

GEOMORFOLOGICKÉ POMĚRY POVODÍ MNICHOVSKÉHO POTOKA NA KARLOVARSKU

Věnováno univ. prof. dr. Františku Vitáskovi k 70. narozeninám.

Abstrakt. Автор подводил итоги исследований бассейна Мниховского ручья (Карловарская область). Он даёт классификацию геоморфологических элементов ландшафта на территории, нарушенной тектоническими разломами, и составляет схему эрозионных циклов.

V této práci jsou shrnuty hlavní výsledky geomorfologického průzkumu povodí Mnichovského potoka (Rothaby) na Karlovarsku. Geomorfologické poměry povodí jsou poměrně složité, neboť se zde setkáváme s celou řadou povrchových tvarů, které dokazují, že geomorfologický vývoj neprobíhal nerušeně — pod vlivem vnějších modelačních činitelů, ale že značný podíl na utváření reliéfu měly i zásahy sil vnitřních. Z těchto sil — kromě sopečné činnosti, která ve zkoumaném území a jeho okolí navršila jen ojedinělé čedičové kupy — přicházejí v úvahu tektonické pohyby podél zlomů. Vliv mladých tektonických pohybů na vývoj povrchových tvarů Slavkovského (Císařského) lesa, který zasahuje do severní a severozápadní části zkoumaného povodí, dokázala již v roce 1918 J. Moschelesová v práci „Die geologische Geschichte des Kaiserwaldes seit dem Alttertiär“ (Verh. der geol. Reichsanstalt, Wien 1918). Vyřešila i některé otázky týkající se geomorfologického vývoje Mnichovského potoka, a proto bylo možno na ni v mnohém případě navázat.

Geomorfologický průzkum velmi usnadnily výsledky nového geologického mapování karlovarského plutonu, které provedla v roce 1950 skupina geologů ÚÚG v Praze pod vedením V. Zoubka. Bylo použito sekce 3949/4 topografické mapy měř. 1 : 25 000. Geomorfologický průzkum povodí Mnichovského potoka byl proveden z podnětu univ. prof. dr. J. Krejčího, jemuž touto cestou děkuji za mnoho cenných rad a připomínek, které mi udělil jak při práci v terénu, tak i při zpracování jejích výsledků. Srdečný dík patří také kandidátu zeměpisných věd J. Demkovi, který se zájmem sledoval postup celé práce a vždy velmi ochotně poskytl potřebné informace a pokyny.

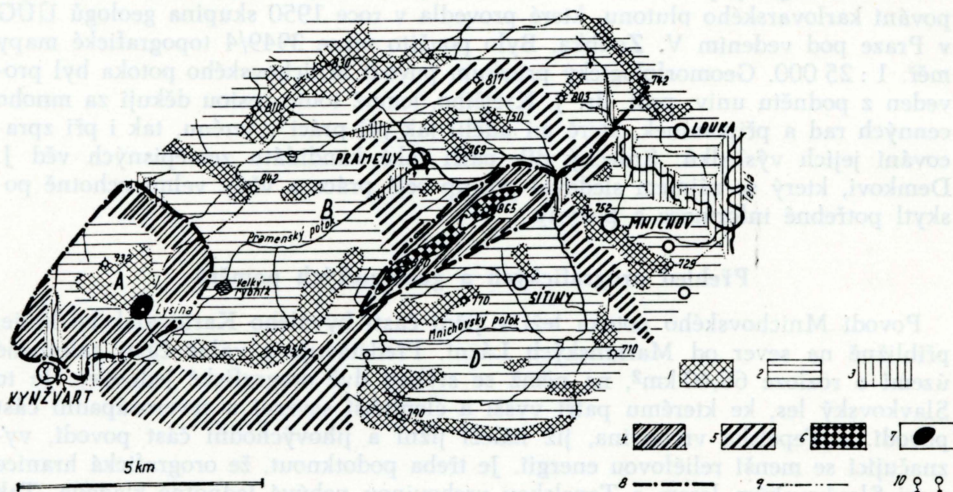
Přehled orografických a geologických poměrů

Povodí Mnichovského potoka leží v jižní části bývalého Karlovarského kraje, přibližně na sever od Mariánských Lázní. Představuje z valné části zalesněné území o rozloze 66,40 km², na němž se stýkají dvě orografické jednotky. Je to Slavkovský les, ke kterému patří vyšší a členitější severní a severozápadní část povodí, a Tepelská vrchovina, již náleží jižní a jihovýchodní část povodí, vyznačující se menší reliéfovou energií. Je třeba podotknout, že orografická hranice mezi Slavkovským lesem a Tepelskou vrchovinou nebývá jednotně kladena. Tak například K. Schneider (1908, str. 64) uvádí, že Slavkovský les je směrem k jihu uzavřen vyšším terénem, který označuje názvem „tepelský stupeň“ (Tepler Rang). Součástí tohoto „tepelského stupně“ je protáhlý Vlčí hřbet (Wolfstein, 880 m) a jeho pokračování V boru (Auf der Haide, 865 m), který se táhne přibližně středem povodí ve směru od jihozápadu k severovýchodu. Podle názvoslovné a úpatnicové mapy 1 : 200 000, kterou sestavila Názvoslovná komise při Národním radě badatelské, tvoří rozhraní mezi Slavkovským lesem a Tepelskou vrchovinou linie, která probíhá od Mariánských Lázní směrem na Prameny

a Horní Slavkov. Na přehledné mapě orografických soustav a celků ČSR, kterou sestavil J. Hromádka (1956), je jako orografické rozmezí mezi Slavkovským lesem a Tepelskou vrchovinou vyznačen severojižní úsek údolí řeky Teplé až k obci Poutnovu a odtud dělicí linie směřuje k jihozápadu na Mariánské Lázně. Toto orografické rozmezí, které se až na menší odchylky jižně od Poutnova shoduje s orografickou hranicí vymezenou K. Kuchařem (1955, str. 58–64), je vzhledem k předchozím posunuto směrem na východ a na jih, takže povodí Mnichovského potoka by pak náleželo zcela Slavkovskému lesu. Jelikož orografické rozhraní, které uvádí K. Schneider, je ve zkoumaném území morfologicky výrazné, přihlížel jsem k němu i při popisu jednotlivých povrchových tvarů.

