

ÚVAHY K PROBLÉMU PŘÍČIN VZNIKU PLEISTOCÉNNÍCH ŘÍČNÍCH TERAS V ČESKÉM MASÍVU

J. Krejčí

Jiráskova 1a, 602 00 Brno, Československo

Došlo v červnu 1987

SOUHRN

Autor zkoumá geologické a geomorfologické znaky pleistocénních říčních teras v Českém masívu z hlediska reakcí činnosti vodních toků na vlivy a změny geografického prostředí. Zjišťuje, že tyto rysy nepotvrzují oprávněnost názoru mnohých badatelů, že říční terasy v této oblasti jsou výsledkem pleistocénních změn podnebí.

ZUSAMMENFASSUNG

ERWÄGUNGEN ZUM PROBLEM DER URSACHEN DER BILDUNG DER PLEISTOZÄNEN FLUSSTERRASSEN IN DER BÖHMISCHEN MASSE

In der neueren Zeit wird fast allgemein die Ansicht als richtig anerkannt, daß die pleistozänen Flußterrassen in der Böhmischem Masse das Ergebnis der Wirkung der pleistozänen Klimaänderungen seien. Diese Meinung betrifft vor allem die Entstehung der Schotterandskörper der Terrassen, die in den Zusammenhang mit den Klimaverhältnissen der pleistozänen Kaltzeiten gestellt wird. In der Frage der Ursachen der Tiefenerosion, die durch das Durchschneiden der Schotterandsakkumulationen die Flußterrassen als geomorphologische Formen geschaffen hat, gliedern sich die Forscher in zwei Gruppen. Nach der Meinung der einen Gruppe lag die Ursache der Tiefenerosion in der Vergrößerung der Erosionskraft der Flüsse infolge der Vermehrung der Wasserführung in den pleistozänen Warmzeiten. Der Meinung der zweiten Gruppe nach wurde die Tiefenerosion durch die dauernde oder zeitweise unterbrochene Hebung der ganzen Böhmischem Masse verursacht. Aber die Mehrzahl der Geomorphologen und Geologen, die Flußterrassen in der Böhmischem Masse studierten, hat das Problem der Ursachen der Tiefenerosion außer Acht gelassen.

Zur Erkenntnis der wahren Ursachen der Flußterrassenbildung ist es vor allem nötig, aus den physikalischen Gesetzmäßigkeiten der Flußtätigkeit auszugehen. Wie es schon eine längere Zeit aus den Ergebnissen der hydrodynamischen Forschungen bekannt ist, reagieren die Wasserläufe auf die Änderungen der Naturbedingungen im Flußgebiet durch Änderungen ihres Gefälles. Ist die Folge der Änderungen der Naturbedingungen eine Verminderung der Kapazität der Flüsse, d.h. der Fähigkeit alles Gesteinsmaterial, das in das Flußbett hineinkommt, abzutransportieren, dann vergrößert der Fluß sein Gefälle durch Ablagerung, und zwar in Weise, daß die Mächtigkeit der Sedimente stromaufwärts zunimmt. Im Falle der Vergrößerung ihrer Kapazität über das Maß, das zum Abtransportieren von allem Gesteinsmaterial erforderlich ist, vermindern die Wasserläufe ihr Gefälle durch Tiefenerosion oder durch Mäanderbildung. Bei derartigen Tiefenerosion nimmt das Maß der Eintiefung stromaufwärts zu; bei der Mäanderbildung findet kein Tieferlegen des Flußbetts statt (vgl. Abb. 1 und 2).

Dabei ist es wichtig, der Tatsache bewußt zu sein, daß weder bei der zur Vergrößerung des Gefälles führenden Ablagerung, noch bei der Verminderung des Gefälles durch Tiefenerosion die Flußmündung in vertikaler Richtung von ihrer Erosionsbasis sich nicht entfernen kann.

Wenn wir auf Grund der angeführten Kenntnisse über die Flußtätigkeit und ihre geomorphologischen und geologischen Folgen die Angaben in der Literatur über die Flußterrassen in der Böhmischem Masse beurteilen, so kommen wir zu folgenden Erkenntnissen:

1. Die Mächtigkeit der Schotterandskörper der Terrassen nimmt stromaufwärts nicht zu, sondern bleibt entweder gleichmäßig, oder vergrößert sich stromabwärts. Das zeigt, daß das Flußgefälle vor der Ablagerung der Schotterandskörper nicht kleiner, sondern dasselbe oder stellenweise sogar größer war als nach der Aggradation. Daraus folgt, daß die Flüsse zur Ablagerung des Schotter und Sandes nicht dadurch gezwungen wurden, weil ihre Kapazität auf dem ehemaligen Gefälle aus irgendwelcher Ursache unzureichend geworden ist. Sie brauchten also nicht ihr Gefälle zu versteilen, um die notwendige Kapazität durch Vergrößerung der Durchflußgeschwindigkeit zu gewinnen. Daraus muß man folgern, daß die Flußtätigkeit weder durch Verminderung der Wasserführung, noch durch Vergrößerung der Last beeinflusst wurde, also durch Änderungen, die der Wirkung der Klimaverhältnisse der pleistozänen Kaltzeiten von manchen Forschern zugeschrieben werden.

2. Einen anderen Beweis, daß die Akkumulationsterrassen der Flüsse in der Böhmisches Masse die Folge des Einflusses der pleistozänen Kaltzeiten nicht sind, bietet die große Mächtigkeit der Schotterandskörper, die an einigen Flüssen mehr als 20 m und sogar 30 m beträgt. Da die Mündungen der Flüsse sich von ihrer Erosionsbasis in vertikaler Richtung nicht entfernen können, bezeugt die große und dabei gleichmäßige Mächtigkeit der Terrassenakkumulationen, daß diese darum entstanden, weil sich ihre Erosionsbasis emporhob. Und zwar entweder relativ infolge des tektonischen Sinkens des Flußgebietes, oder absolut durch tektonische Hebung oder als Folge des dammenden Einflusses der Sedimente der kontinentalen Vereisungen.

3. Da die pleistozänen Klimaänderungen regionale Wirkung hatten, müßten die Kaltzeiten, wenn sie die Ursache der Aggradation der Flüsse gewesen wären, die Terrassenaggradation an allen Flüssen der Böhmisches Masse hervorgerufen haben. Das ist aber nicht der Fall.

4. Wenn die Meinung richtig wäre, daß jeder pleistozänen Kaltzeit eine Schotterandterrasse entspricht, wie es manche Forscher glauben, dann müßte die Anzahl der Terrassen an allen Flüssen der Böhmisches Masse die gleiche sein. In Wirklichkeit aber ist die Zahl der Terrassen an verschiedenen Flüssen verschieden.

Es wird also nötig sein bei künftigen Flußterrassenforschungen mit anderen Ursachen der Terrassenbildung als mit den pleistozänen Klimaänderungen zu rechnen.

Abb. 1. Schematische Darstellung der Änderung des Gefälles eines Wasserlaufes infolge der Verminderung der Wasserführung und Vermehrung der Last.

A—B das ursprüngliche Längsprofil des Wasserlaufes.

A'—B das neue Längsprofil des Wasserlaufes.

