKÝ F.: Paleopotamologický vývoj Svitavy. — Sborník SGÚ VIII: 257—304, Praha 1928—1929.
- Zeměpisný obraz olomouckého okresu. — Vlastivěda moravská, okres olomoucký, str. 1—109, Brno 1934.
- SKÁČEL J.: Vztahy geomagnetometrie k tektonice a petrografii moravsko-slezských krajů. — Přírodověd. sborník Ostrav. kraje XIII, 1952: 60—69, Opava 1952.
- ŠAUER V.: Příspěvek k poznání geomorfologického vývoje střední a severní Moravy. — Práce Mor. přírodověd. spol. X, 1: 1—15, Brno 1936.
- Úleh Uničovské pánve. — Sborník Čs. spol. zeměpisné 42: 136—138, Praha 1937.
- ŠPAČEK O.: Průzkum cihlářských hlín — Mohelnice. — Techn. zpr., archiv Geol. průzkumu n. p. Brno, Brno 1959.
- ŠTELCL O.: in CZUDEK T. et cons. 1961, str. 501—502.
- TIETZE E.: Erläuterungen zur geologischen Karte Olmütz. — K. k. geol. RA, str. 1—22, Wien 1898.
- TYRÁČEK J.-DEMEK J.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, M-33-XXIV, Olomouc. — Str. 1—40, Praha 1962.
- URBÁNEK J.: Výpočet zásob a vyhodnocení ložiska šterkopísků, č. akce 52-325-020-60. — Techn. zpr., archiv Geol. průzkumu n. p. Brno, Brno 1960.
- VODIČKA J.-PLEICHINGER O.: Průzkum Mladečského krasu. — Zprávy Kraj. vlastivěd. ústavu v Olomouci 79: 2—3, Olomouc 1959.
- ZAPLETAL J.: Příspěvek k otázce zdvihů Drahanské vysočiny. — Sborník Čs. spol. zeměpisné XXXVIII: 15—17, Praha 1932.
- ZAPLETAL K.: Morfologický vývoj země Moravskoslezské. — Čs. vlastivěda I, 2. vyd., str. 47 až 58, Praha 1930.
- Geologie předmosteckého diluvia a okolí přerovského. — Čas. Mor. zem. musea XXVI až XXVII, 1929—1930, str. 410—435, Brno 1932.
- ŽEBERA K.: Ostravské proluviální suché delty. — Věstník ÚÚG XXX: 181—184, Praha 1955.

#### GEOMORPHOLOGISCHE ENTWICKLUNG IM NORDTEIL DES MARCHBECKENS ZWISCHEN LITOVEL UND ZÁBŘEH NA MORAVĚ

Bei der ausführlichen geomorphologischen Kartierung erwarb der Verfasser neue Kenntnisse über die geomorphologische Entwicklung im Nordteil des Marchbeckens in den Niederungen von Litovel und Zábřeh na Moravě, die durch die verkarstete Kalkschwelle von Třesín in zwei nordwestlichen Ausläufer der neogenen karpatischen Vortiefe getrennt werden. Die Niederungen stellen die tiefsten Erosionszonen der konstruierten Grossform, nämlich eines breiten stufenartigen Grabens dar, welcher längs der Bušiner Störung weit in die Böhmisches Masse ein. Sein Felsboden sinkt dabei stufenartig zum SO und wird mit mächtigen neogenen und quartären Ablagerungen erfüllt.

Die konstruierten Formen wurden durch exogene Vorgänge stark umgeformt. Anstatt des Grabens erstreckte sich noch im unteren Miozän unter den jetzt abgetrennten ostsudetischen Berg- und Hügelländern eine zusammenhängende Sockelfläche mit lateritischen Verwitterungsdecken und Quarztkrusten und mit überragenden Hügeln und Hügelrücken, also eine Landschaft der typischen Pediplain einer wechselfeuchten warmen Klimazone. Dieses Gebiet entwässerte sich nach W und SW in die Boskowitz Furche. Durch den Gebirgsdruck, der sich während des Neogens etappenweise aus dem Karpatenraum in die Böhmisches Masse verbreitete, konzentrierte sich schon im mittleren Helvet die Entwässerung des Gebietes und seiner Umrandung im langsam entstehenden Graben und orientierte sich nach SO zu tiefer werdenden Teilen des Marchbeckens. Die alte Oberfläche wurde allmählich zerbrochen, aufgehoben und geneigt. Die gesunkenen Teile

wurden mit untertortonischem Meer und pontischem See überflutet und mit mächtigen Ablagerungen bedeckt.