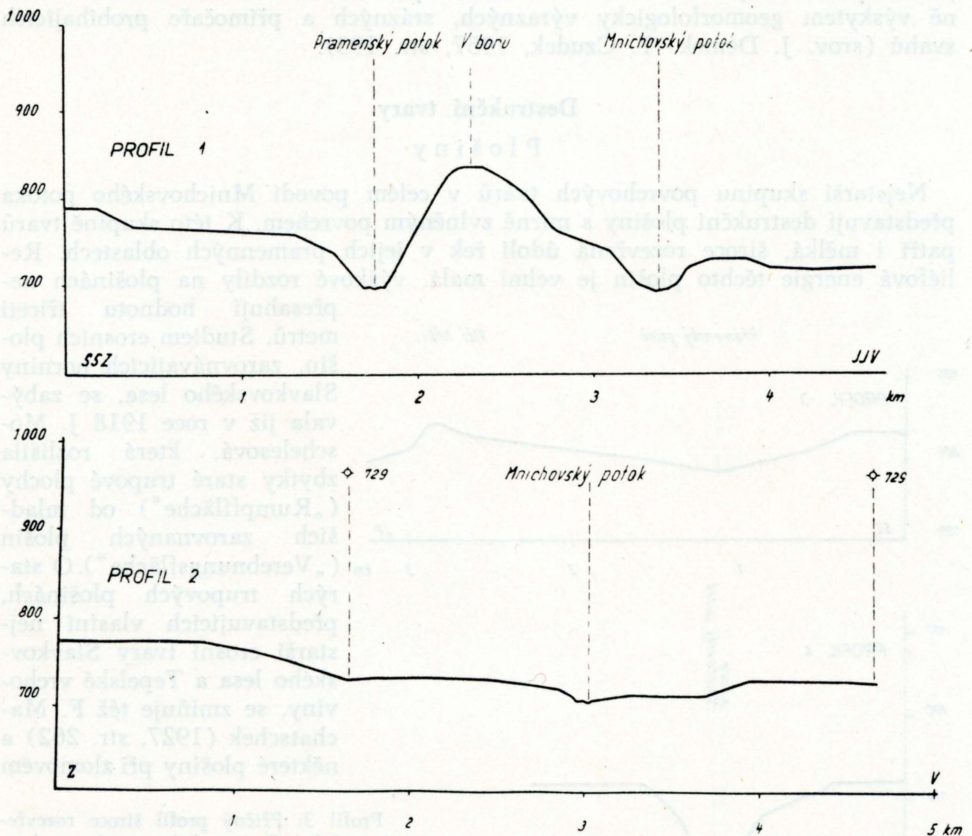
Mnichovský potok je levým přítokem řeky Teplé, do níž ústí ve vzdálenosti asi 6 km jižně od Bečova n. T. (přibližně na kótě 595 m). Údolí Mnichovského potoka i jeho poboček si po valnou část toku uchovala ráz široce rozevřených údolí, která se jediné v místech, kde toky prorážejí pruhy vyššího terénu, nebo kde vyrovnávají větší rozdíly v podélném profilu, mění v hluboce zaříznutá údolí často kaňonovitého rázu. Tak je tomu zejména na dolním toku Mnichovského potoka nebo v údolích jeho poboček západně od Pramenů. Rozvodní čára probíhá většinou po plošinatých návrších nebo mírně zaoblených hřbetech, na nichž se ojediněle zvedají srázné skalky. Největší nadmořské výšky dosahuje rozvodní čára v nejzápadnějším cípu povodí severně od Kynžvartu na zaobleném vrcholu Lysiny (978 m), která je nejvyšším bodem zkoumaného povodí.

Geologicky náleží studovaná oblast ke krystaliniku jádra Českého masivu, a to k jeho tzv. krušnohorské soustavě. K nejstarším horninám povodí náležejí krystalické břidlice. Z nich jsou to zejména amfibolity, které jsou převládající hor-



Schematické znázornění geomorfologických poměrů povodí Mnichovského potoka. Vysvětlivky: 1 – tvary parovinného cyklu (plošiny o malé reliéfové energii); 2 – tvary prvního poparovinného epicyklu (široce rozevřená údolí, zaoblené hřbety a nevýrazné svahy různého původu); 3 – tvary místních epicyklů (hluboce zaříznutá údolí s příkrými svahy); 4 – morfologicky velmi výrazné svahy zlomového původu; 5 – morfologicky méně výrazné svahy zlomového původu; 6 – monadnock; 7 – čedičová kupa; 8 – hranice mezi geomorfologickými celky (A = žulový masiv severně od Kynžvartu, B = oblast Slavkovského lesa s kotlinovitou sníženinou u Pramenů, C = hadcový masiv Vlčí hřbet a V boru, D = oblast Tepelské vrchoviny); 9 – rozvodní; 10 – minerální prameny.

ninou terénu, orograficky náležejícího k Tepelské vrchovině. Vystupují na velkých plochách na dolním toku Mnichovského potoka mezi obcemi Mnichovem a Loukou, v okolí Sítin a dále budují převážnou část okolí obce Pramenů. K amfibolitům se drží serpentiny (hadce), které vytvářejí morfologicky nápadný Vlčí hřbet (880 m) a jeho pokračování V boru (865 m) a výšinu U tří křížů (817 m). Amfibolity popisovaného území se mimo to střídají místy s úzkými pruhy rul a na dolním toku Mnichovského potoka jsou proráženy malým tělesem karlovarské žuly. Severozápadní a západní část povodí, orograficky náležející ke Slavkovskému lesu, je budována hlavně hlubinnými vyvřelinami karlovarského plutonu. Karlovarský pluton vznikl postupně několika intrusemi magmatu, jež se velmi komplikovaně pronikají. Petrograficky bývají v tomto tělese rozlišovány dva typy hornin: tzv. granit (resp. granodiorit) horský a granit krušnohorský. (O. Kodým, 1954, str. 76, V. Zoubek, 1951, str. 167, a B. Hejtman, 1957, str. 72.) Horský granit je starší a buduje větší část celého plutonu. Je to hornina hrubozrnná, místy porfyrovitá, různého petrografického složení. Byla silně postižena tlakem, což se projevuje tím, že je hlavně při okrajích plutonu usměrněna a je tektonicky deformována. Mladší granit krušnohorský vznikl až mnohem později, jako poslední dozvuk hercynského hlubinného vulkanismu. Proni-



Profil 1: Hadcový masiv V.boru, omezený asymetrickým údolím Prameného potoka na sss a Mnichovského potoka na jjv; profil 2: stupňovité uspořádání plošin v oblasti Tepelské vrchoviny.

ká horským granitem a intrudoval do svrchních partií masivu. Krušnohorský granit je obvykle drobnějšího zrna než žula horská (je jemnozrný až středně zrnitý). Jelikož je potektonický, není usměrněn ani kataklastický (O. Kodým, 1954, str. 76–79 a V. Zoubek, 1951, str. 168–169). Krušnohorská žula převládá v západní části povodí, kde buduje rozsáhlý, vysoko se zvedající masiv severně od Kynžvartu s kótami 944 m, 917 m a 926 m. Její jemnozrná odrůda vystupuje v okolí lesního oddělení Hvězdice, Hájku (820 m) a Modrého kamene (854 m). Horská žula je zastoupena jen několika menšími výskyty severně od Pramenů. S některými basickými diferenciaty plutonu (diority a gabbrodiority) se setkáváme jižně od výšiny Modrý kámen a v blízkém okolí kóty 845 m u myslivny zvané Králův kámen. V kontaktním dvoru plutonu, zejména při okrajích horské žuly, vznikly dotykově přeměněné horniny různé petrografické povahy. Tyto jsou v zájmovém území zastoupeny rulovitými, místy rohovcovými kontaktními horninami a kontaktně přeměněnými fylity. Nejvyšší bod povodí Lysina (978 m) je tvořen nevysokou čedičovou kupou, nasazenou na vysoko se zvedající žulový masiv severně od Kynžvartu.

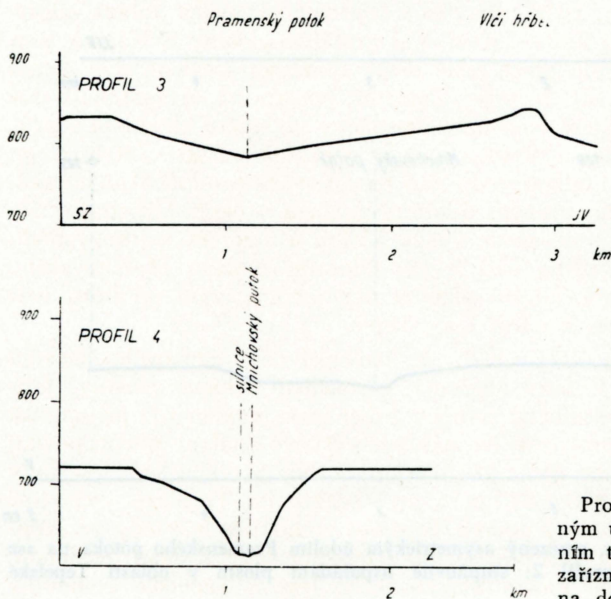
Povrchová tvářnost zkoumaného povodí je vcelku určována rozdílnou výškou plošinatých částí povodí, dále různě zaříznutými údolími vodních toků a konečně výskytem geomorfologicky výrazných, srážných a přímočaře probíhajících svahů (srov. J. Demek - T. Czudek, 1957, str. 193).