Nach A. K. Lobeck (1939)

Abb. 2. Schematische Darstellung der Änderung des Gefälles eines Wasserlaufes infolge der Vergrößerung der Wasserführung und Verminderung der Last.

A—B das ursprüngliche Längsprofil des Wasserlaufes.

A'—B das neue Längsprofil des Wasserlaufes.

Nach A. K. Lobeck (1939)

ÚVOD

V novější době všichni badatelé, kteří se zabývali studiem pleistocenních říčních teras v Československu, soudí, že akumulace kvartérních terasových štěrků a písků byly vyvolány působením podnebí ve studených obdobích pleistocénu. Tento názor zastávají i ti autoři, kteří připouštějí též vliv mladých tektonických pohybů na vývoj říčních teras. V dřívějších letech se mezi pracovníky předpokládajícími klimatický původ pleistocenních říčních teras vyskytli i badatelé s poněkud odchýlnými názory. Tak Petrbock (1944) kladl vznik terasových akumulací do interglaciálů. Důvodem pro toto stanovisko mu byly nálezy teplomilné vodní fauny v terasách. Žebera (1949) považoval říční terasy za produkt podnebí glaciálního i interglaciálního.

I

Otázkou, jakým způsobem působily pleistocenní podnební poměry na vznik terasových akumulací, se zabývalo jen málo československých badatelů. Ambrož (1947) zastával názor, že akumulace teras nastala tehdy, když unášecí síla vodního proudu po dosažení vrcholu začala klesat. Vrcholu dosáhla v nejvyšším glaciálu.

Podle mínění Kettnera (1948) příčinou akumulací terasových sedimentů bylo to, že řeky, jejichž vodnost se vlivem poklesu úhrnu atmosférických srážek v ledových obdobích zmenšila, nebyly schopné unášet materiál, který se do nich dostával vlivem intenzivního mechanického větrání, podporovaného úbytkem rostlinného krytu. Bouček a Kodým (1963) vysvětlovali vznik terasových akumulací tím, že v glaciálech a stadiálech měly řeky málo vody a proto ukládaly štěrky a písky. Žebera (1964) soudil, že hlavním dodavatelem skeletu, štěrku a ostatního materiálu řekám ve studených obdobích pleistocénu byla soliflukce, která tak podstatně přispěla ke zvýšení štěrkopískové akumulace. V územích, kde zvětralinový plášť měl převážně písčitou, písčito-jílovitou a jílovito-písčitou povahu, tam soliflukce nedodávala potokům a řekám pefitické hmoty a proto tam nemohly vzniknout výraznější štěrkopískové terasy. Ložek (1964, 1973) udává, že ve studených obdobích pleistocénu, kdy v otevřené stepní a nezalesněné krajině se fyzikálním větráním rychle uvolňovalo množství zvětralin, byl tento materiál občasnými přívaly, nebrzděnými lesními porosty, snášen do vodních toků. Poněvadž ty tehdy měly nízký průměrný průtok, nebyly schopné splavený horninový materiál unášet a proto rychle, způsobem větvičích se („divočičích“) toků štěrkopísky akumulovaly. Podle suchozemských měkkých uchovaných v terasách a pocházejících z blízkého okolí řeky, lze soudit, že v době usazování štěrkopísků bylo okolí nezalesněné. To vše podle Ložka svědčí pro glaciální původ teras.

Záruba et al. (1977) vidí příčinu ukládání terasových akumulací v tom, že v periglaciální oblasti se v glaciálech vlivem poklesu úhrnu atmosférických srážek a teploty vzduchu zmenšil vegetační kryt. Intenzivní mechanické větrání vytvořilo nahromadění zvětralin, které občasně přívaly a soliflukce dopravovaly do vodních toků. Vodní toky neměly dostatek vody k tomu, aby tento materiál mohly dopravovat dál. Tak došlo ke klimatické aggradaci.

Také o příčinách hloubkové eroze, která teprve proříznutím terasových sedimentů a popřípadě i jejich podloží vytvoří terasu v geomorfologickém smyslu, tj. jako stupeň, se zmiňuje jen málo českých a slovenských autorů studií o říčních terasách v Československu. Kettner (1948) byl toho názoru, že v meziledových obdobích za teplejšího a vlhčího podnebí se vodnost řek zvětšovala a tím stoupala jejich unášecí a erozní síla. Proto v meziledových obdobích řeky prohlubovaly svá koryta. V oblasti Českého masívu se řeky nezařezávaly stejnoměrně. Občasně nové zvedání masívu mělo za následek vždy zesílení výmolné činnosti a přerušení ukládání nánosů řeky. Balatka a Sládek (1962) píší, že na intenzitu eroze mezi uložením dvou štěrkových teras měly též vliv (zřejmě kromě podnebí - pozn. J. K.) kvartérní pohyby zemské kůry. V jižních Čechách podle názoru Čecha (1962) pokračující zdvih Českého masívu a klimatické změny způsobovaly rytmické zařezávání vodních toků a vznik údolních teras. Bouček a Kodým (1963) udávají, že v teplých obdobích pleistocénu se zvětšila vodnost řek, které proto přešly do erozní činnosti.

Podle názoru Žebery (1964) trvalý zdvih Českého masívu umožnil trvalé zahlubování vodních toků. Pravidelně se opakující glaciální a stadiální soliflukce vedla k pravidelnému odstupňování ukládaných fluvialních nánosů v říčních terasách. Eroze vodních toků probíhala v Českém masívu bez přerušení po celý kvartér. Byla však období, a to na přechodu z glaciálů do interglaciálů (nebo ze stadiálů do interstadiálů) a na přechodu z interglaciálů do glaciálů (nebo z interstadiálů do stadiálů), kdy se za větší vodnosti řek intenzita eroze zvyšovala. Naopak ve vrcholech glaciálů a interglaciálů (nebo stadiálů a interstadiálů) za malé vodnosti řek se intenzita eroze snižovala. Záruba (1942) soudil, že hloubková eroze, jež vytvo-

řila vltavské terasy, spadá do interglaciálů a byla vyvolána zvýšenou vodností toků a pravděpodobně též opakujícím se regionálním zdvihem území.

R. 1977 Záruba a spoluautoři vyslovili názor, že v povodí Vltavy byla hloubková eroze ve čtvrtohorách vyvolána pravidelným mírným tektonickým zdvihem celé oblasti, čímž se vytvořila síť zaříznutých údolí, zejména větších vodních toků. Klimatické výkyvy určovaly fáze agradace a eroze. Mazúrová (1978) soudí, že etapovitě prohlubování údolí karpatských řek bylo podmíněno interferencí tektonických a klimatických vlivů, přičemž příčinou hloubkové eroze byl tektonický zdvih Západních Karpat.