Die Transgressionen wurden mit Phasen der kontinentalen Entwicklung mit der Wirkung der flächenhaften Abtragung und der Tieferosion abgetrennt. Intensive Krustbewegungen wurden von der allmählichen etappenweise durchlaufenden Aufwölbung des Reliefs abgewechselt. Diese Entwicklung und Einfluss der gelegenen klimatischen Bedingungen bedingten Entstehung einer nachtortonischen flachen Stufenlandschaft mit sarmatischen, oberpontischen und wahrscheinlich levantischen Verebnungsniveaus, welche in Niveaus der allmählich reduzierten Oberfläche der Ablagerungsfüllungen und der lateritischen Verwitterungsdecken in umliegenden Hügelländern entstanden. Diese Spül- und Seitenerosionspedimente und Peripedimente ergänzten vortortonische Flächensysteme und wurden bisher als untertortonische Strandplatten und oberpliozäne-altpleistozäne Terrassen oder als zersplitterte Teile der alten Peneplain angenommen. Manche Wasserläufe haben die alten vortortonischen Täler ausgeräumt und in der Richtung Boskovitzer Furchen-Marchbecken ausgenutzt. Beim Anstoss der obersarmatischen Krustbewegungen entstand ein Blindtal und unterirdische Karstwasserwege in der Schwelle von Trésín.

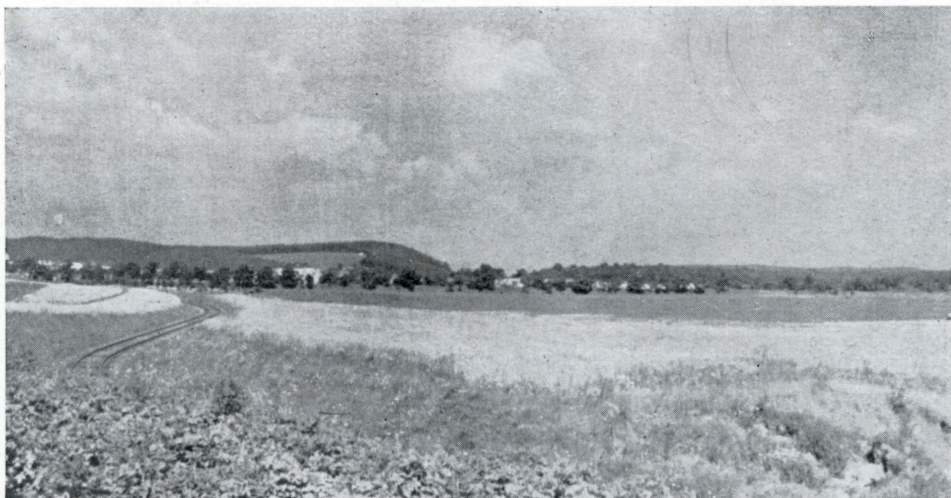
Die Tieferosion hervorgerufen durch oberpliozänen Krustbewegungen zerschnitt neogene Ablagerungen des Marchbeckens. Die tiefen Furchen wurden mit mächtigen grobkörnigen (hauptsächlich mindelischen) Ablagerungen gefüllt, die den unteren Horizont der Marchauefläche bilden. Das Sinken des Marchbeckenfelsbodens dauerte im Laufe des Pleistozäns fort, wie sieht man es aus den Brüchen in den jüngsten Ablagerungen, aus der Abwesenheit der Terrassenstufen und im Gegenteil aus der Entwicklung der sich breit erstreckten rissischen und unterwürmischen Schwemmkegel. In der R—W Interglazialzeit kam es zur tektonisch und klimatisch bedingten Zerschneidung und Abtragung der älteren Ablagerungsbildungen. Flache neogene und pleistozäne Stufenlandschaft wurde zuletzt unter den mächtigen würmischen Lössdecken und den rhythmischen geschichten. Hangsedimenten begraben. Der Löss wurde wohl auf die Marchaue angeweht. Im Holozän entstanden zwei hangenden Marchauehorizonte. Die untere sandig-lehmige Schicht mit Torfbildung ist prähistorischen Alters, die obere feinkörnige Lage hängt mit der historischen Kolonisation zusammen.