Destrukční tvary

Plošiny

Nejstarší skupinu povrchových tvarů v celém povodí Mnichovského potoka představují destrukční plošiny s mírně zvlněným povrchem. K této skupině tvarů patří i mělká, široce rozevřená údolí řek v jejich pramenných oblastech. Reliéfová energie těchto plošin je velmi malá, výškové rozdíly na plošinách nepřesahují hodnotu třiceti metrů. Studium erosních plošin, zarovnávacích horniny Slavkovského lesa, se zabývala již v roce 1918 J. Moschelesová, která rozlišila zbytky staré trupové plochy („Rumpffläche“) od mladších zarovnaných plošin („Verebnungsfäche“).

O starších trupových plošinách, představujících vlastní nejstarší erosní tvary Slavkovského lesa a Tepelské vrchoviny, se zmiňuje též F. Machatschek (1927, str. 262) a některé plošiny při zlomovém



Profil 3: Příčný profil široce rozevřeným údolím Prameného potoka na horním toku; profil 4: Příčný profil hluboce zaříznutým údolím Mnichovského potoka na dolním toku.

okraji Slavkovského lesa u Mariánských Lázní popsal v roce 1928 E. Herneck. J. Moschelesová považuje tyto zbytky staré trupové plochy za součásti původně jednotné paroviny, která se v oligocénu šířila přes vněalpskou střední Evropu a kterou G. Braun (1916, str. 18) označuje názvem „germánská“ parovina. Starotřetihorní sedimenty uložené na parovinných plošinách často v podloží mladých výlevných hornin, dokazují starotřetihorní stáří tohoto parovinného stadia (J. Moschelesová, 1918, str. 91).

V povodí Mnichovského potoka byly zjištěny destrukční plošiny ve značně rozdílných výškách. Nejvýše položené plošiny jsou v horní (západní) části povodí v temenních částech žulového masivu, který se zvedá severně od Kynžvartu. Plošiny zde leží kolem 930–940 m n. m. a jsou převyšovány pouze čedičovou kopulí Lysiny (978 m) nasazenou na zarovnaném povrchu tohoto masivu. V nižších částech Slavkovského lesa jsou zachovány plošiny severně od lesního oddělení Hvězdice kolem 830 m, západně od Nového rybníka ve výškách 840 až 850 m a v prostoru lesního oddělení Hájek 820–830 m vysoko. Dále je třeba uvést dosti rozsáhlou plošinu, která se od výšiny zvané Zaječí vrch (837 m) táhne směrem k Pramenům. (Srv. J. Moschelesová, 1918, str. 94.) Tato plošina vysílá směrem k východu výběžek se zarovnaným povrchem, který končí severně od kóty U tří křížů (817 m).

Na jih od horního úseku údolí Pramenského potoka jsou plošiny v okolí výšiny Modrý kámen (854 m) a Loveckého pahorku (843 m). V blízkém okolí Pramenů nacházíme dvě plošiny v 750–790 m n. m., které jsou vzhledem ke svému okolí ve značně nižší poloze, čímž dostává okolí Pramenů ráz kotlinové sníženiny.

Také na Tepelské vrchovině byly v rámci popisovaného povodí zjištěny plošiny s povrchem jen nepatrně zvlněným. Nejrozsáhlejší z nich se zachovala při jižním okraji povodí v podobě úzkého pruhu, který se táhne od obce Rájova západním směrem až k Rájovské myslivně, odkud pokračuje do oblasti zvané Gsalfa. Její pokračování nacházíme za údolím Mnichovského potoka v pozemkové trati Velká louka. (Srv. J. Moschelesová, 1918, str. 96.) Nadmořská výška tohoto plošinatého území kolísá v rozmezí 760–790 m. Od protáhlé plošiny u Rájova jsou odděleny značně rozrušeným, ale přece ještě dosti výrazným svahem dvě menší plošiny, které leží zhruba o 20 m níže. Zvláštní pozornosti si zasluhují dvě plošiny v dolní části povodí, které jsou úzce protaženy ve směru shodném s průběhem údolí Mnichovského potoka. Prvá z nich se rozkládá v 740–750 m n. m. v prostoru mezi Novou Vsí a Loukou, tedy nad levým svahem údolí Mnichovského potoka. Druhá leží nad jeho pravým údolním svahem v okolí Mnichova. Severozápadně od obce Mnichova dosahuje výšky 752 m a směrem k jihovýchodu klesá její výška na 729 m. Plošina nad levým údolním svahem Mnichovského potoka je tedy téměř vodorovná, kdežto plošina nad jeho pravým údolním svahem se nápadně sklání směrem k údolí řeky Teplé.

J. Moschelesová (1918, str. 97) uvádí, že temenní část hadcového masivu zvaná Vlčí hřbet (880 m) a V boru (865 m) je součástí trupové plošiny. Jelikož se jedná o úzce protažený, značně zvlněný hřbet, není možno zde přítomnost destrukčních plošin bezpečně prokázat. Na základě výškové analýsy plošin povodí Mnichovského potoka docházíme k těmto závěrům: 1. Na Slavkovském lese byly zjištěny plošiny nejčastěji v 830–840 m n. m., kdežto na Tepelské vrchovině kolem 760 a 770 m n. m. Plošinatý povrch Tepelské vrchoviny leží tedy ve zkoumaném území o 70–80 m níže než plošiny Slavkovského lesa. 2. Nad uvedenou, nejčastěji se vyskytující úroveň plošin Slavkovského lesa a Tepelské vrchoviny

se výrazně zvedá jednak žulový masiv severně od Kynžvartu s čedičovým vrcholem Lysinou (978 m) a jednak hadcový masiv zvaný Vlčí hřbet a V boru. V temenních částech masivu severně od Kynžvartu (vyjma čedičový vrch Lysinou) byly zjištěny plošiny, kdežto přítomnost plošin ve vrcholové části hadcového masivu je problematická. 3. V okolí Pramenů se setkáváme se sníženinou kotlinovitého rázu, jejíž dno tvoří dvě plošiny čtyřúhelníkovitého půdorysu o výšce 750—790 m.

Povodí Mnichovského potoka je tedy možno podle výsledků výškové analýsy plošin rozdělit na několik menších, do značné míry samostatných geomorfologických celků, které se vzájemně liší rozdílnou výškou svého povrchu a jsou od sebe odděleny výraznými a většinou přímočaře probíhajícími svahy. Na základě těchto kritérií jsem zkoumané povodí rozčlenil na tyto geomorfologické celky: A) Žulový masiv severně od Kynžvartu. B) Oblast Slavkovského lesa s kotlinovitou sníženinou u Pramenů. C) Hadcový masiv Vlčí hřbet a V boru. D) Oblast Tepelské vrchoviny.

Geomorfologický ráz, stupeň celkového vývoje, dospěl u všech uvedených plošin do velice pokročilého stadia, takže se v jejich povrchovém utváření neuplatňují rozdíly v odolnosti hornin. (Srv. J. Moschelesová, 1918, str. 94.) Pouze ojediněle se na rozvodích budovaných hadci zvedají malé škalky v podobě monadnocků, jejichž mírně vypuklé svahy plynule přecházejí do okolního terénu. Také hloubka zvětralin na plošinách téhož petrografického složení je přibližně stejná. Nejmenší mocnosti dosahují zvětraliny na hadcích, které se jeví jako nejodolnější hornina zkoumaného terénu.

Stejný stupeň cyklového vývoje erosních plošin a přibližně stejná mocnost zvětralin na plošinách téhož petrografického složení, ukazují na jejich současný vznik a souhlasně probíhající vývoj (J. Krejčí, 1944, str. 10). Mírné zvlnění povrchu plošin, výskyt monadnocků na rozvodních plošinách, budovaných tvrdými hadci a plynulý přechod jejich svahů do okolního terénu dokazují dále, že tento destrukční povrch vznikl při pevninské peneplenisaci (srv. J. Krejčí, 1944, str. 10—11).