Většina autorů zastávajících názor o vzniku terasových akumulací ve studených obdobích pleistocénu neuvádí blíže, ve které části glaciálů nebo stadiálů k sedimentaci došlo. Někteří badatelé však této otázce věnovali pozornost. Ložek původně (1964) míní, že akumulace teras neprobíhala během celého studeného období, nýbrž hlavně v jeho vrcholné a pozdní fázi, tj. v kataglaciálu. Avšak o labské terase u Čilce u Nymburka, v jejíž spodní části byla nalezena interglaciální malakofauna, soudil, že akumulace začala na rozhraní teplého a studeného období a pokračovala ve studeném období dále. V nálezů bohaté malakofauny, svědčící pro chladné období, pod šterkopísky třicetimetrové terasy Labe u Bezděkova na Pardubicku, viděli Sekyra a Ložek (1965) důkaz, že začátek fluvialní akumulace této terasy spadá do časného glaciálu. V knize z r. 1973 Ložek vyslovil názor, že akumulace teras spadá jednak do časného, jednak do pokročilého glaciálu a že během jednoho glaciálu se vystřídalo více akumuláčnických a erozních období, jež se zčásti vzájemně překrývají. Podle Ložkova názoru je jisté, že se akumulace a eroze nestřídaly v jednoduchém cyklu glaciál — interglaciál, nýbrž že celý sled pozůstává z řady větších i menších výkyvů oběma směry, jež se vzájemně sčítají i odečítají.

Šibrava (1972) dospěl k závěru, že v širší oblasti střední Evropy terasová říční akumulace souvisí s okrajovými fázemi studených období, tj. s přechodnými fázemi ze studených do teplých období a naopak. Z pozorování a z paleontologických nálezů v Českém masívu a v Německu soudí, že v říčních nánosech je více než se dosud přijímalo rozšířena sedimentace kataglaciální.

K otázce časového zařazení hloubkové eroze vedoucí ke vzniku říčních teras výslovně projevili svůj názor jen někteří autoři studií o říčních terasách v Československu. Tak Záruba (1942) předpokládal (jak jsme již uvedli), že hloubková eroze, jež vytvořila vltavské terasy, spadá do interglaciálů. Žebera (1943) míní, že eroze probíhala ve studených obdobích pleistocénu. Ambrož (1947) soudil, že eroze působila v první polovině glaciálu. Kettner (1948), Mazúr a Kalaš (1963), Lukniš (1968) a Balatka (1968) předpokládají, že hloubková eroze proběhla v teplých obdobích pleistocénu. Šibrava (1972) usuzuje podle pozorování v Českém masívu, že hlavní erozní fáze (s výjimkou horního úseku spádové křivky) spadá do druhé poloviny glaciálu, popřípadě na její konec, a staví se proti teorii o hloubkové erozi v interglaciálech. Podobně Ložek (1973) míní, že silný výmol připisovaný často teplým obdobím nelze rozbory fluvialních sérií potvrdit a že hlavní eroze, stejně jako akumulace, spadá do studených období. Teplá období s bujnou vegetací, zejména lesní, přinášejí všeobecný klid a proto lze jen těžko v nich hledat silnější klimaticky podmíněnou erozi. Jak eroze, tak i akumulace spadají do různých fází glaciálů. Příčiny hloubkové eroze vedoucí ke vzniku teras Ložek výslovně neuvádí, ale píše, že v pleistocénu (s výjimkou poklesávajících pánví Podunají) se střídala v závislosti na podnebí eroze a akumulace. Český masív a zejména pak povodí Vltavy a Labe pokládá za tektonicky klidnou oblast.

Za jeden z důkazů vzniku terasových akumulací ve studených obdobích pleistocénu se považuje litologický ráz sedimentů (např. Záruba et al. 1977), o němž se předpokládá, že je výrazem působení podnebných poměrů. Jiný důkaz podává obsah suchozemských měkkýšů v některých terasách, např. v terasách Labe a dolní Ohře, v Pováží aj. Jako dalšího důkazu se používá vztahu sprašových sérií, paleontologicky a stratigraficky zachycujících větší počet kvartérních klimatických cyklů, k podložním terasám, a periglaciálních struktur uvnitř terasového tělesa. Pro zařazení vltavských teras do studených období pleistocénu pak další doklad poskytly výsledky paleomagnetických měření (Záruba et al. 1977).

Je však třeba si uvědomit, že důkazy uváděné na podporu názoru o vzniku akumulací sedimentů říčních teras ve studených obdobích pleistocénu sice svědčí o tom, že podnebí v době ukládání terasových uloženin mělo povahu glaciálu nebo stadiálu, nedokazují však ještě, že právě podnebí ovlivnilo vodní toky tak, že nebyly schopné unášet na daném spádu splaveniny a proto akumulovaly. Tyto důkazy nevyklučují ještě jiné možné příčiny akumulace.

Někteří badatelé přesvědčení o vzniku říčních teras v Československu vlivem podnebí ve studených obdobích pleistocénu, usuzují z počtu teras o počtu studených období a tím i o existenci některých glaciálů a stadiálů, z nichž až dosud nebyly nalezeny přímé stopy ledovců (např. donau). Naproti tomu Ložek (1973) vyslovil mínění, že hlavní tvorba teras sice spadá do studených období, ale že jejich vývoj je natolik složitý, že nedovoluje odvodit klimatem členěný systém.

Složitost vývoje říčních teras v Československu potvrzují i tzv. zdvojené terasy, tj. morfologicky jednotné terasy, jejichž šterkopiskové akumulace, spočívající v superpozici, byly uloženy ve dvou různých sedimentačních obdobích, zpravidla považovaných za studená.

Také z území sousedících s Československem pocházejí doklady o složitosti vzniku říčních teras ve vztahu ke kolísání podnebí v pleistocénu. Např. Jahn (1955, 1956) na základě výzkumů v Polsku vyslovil názor, že přechod z interglaciálu do glaciálu sestával z teplé interglaciální sedimentace a studené glaciální sedimentace, které byly odděleny fází eroze, a že obdobně v opačném sledu docházelo k sedimentaci a erozi při přechodu z glaciálu do interglaciálu. Woldstedt (1952) poukázal na skutečnost, že v NDR jsou známé říční terasy, v nichž byla zjištěna pouze teplomilná fauna. Vyskytují se v povodích řek Saale, Unstrut, Ilm a Gera. Woldstedt připouští, že zbytky kostí teplomilných zvířat, která žila v podmínkách interglaciálního podnebí, mohly být do řek splaveny až v následující době. Vylučuje však tuto možnost u teras, v jejichž spodní části byla ve velmi velkém množství na určité primárním místě nalezena *Corbicula fluminalis*, jak tomu bylo u tzv. hlavní terasy řek Unstrut a Saale. Tato terasa je podle Woldstedta morfologicky jednotný akumulací útvar, jehož spodní část se usazovala v podmínkách interglaciálních a svrchní část v podmínkách klimatu glaciálního. Také Penck (1938) důrazně poukazoval na skutečnost, že jsou interglaciální terasy, o jejichž existenci on sám přinesl četné důkazy dokonce z Alp.

Uvážíme-li rozdílnost poznatků o paleontologickém obsahu akumulací říčních teras a o jejich geologické stavbě, rozdílnost, která byla v novější době ještě znásobena výsledky vrtů, a uvážíme-li dále různost možných příčin vzniku říčních teras, jistě budeme souhlasit s názorem Ložka (1973) o nutnosti kritické revize většiny starších prací o říčních terasách. V souvislosti a tím bude třeba věnovat pozornost mínění, které pronesl jeden z předních znalců problematiky pleistocénu Woldstedt

(1952), že jednostranný názor o vzniku šterkových uloženin střeoevropských řek vlivem klimatických poměrů v glaciálech potřebuje přezkoumání.

