

Příspěvek ke geomorfologii okolí Prášílského jezera (povodí Jezerního potoka)

Contribution to geomorphology of the surrounding of Prášílské Lake (basin of the Jezerní Potok stream)

Pavel Mentlík

*Pedagogická fakulta Západočeské univerzity v Plzni, Veleslavínova 42, CZ-30619 Plzeň, Česká republika
pment@kge.zcu.cz*

Abstract

The presented contribution is the first result of geomorphological research in the surrounding of Prášílské Lake in the Bohemian Forest. The purpose of this research is creation of geomorphological information systems for this area. The contribution deals with results of morfometric analysis, which was created in the basin of Jezerní Potok stream area. They were compared with results of geomorphological GPS mapping. The mapping was concentrated mainly on glacial forms.

Key words: geomorphology, glacial forms, morfometric analysis, geomorphological GPS mapping, Prášílské Lake

Úvod

Oblast Prášílského jezera je z geomorfologického hlediska, stejně jako okolí všech šumavských jezer, velice zajímavá. Již od počátku geomorfologických prací na Šumavě byla těmto územím věnována velká pozornost. Na jejich výzkumu bylo poprvé Partschem doloženo zalednění Šumavy v pleistocénu (PELIŠEK 1978). Přes značnou atraktivitu uvedených lokalit není stav jejich geomorfologických výzkumů uspokojivý. Tento fakt byl zřejmě zpočátku způsoben velkou zalesněností a nepřístupností území (PELIŠEK 1978), později pak vlivem Železného opony.

Ze všech šumavských jezer je z geomorfologického hlediska nejméně prozkoumáno okolí Prášílského jezera. Proto byly v roce 1999 po dohodě se Správou NP Šumava zahájeny práce na geomorfologickém mapování v širším okolí Prášílského jezera – povodí Jezerního potoka.

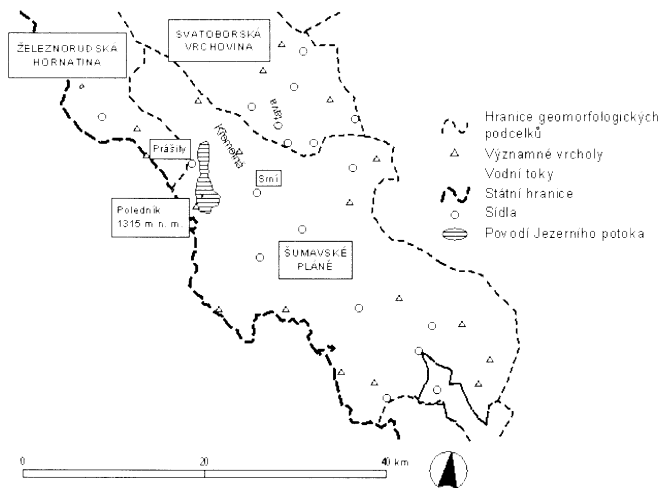
Existence ojedinělých přírodních společenstev, vysoká intenzita cestovního ruchu a lesnická činnost v oblasti, kladou velké nároky na management celého území (MENTLÍK 2001b). Kvalitní řízení a rozhodování v krajině vyžaduje v dnešní době vyhodnocování velkého množství geograficky vztažených informací. Tyto informace můžeme ukládat, udržovat, ale i analyzovat pomocí geografických informačních systémů (GIS). Jedním ze základních kamenů fyzicko-geografického (abiotického) bloku informací v geografickém informačním systému může být komplexní geomorfologická mapa, obohacená o charakteristiky dalších abiotických prvků (MINÁR 1996). Takováto komplexní geomorfologická mapa se pak stane součástí geomorfologického informačního systému, který bude následně napomáhat při zkvalitnění managementu krajiny. Podle VOŽENILKA (2001) je hlavním cílem geomorfologických informačních

systému správa a modelování dat užívaných pro výzkum více měřítkových vazeb mezi tvary a procesy reliéfu i pro účely aplikované geomorfologie.

Předkládaná stať je prvním výstupem prací, kladoucích si za úkol vytvořit geomorfologický informační systém okolí Prášílského jezera. Hlavním cílem předkládaného článku je charakteristika morfometricko-morfografických charakteristik povodí Jezerního potoka, popis dominantních typů georeliéfu na regionální úrovni a nástin rozšíření glaciálních forem reliéfu na úrovni chorické. Jako typ georeliéfu je chápáno víceméně výrazně omezené území se stejným vzhledem a stejnou genezí, závislou na litologických podmínkách (DEMEK 1987b). Pozornost byla zaměřena na vztah mezi rozšířením glaciálních útvarů a morfometrickými charakteristikami zájmového území.

VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Sledováno bylo povodí Jezerního potoka (Obr. 1). Jezerní potok vytéká z Prášílského jezera, které leží v nadmořské výšce 1 079 m n.m. (nadmořské výšky a místní názvy uváděny podle ČESKÝ ÚŘAD ZEMEMĚŘIČSKÝ A KATASTRALNÍ 1996). Povodí leží na okrajovém svahu, který oděluje Kvildské pláň od níže položených Kocháňovských plání – členění podle (DEMEK 1987a). Kvildské pláň jsou nejrozsáhlejším okrskem geomorfologického podcelku Šumavské pláň. Jsou charakterizovány plochým zarovnaným povrchem v nadmořské výšce 1 000–1 100 m n.m. Na západě na Kvildské pláň navazuje Debrnická hornatina, která je součástí Železnorudské hornatiny a Kocháňovské pláň. Kocháňovské pláň mají podobný charakter reliéfu jako Kvildské pláň jsou však položeny níže, převážně ve výškovém rozpětí 800–900 m (BALATKA 1979).



Obr. 1. Geografická poloha povodí Jezerního potoka.

Fig. 1. Geographical location of drainage basin of the Jezerní Potok stream.

Jezerní potok protéká poměrně výrazným údolím, které směřuje k S. Nejvyšším bodem povodí je vrchol Poledníku (1 315 m n.m.) a nejnižším bodem je ústí Jezerního potoka do Prášílského potoka (820 m n.m.), do kterého ústí zprava. Prášílský potok je pravým přítokem Křemelně. Zájmová oblast tak náleží do povodí Otavy, resp. Vltavy.

STAV VÝZKUMU

Geomorfologický výzkum šumavských jezer byl od počátku spojen především se studii glaciologickými. Intenzivní výzkum této problematiky probíhal v letech 1880–1933. Výsledky mnohých a často protichůdných studií shrnul podrobně KUNSKÝ (1933), VOŤYPKA (1979) a CHÁBERA (1975, 1987) dále (PELIŠEK 1978) a v Německu například PEAFEL (1986). Nesourodá metodika – např. Rathsburg se v rámci glaciologických výzkumů nezabýval složením a strukturou sedimentů, zajímaly ho pouze povrchové tvary (KUNSKÝ 1933) – u starších prací nedává příliš velké možnosti pro použití tehdejších výsledků terénních výzkumů v dnešní době.

Novější výzkumy zalednění Šumavy jsou poměrně kusé. SEKÝRA in KODYM (1961) předpokládá omezení ledovcové činnosti na erozní a akumulaciční působení v karech. Po zhodnocení údajů popisuje následující údaje, které považuje za typické pro všechna šumavská jezera:

1. Všechny kary mají podobnou modelaci: karovou stěnu a pánev.
2. Morénové valy různého rozsahu a mocnosti hradí jezerní oblast i v několika obloucích.
3. Nejnižší položená koncová moréna karového ledovce je zpravidla vzdálena několik set metrů od jezerní pánve.
4. Střední morénový pás u všech jezer je v nadmořské výšce 1 000–1 100 m n.m. Všechna karová jezera leží mezi izohypsou 900–1 100 m n.m.
5. Poloha (expozice) karů je mezi S a JV.
6. Kary nejsou vázány na určitou horninu.

Podle CHÁBERY (1987) je nutné (vzhledem k poloze Šumavy vůči oceánu) se přiklonit k představě pouze lokálního zalednění ve formě malých karových ledovců, které vznikaly na předisponovaných místech (především svazích se SV expozicí).

VOŤYPKA (1979) na základě vlastních terénních výzkumů předpokládá vzhledem k nadmořské výšce a poloze Šumavy v pleistocénu větší hromadění sněhu pouze v rozsáhlejších depresích vrcholové části hlavního hřbetu. Tyto deprese podle něho vznikaly v pramenných oblastech extraglaciaciálním zvětráváním, ještě před vytvořením malých karových ledovců. V niválním klimatu se pak v hlubokých sníženinách usazovaly na delší dobu karové ledovce, z nichž některé přispěly k přehloubení, vyklízení a zahrazení nynějších jezerních pánví. Předpokladem pro vznik údolního závěru se skalní stěnou (v oblasti Plechého) bylo na granitech zejména specifické uspořádání puklinových systémů – svislých puklin S a Q (VOŤYPKA 1979).

Na německé straně Šumavy popisuje PEAFEL (1986) na příkladu oblastí „Lachen“ pod Enzianberg (1 285 m n.m.) typ reliéfu, který dává do souvislosti se zaledněním v pleistocénu. V této souvislosti uvádí další lokality podobného charakteru, které podle něho byly ovlivněny ledovcovou činností.

Dále uvádí (PEAFEL 1988) poznatky získané při geologickém mapování v měřítku 1 : 5 000 z oblasti Velkého Javorského jezera a severního karu Roklanu. Severní kar Roklanu popisuje jako staré zazemněné ledovcové jezero, které je hrazeno čtyřmi valy čelních i postraních morén. Dále se snaží shrnout poznatky o šumavských jezerech (PEAFEL 1992) a najít souvislosti mezi hloubkou jezera a jeho vodní plochou, dále mezi nadmořskou výškou akumulacičního prostoru a nadmořskou výškou karu jezera. Předpokládá také souvislost mezi délkou ledovce a výškou akumulaciční oblasti, mezi odolností horniny a hloubkou jezerní pánve. Zvláštní význam pak klade nadmořské výšce vrcholů s nadmořskou výškou 1 300–1 400 m n.m. Podle

PEAFFLA (1992) vznikly v okolí těchto vrcholů opravdu rozmanité a jedinečné glaciální tvary.