Na základě těchto zjištění považují destrukční plošiny zkoumaného povodí a přilehlých částí Slavkovského lesa a Tepelské vrchoviny za zbytky původně jednotné fluviaální paroviny (srv. J. Moschelesová, 1918, str. 91 nebo J. Demek - T. Czudek, 1957, str. 194). Tato původně jednotná parovina ležela v době svého vzniku nevysoko nad hlavní erosní základnou. Nyní však nacházíme její jednotlivé části kolem 700—900 m n. m. Jak je naznačeno v úvodu této zprávy, mohly být příčinou, která způsobila toto druhotné rozčlenění a vyzvednutí paroviny, tektonické pohyby. Správnost této domněnky bude dále nutno ověřit studiem příčných a podélných údolních profilů, při čemž je třeba si všimnout zejména morfologicky nápadných svahů, a rozbořem půdorysu říční sítě (srv. J. Krejčí, 1954, str. 211).

Příčné a podélné údolní profily

Mnichovský potok, podobně jako jeho pobočky, pramení v mělkém údolí, které má v příčném profilu tvar široce rozevřeného úvalu. Jak bylo již uvedeno výše, jsou tato úvalovitá údolí součástí parovinných zbytků a řadím je tedy ke tvarům tzv. parovinného geomorfologického cyklu. V nevelké vzdálenosti od pramenných oblastí se úvalovitá údolí počínají pozvolna prohlubovat, takže dostávají tvar rozevřeného koryta se širokým močálovitým údolním dnem z po-

čátku mírně prohnutým, dále pak představovaným aluviální nivou s rovným travnatým povrchem. Vznik těchto destruktčních tvarů ukazuje na vyznívání nového erosičního cyklu, který se zpětnou erosií prodral až do horních úseků údolí. Tento erosiční cyklus, který rozrušuje starou parovinu, označuji jako první dílčí poparovinný cyklus. Tento dílčí cyklus (epicyklus) je dnes již v pokročilém stadiu vývoje. Místy došlo dokonce v důsledku intenzivnější svahové modelace a protínání údolních svahů ke vzniku mírně zaoblených plošin, které plynule přecházejí do paroviny. Toto mladší zarovnání povrchu Slavkovského lesa popsala již J. Moschelesová (1918, str. 93), která pro ně použila názvu „Verebnungsfäche“.

V některých úsecích údolí vodních toků, o nichž bude dále podrobněji pojednáno, je možno pozorovat výrazné změny jak v příčných, tak i v podélných údolních profilech. Je to jednak asymetrie údolí v příčném profilu a jednak další prohloubení údolí, charakterisované zpříkřením údolních svahů a zúžením údolního dna, což je provázeno náhlým nebo pozvolným zvětšením spádu. Sledujeme-li výskyt těchto nápadných změn příčných a podélných údolních profilů a dále průběh morfologicky výrazných svahů zjistíme, že se s nimi setkáváme zejména v místech, kam je možno klást rozhraní mezi jednotlivými geomorfologickými celky, jak byly vytýčeny na základě provedené výškové analýsy parovinných plošin.

A) Žulový masiv severně od Kynžvartu

Tento masiv, budovaný krušnohorskou žulou, má v půdorysu tvar mírně zkoseného čtyřúhelníka, který je na všech stranách omezen příkrými a převážně přímočaře probíhajícími svahy. Omezení masivu je nejvýraznější na jihozápadě, kde spadá až 300 m vysokým strmým (z části stupňovitým) svahem směrem do Tachovské brázd. Tento svah leží na jihozápadním okrajevém (mariánsko-lázeňském) zlomu Slavkovského lesa (srv. O. Hynie, 1949, str. 46, V. Čech, 1956, str. 55). Na jihovýchodě je popisovaný masiv omezen příkrým, až 100 m vysokým svahem, jímž prudce klesá k rozvěvenému údolí Mnichovského potoka. Úsek údolí, přiléhající k tomuto svahu, nabývá tím v příčném profilu ráz asymetrického údolí. Obdobnou údolní asymetrii jsem pozoroval též v údolí Mlýnského potoka (Mühlbachu), který omezuje žulový masiv na severovýchodě. Severozápadní omezení masivu tvoří svah, jehož průběh je shodný s předpokládanou zlomovou linií, vyznačenou na geologické mapě karlovarského plutonu 1 : 25 000, sekce 3949/4, sestavené v roce 1950. J. Moschelesová uvádí, že zde musela tato vyšší část Slavkovského lesa být kdysi ohraničena flexurou nebo zlomovým svahem. Dnes je ještě úzký úsek tohoto svahu zachován u Horního Perlsberku. Jinde je již rozrušen ostře zaříznutými erosičními rýhami (J. Moschelesová, 1918, str. 98—99). Již samotná skutečnost, že žulový masiv severně od Kynžvartu leží při významné tektonické poruše Slavkovského lesa a Tepelské vrchoviny — mariánsko-lázeňském zlomu — v jejímž nedalekém okolí u Mariánských Lázní, podle důkazů podaných E. Herneckem (1928, str. 167), nejsou tektonické pohyby ani dnes zcela uklidněny, a dále až stometrový výškový rozdíl mezi temnými plošinami žulového masivu a parovinnými plošinami, zarovnávacími krušnohorskou žulu v okolí lesního oddělení Hvězdice a v prostoru výšiny Zlomů kámen dokazuje, že tento masiv byl radiálními tektonickými pohyby podél zlomů vyzvednut do své dnešní výškové polohy. Tuto domněnku potvrzuje výše popsané omezení masivu morfologicky výraznými svahy, které mají celou řadu znaků, jímž se vyznačují svahy zlomové. Je to předně jejich téměř přímočarý

průběh a příkrost, dále přítomnost ostře zaříznutých erosních rýh a mnohdy i přerušení geologické struktury při jejich úpatí (E. Blackwelder, 1928, str. 294—299, též W. D. Thornbury, 1956, str. 252—259). Zlomovému omezení popisovaného masivu také nasvědčuje výskyt minerálních pramenů u Kynžvartu, čedičová erupce Lysiny (978 m) a konečně i občasná slabá zemětřesení na mariánsko-lázeňském zlomu) a na poruchách s ním paralelních (V. Čech, 1956, str. 62).

Na základě těchto zjištění v souhlase s J. Moschelesovou (1918, str. 90—98) považují žulový masiv severně od Kynžvartu za kruh, omezenou zlomovými svahy.

B) Oblast Slavkovského lesa s kotlinovitou sníženinou u Pramenů

Další zajímavou oblastí zkoumaného povodí je sníženina u Pramenů, na jejíž kotlinovitý ráz bylo již upozorněno při rozboru nadmořských výšek jednotlivých plošin parovinného rázu. Popisovaná sníženina je přibližně obdélníkovitého půdorysu a je na všech stranách omezena vyšším zalesněným terénem. Její omezení je nejvýraznější na jihu, kde se zvedá hadcový masiv Vlčí hřbet (880 m) a V boru (865 m). Výrazné omezení této sníženiny na východě tvoří vyvýšenina s plošinatým povrchem zvaná Pluhův bor (803 m). Na severu je omezení nejméně výrazné. Je dobře patrné jen v okolí Tří křížků (817 m) a severozápadně od osady Nové Prameny. Na západě je sníženina omezena svahem směru SSV—JJZ, který probíhá západně od Pramenů. Dno — vnitřní část — této sníženiny není jednotné. Je tvořeno na východě čtyřúhelníkovitou plošinou v nadmořské výšce 756 m; západně od ní leží v 770 m druhá plošina, rovněž čtyřúhelníkovitého půdorysu. Na jihozápad od této plošiny leží ještě malá plošina ve 760 až 770 m. Společným znakem uvedených parovinných plošin je jejich úklon směrem k údolí Pramenského potoka, který protéká popisovanou sníženinou.