Souhrn příčin vzniku říčních teras v Československu byl jiný v Českém masívu, jiný v Západních Karpatech a jiný v karpatské čelní hlubině. V této práci se zaměřím na problematiku vzniku říčních teras v Českém masívu.

II

Aby kritická revize názorů o příčinách vzniku říčních teras v Českém masívu vedla ke správným závěrům, k tomu je třeba vycházet ze spolehlivého teoretického základu. Takový základ poskytuje pojetí říční sítě jako systému. Význam tohoto teoretického základu zvyšuje skutečnost, že závěry z něho vycházející a odvozené z pozorování v přírodě, byly potvrzeny laboratorními experimenty. Prováděla je např. laboratoř Coloradské státní university (Rainfall — Erosion Facility [REF] at Colorado State University) aj. (Schumm 1977). Termínu říční síť se přitom užívá v širším smyslu, neboť zahrnuje vodní toky různých řádů, nejen řeky, ale i malé potůčky. Přesnější by byl méně stručný termín síť vodních toků, nebo neutrálnější cizí termín fluviální systém.

Systém obecně, jak ve sféře fyzikální, tak i ve sféře biologické znamená soustavu složenou z proměnných složek a ze vztahů, které tyto složky poutají do nějaké organizace (Davies 1972). Podle terminologie, které použil Von Bertalanffy (1950), je možno rozeznávat celkem dvě oddělené systematické struktury, v nichž lze spatřovat přirozený výskyt fyzikálních jevů: uzavřený systém a otevřený systém (Chorley 1972).

Uzavřený systém je omezen výraznými a pevnými hranicemi, přes něž nemůže pronikat ani energie ani materiál. Vývoj uzavřených systémů vede k vyhlazení rozdílů, které uvnitř systému zpočátku existují, přičemž počáteční podmínky určují konečný rovnovážný stav.

Otevřený systém potřebuje pro své udržení a zachování přísun energie z vnějšku, tj. z oblasti mimo hranice systému a je v existenci udržován stálým přísunem a odsunem (vstupem a výstupem) energie a materiálu (Chorley 1972). Má jednu důležitou vlastnost, kterou postrádá uzavřený systém: může dosáhnout tzv. ustáleného stavu (steady state — Von Bertalanffy 1950), v němž přísun energie a materiálu a jejich odsun jsou vyrovnávány přizpůsobením tvarů uvnitř systému. Významným znakem ustáleného stavu je tzv. dynamická rovnováha, tj. děj, kterým se vyrovnávají krátkodobá kolísání složek, účastných v ustáleném stavu, kolem průměrných hodnot. To znamená, že každá změna v některé ze složek způsobí přemístění rovnováhy ve směru, který pohltí účinek změny (Mackin 1948).

Říční síť je systém otevřený, a to jednak proto, že pro svou existenci potřebuje přísun energie z vnějšku, jednak proto, že je schopna dosáhnout ustáleného stavu. Energii, tj. schopnost konat práci, dostává z vnějšku, ve formě vody. Voda se dostává do fluviálního systému z atmosférických srážek, a to jednak přímo, jednak, a to hlavně, prostřednictvím vývěrů podzemní vody. Sama o sobě má tato voda povahu potenciální energie. Sklony koryt vodních toků mění potenciální energii v kinetickou, tj. v energii pohybu hmotné soustavy. Hmotná soustava ve fluviálním systému se skládá z vody a z horninového materiálu (splavenin). Horninový materiál se dostává do koryt vodních toků jednak — a to hlavně — z vnějšku, působením geomorfologických a geologických činitelů na geologické okolí říčního systému, jednak (za určitých okolností) vlastní erozí vodního toku.

Práce, kterou vodní toky vlivem kinetické energie konají, je dvojího druhu. Jednak je to výmol, eroze, jednak doprava splavenin. Schopnost vodního toku dopravovat a beze zbytku odnášet všechny horninový materiál, který se dostává do jeho koryta, se nazývá kapacita vodního toku (srov. Twenhofel 1961).

Za jinak stejných okolností (vodnosti aj.) je kapacita vodního toku určována rychlostí pohybu vody a ta zase hlavně velikostí spádu koryta. Spád při ustáleném stavu, na němž se kapacita vodního toku rovná velikosti břemene, dané množstvím, zrnitostí a tvarem horninových částic, je tzv. vyrovnaný spád neboli profil rovnováhy (Schumm 1977 aj.).

Profil rovnováhy je ovládán dynamickou rovnováhou. To znamená, že vlivem reagování vodního toku na krátkodobé změny složek ustáleného stavu, tj. na krátkodobé změny průtoku a přísunu horninového materiálu do řečiště, poloha a tvar profilu poněkud dočasně kolísají kolem průměrných hodnot. Jestliže vlivem krátkodobých změn, např. zvýšením průtočného množství vody, se kapacita vodního toku zvětší nad hodnotu potřebnou k dopravě všeho horninového materiálu, pak přebytek energie toku hloubkovou erozí nebo meandrováním sníží spád na hodnotu potřebnou pro obnovení rovnováhy mezi velikostí břemene a kapacitou vodního toku. Jestliže naopak kapacita vodního toku poklesne (např. zmenšením průtoku), pak vodní tok automaticky ukládáním materiálu zvyšuje spád koryta tak dlouho, až se opět obnoví rovnováha a vodní tok je znovu schopen odnášet všechny splaveniny (Schumm 1977, Derbyshire et al. 1981). Stálé úsilí vodních toků o vytvoření a udržení profilu rovnováhy je podle Lobecka (1939) jedním z nejzajímavějších jevů přírody a má velký geologický a geomorfologický význam (srov. též např. Leet—Judson 1965).

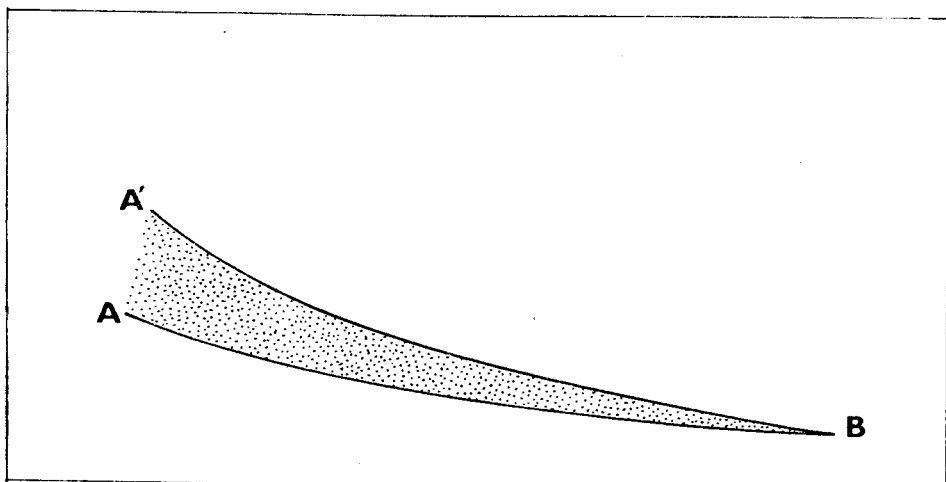
V rámci dynamické rovnováhy při ustáleném stavu vodní tok ani jednostranně nezahlubuje své koryto, ani jeho polohu jednostranně nezvyšuje agradací.