Možný výskyt ledovců s chladnou bází a jejich spojitost s širokými závěry některých údolí na Šumavě uvádí MENTLIK (2000), a to na základě terénních výzkumů z Dolu pod Ostrým v Královském hvozdu. MENTLIK (2001a) předpokládá, že šumavské ledovce vznikaly v posledním kryoméru za specifických klimatických podmínek (CÍLEK 1993, 1994).

V tzv. dlouhých kryomérech, které zřejmě předcházely poslednímu studenému výkyvu pravděpodobně probíhaly na Šumavě intenzivní kryogenní pochody. Ty daly vzniknout svěrázným geomorfologickým útvarům, zachovaným například ve hřbetových partiích (vrcholové partie Špičáku a Rozvodí) (MENTLIK 2001a).

Poznatky o zalednění Šumavy na české i německé straně jsou poměrně útržkovité a není vytvořena jednotná koncepce, která by dávala uspokojivé odpovědi na otázky zalednění Šumavy. Zdá se, že odpověď může přinést pouze komplexní geomorfologický a geologický výzkum provedený v takovém rozsahu, aby postihl veškeré aspekty spojované s potenciálním zaledněním Šumavy.

Prášílské jezero bylo oproti ostatním šumavským jezerům na české straně (zejména Černému, Čertovo a Plešnému) v odborných výzkumech relativně opomíjeno.

Hranici mezi žulou a rulou zde konstatoval Hochstetter v roce 1855 (ŠVAMBERA 1914). V roce 1896 navštívil oblast Prášílského jezera Wagner. Uvádí morénový charakter jezerní hráze, která je tvořena převážně ze žulových a svorových balvanů (WAGNER 1897). Tento autor upozornil i na „Alte Schwelle“ – dnes pojmenovanou jako „Stará jímka“. Od něj zřejmě pochází názor, že zde bývalo jezero, které údajně souviselo s jezerem Prášílským.

Podle KUNSKÉHO (1939) je kar Prášílského jezera tvořen rulou a žulou. Hřbet jeho jezerní stěny je 150 m nad hladinou jezera. Val morénové hráze, složený z volně nakupených hranatých balvanů je asi 9 m vysoký.

Jihovýchodně od jezera popisuje KUNSKÝ (1939) plochou slatinu, která je zarostlá lesem – tzv. „Starou jímku“. Ta je podle něj umístěna na dně širokého výklenku, který je podobný prostornému měkkému karu obrácenému k severu. Jedná-li se o bývalé karové jezero, nebylo podle KUNSKÉHO (1939) zjištěno.

Glaciální relikty z jezerní stěny Prášílského jezera uvádí PELÍSEK (1978). Popisuje výraznou horninovou plochu, která byla obroušena ledovcem s výraznými rýhami po spádnici. Podle PELÍŠKA (1978) lze v okolí Prášílského jezera rozlišit dva typy balvanitých sutí. Mladé balvanité sutě (převážně ostrohranné) a starší balvanité sutě až nakupeniny bloků, které se nachází zejména na bážích svahů.

Významným příspěvkem k poznání morfologie karu a charakteru jezerní pánve byly limnologické výzkumy. Podrobný limnologický výzkum zde prováděl ŠVAMBERA (1914). Na základě vlastních měření vyhotovil mapu jezera v měřítku 1 : 1 000 a provedl další fyzicko-geografická měření.

Nověji se limnologií Prášílského jezera zabýval ZBORIL (1996), který uvádí také některé poznatky o geologii a geomorfologii bezprostředního okolí jezera. Podle ZBORILA (1996) jsou v okolí jezera zachovány glaciální sedimenty. Jedná se zejména o morénový balvanitý val, který uzavírá jezero na výtokové straně a pokračuje dále jako degradované glaciální kamienito-balvanité sedimenty, rozplavené a smíšené s deluviálním a aluviálním klastikem.

POUŽITÉ METODY

Působení geomorfologických činitelů přímo ovlivňuje morfometricko-morfografické charakteristiky reliéfu. Nelze se proto zabývat genezí určitého území, bez jejich důkladných znalostí.

Výzkum morfometricko-morfografických charakteristik v povodí Jezerního potoka byl prováděn s následujícími cíli:

1. Vymezení základních typů reliéfu ve sledovaném povodí. Byla provedena analýza morfometrických ukazatelů (podélných a příčných profilů, mapy sklonů, expozic a křivosti svahů) na regionální úrovni (měřítko 1 : 25 000).

2. Zjištění rozsahu glaciálních útvarů a ověření prostorové korelace mezi potenciální glaciální činností v pleistocénu a morfometrickými charakteristikami sledovaného území. Provedena byla analýza morfometrických charakteristik a výsledků geomorfologického GPS mapování na chorické úrovni (měřítko 1 : 10 000) v rámci zjištěných regionálních jednotek (bod 1).

Rozlišení strukturní a velikostní hierarchie segmentů georeliéfu bylo provedeno podle MINÁRA (1996) a to s důrazem na jejich strukturu a nikoli velikostní definici segmentů georeliéfu. Takový přístup umožňuje vymezovat strukturní kategorie v různých velikostních úrovních (MINÁR 1996).

Metody použité při analýze morfometrických ukazatelů na regionální úrovni

Jako nástroj pro vyjádření základních topografických vlastností reliéfu, byl použit digitální model reliéfu (DMR), který má velmi široké využití v geomorfologii (VOŽENÍLEK 1996, 2001). DMR byl využit zejména pro povrchové analýzy a vizualizaci zemského povrchu. Dále byl generován 3D model zájmového území, který zpřesnil představu o reliéfu zájmové oblasti.

Projekt byl zpracován v rozšířeních Spatial Analyst a 3D Analyst ArcView GIS 3.1. Jako vstupní, byla využita topografická data, ze ZABAGED/1 – vrstevnice, vodní toky, vodní plochy a výškové body. Základní topografická data byla doplněna o hlavní orografické linie hřbetnice a údolnice, jak je definuje DEMEK (1987b). Z těchto dat byl nejprve vytvořen DMR ve formě TIN (Triangulated Irregular Network), z kterého byly následně generovány rastrové prezentace (použitá velikost buňky 5x5 m), základních morfometrických charakteristik reliéfu – sklonu, expozice a křivosti svahů.

Většina operací s vektorovými daty byla prováděna nad TIN, který lépe vystihuje reliéf než rastrové prezentace (TUČEK 1998).

K vymezení povodí a určení průběhu údolnic a hřbetnic, bylo využito hydrologických analýz nad rastry (VOŽENÍLEK 2001) v rozšíření ArcView 3.1 Spatial Analyst. Ve sporných místech (oblasti malých sklonů svahů) byla hranice ověřována pomocí nástroje vymezení potenciálních linií odtoku. Ze získaných údajů, které byly převedeny do vektorové podoby, pak byly počítány základní číselné morfometrické charakteristiky jak je uvádí BUZEK (1979), nověji VOŽENÍLEK (2001). V prostředí GIS byly vyhodnocovány prostorové souvislosti pomocí překrývání tematických vrstev, využití mapových dotazů a mapové algebry. Nad TIN bylo zhotoveno a vyhodnoceno velké množství profilů (příčných i podélných).

Metody použité při morfometrické analýze na chorické úrovni

Na chorické úrovni (v měřítku 1 : 10 000 a větším) nebyl již použit DMR, protože vrstevnice použité k jeho tvorbě byly generalizovány pro reprezentaci reliéfu v měřítku 1 : 10 000. Pro získání představy o celkové morfometrii sledovaných útvarů byla provedena analýza měřených profilů svahů doplněná geomorfologickým GPS mapováním.

Pomocí GPS bylo vytvořeno jedenáct profilů, z nichž pro prezentaci v rámci tohoto příspěvku byly vybrány tři, nejlépe vystihující morfometrické vlastnosti sledovaného území (Obr. 11–13).

Při tvorbě profilů byly na svazích vymezeny lomy sklonů svahů a přímé části svahů. Lomy sklonů svahu byly označeny a zaměřeny pomocí GPS. Při práci s GPS v terénu (tvorba profilů a geomorfologické GPS mapování) byla použita metodika podle VOŽENÍLKA (2001). Území v oblasti Prášílského jezera je z velké části odlesněno, proto většinou nebyly problémy s použitím GPS v lesním porostu. Jedná se však o horské prostředí, kde okolní horské hřbety

stíní signál ze satelitů a ztěžují měření. Při použití GPS byla využita funkce přístroje GPS Garmin III + „Average position“ (průměrování polohy měřeného bodu – observace na bodech byla 5 minut). Chyba horizontální přesnosti udávaná přístrojem byla respektována do 5 metrů. Hodnoty získané z měření byly dále ověřovány a vždy v jiný den následně přeměřovány (bylo využito funkce přístroje GO TO a naměřený bod byl pomocí navigačních funkcí přístroje opětovně vyhledán). Lze říci, že nedocházelo k velkým chybám a přístrojem udávaná polohová chyba měření (max. do 5 metrů), byla téměř vždy dodržena.

Následně byly sklonoměrem měřeny sklony přímých částí svahů a orientačně i nadmořská výška bodů (pomocí barometrického výškoměru Hüger). Před vnesením linií profilů (Obr. 10) do GIS, musely být naměřené body transformovány z WGS 84 do S-JTSK. K této operaci byla použita GeoBáze 2.8. Výsledné hodnoty pak byly použity k tvorbě profilů (Obr. 11–13).

Výsledky v použitém měřítku solidně prezentují průběh reliéfu. Při jejich hodnocení je však třeba zohlednit způsob jejich tvorby. Provedení přesnějších měření (Total station, nivelační měření) jsou v horském terénu obtížně proveditelné. V použitém měřítku pak nelze předpokládat výrazně lepší výsledky.

Metody použité při geomorfologickém GPS mapování

Geomorfologické GPS mapování bylo prováděno podle výše popsané metodiky (VOZENILEK 2001, DEMEK 1972). Poloha některých bodů ve Staré jínce (zalesněný terén) byla ověřena pomocí GPS RTK sestavou Topcon.

K přípravě prostorových databází byla použita vektorová data ze ZABAGED/1. Topografické údaje, které tvoří základ této databáze, jsou shodné jako data použitá při tvorbě DMR (viz výše).