Die jetzigen morphologischen Züge der NW-Ausläufer des Marchbeckens zwischen Litovel und Zábřeh na Moravě entstanden also durch Mitarbeit der endogenen Kräfte und der unterschiedlichen Arten der Abtragungsvorgänge in verschiedenen tertiären und quartären klimamorphologischen Zonen, durch die Wirkung der Karstprozesse und durch Einfluss der Meeres-, See, Fluss-, Wind- und Hangsedimente verschiedenen Typs und Alters.

V. Panoš: Geomorfologický vývoj severní části Hornomoravského úvalu mezi Litovlí a Zábřehem na Moravě.

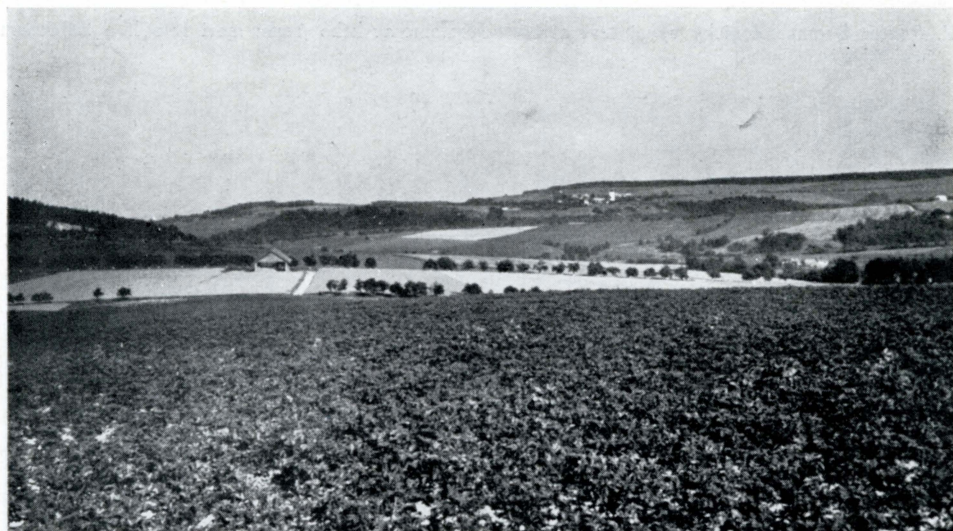


Obr. 1. Jz. část litovelsko-uničovské sníženiny Hornomoravského úvalu s mladým reliéfem na würmském sprašovém pokryvu křelovsko-blatecké tabule. V pozadí sv. okrajový svah Bouzovské vrchoviny (Rampach 418 m). (Foto V. Panoš.)  
SW-Teil der Niederung von Litovel-Uničov im Marchbecken mit jungem Relief auf der würmischen Lössdecke über der Tafel von Křelov-Blatec. Hinten NO Randhang des Hügellandes von Bouzov (Rampach 418 m). (Photo V. Panoš.)



Obr. 2. Z. část litovelsko-uničovské sníženiny Hornomoravského úvalu. V popředí svah sprašového pokryvu na würmském (5 m) stupni štěrkopísků, v pozadí třesínský práh (Třesín 345 m) s asymetrickým údolím Moravy. (Foto V. Panoš.)  
W-Teil der Niederung von Litovel-Uničov im Marchbecken. Im Vordergrund der Hang der Lössdecke im Hangeneden der würmischen (5 m) Schotter-Sandstufe, im Hintergrund die Schwelle von Třesín (Třesín 345 m) mit dem unsymmetrischen Marchtal. (Photo V. Panoš.)





Obr. 3. V. část pateřínské kotliny s údolím Rachavky a se stupňovinou sarmatských a svrchně-pontských sečných povrchů v okrajovém svahu Bouzovské vrchoviny. (Foto V. Panoš.)  
 O-Teil der Mulde von Pateřín mit dem Tal der Rachavka und mit der Treppe von sarmatischen und oberpontischen Verebnungsflächen im Randhang des Hügellandes von Bouzov. (Photo V. Panoš.)