Jestliže nastanou trvalé změny kapacity vodního toku v důsledku změny přírodních poměrů, pak vodní tok na ně samočinně reaguje změnami spádu svého koryta, jejichž cílem je dlouhodobě obnovit kapacitu vodního toku v nových přírodních podmínkách. Takovými relativně dlouhodobými změnami přírodních poměrů mohou být např. změny podnebí buď k větší vlhkosti, nebo k větší suchosti, které ovlivňují vodnost vodních toků a množství i zrnitostní ráz splavenin. Snížení spádu vodní tok dosahuje hloubkovou erozí nebo meandrováním, zvýšení spádu dociluje agradací, při níž se vodní tok větví („divočí“).

V této souvislosti je třeba připomenout, že ve studiích o říčních terasách v Československu se často nechápe správně rozdíl mezi meandrováním a větvením vodního toku. Při větvení se vodní tok vlivem ukládání materiálu dělí v několik ramen, která místy mohou mít nepravidelné zákruty. Postupným zanášením ramen se řečiště jako celek zvyšuje a v případě divergentní agradace jeho spád vzrůstá. Při meandrování je vodní tok soustředěn do jednoho koryta, které vytváří víceméně pravidelně vinuté oblouky, přičemž se jeho poloha ve vertikálním směru nemění. Zvětšováním meandrových oblouků se délka řečiště prodlužuje a tím se zmenšuje jeho spád (Schumm 1977). Větvení a meandrování jsou tedy dva kvalitativně různé procesy, z nichž každý má jiný geomorfologický účel.

Geologickým výsledkem zvětšování spádu vodního toku agradací je postupný a plynulý vzrůst mocnosti akumulovaných splavenin směrem proti proudu (tzv. divergentní agradace) (obr. 1). Názorný příklad podávají náplavové kužele. Vznikají tehdy, když spád pobočky při vstupu na rovné dno údolí hlavního toku nebo při výstupu toku z pohoří na úpatní rovinu se náhle zmenší. Tím rychlost vodního

proudu klesne, tok ztrácí kapacitu a ukládáním splavenin si buduje spád potřebný k tomu, aby si kapacitu obnovil. Jiný příklad poskytuje soubor tzv. svrchních vrstev (top-set beds) delty, jejichž ukládáním si vodní tok buduje spád potřebný k tomu, aby dosáhl pobřeží moře nebo jezera, které ustupuje vlivem růstu delty (Schumm 1977).



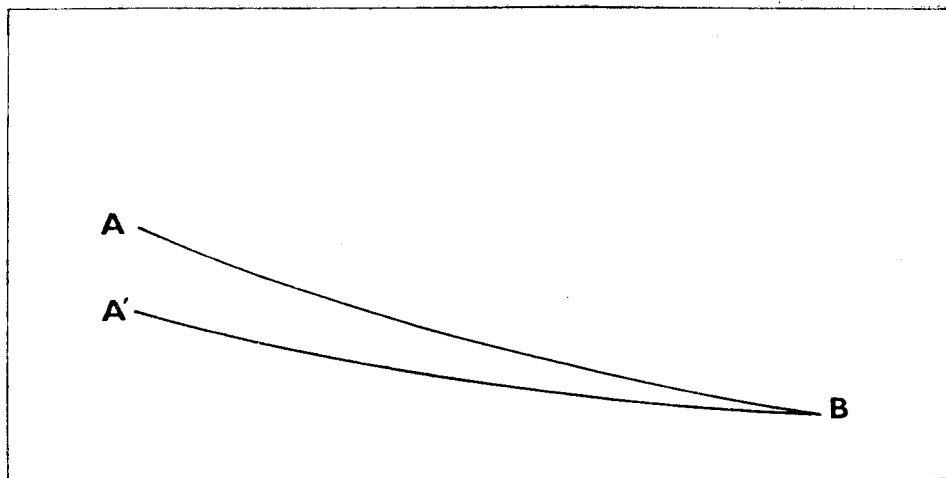
Obr. 1. Schematické znázornění změny spádu vodního toku vlivem zmenšení průtočného množství vody a zvětšení břemene.
 A—B původní podélný profil vodního toku
 A'—B nový podélný profil vodního toku
 Podle A. K. Lobecka (1939)

Při zmenšování spádu vodního toku hloubkovou erozí se vertikální rozsah zahloubení koryta zvětšuje směrem proti proudu. Původní údolní dno se tak mění v terasu, jejíž relativní výška nad nově hloubkovou erozí vytvořeným údolním dnem plynule vzrůstá proti proudu. Pěkný příklad takto vzniklé terasy poskytuje údolí řeky Lužnice v okolí Suchdola v Třeboňské pánvi (obr. 2).

Významnou skutečností při úpravách spádové křivky vodních toků agradací nebo erozí, ať již hloubkovou nebo boční, je vázanost ústí vodního toku na jeho erozní bázi. Vodní tok sám nemůže ani snížit svou erozní bázi, ani se od ní nemůže vzdálit směrem vzhůru akumulací. Tato skutečnost je důležitá při posuzování příčin vzniku říčních teras.

Důležitou vlastností fluvialního systému je vzájemná závislost (interdependence) jeho členů (Chorley 1972). Projevuje se tím, že změny činnosti, které nastanou na některém členu, naleznou odezvu na ostatních členech. Tak např. agradace na hlavním toku vyvolá zvýšením erozní báze přítoků agradaci také na těchto přítocích, hloubková eroze na hlavním toku vyvolá snížením erozní báze přítoků hloubkovou erozí také na těchto přítocích, atpod.

Vzájemná závislost členů říční sítě se ovšem může uplatnit jen tam, kde členy fluvialního systému dosáhly v celé své délce stejného stavu (stadia) geomorfologického vývoje, který se projevuje mimo jiné též vyrovnanou spádovou křivkou. U mnohých



Obr. 2. Schematické znázornění změny spádu vodního toku vlivem zvětšení průtočného množství vody a zmenšení břemene.
 A—B původní podélný profil vodního toku
 A'—B nový podélný profil vodního toku
 Podle A. K. Lobecka (1939)

říčních systémů Českého masívu tomu tak není, protože zejména střední a horní úseky řek často dosud tekou v údolích pocházejících ze starších geologických období a jsou od mladších dolních úseků odděleny výrazným zvýšením svého spádu. V takových případech se říční systémy člení v několik dílčích systémů. Zvláště nápadnými příklady jsou údolí Vltavy v okolí Lipna, údolí Lužnice nad Tábořem, povodí Ploučnice nad vstupem řeky do Českého středohoří, údolí horní Svitavy aj.

III

Posuďme nyní z hlediska vlivů, které ovládají říční systémy, názor, že akumulace pleistocenních říčních teras v Českém masívu byla vyvolána působením podnebí ve studených obdobích nebo v některých úsecích těchto období.