Většina tématických databází (kromě digitální geologické mapy 1 : 50 000 list 22–33 Kašperské Hory) a údajů o vrtné prozkoumanosti území byla vytvořena geomorfologickým GPS mapováním v terénu. Pro další implementaci v rámci geomorfologického informačního systému byla věnována velká pozornost architektuře databází, resp. výběru atributů, které popisují jednotlivé prvky.

Vytvořena byla bodová vrstva skalních útvarů (mapovány byly skalní výchozy, jejichž šířka přesahuje 5 m a výška 1 m). U jednotlivých útvarů byly zaznamenávány atributy podle BIZUBOVÉ (2001) a měřeny sklony a směry puklin.

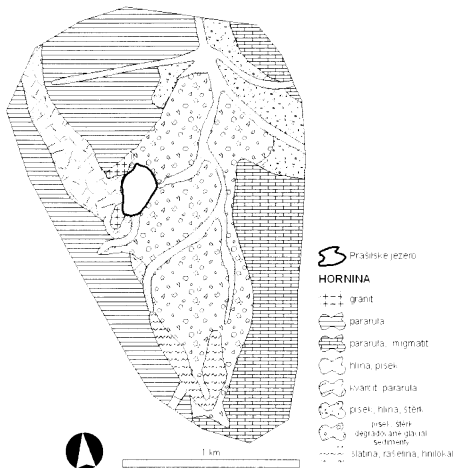
Dále byly vytvářeny polygonové vrstvy. Polygonové vrstvy byly vytyčeny pomocí bodů reprezentujících plošné vymezení mapovaných útvarů. Spojením těchto bodů v prostředí GIS vznikly polygony odpovídající tvaru jednotlivých útvarů. Použity byly následující vrstvy:

1. Vrstva valů – jako val je chápán přirozený nebo umělý vypuklý tvar reliéfu výrazně vystupující nad své okolí (DEMEK 1987b).
2. Vrstva akumulčních útvarů – suťových polí a kamenných příp. blokových moří – jak je popisuje RUBIN & BALATKA (1986).
3. Vrstva erozních zářezů (recentních i fosilních) a soliflukčních útvarů – pseudozávrtů a protáhlých sníženin, vzniklých na netříděných glaciálních sedimentech.

GEOLOGIE

Oblast povodí Jezerního potoka je geologicky poměrně pestrá a tektonizovaná. V geologických poměrech širšího okolí je obraz generelní geologické stavby dán plutonickým jádrem, které je tvořeno dvěma variskými žulovými masívy (prášilský masív a masív Vydry) a jejich moldanubickým pláštěm (PELC 1991).

V povodí Jezerního potoka je dominantní horninou středně zrnitá až hrubozrná biotitická



Obr. 2. Geologické poměry v okolí Prášilského jezera (vlastní zpracování podle datového podkladu PELC & ŠEBESTA 1994).

Fig. 2. Geological situation in the surrounding of Prášilské Lake (original according to date foundation by PELC & ŠEBESTA 1994).

žula místy porfyrická (weinsberský typ). Na ploše povodí Jezerního potoka se podílí 29 % (údaje o podílu jednotlivých druhů hornin na ploše povodí byly zjištěny pomocí analýzy rastrů vytvořených z geologické digitální mapy 1 : 50 000 list 22–33 Kašperské Hory) a zabírá spíše níže položené části povodí. Na rozsoše, která omezuje povodí Jezerního potoka na západě, jsou výrazné žulové skalní útvary s částečně zaoblenými bloky. Žulové skalní hradby, jejichž destrukcí vznikly nápadné (až 12 m vysoké) skalní věže se nacházejí na západním svahu Slunečné.

Moldanubický plášť je v povodí Jezerního potoka z největší části zastoupen pararulou jednotvárné série (17 % plochy povodí). Foliace metamorfítů má v povodí Jezerního potoka převážně dva směry a to směr SZ–JV na rozsoše Poledník–Skalka a SSV–JJZ v závěru údolí (PELC & ŠEBESTA 1994). Stejně tak sklon foliace se mění z 60° k SV na 55° k V. Tyto změny jsou zřejmě podmíněny blízkostí plutonického jádra a poruchových zón (PELC 1991). Pararula místy přechází v silně migmatizovanou pararulu až migmatit. Tento horninový druh se na ploše povodí Jezerního potoka podílí 15 %. Závěr údolí vytváří Jezerní hřbet, na kterém se nachází poměrně rozsáhlé zarovnané povrchy bez skalních výchozů.

Další významnou jednotkou jsou degradované glaciální sedimenty pleistocenního stáří. Jedná se o nezpěvněné převážně pšfiticko-psamitické sedimenty. Jak je patrné z Obr. 2 jejich rozšíření končí asi v 990 m n.m. Tyto horniny vytváří v západní části závěru údolí protáhlý útvar (délka asi 2 km a šířka asi 600 m). Jejich rozšíření je vázáno na úpatí strmého svahu se SV expozicí, který se nachází nad Prášilským jezerem a Starou jámkou (PELC & ŠEBESTA 1994).

Na pravém břehu Jezerního potoka, v bazální části svahu se západní expozicí, jsou deluviální sedimenty. V horní části jejich rozšíření zasahuje až do 1 215 m n.m. (podél pravého přítoku Jezerního potoka) a v dolní části sahají asi do 850 m n.m. Jejich rozšíření je níže opět výrazné mezi Slunečnou a Kamenitým vrchem (876 m n.m.) (PELC & ŠEBESTA 1994).

V oblasti Staré jímky je dále významné rozšíření sedimentů organického původu (rašelin). Vodní toky doprovází psamiticko-aleuritické nivní sedimenty. Jejich rozšíření sleduje koryta vodních toků (PELC & ŠEBESTA 1994).

Dominantní zlomový systém ve sledované oblasti (zlom prášilský) má směr SSZ–JJV (PELC 1991). V zájmové oblasti jsou uvedeny (PELC & ŠEBESTA 1994) čtyři významné zlomy. Hlavní zlom má průběh S–J a další, které na něj navazují se stáčí již v typických moldanubických směrech SZ–JV. Ve strmém svahu nad jezerem je uvedena mylonitová zóna, která má na předchozí zhruba kolmý směr (SV–JZ) (PELC & ŠEBESTA 1994).

V okolí Prášilského jezera bylo provedeno podrobné geomorfologické mapování. Mapování byly všechny skalní výchozy, které mají stěnu širší než 5 metrů a jsou vyšší než 1 metr. U jednotlivých útvarů byly do databáze zaznamenávány atributy, které doporučuje BIZUBOVÁ (2001) pro další použití v následných geoeologických výzkumech. Podle zjištěných skutečností bylo následně upraveno rozšíření zjištěných horninových druhů (Obr. 2) tak, aby bylo možné posuzovat jejich rozšíření ve vztahu ke zjištěným geomorfologickým útvarům. V oblasti (rozsah viz Obr. 2) bylo zmapováno 39 skalních výchozů, provedeny tři půdní výkopy a popsány čtyři balvanové akumulace.

Nad nejzápadněji položeným okrajem jezera se nachází významná hranice hornin svorová rula–žula. Toto geologické rozhraní doprovázené tektonickou poruchou (PELC & ŠEBESTA 1994) je v reliéfu skalní stěny výrazněno mělkým poměrně širokým vhloubením. Expozice stěny se zde mění z V na JV. Je pravděpodobné, že popsané morfostrukturní podmínky výrazně ovlivnily účinnost kryogenních a glaciálních procesů a lze říci, že na ně jsou vázány nejvýraznější reliktů glaciální činnosti v povodí Jezerního potoka. Na významné geologické rozhraní nad jezerem bylo upozorňováno i v minulosti např. ŠVAMBERA (1914).

MORFOMETRICKÁ ANALÝZA NA REGIONÁLNÍ ÚROVNI

Povodí Jezerního potoka má protáhlý tvar a je protaženo ve směru S–J. Směr údolí je spojen s lineární pasivní strukturální jednotkou – předpokládaným zlomem zakrytým mladšími útvary, který je částečně provázen hranicí hornin žula–rula (PELC & ŠEBESTA 1994). Jedná se zřejmě o neaktivizovaný zlom (vzhledem k přibližně stejné úrovni hřbetů na obou stranách údolí).

Šířka povodí je u ústí toku do Prášilského potoka 1 100–1 200 m, pak se směrem vzhůru zužuje a přibližně 3 500 m od ústí je nejužší – 820 m. Následně asi 5 100 m od ústí se začíná údolí rozšiřovat (Obr. 3) v široký amfiteatrální závěr, který je v nejšířším místě široký 2 660 m. V tomto místě tvar údolí ovlivňují další významnější tektonické poruchy (PELC & ŠEBESTA 1994), které mají směr zhruba SZ. Je zřejmé, že na utváření reliéfu v zájmovém území má výrazný vliv pasivní morfostruktura.

V povodí převládají plochy pravostranných přítoků nad levostrannými a to o 3,179 km². Dynamika reliéfu sledovaného území je značná. Rozdíl nadmořských výšek na 11,45 km² je 495 m, což odpovídá členitým hornatinám (členění podle DEMEK 1987b).

Jezerní potok vytéká z Prášilského jezera, které leží v nadmořské výšce asi 1 079 m n.m. (podle ČESKÝ ÚRAD ZEMĚMĚRSKÝ A KATASTRÁLNÍ 1996). Jezerní potok však není hlavním tokem povodí. Je levostranným přítokem toku, který pramení přibližně v nadmořské výšce 1 200 m n.m. v závěru výrazného erozního zářezu, ukončujícího Starou jímku na jihu (Obr. 10). Tento zářez je 25–30 m široký a 5–8 m hluboký. Sklon jeho svahů se pohybuje v rozmezí 23–33°. Zářez končí ve výšce 1 220 m n.m. okrouhlým, v letních měsících vyschlým, závěrem. Tento vodní tok je hlavním tokem povodí Jezerního potoka.

Tabulka 1. Základní morfometrické charakteristiky povodí Jezerního potoka.**Table 1.** Basic morphometrical characteristics of drainage basin of the Jezerní Potok stream.