Geologicky je celá sníženina tvořena téměř výhradně amfibolity. Jedině v jejím jihovýchodním cípu vystupuje malý hadcový výběžek a na jihu ji omezuje hadcový masiv Vlčí hřbet a V boru. Okolí sníženiny je složeno z hornin různé petrografické povahy. Jsou to amfibolity, horská a krušnohorská žula a hadce. Skutečnost, že sníženina u Pramenů je vytvořena v poměrně velmi odolných amfibolitech, s nimiž se setkáváme i na okolních výše položených částech povodí, svědčí, že nevznikla pouhou erosí. Domněnku o erosním původu této sníženiny pak vyvrací zjištění, že její dno tvoří plošiny, které jsou součástmi původně jednotné paroviny, jejíž zbytky nacházíme o 40—60 m výše na okolním terénu. I když připustíme, že parovina může být dosti zvlněná (W. M. Davis - G. Braun, 1911, str. 127), je tento výškový rozdíl na neporušenou parovinu v pokročilém stadiu vývoje značný (srv. J. Demek, 1955, str. 94). Druhou příčinou, která mohla vést ke vzniku kotlinovité sníženiny u Pramenů, mohly být tektonické pohyby podle zlomů. Pro správnost této domněnky svědčí jednak omezení sníženiny morfologicky výraznými a přímočaře probíhajícími svahy ve směrech SSZ—JJV a SV—JZ, kteréžto směry souhlasí s průběhem významných geomorfologických linií Slavkovského lesa a Tepelské vrchoviny, a jednak výše uvedené značné výškové rozdíly mezi výškovou úrovní plošin uvnitř a v okolí sníženiny. Těto nestejně výškové poloze plošin odpovídá i asymetrické utváření příčných profilů údolí vodních toků, sledujících okraje sníženiny. Tektonickému omezení kotlinovité sníženiny u Pramenů na jihovýchodu a východu by mohlo odporovat, že zde vystupuje hadcový masiv Vlčí hřbet, V boru a vyvýšenina Pluhův bor, budovaná také ze značné části hadci, které se projevují jako jedna z nejodolnějších hornin zkoumaného terénu. Výrazné omezení těchto vyvýšenin

příkrými a přímočaře probíhajícími svahy nasvědčuje, že jejich dnešní výšková poloha je dána nejen velkou odolností hadců vůči destrukci, ale i tektonickými ději. Tato otázka bude dořešena dále, kde bude pojednáno o hadcovém masivu jako o samostatném geomorfologickém celku.

Do kotlinovité sníženiny u Pramenů přitéká od západu Pramenský potok a jeho pobočka od Nového rybníka. V úseku, kde tyto vodní toky překonávají výškový rozdíl mezi úrovní vyššího terénu nad svahem, omezujícím sníženinu na západ od Pramenů (okolí lesního oddělení Hájek) a úrovní vlastní sníženiny, pozoroval jsem nápadné změny příčných a též i podélných profilů jejich údolí. Mělká, široce rozevřená údolí jmenovaných toků, odpovídající tvarům prvního poparovinného dílčího cyklu, se počínají v místech, kde toky překonávají zmíněný výškový rozdíl, prohlubovat a nápadně zužovat. V místech, kde nastupuje toto prohlubování údolí, je možno konstatovat nápadné zvětšení spádu. Při vstupu do sníženiny se obě údolí opět rozevírají, na jejich dnech se objevuje aluviální niva a spád se vyrovnává. Příčinu těchto nápadných změn v příčném a podélném profilu údolí Pramenského potoka a jeho pobočky od Nového rybníka, hledáme buď v rozdílné odolnosti hornin, budujících území, nebo v poměrech tektonických. Proti správnosti prvé domněnky svědčí, že ostře zaříznutý erosní úsek Pramenského potoka je budován amfibolity stejně jako kotlinovitá sníženina u Pramenů, v níž má Pramenský potok údolí široké s vyrovnaným spádem. Erosní úsek potoka od Nového rybníka je sice zahlouben v horské žule, která však pro svoj hrubozrnnou strukturu a značný stupeň rozpukání není jistě odolnější vůči erosi než poměrně celistvé amfibolity. Druhá domněnka předpokládá porušení spádu uvažovaných údolí v důsledku vertikálního kerného posunu podle zlomu. Při tom je třeba si uvědomit, že na geomorfologický vývoj nemá vliv, byla-li kra zdvižena skutečně, nebo jen relativně, neboť rozhodujícím činitelem jest pokles erosní základny, lhostejno zda skutečný či relativní (J. Krejčí, 1937, str. 48).

Oba popsané erosní úseky se prohlubují vzhledem ke svým místním erosním basím a proto je označuji jako tvary místního erosního cyklu resp. epicyklu. Tyto erosní base jsou dány úrovní údolí při jejich vyústění do sníženiny. Jelikož tyto erosní base leží při úpatí svahu, omezujícího kotlinovitou sníženinu u Pramenů na západě, předpokládám, že nástup těchto vln zpětné erose byl vyvolán v důsledku poklesu sníženiny, ať už skutečného či jen relativního. Další doklad, že svah omezující sníženinu u Pramenů na západě vznikl tektonickými ději, spočívá v tom, že se na něm setkáváme se dvěma odlišnými generacemi vodních toků, což bývá příznačné pro zlomové svahy. Starší generaci toků představuje Pramenský potok a jeho přítok od Nového rybníka, jejichž údolí existovala v popisovaném území již před vznikem tohoto svahu. Na vznik tohoto svahu tyto toky reagovaly výše popsaným prohloubením svých údolí. Mladší generaci představují dvě krátké, široce rozevřené rýhy, které vznikly až po vytvoření svahu západně od Pramenů, jako tzv. konsekvntní toky na zlomovém svahu.

Na základě uvedených zjištění konstatujeme, že základní morfologické rysy kotlinovité sníženiny u Pramenů byly dány tektonickými ději — a to relativním poklesem území podle zlomů, jejichž průběh určují morfologicky výrazné svahy omezující sníženinu. Vliv erose na utváření této sníženiny byl podružný a závislý na průběhu tektonických poruch. Zlomovému původu asymetrického údolí Pramenského potoka, které omezuje sníženinu na JV, nasvědčují vývěry minerálních pramenů v obci Prameny. Správnost těchto názorů potvrzují také výsledky geologických výzkumů. Geomorfologickými pracovními metodami zjištěný zlomo-

vý svah, omezující kotlinovitou sníženinu u Pramenů na východě, má shodný průběh s tektonickou linií, která je vyznačena v mapové příloze k práci V. Čecha (1956) o tektonice severozápadních Čech.

C) Hadcový masiv Vlčí hřbet a V boru

Pramenský potok opouští kotlinovitou sníženinu u Pramenů hlubokým, avšak poměrně širokým údolím, které proráží napříč hadcový pruh vyššího terénu mezi kótami V boru a Pluhův bor. Jelikož údolí Pramenského potoka po soutoku s Mnichovským potokem vstupuje za tímto hadcovým pruhem do níže položeného terénu Tepelské vrchoviny, označují úsek údolí Pramenského potoka, prorážející hadcový masiv, jako údolí průlomové. Nyní se naskytá otázka způsobu vzniku tohoto průlomového údolí. S touto otázkou úzce souvisí již výše označený problém hadcového masivu zvaného Vlčí hřbet a V boru, který tvoří jednotný morfologicky výrazný celek. Jelikož hadce jsou nejodolnější horninou zkoumaného terénu, domnívám se, že hadcový masiv Vlčí hřbet a V boru je monadnock. Pro správnost této domněnky svědčí: 1. hadce vytvářejí monadnocky i v jiných částech povodí, jak bylo uvedeno výše; 2. nevýrazné omezení masivu na jihozápadním okraji svahech o vypuklé spádové křivce, která plynule přechází do okolního terénu. Obdobné poměry pozorujeme i v místech, kde masiv plynule přechází do plošinatého terénu v prostoru lesního oddělení zvaného Kaiserruhe; 3. přítomnost paroviny v temenní části masivu není možno prokázat, jelikož se jedná o úzce protažený hřbet, značně zvlněný v podélném směru. Zbývá část hadcového masivu je však omezena příkrými a přímočaře probíhajícími svahy, které přecházejí do okolního terénu náhlým zlomem spádu. S takovým omezením se setkáváme v úseku, kde masiv sousedí s výše popsanou kotlinovitou sníženinou u Pramenů a podél celého jihovýchodního okraje masivu. Jak bude uvedeno v dalších odstavcích, došlo podle tohoto jihovýchodního okraje masivu k poklesu přilehlé části Tepelské vrchoviny zhruba o 70–80 m (srv. J. Moschelesová, 1918, str. 96).