Kdyby podnebné poměry v glaciálech a stadiálech byly zvětšily hrubost a množství horninového materiálu, který se dostával do koryt vodních toků, a kdyby se popřípadě ještě byl zmenšil průtok vodních toků, přestaly by vodní toky mít na daných spádových křivkách potřebnou kapacitu. Musely by proto zvětšovat svůj spád ukládáním materiálu. Zvětšení spádu řečišf by bylo možné jen tehdy, kdyby mocnost uložených splavenin postupně vzrůstala proti směru toku. Přitom na pobočkách by k mocnosti štěrkopískových sedimentů uložených za účelem zvýšení spádu přistupovala ve spodních polohách ještě mocnost sedimentů uložených proto, aby se koryto pobočky zvedlo do nové úrovně místní erozní báze pobočky, která se zvýšila vlivem agradace hlavního toku.

Studujeme-li v literatuře o terasách řek Českého masívu údaje o mocnosti štěrkopískového tělesa akumulacních teras sledovaných na větší vzdálenosti, zjišťujeme, že mocnost terasových uloženin buď zůstává stejná v celém sledovaném úseku, nebo že se u některých teras směrem po proudu zvětšuje. Velmi názorné doklady vzrůstu mocnosti terasových náplavů směrem po proudu podávají zejména důkladné

studie vltavských teras vypracované Zárubou (1942, 1977). Záruba také v práci z r. 1977 výslovně udává, že vltavské terasy dosahují největších mocností na dolním toku, tj. zhruba pod soutokem Vltavy s Beroučkou. Jak ukazují podélné profily vltavských teras obsažené v uvedených Zárubových studiích, vzrůst mocností terasových sedimentů směrem po proudu se neděje plynule, ale začíná poměrně náhle od určitého místa, např. v okolí Štěchovic. Nad tímto místem je mocnost terasových náplavů zhruba stejná. Pod místem začátku vzrůstu mocnosti se mocnost nejprve plynule zvětšuje, ale potom po dosažení určité maximální hodnoty se v dalším úseku toku již výrazněji jednostranně nemění. Takovýto vzrůst mocnosti terasových náplavů po proudu vykazuje v údolí Vltavy zejména terasa II — Pankrácká, terasa III B — Vinohradská, V — Dejvická a VII — Manínská.

Vyjádřeno číselně má např. terasa III A — Kralupská podle tabulky 1 v práci Záruba et al. (1977) na středním toku u Živohošti v km 140,3 mocnost 5 m, na dolním toku u Dolan v km 221,0 mocnost 14 m, tedy více než dvojnásobek hodnoty na středním toku. O terase VII — Manínské udávají Záruba et al. (1977), že analogicky jako u Veltruské terasy její uložení jsou na středním toku mocné pouze 6–8 m, kdežto mezi Štěchovicemi a Veltrusy dosahují mocnosti větší než 20 m.

Výjimku ve způsobu změn mocnosti vltavských teras vykazuje terasa III B — Vinohradská, která dosahuje největší mocnosti (23 m) u Zbraslavi. Odtud proti proudu i po proudu je mocnost terasových náplavů opět menší, přičemž zmenšení mocnosti v úseku nad Zbraslaví je větší než v úseku pod Zbraslaví. Obdobné místní zvětšení mocnosti Vinohradské terasy bylo zjištěno u Kosteleckých Břehů. V celkovém průběhu terasy se i při těchto odchylkách jasně jeví, že mocnost jejích náplavů je na středním toku menší než na dolním (u Týna nad Vltavou 10 m, u Veltrus 16 m). Celkově dosahují vltavské terasy největších mocností na dolním toku.

Terasy Labe v Čechách také nevykazují vzrůst mocnosti štěrkopískových akumulací směrem proti proudu. Podle Balatky (1968) labské terasy dosahují většinou mocnosti kolem 20 m, v mělnickém a vsetatském prolomu i více než 20 m (Balatka—Sládek 1962).

Ojediněle údaje o vzrůstu mocnosti terasových akumulací proti proudu (o divergentní agradaci) jsou obsaženy v pracích Balatky a Sládka o terasách Jizery a Orlice (1965). Na Jizeře se to prokazatelně týká III. terasy a snad i IV. terasy, kladených do starého pleistocénu (günz 2 a mindel 1). V obou případech se však divergentní agradace nevyskytuje plynule v celé délce terasy, nýbrž je vázána jen na úseky na Turnovsku. Autoři připisují příčinu vzniku divergentní agradace těchto dvou teras výstupu řeky z těsného kaňonovitého údolí, kde se snižuje spád toku. U nižších teras Jizery, u nichž jsou terasové akumulace zachovány tak, že bylo možno zjistit jejich původní mocnost (VI. a VII. terasa), se mocnost náplavů směrem po toku od Turnova naopak zvětšuje: U VI. terasy z 12 m u Turnova na 19 m v okolí Bakova nad Jizerou a na 22 m na nejdolejším toku. U VII. terasy z 11–12 m u Turnova na 19 m u Haškova, odkud pak až k soutoku s Labem se mocnost náplavů VII. terasy již nemění.

Z povodí Orlice uvádějí oba autoři případ divergentní agradace III. terasy Tiché Orlice, řazené jimi do mindelu 1, u Chocně, a VI. terasy, řazené do rissu 2, pod Chocní a u Týniště nad Orlicí při soutoku s Divokou Orlicí. Vzrůst mocnosti terasových uložení v okolí Chocně přičítají oba autoři vlivu výstupu řeky z hluboce zaříznutého údolí v křídové potštejnské antiklinále, a v oblasti soutoku Tiché a Divoké Orlice spojení akumulační činnosti obou řek. Také u těchto dvou teras se v prostoru dolního toku mocnost náplavů již plynule nezvětšuje.

Místní zvětšení mocnosti terasových sedimentů zjistil u dvou teras řeky Metuje Řezáč (1955). Mocnost náplavů II. terasy, která měří 8 až 12 m, se pod Novým Městem nad Metují zvyšuje na 24 m. Sedimenty III. terasy Metuje mají na nejdolejším toku mocnost 10—11 m, u Nového Města nad Metují 19 m. Výše proti toku se mocnost náplavů opět zmenšuje a znovu vzrůstá u Hronova. V obou případech zvětšení mocnosti je vázáno na místa výstupu řeky z těsných údolních úseků pravděpodobně antecedentního původu, pod nimiž se spád řeky výrazně zmenšuje. Nejde tedy o plynulý vzrůst mocnosti terasových uloženin v celém průběhu obou teras.

V literatuře o terasách ostatních řek v Českém masívu není nikde výslovně uvedeno ani graficky znázorněno postupné zvětšování mocnosti terasových uloženin jednotlivých teras proti proudu v průběhu celé terasy.

Ze skutečnosti, že se mocnost terasových sedimentů nezvětšuje směrem proti proudu po celé délce terasy, plyne závěr, že spád řeky po uložení terasových splavenin nebyl větší než před začátkem agradace. V místech, kde terasové nánosy překrývají stupně ve skalním podkladu, byl spád řeky po skončení agradace v některých případech dokonce menší než před agradací. Názorně to ukazují Zárubovy podélné profily vltavských teras. Je proto nutno usuzovat, že příčina ukládání splavenin nespočívala v tom, že na původním spádu, před nástupem agradace, vodní toky nebyly schopné unášet všechny materiál proto, že se zmenšila jejich vodnost a zvětšilo množství a hrubost materiálu. Z toho pak plyne další závěr, že příčinou ukládání splavenin nebyly změny podnebí zmenšující vodnost toků a zesilující mechanické větrání. Příčina akumulace musela být toho druhu, že přinutila vodní toky k ukládání splavenin při jejich nezměněném množství a při nezměněné vodnosti. Takovou příčinou musel být nějaký geologický a geomorfologický děj, který absolutně nebo relativně zvyšoval erozní bázi vodních toků. Absolutní zvýšení erozní báze mohl způsobit buď tektonický zdvih v určité části povodí, nebo zahrazení toku nánosy pevninských ledovců. Relativní zvýšení výmolné základny mohl způsobit tektonický pokles části povodí, jaký např. pro Polabí předpokládají někteří badatelé.