Délka rozvodnice	18,90 km
Délka údolnice [D]	7,812 km
Plocha povodí [P]	11,45 km ²
Plocha levostranných přítoků	4,137 km ²
Plocha pravostranných přítoků	7,317 km ²
Maximální nadmořská výška [V_{max}]	1 315 m
Minimální nadmořská výška [V_{min}]	820 m
Rozdíl nadmořských výšek [$V_{max}-V_{min}$]	495 m
Střední šířka [P/D]	1 466 m
Maximální šířka	2 660 m
Minimální šířka	850 m
Hortonův faktor [P/D ²]	0,18
Průměrná nadmořská výška	1 035 m n.m.

Pravý přítok tohoto vodního toku (druhý nejdelší tok v povodí) pramení v nadmořské výšce asi 1 155 m n.m. Poněkud výše po svahu nacházíme (Obr. 10) dva erozní zářezy (hluboké asi 2–3 m, šířka v nejširším místě 12–16 m, sklon okolních svahů 10–15°). Ve východněji položeném zářezu jsou patrné stopy občasného protékání. Nad ním pak pokračuje strouha (místy patrná navršená zemina po stranách výkopu), která přechází přes Předěl (1 120 m n.m.) dále mimo zájmové území. Strouha i na ní navazující erozní rýha jsou protékány pouze v době extrémních srážek nebo tání sněhu.

Stanovení pramene hlavního toku není v terénu snadné. Důležitá je existence cest, které toky protínají a slouží tak jako erozní báze pro výše položené oblasti. Níže položená koryta jsou méně protékána, v letních měsících pak vysychají.

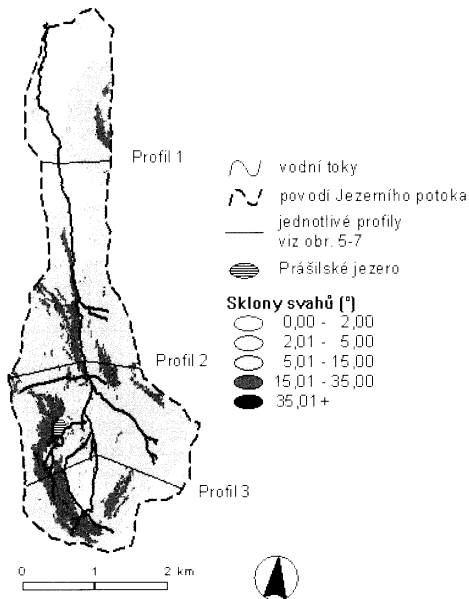
Při vymezení povodí Prášílského jezera (nad DMR a následně v terénu), které je subpovodím povodí Jezerního potoka, bylo zjištěno, že vodní tok, který přitéká do jezera od jihu (délka asi 1 km) je přibližně 400 m od ústí do jezera podmíněn uměle. Tok protéká místy až 2 m hlubokou strouhou, která má po stranách patrný materiál vzniklý při jejím vyhloubení. Z analýzy potenciálních linií odtoku na DMR vyplývá, že pro poměrně velkou oblast svahu (asi 0,226 km²) je cesta s umělým výkopem výraznou erozní bází. Podle predispozic reliéfu by měla být tato část svahu odvodňována do Staré jímky. Je možné, že z části může jít o chybu vzniklou generalizací vrstevnic (zejména blíže u jezera). Tato chyba je však nepravděpodobná ve vyšších částech toku zejména v oblasti nad Starou jímkou.

Po vymezení povodí a výpočtu základních charakteristik byly prováděny analýzy podélných a příčných profilů povodí a map sklonů a expozičních svahů.

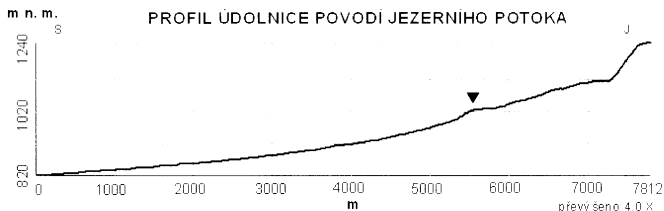
Analýzou profilu údolnice a mapy sklonů svahů (Obr. 3 a 4) bylo zjištěno, že od 820 m n.m., přibližně do 880 m n.m. (nadmořská výška na údolnici) převládá mírný sklon reliéfu, který místy klesá pod 2°. Od 880–990 m n.m. je sklon údolnice 3,3°. Tok má nápadně přímý směr (S–J).

Asi v 1 000 m n.m. (asi 5 200 m od ústí Jezerního potoka do potoka Prášílského) je patrná disharmonie sklonu údolnice (zvětšení sklonu až na 14–16° a následný pokles na 0–3°). Celkově jsou na podélném profilu zřetelné dva stupně (první asi v 1 020 m n.m. a druhý asi v 1 120 m n.m.). Nejvyšší sklony údolnice zjišťujeme v samotném závěru údolí (26°).

Analýzou příčných profilů povodí Jezerního potoka, mapy sklonů svahů a expozičních svahů bylo zjištěno, že sklonové poměry svahů na obou stranách údolí se výrazně liší. Od ústí do

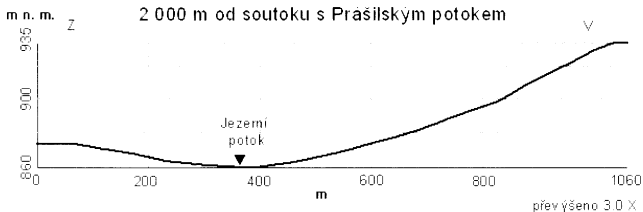


Obr. 3. Sklony svahů v povodí Jezerního potoka; vyznačené linie označují příčné profily (viz Obr. 4-6).
Fig. 3. Inclination of the slopes in the drainage basin of the Jezerní Potok stream; plot lines represent diagonal profiles (see Fig. 4-6).



Obr. 4. Profil údolnice povodí Jezerního potoka (šipkou vyznačena disharmonie sklonu).
Fig. 4. Longitudinal profile of the drainage basin of the Jezerní Potok stream (disharmony of the slope is marked).

PŘÍČNÝ PROFIL POVODÍM JEZERNÍHO POTOKA



Obr. 5. Příčný profil povodím Jezerního potoka 2 000 m od soutoku s Prášílským potokem.

Fig. 5. Diagonal profile of the drainage basin of the Jezerní Potok stream created 2 000 m from its confluence with the Prášílský Potok stream.

nadmořské výšky 920–930 m je příčný profil Jezerního potoka (Obr. 5) silně asymetrický. Na západě se nachází nízké, nevýrazné rozvodí s Prášílským potokem, kdežto na východě je přímý svah protáhlého hřbetu Slunečná (995 m n.m.) – Kamenitý vrch (876 m n.m.). Rozvodnice mezi Jezerním potokem a Prášílským potokem je zde nejasná, proto byla tato část povodí posuzována komplexně.

Jedná se o široké údolí (na západě ohraničené Ždánidly (1 308 m n.m.) a na východě protáhlým hřbetem Slunečná–Kamenitý vrch). Nápadná je nepřiměřenost obou vodních toků (*mistif rivers*) (DEMEK 1979) k šířce údolí.

Na východě se nachází výše zmiňovaný svah hřbetu Slunečná–Kamenitý vrch. Tento svah má zpočátku mírný vyrovnaný sklon (6–10°), který přechází ve svah se sklonem 10–13° (místy však 20–23°). Strmější část svahu je pokryta balvany (většinou žulovými), které pokrývají 40–60 % plochy. Jejich velikost v delší ose většinou nepřesahuje 1 m. Výjimečně nacházíme i bloky (4×2,3×0,7–1,1 m).

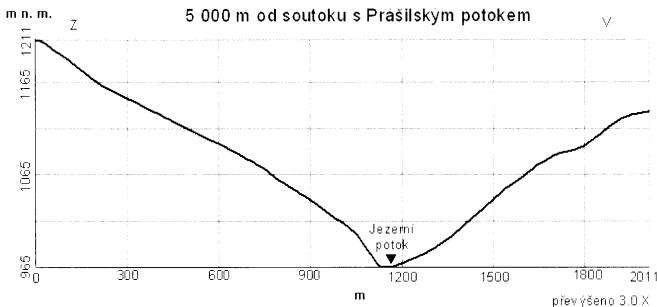
Hřbet Slunečná–Kamenitý vrch se nachází v pokračování rozsochy, která vybíhá z Jezerního hřbetu k SZ. Po výrazné rozsedlině tak zřejmě navazuje na lineární predispozici, která vytváří údolí Jezerního potoka. Je proto možné, že se jedná o morfostrukturně podmíněný svah s rozsáhlou úpatní haldou.

V rámci morfometrických charakteristik odpovídá popisovaný svah rovněž kryopedimentu. Kryopediment popisuje DEMEK (1979) jako mírně ukloněný denudační svah (sklon 8–12°), který je v horní části ohraničen příkrým svahem – *free face* (o sklonu 20–30° a více). Tento svah je pokryt sutí. Mírný a příkrý svah jsou vyvinuty ve stejných horninách. Jejich výskyt je typický pro široká, otevřená údolí s nepřiměřeným tokem. Jedná se o útvar, který je typický pro kerná pohoří periglaciální zóny (DEMEK 1979). Podstatným znakem kryopedimentů je malá mocnost zvětralin. Pro ověření geneze svahů s podobnými morfometrickými charakteristikami v zájmovém území je nutné provedení rozsáhlejšího pedologického výzkumu.

Od nadmořské výšky 920–930 m se charakter údolí výrazně mění. Na příčném profilu je patrný tvar V, který je typický pro údolí s rovnováhou hloubkové eroze a vývoje svahů (DEMEK 1987b). Z Obr. 6 je patrné, že svahy (se západní a východní expozicí) mají různé sklonové poměry.

Svah s převažující západní expozicí má spodní část svahu méně strmou a mírně konkávní. Následně se sklon svahu zvyšuje na 10–15° a 15–25° – zhruba ve střední části svahu je sklon nejvyšší. Ve hřbetových partiích se sklon snižuje na 5–10°.

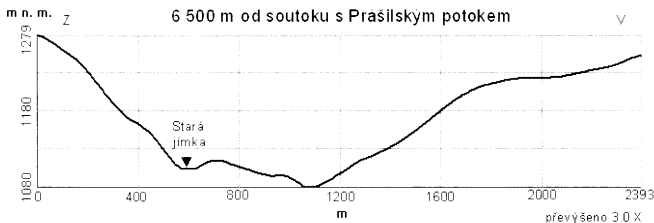
PŘÍČNÝ PROFIL POVODÍM JEZERNÍHO POTOKA



Obr. 6. Příkladný profil povodím Jezerního potoka 5 000 m od soutoku s Prášilským potokem.