Na základě těchto zjištění považuji masiv Vlčí hřbet a V boru za hadcový monadnock, jehož výšková poloha nad okolním terénem byla zdůrazněna tektonickým poklesem kotlinovité sníženiny u Pramenů a přilehlých částí Tepelské vrchoviny. Důkazem toho, že relativní pokles terénu v uvedeném prostoru zdůrazňuje výškové poměry masivu je skutečnost, že část masivu, která dosahuje nejmenší nadmořské výšky, zvaná V boru (865 m), působí horským dojmem, kdežto jeho nejvyšší část zvaná Vlčí hřbet (880 m n. m.) se při pohledu z lesního oddělení Kaiserruhe, kde k poklesu území nedošlo, jeví jako nevysoký terénní val. Tektonické omezení hadcového masivu v jeho severovýchodní části ukazuje na možnost výkladu přilehlého průlomového údolí Pramenského potoka antecedencí. Tomuto výkladu nasvědčuje též výrazná asymetrie údolí v příčném profilu. Značná šířka údolí však ukazuje, že otázka jeho vzniku je složitější, a proto ji bude věnována pozornost jinde.

D) Oblast Tepelské vrchoviny

Průlomovým údolím prorážejícím hadcový pruh vstupuje Pramenský potok do terénu, který orograficky přísluší k Tepelské vrchovině. Zde, těsně za hadcovým pruhem, ústí do Mnichovského potoka. Z výše provedené výškové analýsy plošin je patrné, že parovinné zbytky na Tepelské vrchovině leží o 70–80 m níže než parovinné plošiny na Slavkovském lese. Na tento výškový rozdíl upozor-

nila již J. Moschelesová (1918, str. 96), která jej vysvětluje porušením paroviny v důsledku znovuoživení staré poruchové linie. Tato poruchová linie probíhá podél jihovýchodního úpatí hadcového masivu Vlčí hřbet a V boru a dále směrem k jihozápadu je možno ji prodloužit podél poměrně málo výrazného svahu, který odděluje plošiny v okolí Modrého kamene a Loveckého pahorku na Slavkovském lese od plošin Tepelské vrchoviny v prostoru pozemkových tratí Velká louka a Gsalfa. Průběh tohoto málo výrazného svahu je zčásti shodný s poruchovou linií, vyznačenou na tektonické skice Slavkovského lesa, kterou sestavil O. Hynie (1949, str. 44). Dokladem mladého tektonického porušení krajiny podle popsaného svahu jsou minerální prameny, tzv. Farské kyselky, vyvěrající při jeho úpatí. Pokles Tepelské vrchoviny oproti Slavkovskému lesu je patrný také při srovnání výškové polohy podélných profilů toků odvodňujících tato nesterénně vysoko položená území. Mnichovský potok se svými přítoky, odvodňujícími oblast Tepelské vrchoviny, leží pod úrovní podélného profilu Pramenského potoka, ač se jedná o toky přibližně stejně vodné a protékající územím budovaným převážně horninami stejné odolnosti (amfibolity).

Nápadným morfologickým znakem celé jižní a jihovýchodní části povodí, označené jako oblast Tepelské vrchoviny, je stupňovité uspořádání plošin parovinného rázu. Výrazný terénní stupeň se zvedá zejména v dolní části zkoumaného povodí, v okolí obce Mnichov. Údolí Mnichovského potoka je pak v úseku, kde proráží tento vyšší terén, hluboce zaříznuté, avšak s vyrovnanými spádovými poměry, neboť jeho dno je zaujato dobře vyvinutou aluviální nivou. Vznik hluboce zaříznutého úseku údolí Mnichovského potoka nemůžeme vysvětlovat větší odolností hornin, neboť stejně jako v hořejších částech povodí je založeno v amfibolitech. Jelikož na podélném profilu nepozorujeme zvětšení spádu, jímž se vyznačuje nástup nového erosičního cyklu, a terénní hrany na údolních svazích, oddělující tvary staršího cyklu od mladšího zářezu, se při vstupu toku do vyššího terénu náhle zvedají, je pravděpodobné, že toto nové zaříznutí bylo vyvoláno jinými příčinami. Z těchto připadá v úvahu tektonický zdvih terénu na dolním toku Mnichovského potoka. Tektonickému zdvihu nasvědčuje omezení tohoto vyššího terénu výraznými a přímočarými svahy, které jsou na jihozápadu a severozápadu provázány asymetrickými úseky údolí Mnichovského potoka. Také zde je možné doložit existenci mladých tektonických poruch přítomností minerálních pramenů v okolí Babic a Popovic.

Na základě těchto zjištění považují hluboce zaříznutý úsek údolí na dolním toku Mnichovského potoka za *a n t e c e d e n t n í*. Aluviální niva, tvořící nejen dno tohoto kaňonovitě utvářeného úseku údolí, ale přecházející plynule i do hořejšího rozevřeného úseku údolí, je dokladem toho, že zdvih popisovaného terénu nebyl velký a probíhal pomalu, takže řeka stačila prohloubit své řečiště o tolik, o kolik se terén zvedl. Její hloubková erose byla do značné míry usnadněna tím, že sleduje zlomovou linii, podle níž došlo k úklonu terénu v okolí Mnichova, jak bude dále dokázáno. Obdobné poměry zjistili J. Demek a T. Czudek (1957, str. 202), na antecendentním úseku údolí Jilmového potoka u Martinova na Tepelské vrchovině.

Úklon terénu v okolí Mnichova je patrný již při pouhém srovnání jeho parovinného povrchu s povrchem plošiny v prostoru mezi Novou Vsí a Loukou. Parovinná plošina mezi Novou Vsí a Loukou, zarovnávaný povrch popsaného zvednutého terénu na sever od údolí Mnichovského potoka, má povrch přibližně vodorovný. Povrch parovinné plošiny v okolí Mnichova ležící nad pravým břehem Mnichovského potoka, je oproti předešlému nápadně ukloněn směrem k ji-

hovýchodu. Rozhraní mezi ukloněným terénem v okolí Mnichova a terénem s rovným povrchem mezi Novou Vsí a Loukou tvoří tedy kaňonovitý úsek údolí Mnichovského potoka. Tento markantní rozdíl ve sklonových poměrech popsanych plošin, zarovnávacích tytéž horniny (amfibolity) připouští možnost, že úklon parovinné plošiny u Mnichova není primární, vytvořený pouhou činností vodních toků a svahové modelace, ale že byl podmíněn druhotně — tektonickými ději. Tektonickému úklonu parovinné plošiny v okolí Mnichova především nasvědčuje nápadná konvergence údolního dna Mnichovského potoka v podélném profilu (směrem po toku) s terénní hranou na jeho pravém údolním svahu, která odděluje terasovité zbytky dna údolí prvního poparovinného cyklu od příkrého úseku údolního svahu, vzniklého v důsledku mladšího prohloubení údolí. Terénní hrana na levém údolním svahu, kde k úklonu území nedošlo, vykazuje vzhledem k údolnímu dnu divergenci směrem po toku, jak tomu bývá při normálním prohlubování a postupným rozšiřování údolí (srv. R. Netopil, 1951, str. 63). Pro tektonický úklon terénu v okolí Mnichova svědčí dále: 1. Sklon povrchu paroviny v tak pokročilém stadiu zarovnání, jak se s ní setkáváme ve zkoumaném území, je příliš velký. 2. Celý tento ukloněný terén je výrazně omezen svahy, jejichž průběh je shodný s výraznými geomorfologickými liniemi Slavkovského lesa a Tepelské vrchoviny. 3. Úklonu nasvědčuje také nápadná asymetrie přilehlého úseku údolí řeky Teplé, na jehož obou stranách vystupují amfibolity. 4. Tektonickému úklonu terénu svědčí i větší zahloubení údolí potoků, které jej odvodňují ve směru jeho celkového sklonu, ve srovnání s toky okolními, zhruba stejně vodními.