Velké, průběžně stejnoměrné mocnosti terasových akumulací poskytují také další doklad pro názor, že agradace teras v Českém masívu nebyly vyvolány působením klimatu. Uvážíme-li, že patnácti až třicetimetřové mocnosti terasových sedimentů se rovnají výšce mnohopatrových budov, snadno pochopíme, že nemohly vzniknout bez změny polohy erozní báze. Každé, i malé vzdálení řečiště ve svislém směru od jeho erozní základny by totiž ihned vyvolalo hloubkovou erozi, která by obnovila normální vztah toku k jeho erozní bázi, a to i v případě poměrně malých, jen několikametrových mocností fluvialních nánosů. To platí i pro tzv. zdvojené terasy.

Existují ještě další důvody svědčící proti názoru o klimatické podmíněnosti vzniku pleistocenních říčních teras v Českém masívu. Jedním z nich je skutečnost, že pleistocenní klimatické změny a výkyvy působily regionálně, na celý plošný rozsah území, v němž leží Československo. Avšak říční terasy v plném vývoji se vyskytují jen v některých částech našeho státního území. Jak uvádí např. Žebera (1964), klasicky jsou říční terasy vyvinuty v oblasti českého křídového útvaru a na středním úseku Mže, kdežto v oblasti vrchovin a hor Českého masívu se na modelování povrchu podílejí nepodstatným způsobem. A oblast moravských úvalů má vývoj říčních teras podstatně odchylný od vývoje v oblasti českého křídového útvaru. Také Ložek (1973) se zmiňuje o rozdílném vývoji kvartéru v prostoru Českého masívu. Podle téhož autora (1968) v karpatské oblasti Československa jsou soustavy říčních teras zachovány velmi nedokonale a jen v některých úsecích.

Jiný důvod vyplývá z následující skutečnosti. Kdyby jednotlivé říční terasy

vyznačovaly různě staré glaciály, jak předpokládá Ložek (1968) a jiní autoři, pak by počet pleistocenních terasových akumulací musel být shodný s počtem glaciálů a stadiálů a tedy musel by být na všech vodních tocích periglaciální oblasti stejný. To platí i pro případ předpokládaný Ložkem (1973), že během jednoho glaciálu se vystřídalo více akumuláčnických a erozních období. Avšak počty pleistocenních teras na různých řekách Českého masívu jsou různé. Např. na Vltavě rozlišil Záruba (1977) 9 samostatných akumuláčnických úrovní, kdežto na Jizeře a Orlici stanovili Balatka a Sládek (1965) po 7 akumuláčnických. O Labi v Čechách se domnívají Balatka a Sládek (Balatka 1968), že během pleistocenu uložilo asi 7 až 8 terasových akumulací. Na dolní Sázavě zjistili Kettner (1913) a Novák (1932) 3 terasy, i když se oba autoři poněkud liší v údajích o relativních výškách těchto teras. Kromě toho se podle Nováka na střední Sázavě vyskytují 4 terasy a na horním úseku opět pouze 3 terasy. Na Mži je podle Hanuše (1957) vyvinuto včetně štěrků údolního dna 5 pleistocenních terasových úrovní. Stejný počet pleistocenních terasových akumulací zjistili Balatka a Novotný (1956) na Radbuze, ale na Úhlavě jen 4 terasy (včetně štěrků vyplňujících přehlubené údolní dno). Na Úpě stanovil Král podle Balatky a Sládka (1962) 5 akumulací říčních štěrků (včetně výplně přehlubeného údolního dna) a na Metuji Řezáč (1955) určil 6 štěrkopískových akumulací (včetně výplně přehlubeného údolního dna).

Složitě poměry výskytu říčních teras jsou na Ohři. Podle Balatky a Sládka (1962) terasy Ohře dosahují největšího rozvoje i plošného rozšíření v oblasti Mostecké kotliny mezi Kadaní a Postoloprty, kde je zachováno 10 pleistocenních teras, kdežto na středním a horním toku Ohře nelze podle těchto autorů očekávat úplný terasový systém.

A tak bychom mohli uvést ještě řadu dalších příkladů rozdílného počtu říčních teras na různých tocích Českého masívu.

IV

Úvahy vyžaduje také otázka příčin hloubkové eroze, která proříznutím náplavů z doby akumuláčnické fáze a popřípadě i proříznutím skalního podloží vytvořila říční terasu jako geomorfologický tvar, tj. jako stupeň.

Názory o příčinách hloubkové eroze, která vytvořila pleistocenní terasy na území Českého masívu, uvedené v I. kapitole této práce, lze shrnout do tří skupin. Jednu skupinu tvoří názory, že hloubková eroze byla vyvolána zvýšením vodnosti toků v teplých obdobích pleistocenu. Druhou skupinu tvoří mínění, že hloubková eroze byla způsobena tektonickým zdvihem Českého masívu, podle některých autorů trvalým, podle jiných přerušovaným. Do třetí skupiny spadají názory, které spojují vliv tektonického zdvihu s účinkem vzrůstu vodnosti v některých obdobích.

Při úvaze o vlivu zvětšené vodnosti (a tím zvětšené kapacity) vodních toků na hloubkovou erozi bez zásahu tektonických zdvihů je třeba si uvědomit následující skutečnosti: Předně tu, že vodní tok svou vlastní hloubkovou erozí nemůže snížit polohu své výmolné základny. Proto na hlavních tocích hloubkový výmol podnícený vzrůstem jejich vodnosti (a popřípadě i zmenšením množství a hrubosti splavenin) bude vycházet od nezměněné polohy jejich erozní báze a bude postupovat směrem proti proudu. Poněvadž účelem tohoto hloubkového výmolu je snížit spád řeky na hodnotu nového profilu rovnováhy, bude velikost zahloubení pod úroveň původní polohy řečiště vzrůstat směrem proti proudu, jak ukazuje obr. 2.

Poněkud jiný erozní vývoj nastane u přítoků hlavního toku. Jejich erozní báze se vlivem zahloubení koryta hlavního toku sníží. A teprve od této snížené polohy

erozní báze bude probíhat hloubkový výmol přítoků směrem proti proudu obdobně jako na hlavním toku. Výsledek těchto erozních pochodů jak na hlavním toku, tak i na jeho přítocích bude to, že relativní výška teras vzniklých zahlubováním koryta se bude zvětšovat směrem proti proudu a povrchy teras tak budou směrem po proudu konvergovat s novým údolním dnem.

Posuzujeme-li z tohoto hlediska říční terasy v Českém masívu, vidíme, že se na nich konvergence směrem po proudu nevyskytuje. Relativní výšky povrchu teras nad údolním dnem nebo poříční nivou a vzájemné výškové odstupy teras jsou buď v podstatě stálé, nebo se směrem proti proudu zmenšují, takže nastává konvergence teras proti toku, jak to bylo zjištěno např. na Metuji, Ploučnici nebo na Vltavě v jejím úseku nad soutokem s Berounkou.