Fig. 6. Diagonal profile of the drainage basin of the Jezerní Potok stream created 5 000 m from its confluence with the Prášilský potok stream.

PŘÍČNÝ PROFIL POVODÍM JEZERNÍHO POTOKA



Obr. 7. Příkladný profil povodím jezerního potoka 6 500 m od soutoku s Prášilským potokem.

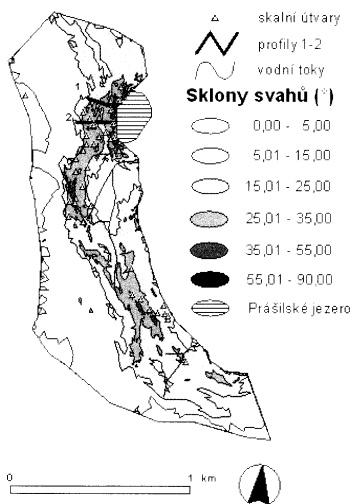
Fig. 7. Diagonal profile of the drainage basin of the Jezerní Potok stream created 6 500 m from its confluence with the Prášilský Potok stream.

Svah se studenou, tedy východní expozicí je ve spodní části strmější a má výrazně konvexní charakter. Akumulace svahových uloženin zde není tak výrazná (PELČ & ŠEBESTA 1994). Ve spodních částech svah dosahuje značných sklonů (25–35°). Pak se sklon zmírňuje na 15–25° (až 10–15°). Ve hřbetových partiích převládají sklony 5–10° místy 2–5°.

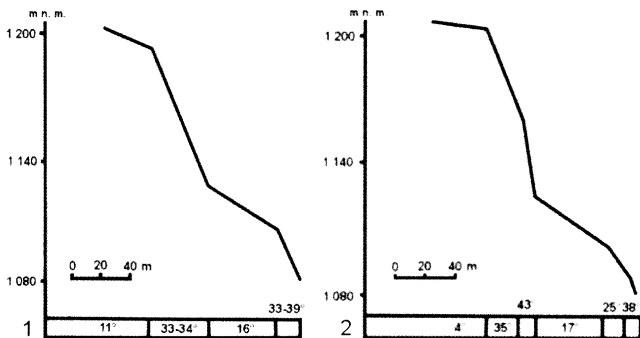
Těsně pod hřbetovými partiemi u svahů s převažující východní i západní expozicí se sklon zvětšuje na 15–25° (na Skalce 1 238 m n.m.) až 30°. Jsou tak zvýrazněny hřbítky až skalní hřebínky a to jak na krystalickém (na východě) tak na žulovém (na západě) podkladě.

Takovouto asymetrii (strmější svahy s východní resp. SV–S expozicí popisují PROSOVA & SEKYRA (1961) jako typickou pro horní části toků v České vysočině.

V nadmořské výšce 1 017–1 025 m se charakter příčného profilu údolí opět výrazně mění. Můžeme říci, že údolí zde má tvar širokého U (Obr. 7). V blízkosti stěny s východní expozicí jsou patrné výrazné akumulace. Morfometrické charakteristiky obou svahů se výrazně odlišují.



Obr. 8. Sklonové poměry svahu s převážující východní expozicí v závěru údolí Jezerního potoka.
Fig. 8. Inclination of the slopes with dominant East exposition in the tail of the valley of the Jezerní Potok stream.



Obr. 9. Profily svahem s převážující východní expozicí v závěru povodí Jezerního potoka (linie profilů viz Obr. 8 linie 1 a 2).

Fig. 9. Profiles of the slope with dominant East exposition in the tail of the valley of the Jezerní Potok stream.

Svah se západní expozici má vyrovnaný sklon, který se pohybuje v rozmezí 10–15° – tedy sklon svahů uváděný jako typický pro svahy středohor (DEMEK 1972). V hřbetových partiích je pak výrazná plošina (se sklonem 0–5°). Z této plošiny vystupuje odlehlik (kóta 1 266 m n.m.) s rozvětráním nevýrazným rulovým výchozem. Jako odlehlik je chápána vyvýšenina, která svou polohou zůstala uchráněna proti zpětné říční erozi (DEMEK 1987b).

Podstatně komplikovanější jsou sklonové poměry svahu s převážující východní expozicí. Protože jsou pod tímto svahem nejvýraznější akumulace, které jsou spojovány s glaciální činností (KUNSKÝ 1933, ZBOŘIL 1996, RUŽICKOVÁ et al. 2001) byla analýze tohoto svahu věnována větší pozornost (viz Obr. 8). Svah byl omezen hřbetnicí a úpatnicí a zkoumán jako samostatná jednotka.

Ve svahu s převážně východní expozicí (celkem 0,723 km² asi 49 % plochy svahu) se nachází tři oblasti se sklonem 25° a více (asi 0,015 km² má sklon vyšší než 35° – 1 % plochy). Jedná se o oblasti nad Prášilským jezerem, nad Starou jímkou a nad „policí“ (jako „police“ je označována oblast se sklonem 5–15°, která dělí popisovaný svah na dvě části). Na výrazné sklony jsou vázány i četné skalní útvary (viz Obr. 8). „Police“ níže přechází ve výrazný morénový val (viz Obr. 10). Počátek této police je vázán na rozhraní hornin žula–rula (Obr. 2).

V popisovaném svahu jsou velice důležité části, které mají JV expozici. Tato expozice se nejvýrazněji projevuje na SZ od Prášilského jezera. V průběhu dne je tato část stěny nejdéle osvětlena sluncem a více se ohřívá.

Nejstrmější částí zkoumaného svahu byly vedeny dva profily (Obr. 8). U obou profilů jsou patrné značné sklony svahu těsně nad jezerem. Profil 1 (Obr. 9) byl veden sníženinou, která se nachází na rozhraní žuly a ruly přímo nad nejzápadnějším výběžkem Prášilského jezera. Sklon svahu je zde poměrně plynulý, přerušeni v podobě police je méně výrazné než u profilu 2 (Obr. 9). Druhý profil byl veden vlevo od vhloubení, místy přes rulové ohlazy. V těchto místech má svah značné sklony (přes 40°). Asi v 1 200 m n.m. se nachází velice ostrý lom sklonu svahů (+31°). Sklon svahu se zde zmírňuje z 35° na 4°.

Na základě analýz morfometrických charakteristik je možné v povodí Jezerního potoka vymežit tři hlavní typy reliéfu (Obr. 14).

1. Široké údolí s plochým dnem – jedná se o převážně západní svah širokého údolí mezi Ždánidly a Slunečnou. Ve spodní části svahu se sklony povrchu pohybují v rozmezí 0–2°, následuje strmější část se sklonem 6–10°, která přechází ve strmý svah (20–23°). Hranice mezi tímto a následujícím typem reliéfu je označena jako hranice 1 (Tab. 2, Obr. 14).

2. Údolí tvaru V – nejrozšířenější sklony svahů se pohybují v rozmezí 15–25°. Strmější je svah s východní expozicí. Na tomto svahu jsou i větší rozdíly mezi maximálními a minimálními hodnotami sklonů svahů (hranice mezi tímto a následujícím typem reliéfu je označena jako hranice 2 – (Tab. 2, Obr. 14).

3. Údolí tvaru širokého U – západní svah má vyrovnaný sklon v rozmezí 10–15°. Na svahu s východní expozicí nacházíme značné sklony svahů (1 % plochy svahu má sklon přes 35°).

Pro vymezení hranic oblastí hlavních typů georeliéfu v povodí Jezerního potoka byl použit interval, který vznikl průnikem nadmořských výšek na údolnici, získaných z dílčích analýz (analýzy podélného profilu údolnice, analýzy příčných profilů údolí a analýzy sklonů svahů). Na základě těchto intervalů byly vymezeny oblasti, v kterých se nachází reliéf, který má charakter přechodu mezi převládajícími typy reliéfu. Na svazích byla tato hranice vymežována pomocí linií potencionálního odtoku (Obr. 14). Z Tab. 2 vyplývá, že hranice 1 je nejasná a přechod mezi oběma typy reliéfu je poměrně pozvolný. Je zde patrná výrazná asymetrie příčných profilů povodí – svah s východní expozicí vyběhá podstatně dále do plochého níže položeného reliéfu než protilehlý.

Naopak můžeme říci, že v 1 015–1 025 m n.m. se údolí velice rychle rozestupuje a přechá-

Tabulka 2. Vymezení hranic hlavních typů georeliéfu v povodí Jezerního potoka (nadmořská výška na údolnici).

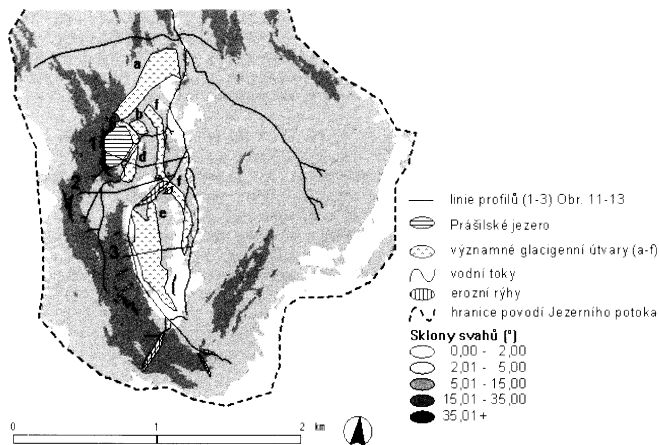
Table 2. Demarcation of basic types of georelief in the drainage basin of the Jezerní Potok stream (altitude in longitudinal profile of the valley).

	Analyza podélného profilu	Analyza příčných profilů	Analyza sklonů svahů	Rozmezí hranice
Hranice 1	865–870	820–900	880–900	865–900
Hranice 2	1 015–1 020	1 017–1 025	1 020	1 015–1 025

zí z erozně podmíněného typu (tvar údolí V) v typ reliéfu, kde kromě svahů, které ohraničují amfiteatrální závěr údolí, nacházíme na poměrně širokém dně údolí sklony povrchu 0–2° a zejména mírně ukloněné plochy se sklonem 2–5°. Podle DEMKA (1972) je tento sklon mimo jiné typický pro oblast silněji zvlněných částí spodních a koncových morén.