Uvedená zjištění dokazují, že zpeněplenisovaný terén v okolí Mnichova byl druhotně, tzn. tektonickými silami, ukloněn směrem k jihovýchodu (srv. T. Czudek, 1956, str. 58—59). Tektonicky podmíněný úklon paroviny ve stejném směru zjistil při pravoúhlém ohybu horního toku řeky Teplé T. Czudek (1956, str. 57) a na Českomoravské vysočině J. Demek (1955, str. 95 a 102). Jelikož k úklonu paroviny u Mnichova došlo podél údolí Mnichovského potoka, je zřejmé, že přilehlý úsek údolí je založen na tektonické poruše.

Půdorysný tvar údolní sítě

Jelikož údolí vodních toků se často vyvíjejí na liniích menší odolnosti hornin vůči erozi, má studium půdorysného uspořádání údolní sítě velký význam i při rozpoznání průběhu tektonických poruch, podle nichž horniny byly drceny. Tato metoda je průkazná zejména v území, kde na velkých plochách vystupují horniny přibližně stejné odolnosti (srov. J. Krejčí, 1944, str. 14). Pro údolní síť zkoumaného povodí je charakteristické, že v uspořádání jednotlivých údolí nebo jejich úseků se uplatňují pouze určité směry. Jsou to tyto čtyři hlavní směry, sdružené ve dvě dvojice směrů k sobě navzájem kolmých: I. a) směr krušnohorský SV—JZ, b) směr sudetský (hercynský) SZ—JV; II. a) směr jizerský (hornorýnský) S—J, b) směr východozápadní V—Z. Směr krušnohorský sleduje údolí Pramenického potoka od pramene až po ohyb JV od kóty Pluhův bor, kde se náhle stáčí do směru sudetského a pokračuje v něm až ke svému ústí. Směr krušnohorský je v uvedeném úseku několikrát vystřídán kratšími úseky, probíhajícími ve směru sudetském (u Pramenů nebo v místech průlomového údolí, prorážejícího hadcový masiv) nebo ve směru západovýchodním (u Velkého rybníka). Také dolní tok Mnichovského potoka neprobíhá přímočaře v sudetském směru. Potok zde vytváří četné zákruty připomínající zaklesnuté meandry, které se vyvíjejí ve dvou hlavních směrech: sudetském a krušnohorském.

Směry jizerský a západovýchodní sleduje důsledně údolí Mnichovského potoka až po soutok s Pramenským potokem a dále potok, omezující na severu a východě výšinu Pluhův bor. Také přilehlý úsek údolí řeky Teplé probíhá celkově ve směru jizerském. Místa pozorujeme, že údolí nebo jejich úseky se setkávají ve dvou pravouhly se křížících směrech, takže údolní síť nabývá charakteru pravouhlé říční sítě, která je příznačná pro tektonicky rozlámaná území. S pravouhlým uspořádáním říční sítě se setkáváme v prostoru kotlinovité sníženiny u Pramenu, což svědčí o správnosti výkladu jejího vzniku tektonickými pohyby podle zlomů. Popsané uspořádání údolní sítě není náhodné, je v něm zřetelně vyvinutý systém, zákonitost. Taková zákonitost ukazuje, že vznik údolí je předzjednan a řízen jednotnou příčinou, která se uplatnila v celé zkoumané oblasti a projevila se vznikem systému linií, na něž lze aplikovat mechanické principy. Touto příčinou mohly být jediné tektonické síly, které rozlámaly zemský povrch soustavou zlomů (J. Krejčí, 1944, str. 16). Jelikož podle těchto zlomů došlo ve zkoumané oblasti ke zdvihům, poklesům nebo úklonům ker, plyne z rozboru půdorysu údolní sítě, že údolí vodních toků probíhají na liniích, podle nichž došlo k pohybu ker (srv. J. Demek - T. Czudek, 1957, str. 197).

Správnost tohoto názoru potvrzuje skutečnost, že směry uplatňující se v uspořádání říční sítě, se shodují s průběhem výrazných geomorfologických linií, na jejichž zlomový původ bylo upozorněno v celé řadě geologických prací. Takovou výraznou linií je nedaleký jihozápadní zlomový okraj Slavkovského lesa a Tepelské vrchoviny (E. Herneck, 1928, str. 165—167, O. Hynie, 1949, str. 44, V. Čech, 1956, str. 55). Na příkrých údolních svazích dolního úseku údolí Mnichovského potoka a na hadcích srázné výšiny U tří křížů byla provedena měření puklin. Měřením bylo prokázáno, že výše uvedené směry se uplatňují i v rozpukání hornin. Dalším dokladem tektonického předurčení údolí vodních toků jsou vývěry minerálních pramenů v údolích potoků zkoumaného povodí, které jsou zakresleny v přiložené geomorfologické skice.

Souhrnný přehled hlavních poznatků o geomorfologickém vývoji povodí

Na základě geomorfologického průzkumu bylo zjištěno, že nejstarším destruktivním tvarem povodí Mnichovského potoka je fluviatilní parovina, která vznikla složitým geomorfologickým vývojem. Tato se zachovala jen v malých zbytcích v podobě plošin ponejvíce při rozvodí. Rozčlenění paroviny bylo způsobeno jednak tektonickými pohyby podél zlomů a jednak jejím zmlazením, v důsledku nástupu nové vlny zpětné eroze, která proběhla celou údolní sítí a pronikla téměř až do pramenných oblastí.

Tektonické síly způsobily rozlámání krajiny v jednotlivé kry, které pak podle druhu tektonických pohybů prodělaly buď tektonický zdvih, pokles nebo byly ukloněny. Geomorfologickými doklady tektonického rozlámání krajiny jsou: nestejná výšková poloha parovinných plošin, nesouměrnost údolních svahů, poruchy podélných údolních profilů, zákonitě uspořádání půdorysu říční sítě a konečně výskyt morfologicky výrazných svahů, nesoucích znaky svahů zlomových. První vlna zpětné eroze, která proběhla údolní sítí a způsobila zmlazení paroviny, dala vznik široce rozevřeným, avšak výrazně zahloubeným údolím. Tato vlna zpětné eroze byla označena jako první dílčí poparovinný cyklus.

Nástup prvního poparovinného cyklu mohl být vyvolán klimatickými příčinami, eustatickými pohyby mořské hladiny (hlavní erosi base) anebo tektonickými pohyby (J. Krejčí, 1939, str. 34). J. Moschelesová uvádí, že ke vzniku

mladšího zarovnání (Verebnungsfläche), které odpovídá vyzrálým tvarům prvního dílčího poparovinného cyklu, došlo v období tektonického klidu, které následovalo po tzv. starotřetihorní poruchové fázi. Tato poruchová fáze, jak zjistil F. Machatschek (1917, str. 235—288), způsobila první pokles oháreckého příkopu ve svrchním oligocénu. Jelikož zarovnání seče hranici krystalických břidlic a hornin spodnomiocenního stáří, je mladší než spodní miocén, ale starší než další — druhá poruchová fáze, která způsobila nový pokles oháreckého příkopu a porušila i oblast mladšího zarovnání. (Srv. J. Moschelesová, 1918, str. 93.)