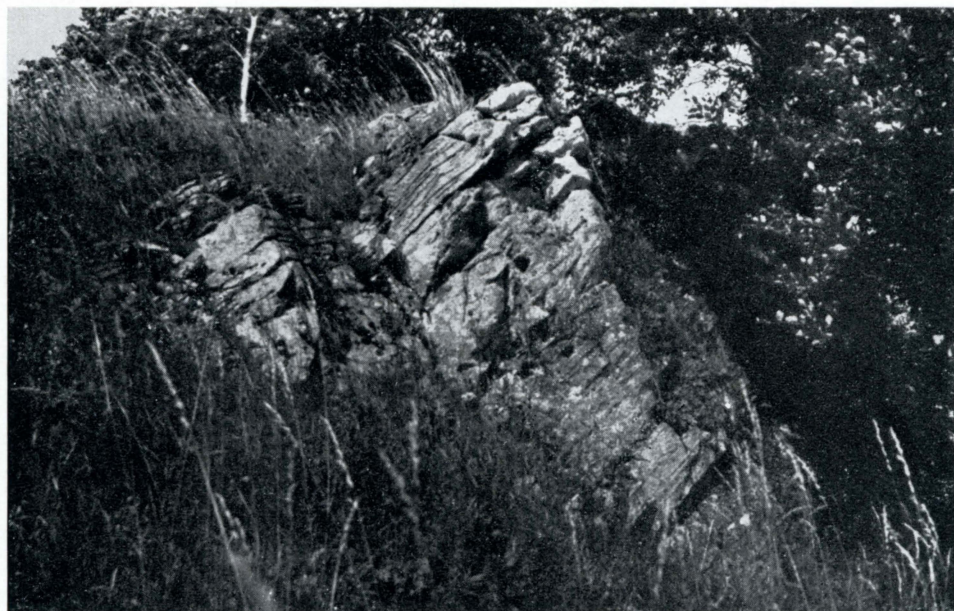


Obr. 4. Niva Moravy (bez holocenního horizontu) s lužním lesem Doubravou na v. straně třesínského prahu. (Foto V. Panoš.)  
 Taalue der March (ohne holozänen Horizont) mit dem Auewald von Doubrava auf der O-Flanke der Schwelle von Třesín. (Photo V. Panoš.)



Obr. 5. Niva Moravy na z. straně třesínské prahu (vpravo Třesín 345 m, vlevo Mlýnský vrch 307 m). V popředí risský (8 m) a würmský (2–5 m) šterkopískový stupeň. (Foto V. Panoš.)

Talaue der March auf der W-Flanke der Schwelle von Třesín (rechts Třesín 345 m, links Mlýnský vrch 307 m). Im Vordergrund rissische (8 m) und würmische (2–5 m) Schotter-Sandstufe. (Photo V. Panoš.)



Obr. 6. Spodnokarbonské břidlice v nivě Moravy ve v. části zábřežské sníženiny mezi Řimicemi a Mitrovicemi. V nadloží zbytek náplavového kuželu Třebůvky (risského stáří – 10 m). (Foto V. Panoš.)

Unterkarbonsche Schiefer in der Marchaue im O-Teil der Niederung von Zábřeh zwischen Řimice und Mitrovice. Im Hangenden ein Rest des rissischen Schwemmkegels von der Třebůvka (10 m). (Photo V. Panoš.)



Obr. 7. Jv. část zábřežské sníženiny z v. okraje Mírovské vrchoviny se stupňovinou neogenních sečných povrchů. Vpravo Bouzovská vrchovina, uprostřed třesínský práh, vlevo Nízký Jeseník. (Foto V. Panoš.)

SO-Teil der Niederung von Zábřeh vom O-Rand des Hügellandes von Mírov mit der Treppe der neogenen Verebnungsflächen. Rechts Hügelland von Bouzov, in der Mitte Schwelle von Třesín, links Nízký Jeseník (Gesenske). (Photo V. Panoš.)



Obr. 8. Mohelnická kotlina z v. okraje Mírovské vrchoviny se stupňovinou sečných povrchů na neogenních výplních a elevacích skalního dna. V pozadí vpravo Nízký Jeseník, uprostřed Ůsovská vrchovina (Bradlo) s „polickým příkopem“, vlevo j. část Hrubého Jeseníku. (Foto V. Panoš.)

Mulde von Mohelnice vom O-Rand des Hügellandes von Mírov mit der Treppe von neogenen Verebnungsflächen auf den Ablagerungsfüllungen und auf den Erhebungen des Felsbodens. Im Hintergrund rechts Nízký Jeseník (Gesenske), in der Mitte Hügelland von Ůsov (Bradlo) mit dem „Graben von Police“, links S-Teil von Hrubý Jeseník (Altwater-Gebirge). (Photo V. Panoš.)