MORFOMETRICKÁ ANALÝZA NA CHORICKÉ ÚROVNI

Pro osvětlení vztahu mezi potencionální glaciální modelací a morfometrickými charakteristikami sledovaného území byla provedena analýza oblasti označené jako „údolí tvaru širokého U“, protože mimo tuto oblast nebyly geomorfologickým GPS mapováním zjištěny glaciální útvary.



Obr. 10. Závěr údolí Jezerního potoka: průběh profilů (viz Obr. 11–13); popis glaciálních útvarů a profilů v textu.

Fig. 10. The tail of the valley of the Jezerní Potok stream; plot lines (see Fig. 11–13); description of glacial forms in the text.

Výzkum byl prováděn ve dvou rovinách:

1. Výzkum morfometrických charakteristik sledovaných útvarů (provedení měřených profilů).
2. Určení rozšíření a dalších atributů zjištěných geomorfologických útvarů pomocí geomorfologického GPS mapování.

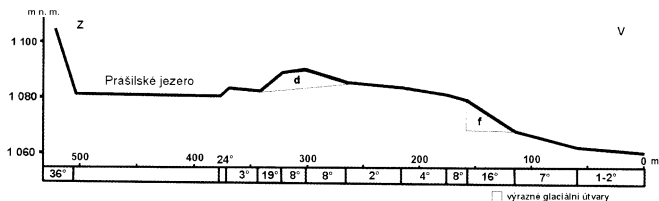
Na profilu v oblasti Prášílského jezera (Obr. 11) je patrný výrazný val, který vystupuje od jezera 10–11 m vysokým svahem (Obr. 10 a 11-d). Jeho sklon je 19–20°. Směrem od jezera se val snižuje mírněji (8°). Výrazná je 70–80 m dlouhá plošina se sklonem 2–4° na V. Tato plošina je ukončena výrazným stupněm se sklonem 16°. Na hranách nebyly zjištěny žádné erozní zářezy.

Další profil (Obr. 12) byl veden z police ve svahu (svah s převládající východní expozicí – Obr. 10 – profil 2). Sklon svahu je zpočátku 8°, níže se zvyšuje na 10°. V této části je výrazný rozdíl od profilů na Obr. 11–13, naopak další partie profilu již vykazují určitou podobnost. Následuje plošina s převládajícím sklonem 4°, která opět přechází ve výrazný stupeň (sklon 18–20° viz Obr. 12-f). Na hraně tohoto stupně byly zjištěny dva v současné době neprotékané erozní zářezy a jeden protékaný. Protékaný zářez je v nejhlubším místě 10–12 m hluboký a má charakter strže. Strž je podle RUBINA & BALATKY (1986) hluboká erozní rýha, která vzniká v nezpevněných sedimentech. Vodní tok, který zde protéká, vytéká ze Staré jímky.

Profil č. 3 (Obr. 13) začíná ve svahu nad Starou jímkou. Stará jímka je asi 950 m dlouhá a 70–90 m široká sníženina, protažená ve směru S–J. Její dno je rovné až subhorizontálně ukloněné. Na západě je omezena strmým svahem s převládající východní expozicí, na kterém nacházíme skalní útvary (Obr. 8). Na východě je Stará jímka omezena 10–12 m vysoký stupněm. Jeho sklon je 17–20°. Tento svah omezuje plošinu, jejíž povrch je mírně zvlněn a místy diferencován širokými okrouhlými sníženinami. Tato plošina, jejíž převažující sklon je 4–5° na V, je omezena stupněm, který má sklon 8–10°. Můžeme tedy říci, že Stará jímka je hrazena asymetrickým valem, jehož vnitřní svahy jsou výrazně prudší než svahy vnější. Val přechází v plošinu, která má sklon asi 4°. Tato plošina je asi po 60 m ukončena stupněm, který má sklon 14–16°.

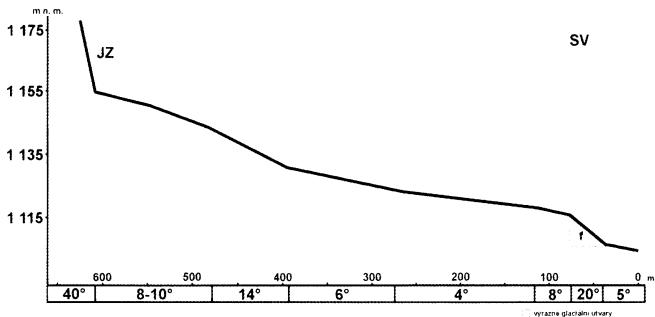
Na všech profilech je patrné omezení na V resp. SV. Jedná se o stupeň se sklonem 14–20° a výškou 8–12 m (Obr. 11–13-f). Stupeň začíná pod Starou jímkou a končí pod Prášílským jezerem (Obr. 10-f). Tento stupeň tak omezuje útvar, který je tvořen nezpevněnými sedimenty. Reliéf útvaru je diferencován asymetrickými valy, které se nachází v okolí Staré jímky a Prášílského jezera. Zde práh mizí ve svahu se sklonem asi 8°.

Analýza měřených profilů byla dále doplněna o výsledky geomorfologického GPS mapování. V pokračování výše popisovaného stupně se dále asi po 80 m nachází žulové blokové moře (až 10×6×5 m), které začíná v nadmořské výšce 1 110 m (Obr. 10-a) a pokračuje podél



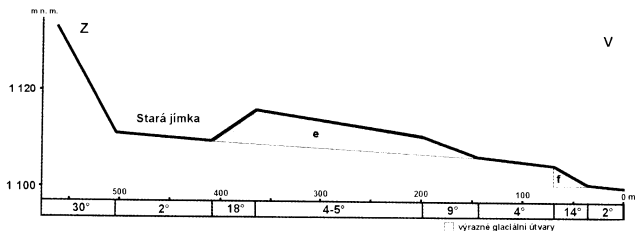
Obr. 11. Profil č. 1 (linie viz Obr. 10).

Fig. 11. Profile Nr. 1 (outline see Fig. 10).



Obr. 12. Profil č. 2 (linie viz Obr. 10).

Fig. 12. Profile Nr. 2 (outline see Fig. 10).



Obr. 13. Profil č. 3 (linie viz Obr. 10).

Fig. 13. Profile Nr. 3 (outline see Fig. 10).

úpatí svahu s východní expozicí. Zpočátku je široké asi 90 m v nejširším místě pak asi 250 m. Bloky jsou částečně zaoblené (asi 5 %), jemné částice jsou téměř zcela odstraněny. Celkový rozsah této akumulace je asi 0,071 km². Geneticky tato akumulace zřejmě nesouvisí s výše popsaným prahem a od valů, které se nachází v bezprostředním okolí jezera je oddělena nevýraznou sníženinou. Tato akumulace je v nadmořské výšce 998–1 000 m ukončena výrazným stupněm, který je tvořen nakupenými žulovými balvany. Sklon stupně je 20–25° a jeho výška asi 15 m. Tento stupeň je výrazný na levém břehu Jezerního potoka. Na pravém břehu není téměř patrný. Popsaný stupeň je nejnižší zjištěným glaciálně podmíněným útvarem v povodí Jezerního potoka.

V bezprostředním okolí Prášilského jezera se nachází dva valy, které hradí jezero ve směru shodném s protažením povodí (S–J). Jižní svahy těchto akumulací mají sklon mírnější (3–8°) naopak směrem od jezera jsou svahy strmější (16–20°) a vyšší (až 10 m). Východně od jezera byla zjištěna akumulace (profil Obr. 11), která k jezeru spadá 18–20° strmým až 11 m vysokým valem. Naopak směrem od jezera je její sklon asi 8°.

V oblasti Staré jímký byl zjištěn val, který je asi 770 m dlouhý. Jeho západní svah je 10–12 m vysoký se sklonem 18–20°. Na východě je útvár omezen svahem, který má na jihu sklon 18° a severněji pak 12–15°.

Pod tímto valem (viz Obr. 13) se nachází okrouhlá sníženina, z které vybíhá protažená sníženina (šířka 7–10 m, délka 150 m). Jedná se zřejmě o sufózní útvár, který vznikl v heterogenním klastickém materiálu odnosem jemnějších částic.

Z důvodu objasnění geneze těchto útvarů, byly provedeny v oblasti Staré jímký dva půdní výkopy. Zjištěn byl následující profil:

A₁: 0–0,05 m – především nerozložené jehlice *Picea abies*;

A₂: 0,05–0,10 m – černý silně vlhký horizont se zbytky nerozložených rostlinných částí (převládají jehlice *Picea abies*);

A₃: 0,11–0,30 m – světlý eluviální horizont, do spodů hnědnoucí;

B₁: 0,31–0,50 m – iluviální tmavý rezivý horizont dospodu světlající;

B₂: 0,51–0,63 m – rezivý horizont velké výrazné hranáče svísele až šikmo postavené (0,40×0,25×0,05 a 0,36×0,30×0,03 m);

C₁: 0,64–1,70 m – světle rezivý horizont – velký podíl kamenů velikosti asi 0,05–0,07×0,04–0,06×0,03–0,05 m. Nacházejí se zde i velké kameny (0,36×0,20×0,15 a 0,40×0,26×0,15 m). Některé jsou mírně zaoblené, nebo jde o výrazné hranáče: podíl těchto relativně velkých kamenů je asi 30–40 %, 70–80 % klastické složky činí drobné úlomky (s rozměry 0,07–0,05×0,04–0,06×0,03–0,05 m). Celkově tvoří pevná složka asi 30–40 % matrix. Kameny všech velikostí nejeví žádné uspořádání. V různých místech na valech v okolí Prášilského jezera i Staré jímký, nacházíme rozptýlené nebo shromážděné bloky různých (až několikametrových) velikostí.

Vysoký podíl jemnozrnného materiálu s příležitostnými většími balvany nebo bloky uvádějí jako typický pro morény RUCIB & BALATKA (1986). Je to způsobeno silným tlakem ledovcové hmoty. Pro till je typické i nepravidelné uspořádání klastických sedimentů.