Ponevadž vodní toky nemohou samy snížit svou erozní bázi, nemohou ani při několicteré klimaticky podmíněné hloubkové erozi (např. v různých interglaciálech) vzniknout terasové systémy složené z několika terasových úrovní ležících v různých výškách. Pouze klimatickými změnami podmíněný vertikální vývoj podélného profilu vodních toků (zvyšování spádu agradací, snižování spádu hloubkovou erozí) kolísá totiž směrem vzhůru a dolů, a to jen v určitém rozmezí, přičemž spodní hranici hloubkového vývoje je vodorovná úroveň procházející nezměněnou polohou erozní báze hlavního toku. Nemůže proto dojít k postupnému a stále většímu zahloubení fluvialního systému, které by vytvořilo hlubokou soustavu většího počtu stupňovitě uspořádaných říčních teras.

Z těchto skutečností plyne závěr, že hloubková eroze, která na vodních tocích Českého masívu vytvořila systémy několika teras ležících ve vertikálním uspořádání, nebyla způsobena zvětšením kapacity vodních toků vlivem vzrůstu jejich vodnosti, nebo vlivem zmenšení množství a hrubosti splavenin, nebo oběma těmito příčinami, a proto nebyla podmíněna klimatickými vlivy.

Je proto třeba příčinu pleistocénní hloubkové eroze vodních toků v Českém masívu spatřovat v účinku tektonických zdvihů.

Při úvahách o vlivu tektonického zdvihu Českého masívu jako příčiny hloubkové eroze, zdvihu trvalého nebo občasného, je třeba si uvědomit tuto základní skutečnost: svislý zdvih koryta vodního toku do jakékoliv výšky nemůže zvětšit jeho spád současně v celé délce zdviženého úseku a proto nemůže na něm vyvolat hloubkovou erozi. Hloubková eroze může nastat pouze tam, kde tektonický zdvih vytvořil nové sklonové poměry, tj. na okraji zdvíhající se oblasti, kde vznikne zlomová plocha nebo flexura. Odtud se zahloubení zpětnou erozí šíří proti proudu a z hlavních toků postupně přechází do přítoků, jak ukázaly i laboratorní experimenty (Schumm 1977).

V povodí Labe by tektonický zdvih celého Českého masívu vyvolal hloubkovou erozi nejprve na Labi při jeho výtoku z Českého masívu někde v okolí Drážďan. Odtud by vlna zpětné eroze postupovala do vnitra Čech, prošla by Českým středohořím a teprve potom by zahlubování mohlo nastat na Vltavě, atd. Nezdá se pravděpodobné, že by tento proces zahlubování říčních koryt proběhl během interglaciálů a interstadiálů tak rychle, aby vytvořil na vodních tocích i uvnitř Českého masívu nová dna, na nichž by v následujících glaciálech a stadiálech se mohly usazovat ve značných mocnostech šterkopískové náplavy. Nepravděpodobné je to též proto, že sled klimatických změn v pleistocénu byl, jak uvádí Ložek (1973), z geochronologického hlediska velmi krátkodobý. Ještě nepravděpodobnější se to zdá při předpokladu, že hlavní hloubková eroze, stejně jako akumulace, spadá do studených období. Je třeba uvážit též to, že při trvalém zdvihu Českého masívu by rychlost

postupu hloubkové eroze do vnitra masívu byla zdržována tím, že by se na okrajovém zlomu nebo flexuře vynořovaly stále nové horninové hmoty, které by Labe muselo prořezávat. Při předpokladu přerušovaného zdvihu Českého masívu je zase nepravděpodobné to, že by přerušení zdvihu nastalo vždy mezi dvěma studenými obdobími.

Důkazem toho, že zpětná eroze, podnícená tektonickými zdvihy, nepostupovala příliš rychle, je skutečnost, že např. Vltava, Sázava, Mže, Metuje a jiné řeky v Českém masívu do nynější doby nevyrovnaly v celé délce svého toku svůj spád a že na nich existují údolní úseky různého stavu geomorfologického vývoje, který svědčí o tom, že tyto úseky jsou geologicky různě staré. V některých případech v nich řeky dosud tekou na údolních dnech pocházejících z třetihor (např. Vltava nad Lipnem — Balatka 1968); srov. též Kopecký (1972).

Údolní úseky různého geologického stáří, dosud neprořezané mladší hloubkovou erozí, jsou obecným zjevem zejména na menších přítocích hlavních řek v různých geomorfologických celcích Českého masívu. Vyskytují se typicky i na území Prahy, kde na ně upozornil již Daneš (1927).

Z hlediska geomorfologického rázu Českého masívu se zdá pravděpodobnějším názor, že se Český masív v třetihorách a čtvrtohorách nezvedal jednotně, nýbrž že se jeho různé strukturní části zvedaly samostatně a různě vysoko, některé i poklesly. Tento závěr vyplývá i z výsledků geologického průzkumu (Žebera 1964, Kopecký 1972, Malkovský 1976).

V

Poněvadž geomorfologický ráz štěrkopískových akumulací pleistocénních říčních teras v Českém masívu a další skutečnosti svědčí o tom, že vznik těchto teras nebyl podmíněn klimatickými vlivy, bude třeba uvažovat o jiných možných příčinách jejich tvorby.

V povodí Labe to pravděpodobně byly tektonické pohyby a zahrazující vliv uložení pevninských ledovců, který byl též hlavním činitelem při vzniku akumulací říčních teras v povodí Odry. Na vznik pleistocénních říčních teras na tocích Českého masívu, které náležejí do povodí řeky Moravy, měly rozhodující vliv asi tektonické pohyby v moravských úvalech a fluvialní sedimentační a erozní pochody ve Vídeňské pánvi, které souvisely s kvarténními geologickými ději v Panonské pánvi.

Vzhledem ke složitosti vzniku říčních teras v Českém masívu bude nutné neomezovat jejich výzkum pouze na studium štěrkopískových uloženin a jejich bází, jak se dosud většinou děje. V údolích bude třeba též studiem podélných a příčných údolních profilů podrobně zjistit geomorfologický ráz a stav geomorfologického vývoje celého údolí v místech výskytu teras, aby bylo možno poznat, do kterého z geologicky a geomorfologicky různě starých údolních úseků terasy patří. V místech, kde se říční terasy vyskytují v rozlehlejších územích, jež nemá ráz pravého údolí, jako např. v Polabské nížině, v moravských úvalech atpod., tam bude třeba průzkumem širšího okolí teras dospět k poznání jejich postavení v rámci celkových geomorfologických poměrů území. A teprve po těchto zjištěních bude možno provádět spolehlivě korelace říčních teras na větší vzdálenosti.

LITERATURA

- Ambrož V. (1947): Spráše pahorkatin. Sborník Stát. geol. ústavu ČSR, sv. XIV, Praha: 225—280
Andrusov D. (1932): O čtvrtohorních terasách Oravy a středního toku Váhu a několik poznámek o geomorfologii Západních Karpat slovenských. Věstník Stát. geol. ústavu ČSR 8, Praha: 244—257.