Při dnešním stavu našich vědomostí nemůžeme zatím bezpečně rozhodnout, zda vůbec nebo do jaké míry byl nástup tohoto dílčího geomorfologického cyklu podmíněn také podnebními změnami nebo eustatickými pohyby hlavní erosní base (srv. J. Krejčí, 1954, str. 210). Řešení této otázky by značně přesáhlo rámec této práce. Při geomorfologickém průzkumu studovaného území bylo však dokázáno, že nástup místních erosních epicyklů západně od Pramenů nebo na dolním toku Mnichovského potoka byl podmíněn relativními tektonickými zdvihy přílehlých oblastí. Vlny zpětné erose, vyvolané nástupem těchto epicyklů, daly vznik mladým, hluboce zaříznutým údolím s příkrými údolními svahy. Tyto svahy jsou často skalnaté a místy jsou kryty suťovými plášti nebo menšími nedokonale vyvinutými balvanovými moři. Jelikož vznik těchto jevů přičítáme mrazovému větrání v pleistocénu, je zřejmé, že mladé zářezy byly již v době pleistocenní vyvinuty téměř ve své dnešní podobě. Vzhledem k tomu, že zářezy místních epicyklů prohlubují údolí prvního dílčího poparovinného cyklu lze předpokládat, že při zdvihu přílehlého terénu se uplatnily velmi mladé tektonické pohyby, které by mohly svým geologických stářím odpovídat druhé poruchové fázi, zjištěné v oblasti oháreckého příkopu F. Machatschkem. Periglaciální jevy na úbočích těchto zářezů však ukazují, že tento terén se dostal přibližně do své dnešní polohy nejpozději začátkem pleistocénu.

Praktické výsledky geomorfologického průzkumu

Závěrem je třeba podotknout, že geomorfologické poměry povodí Mnichovského potoka byly zpracovány nejprve v letech 1955—56, jako téma diplomové práce. Tato práce byla zaměřena k posouzení morfologicky vhodného místa pro retenční nádrž, jejíž zřízení je v údolí Mnichovského potoka plánováno za účelem zásobování přílehlých částí Karlovarského kraje pitnou a užitkovou vodou. Průzkum ukázal, že morfologicky vhodné místo pro zřízení retenční nádrže je na dolním úseku údolí Mnichovského potoka u Horních Hamrů, kde se údolí široce rozevívá, avšak i v rozevřeném úseku zůstává značně hluboké. Pod Horními Hamry se údolí opět zužuje v soutěsku, na jejíchž příkrých svazích vystupují masivní amfibolitová skaliska. Poloha tohoto místa na dolním toku je výhodná též z hlediska hydrologického. Nevýhodou tohoto úseku údolí je, že leží na zlomové poruše, podle níž došlo k úklonu paroviny u Mnichova.

*Státní ústav pro projektování
závodů průmyslu stavebních hmot keramiky
Keramoprojekt, pobočka Brno*

Seznam použité literatury

- BLACKWELDER E.: The Recognition of Fault Scarps. *The Journal of Geology*. Chicago 1928, 36 : 5—6.
BRAUN G.: Deutschland. Berlin 1916.
BRÁZDA Č.: Geomorfologické poměry říčky Rothaby na Karlovarsku. *Diplomová práce*. Brno 1956.

- CZUDEK T.: Geomorfologické poměry údolí Teplé jižně od Bečova nad Teplou. *Diplomová práce*. Brno 1956.
- ČECH VL.: Příspěvek k tektonice severozápadních Čech. *Sborník k osmdesátinám akademika F. Slavíka*. Praha 1957.
- DANEŠ J. V.: Morfologický vývoj středních Čech. *Sborník České spol. zeměvědné*. Praha 1913.
- DAWIS W. M. - BRAUN G.: Grundzüge der Physiogeographie. Leipzig - Berlin 1911.
- DEMEK J.: Ke geomorfologii dolní Brtnice. *Práce brněnské zákl. ČSAV*, seš. 2. Brno 1955.
- DEMEK J. - CZUDEK T.: Geomorfologické poměry povodí Jilmového potoka na Tepelské vrchovině. *Sborník Československé spol. zeměpisné*. Praha 1957, 3: 193—205.
- HEJTMAN B.: Systematická petrografie vyvřelých hornin. Praha 1957.
- HERNECK E.: Ein typisches Anzeichen rezenter Hebung in der Bruchstufe von Marienbad. *Firgenwald*. Reichenberg 1928, 4.
- HROMÁDKA J.: Orografické řídění Československé republiky, *Sbor. Československé spol. zeměpisné*. Praha 1956, 3—4.
- HYNIE O.: Geologie minerálních zdrojů v Čechách a na Moravě. *Geotechnica*, sv. 7. Praha 1949.
- KETTNER R.: Všeobecná geologie, III. díl. Praha 1948.
- KODYM O.: Geologie Českého masivu, II. díl. *Učební text*. Praha 1954.
- KREJČÍ J.: Geomorfologická analýza Zlínska. *Práce Mor. přírodověd. spol.*, spis 2. Brno 1944.
- KREJČÍ J.: Profil rovnováhy jakožto základ studia říčních teras. *Spisy Odboru ČSZ*, spis 5, Brno 1939.
- KREJČÍ J.: Geomorfologický výzkum v Českých zemích. *Sborník Československé spol. zeměpis. Praha* 1954, 4.
- KUCHAŘ K.: Novější poznatky o vymezení orografických celků v ČSR. *Kartografický přehled*. Praha 1955, 9.
- MACHATSCHKE F.: Landeskunde der Sudeten und Westkarpatenländer. Stuttgart 1927.
- MACHATSCHKE F.: Morphologie der Südbabdachung des böhm. Erzgebirges. *Mitteil. d. K. K. Geogr. Ges. in Wien*. Wien 1917.
- MOSCHELESOVÁ J.: Die geologische Geschichte des Kaiserwaldes seit dem Alttertiär. *Verh. der Geol. Reichsanstalt Wien*. Wien 1918.
- NETOPIĽ R.: Dosavadní výsledky geomorfologického průzkumu povodí Oslavy. *Sborník Československé spol. zeměpisné*. Praha 1951.
- SCHNEIDER K.: Zur Orographie und Morphologie Böhmens. Praha 1908.
- THORNBURY W. D.: Principles of Geomorphology. New York - London, 1956.
- ÚSTŘEDNÍ SPRÁVA GEODESIE A KARTOGRAFIE: Hlavní pomístní názvy kraje Karlovarského. Praha 1957.
- ZOUBEK V.: Předběžná zpráva o geologickém výzkumu a mapování v oblasti karlovarského plutonu. *Věstník ÚÚG*. Praha 1951, 1—3.

GEOMORPHOLOGICAL CONDITIONS OF THE MNICHOV-BROOK REGION IN WESTERN BOHEMIA

The drainage basin of the Mníchov Brook takes up the southern part of the Karlovy Vary (Karlsbad) area composed of two orographic wholes — Císařský les (Emperor's Wood) and the Plateau of the river Teplá. From the geological point of view the area under observation belongs to the crystalline core of the Bohemian Mass, i. e. to the system of Krušné hory. In Oligocene the area was a peneplaine stretching all over the Bohemian Mass. Today the peneplaine has been preserved only in fragments in the form of small denudation plateaus occurring at different altitudes. The asymmetry of the valley sides cut at different altitudes by denudation plateaus, the regular pattern of the drainage network and finally the occurrence of pronounced morphological slopes speak clearly for the fact that the original peneplaine was tectonically broken into blocks some of which got uplifted whereas others subsided as a consequence of the tectonic movements. To regions elevated in the process belongs the granitic mass north of Kynžvart with denudation plateaus occurring at an altitude of about 930—940 m, the area of Císařský les reaching the average altitude of 830—840 m, the serpentine mass of Vlčí hřbet (Wolf's Ridge) (880 m), and the range called „V boru“ (Pine Wood) (865 m) all of which survived only due to their power of resistance to all agents of destruction. The basin-shaped depression called „Prameny“ (Springs) and the area of the Teplá Plateau lying some 70—80 m lower than the surface of the Císařský les subsided during the tectonic movements. That we are correct in our hypothesis on tectonic warping of the countryside is best demonstrated by the occurrence of mineral springs rising on valley floors as well as along the foot of slopes the tectonic origin of which has been proved by applying geomorphological methods of work.