Pro uspořádání do pravidelných valů a strukturu sedimentů, můžeme označit útvary zjištěné v závěru údolí Jezerního potoka a v okolí Prášilského potoka za glaciálně podmíněné.

Otázkou je význam ledovcové činnosti pro vznik popisovaných útvarů, zejména v poměru k působení kryogenních, svahových a fluvialních pochodů.

SHRNUTÍ A DISKUSE

V povodí Jezerního potoka byly na základě morfometrických charakteristik vymezeny tři převládající typy reliéfu a dvě oblasti, které mají charakter hranic mezi dominantními typy reliéfu (Tab. 3, Obr. 14). Od ústí do potoka Prášilského (820 m n.m.) do nadmořské výšky 865 m (počítáno pro nadmořskou výšku na údolnici) protéká Jezerní potok široce rozevřeným údolím, které na západě omezuje výrazná kupa Ždánidel (1 308 m n.m.) a na východě svah Slunečné (995 m n.m.) a Kamenitého vrchu (876 m n.m.). Maximální sklony jsou u tohoto typu reliéfu vázány na strmou část svahu, která se nachází nad mírně ukloněnou spodní částí. Genezi tohoto útvaru bude nutné prokázat dalším výzkumem. Může se jednat o morfostrukturně podmíněný svah s rozvlečenou úpatní haldou nebo kryopediment. Dominantní v tomto typu reliéfu jsou sklony do 5° (Tab. 3).

Nad nadmořskou výškou 900 m (počítáno pro nadmořskou výšku na údolnici), se údolí Jezerního potoka výrazně zužuje a získává tvar V, který je podmíněn rovnováhou mezi erozí lineární a svahovými pochody (DEMEK 1987b). Údolí je mírně asymetrické (Obr. 6) – strmější (zejména v dolních partiích) je svah s převládající východní expozicí. Svah s převládající západní expozicí se vyznačuje menšími hodnotami sklonu a výraznými akumulacemi deluviálních sedimentů u úpatí. Jedná se o asymetrii typickou pro horní části toků (PROSOVA & SEKY-

Tabulka 3. Shrnutí hlavních typu reliéfu v povodí Jezerního potoka.**Table 3.** Results of major relief types in the drainage basin of the Jezerní Potok stream.

Typ reliéfu	Sklon		Převládající sklon	Převládající reliéfový proces	Nadmořská výška (m n. m.)			Příčný profil
	Max. (°)	Prům. sklon (°)			Min.	Max.	Prům.	
1. Široké údolí s plochým dnem	44,0	5,2	2–5 (52 %)	Pravděpodobně, kryopedimentace nebo svahové procesy	822	995	866	Výrazně asymetrické
Hranice 1	32,6	5,0	5–15 (38 %)	X	860	1 051	897	Výrazně asymetrické
2. Údolí tvaru V	44,8	11,3	5–15 (79 %)	Zpětná eroze, svahové procesy	900	1 223	1 042	Tvar V
Hranice 2	24,7	11,0	5–15 (80 %)	X	997	1 231	1 084	Tvar V
3. Údolí tvaru širokého U	65,8	10,3	5–15 (64 %)	Glaciální, kryogenní a svahové procesy	1 015	1 315	1 167	Tvar U

RA 1961), kdy svahy obrácené k SV byly udržovány trvale zmrzlou půdou, kdežto svahy JZ byly zmiřňovány intenzivními svahovými pochody. DEMEK (1979) popisuje tuto asymetrii u tektonických svahů v drsné periglaciální zóně.

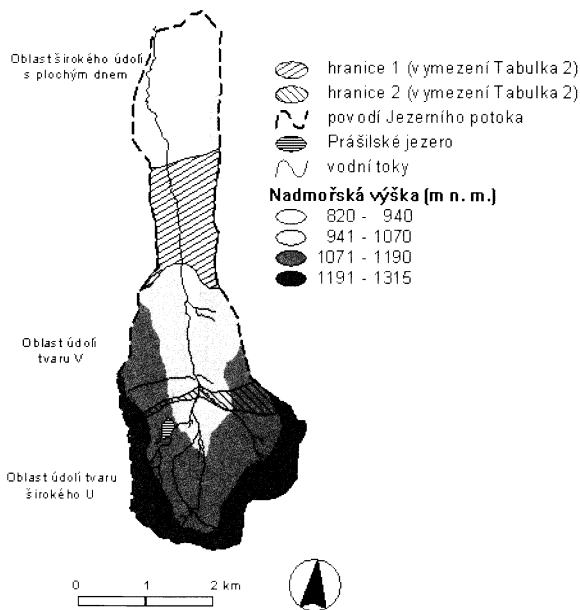
Hlavním rozdílem oproti předchozímu typu reliéfu jsou vyšší převládající sklon svahů (5–15°) a vyšší průměrný sklon svahů (11,3°) – viz Tab. 3.

Přechodná zóna (hranice 1 viz Tab. 3, Obr. 14) mezi oběma popsány typy reliéfu se vyznačuje poměrně nízkým průměrným sklonem svahů (5°), který převažuje u prvního typu reliéfu. Naopak převládající (38 %) jsou sklon svahů v rozmezí 5–15°, stejně jako u údolí tvaru V (viz Tab. 3).

V nadmořské výšce 1 015–1 025 m n.m. (počítáno pro nadmořskou výšku na údolnici) se údolí Jezerního potoka nápadně rozšiřuje a vytváří amfiteatrální závěr údolí. Tato přechodná zóna má nejmenší maximální sklon svahů ze všech popisovaných typů reliéfu. Je to proto, že se zde již nenachází strmá spodní část svahu s východní expozicí jako je tomu u typu reliéfu 2 a u hranice 1 (Tab. 3).

Typ reliéfu 3 (Tab. 3) má na příčných profilech údolí tvar širokého U. Tento typ reliéfu je charakteristický velkými maximálními sklon reliéfu (65,8° – viz Tab. 3). Průměrný sklon svahů je však oproti hranici 2 a typu reliéfu 2 poměrně nízký (10,3°). Značné maximální sklony jsou eliminovány výrazným rozšířením povrchů se sklonem 0–5° v místech rozšíření glaciálních sedimentů. Výrazným prvkem u tohoto typu reliéfu je 1 300 m široký a až 150 m vysoký svah s převládající východní expozicí (Obr. 8), na kterém se nachází tři oblasti se značnými sklon svahů (35°+). Svah má relativně pestrou litologickou stavbu (Obr. 2). Je pravděpodobné, že rozhraní hornin (rula–žula), nad nejzápadnějším cípem jezera umožnilo výraznější uplatnění glaciální eroze a kryogenní činnosti v kryomérech pleistocénu. Výraznější působení glaciálních a kryogenních pochodů na tomto rozhraní zřejmě způsobilo přehloubení karové stěny a změnu expozice části svahu na jihovýchodní. Tato teplejší expozice pak měla za následek celkové oteplení ledovce a zvětšila jeho erozní schopnosti. To vedlo k vytvoření nejvýraznějších glaciálních tvarů v povodí Jezerního potoka.

U úpatí svahu se severovýchodní expozicí, nacházíme výraznou akumulaci nezpěvněných klastických sedimentů. Tyto sedimenty jsou považovány za sedimenty glaciální (KUNSKÝ 1933, 1939, ZBORIL 1996, RUIČKOVÁ et al. 2001). Literární prameny většinou uvádí glaciální akumulace v okolí Prášílského jezera. Glaciální původ sedimentů potvrdily půdní výkopy provedené v oblasti Staré jímký.



Obr. 14. Zjištěné typy reliéfu v povodí Jezerního potoka.

Fig. 14. The relief types observed in the drainage basin of the Jezerní Potok stream.

Na základě výzkumu morfometricko-morfografických charakteristik těchto akumulací, bylo zjištěno, že sedimenty v okolí Prášilského jezera a Staré jímky spolu geneticky souvisí. Nad údolí vystupují souvislým stupněm, který vykazuje v celé délce kompaktní průběh a poměrně homogenní morfometricko-morfografické charakteristiky. Tento útvar je uvnitř dále členěn na několik nesouvislých výrazných valů, které omezují jak oblast Prášilského jezera tak Staré jímky.

Níže pod jezerem byl zjištěn stupeň tvořený žulovými balvany–bloky, na který výše navazuje balvanové moře. Stupeň pravděpodobně představuje nejnižší položený glaciální útvar v oblasti. Nachází se v nadmořské výšce asi 1 000 m n.m. Jeho poloha je o 15 metrů nadmořské výšky níže než vymezená hranice typu reliéfu údolí tvaru širokého U. Je zde tedy zřejmá závislost mezi typem reliéfu „údolí tvaru širokého U“ (viz Tab. 3) a rozšířením glaciálních útvarů.

Je pravděpodobné, že ledovec měl dvě hlavní vývojové fáze. Stopy starší fáze (stupeň v 1 000 m n.m), která byla rozsáhlejší, byly překryty fází druhou. Do této druhé fáze zřejmě

náleží útvary ohraničené souvislým stupněm, který začíná pod Starou jímkou a vykřivuje se pod Prášílským jezerem. Dva valy zjištěné u Prášílského jezera svědčí minimálně o dvou podfázích, nebo o výraznější oscilaci ledovce pod svahem otočeným k JV. Jeden výrazný val a dále složitě diferencovaný povrch byl zjištěn u Staré jímkou.

Dvě hlavní fáze vývoje ledovce popisuje rovněž VOTÝPKA (1979, 1997) z oblasti Plechého. PFAFFL (1988) předpokládá na základě výzkumů z okolí Velkého Javorského jezera a severního karu na Roklanu čtyři prokázané ledovcové náporů, přičemž je všechny klade do období würmu.

ZÁVĚR

V povodí Jezerního potoka byla provedena analýza morfometrických charakteristik. Na jejím základě byly ve sledovaném území vymezeny tři hlavní typy reliéfu a dvě další přechodné zóny.

1. široké údolí s plochým dnem;
2. hranice 1;
3. údolí tvaru V;
4. hranice 2;
5. údolí tvaru širokého U.

Z analýzy morfometrických charakteristik a vymapování glaciálních útvarů vyplývá, že zalednění v zájmové oblasti výrazně nezasahovalo pod 1000 m n.m. a bylo vázáno především na úpatí strmého svahu se severovýchodní expozicí v závěru údolí (typ reliéfu údolí tvaru širokého U viz Tab. 3; Obr. 14).

Na základě studia morfometrických charakteristik a rozšíření glaciálních valů můžeme prokázat dvě hlavní náporové fáze ledovce. Druhá fáze (méně rozsáhlá) byla pravděpodobně dále členěna na minimálně dvě podfáze.

Geomorfologickým GPS mapováním byl zjištěn rozsah glaciálních útvarů. Geomorfologické GPS mapování (VOZENILEK 2001) se osvědčilo i v horském (z velké části však odlesněném) terénu. Obecně lze říci, že geomorfologické GPS/GIS mapování má se vzrůstajícím nárůstem techniky velkou perspektivu a to i v náročném terénu (zejména GPS RTK).

K předloženým výsledkům výzkumů, které se týkají glaciální činnosti v okolí Prášílského jezera je třeba přistupovat s maximální obezřetností. Z novějších poznatků o klimatu (CÍLEK 1993, 1994) pleistocénu vyplývá, že podmínky v posledním kryoméru byly velice proměnlivé (Daansgard-Oeschgerovy cykly). Zřejmě tak docházelo ke značným změnám v úrovni a charakteru geomorfologických pochodů, tedy i glaciální činnosti. Je proto třeba uvažovat i o možnosti činnosti ledovců s chladnou bází – jejich činnost v České vysočině předpokládá DEMEK (1988), ledovců s teplou bází, z jejichž činnosti jsou glaciální tvary na Šumavě obvykle spojovány, ale i po odeznění hlavní ledovcové činnosti o působení skalních ledovců. Pro promodelaci karů zřejmě měla velký význam kryogenní činnost (VOTÝPKA 1979, 1997) a to zejména v dlouhých kryomérách pleistocénu. Není však možné význam glaciální a kryogenní modelace přeceňovat. Na morfostrukturně podmíněném svahu (svah s převládající V expozicí Obr. 8), jsou pravděpodobné sesuvy, jejichž materiál následně mohl vytvářet pasivní morény (případně nivační valy), nebo samostatné valy či stupně. Rovněž fluvialní činnost měla na rozšíření a morfologii popisovaných útvarů zřejmě vliv.

Pro osvětlení geneze reliéfu v oblasti Prášílského jezera bude nutné provést celou řadu dalších dílčích výzkumů a analýz – předkládaná stať je prvním příspěvkem k této problematice. V zájmovém území budou další výzkumy prováděny v rámci tvorby geomorfologického informačního systému. Nejbližší část výzkumů bude zaměřena na skalní útvary (typologie, morfologie a závislost směrů a sklonů puklin na zjištěných morfometricko-morfografických

charakteristikách) a analýzy zarovnaných povrchů jako potenciálních deflačních oblastí a jejich korelace s rozmístěním a morfologií zjištěných glaciálních útvarů.

Přes značnou atraktivitu Šumavy jsou poznatky o její geomorfologii poměrně kusé. Je proto nutné geomorfologický výzkum oblastí zintenzívnit a zajistit, aby výsledky takových výzkumů přinášely i praktické využití zejména při managementu krajiny.

DOPORUČENÍ PRO MANAGEMENT ÚZEMÍ

Ve strmém svahu s východní expozicí byl analýzou provedenou nad DMR a výzkumem v terénu zjištěn 630 m dlouhý antropogenně podmíněný úsek vodního toku, který ústí do Prášílského jezera. Tento úsek výrazně zvětšuje povodí jezera. Tím je i nepřírozně zvýšen obsah plavenin, které jsou do jezera přiváděny a urychlen odtok vody z oblastí. Dále tento umělý vodní tok vytváří erozní bázi pro výše položenou oblast a odvádí vodu, která by přirozenou cestou stékala do povodí Staré jímky. Erozní schopnost toku, byť antropogenně založeného, je v oblasti s tak výraznou dynamikou reliéfu značná. Lze tedy předpokládat, že jeho zpětnou erozí by mohlo dojít k nepřírozenému narušení celého výjimečného geomorfologického útvaru, jímž svah nad Prášílským jezerem a Starou jímkou bezesporu je. Zdá se proto žádoucí zrušit výše popsanou strouhu a navrátit situaci do původního stavu. Protože se jedná o velice cenné území je nutné tento zásah předem konzultovat s odborníky z dalších oborů (botaniky, hydrologie, hydrobiologie atd.). Především je nutné zvážit dopad provedených (případně neprovedených) změn zejména na oblast Staré jímky, která je lokalitou s výskytem velice vzácných druhů, vázaných na specifická stanoviště – např. *Drosera anglica*.

Poděkování. Za recenzi připomínky děkuji V. Voženílkovi z katedry geomatiky, Přírodovědecké fakulty, Univerzity Palackého v Olomouci.

LITERATURA

- BALATKA B., 1979: *Regionální členění reliéfu Západočeského kraje*. Krajský pedagogický ústav Plzeň, Plzeň. 55 pp.
- BIZUBOVA M., 2001: Pozícia litosféry v geoeologickom výskume vo veľkých mierkach. In: *Geografické aspekty stredo-európskeho priestoru*: 285–289. Masarykova univerzita, Brno.
- BUZĚK L., 1979: *Metody v geomorfologii*. Pedagogická fakulta, Olomouc. 155 pp.
- ČILEK V., 1993: Výsledky ledového vrtu SUMMIT v Grónsku. *Vesmír*, 11: 624–627.
- ČILEK V., 1995: Klima minulosti a budoucnosti. Část III. Klima ve čtvrtohorách. *Ochrana přírody*, 50: 10–13.
- ČESKÝ ÚŘAD ZEMĚMĚŘIČSKÝ A KATASTRÁLNÍ, 1996: *Základní mapa ČR 1 : 10 000, listy 22–33–11, 22–33–12*. ČÚZK, Plzeň.
- DEMEK J., 1979: *Typy reliéfu Země*. Academia, Praha. 327 pp.
- DEMEK J. (ed.), 1987a: *Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČSR*. Academia, Praha. 584 pp.
- DEMEK J., 1987b: *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha. 476 pp.
- DEMEK J., 1988: K otázce výskytu pleistocenních ledovců s chladnou bází v České vysočině (Česká republika). *Geografický časopis*, 50 (3–4):211–219.
- CHÁBERA S., 1975: Přehled vývoje názorů na otázku zalednění Šumavy. *Šumava*, 5: 5–7.
- CHÁBERA S. (ed.), 1987: *Příroda na Šumavě*. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice. 182 pp.
- KODYM O., 1961: *Výsvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000. M–33–XXVI. Strakonice*. ČGÚ, Praha. 149 pp.
- KUNSKÝ J., 1933: Zalednění Šumavy a šumavská jezera. *Sborník České společnosti zeměpisné*, 39: 33–44.
- KUNSKÝ J., 1939: Geologie a geomorfologie Sušicka. In: *Sborník Sušicka*, p. 13–22. Okresní sbor osvětový, Sušice. 450 pp.
- MENTLIK P., 2000: Příspěvek ke geomorfologii oblasti Velkého Ostrého (1280 m n. m.) na Šumavě. *Silva Gabreta*, 5: 7–26.
- MENTLIK P., 2001a: Zarovnané povrchy ve vrcholových partiích Špičáku a Rozvodí (Královský hvozd). *Silva Gabreta*, 6: 7–18.
- MENTLIK P., 2001b: Aplikace výsledků geomorfologických výzkumů při rozhodování v krajině. *Miscellanea geographica*, 9: 89–100.

- MINAR J., 1996: Niektoré teoretické-metodologické problémy geomorfológie vo väzbe na tvorbu komplexných geomorfologických máp. *Geographica*, 36: 7–125.
- PELČ Z., 1991: Nové poznatky o geologickej stavbě a litologii moldanubika Šumavy v úseku Borová Lada–Prášily–Kašperské Hory. Ms., zprávy o geologických výzkumech v roce 1991. ČGÚ, Praha.
- PELČ Z. & ŠEBESTA J., 1994: *Geologická mapa ČR. List 22–33 Kašperské Hory, 1 : 50 000*. Český geologický ústav Praha.
- PELIŠEK J., 1978: Glaciální relikt v oblasti Prášilského jezera na Šumavě. *Sborník ČGS*, 83/1: 59.
- PEFAFF F., 1986: Glazialmorphologische Untersuchungen an den Lachen im Arbergebiet/Bayerischer Wald. *Geologische Blätter für Nordostbayern*, 36: 269–278.
- PEFAFF F., 1988: Glazialmorphologische Untersuchungen am Rachel-Nordkar und am Grossen Arbersee im Bayerischen Wald. *Geologische Blätter für Nordostbayern*, 38: 7–26.
- PEFAFF F., 1992: Die Glazialseen des Hohen Böhmerwaldes. *Geologische Blätter für Nordostbayern*, 42/1–2: 143–146.
- PROSOVA M. & SEKYRA J., 1961: Vliv severovýchodní expozice na vývoj reliéfu v pleistocénu. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 6: 448–463.
- RUBIN J. & BALATKA B. (eds), 1986: *Atlas skalních, zemních a půdních útvarů*. Academia, Praha, 385 pp.
- RUŽICKOVÁ E., RUŽICKÁ M., ZEMAN A. & KADLEC J., 2001: *Quaternary clastic sediments of the Czech Republic*. ČGÚ, Praha, 92 pp.
- ŠVAMBERA J., 1914: Šumavská jezera III. Prášilské jezero. *Rozpravy české Akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění, tř. II*, 23: 1–25.
- TUČEK J., 1998: *GIS – Geografické informační systémy*. Computer Press, Praha, 424 pp.
- VOTÝPKA J., 1997: Geomorphological Analysis of the Development of the South-Eastern Šumava Granite Region. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 2: 133–148.
- VOTÝPKA J., 1979: Geomorfologie granitové oblasti masívu Plechého. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 16: 55–83.
- VOŽENILEK V., 1996: Fundament of digital elevation model as a tool for geomorphological research. *Geographica*, 34: 29–40.
- VOŽENILEK V., 2001: Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 185 s.
- WAGNER P., 1897: Die Seen des Böhmerwaldes. *Wiss. Veröf. d. Ver. f. Erdkunde, Leipzig* 4, 1–90
- ZBORIL A., 1996: Prášilské jezero. *Geografie*, 101: 22–40.