

MARTIN BRZÁK

PŘÍSPĚVEK KE GEOMORFOLOGII NEJJÍŽNĚJŠÍ ČÁSTI TŘEBÍČSKÉHO MASIVU

M. Brzák: *Contribution to the geomorphology of the southernmost part of the Třebíč Massif*. – Geografie – Sborník ČGS, 105, 4, pp. 347 – 360 (2000). Geological maps, with the exception of the newest ones, present this part of the Třebíč Massif in the studied area incorrectly as a part of the Moldanubicum. Conspicuous Neogene tectonic forms (e. g. fault-line valleys, fault-angle valleys) were discovered in the SE marginal part of the massif. Relations between the Tertiary and the older (mainly Variscan) tectonics were studied. Regularity of spatial distribution of the most frequent durbachite forms, as low exfoliation domes, was founded.

KEY WORDS: The Třebíč Massif – durbachite – fault-line valley – fault-angle valley – exfoliation.

Výsledky publikované v tomto článku byly získány během geomorfologického výzkumu okolo lokality miocenních sedimentů u Hostimi v rámci grantu GA ČR 205/98/P280.

1. Úvod

Území budovaná granitoidními horninami jsou již po desetiletí předmětem značného zájmu geomorfologů. Stupeň prozkoumání jednotlivých masivů se však značně liší. Je možno prohlásit, že území budovaná granity a granodiority jsou lépe prozkoumaná než území na jiných typech hlubinných vyvřelin. Podstatně menší množství prací zabývajících se reliéfem na bazičtějších intruzívech nelze zřejmě vysvětlit ani tak menší plochou těchto masivů, jako spíše faktem, že mezo- a mikroformy reliéfu, jakož i produkty zvětrávání jsou ve srovnání s granity a granodiority přece jen méně vyhraněné.

V oblasti Českomoravské vrchoviny je již tradičně pozornost věnována především centrálnímu moldanubickému plutonu (např. Demek 1955, 1964, Vojtýpka 1964, Hrádek 1972, Chábera 1980, Věžník 1982, Tauber 1987, Brzák 1993), nověji také podstatně menšímu dyjskému masivu (Ivan, Kirchner 1995, 1998, Brzák 1999, 2000). Třebíčský masiv, budovaný granosyenity, často souhrnně označovanými jako durbachity (Stárková a kol. 1993), byl dosud z geomorfologického hlediska studován v nepatrné míře. Hrádek 1997 se okrajově zmiňuje o vlivu tektoniky na utváření reliéfu na jeho východní hranici. Mikro- a mezoformám v horninách tohoto poměrně rozsáhlého masivu se věnuje minimum prací. Zjistil jsem jen jedinou práci zabývající se konkrétním tvarem reliéfu včetně jeho geneze (Krystková 1972). Menší množství specifických typů drobných forem je ovlivněno charakterem hornin třebíčského masivu. Menší množství jednotlivých forem je vedle litologie ovlivněno také poměrně malou celkovou plochou skalních výchozů. Na většině plochy masivu se totiž vytvořil plochý reliéf, na jehož rozlehlých částech je skalní podloží za-

kryto, a to převážně rezidui rozmanitých sedimentů, nejčastěji neogenního stáří. I přes uvedené skutečnosti lze v třebíčském masivu nalézt řadu zajímavých drobných forem.

Předkládaná práce si všímá nejnižší části masivu, především na J od linie Jaroměřice nad Rokytnou – Stříbrná hora (531 m), a věnuje se následujícím problémům, které se pojí s tímto územím:

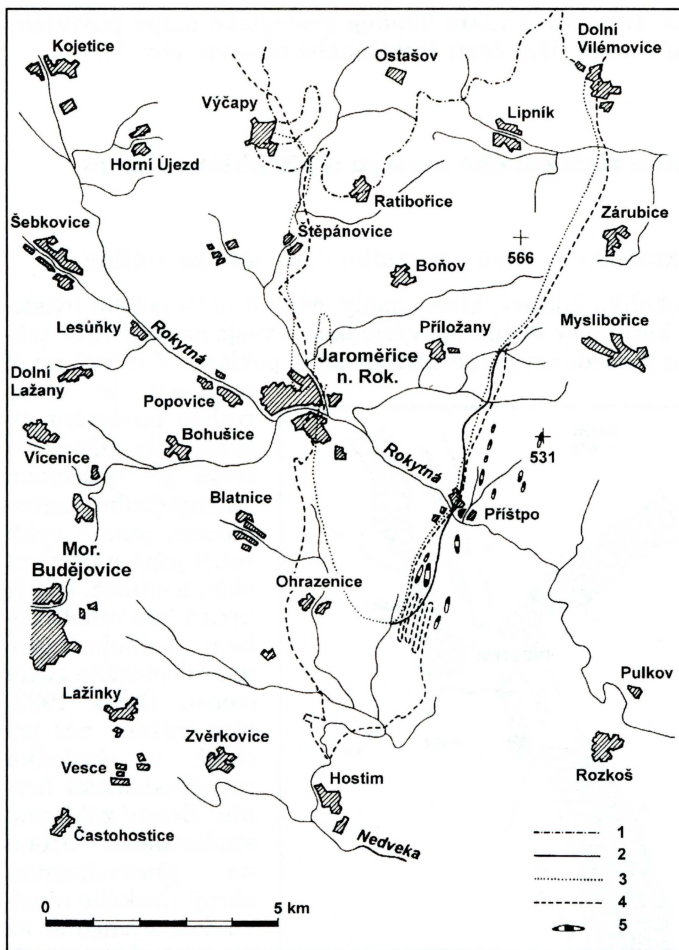
1. Interpretace jeho strukturně geologických a litologických poměrů v geologických mapách se od 60. let 19. století do současnosti velice změnila, přičemž teprve mapy z 90. let tohoto století odpovídají skutečnosti.
2. Zajímavé morfostrukturní uspořádání jihovýchodního okraje masivu s výraznými projevy mladé tektoniky je výrazně ovlivněno starším tektonickým plánem.
3. V horninách masivu se vytvářejí specifické formy zvětrávání a odnosu, které jsou v okolních moldanubických metamorfitech vyvinuty v nesrovnatelně menším rozsahu a méně dokonalé podobě (především exfoliační klenby, žokovité balvany, skalní dutiny). Mnohé skalní útvary přitom nesou výrazné stopy polygenetického vývoje.

2. Vývoj zobrazení hranic třebíčského masivu na geologických mapách

List geologické mapy 1:50 000 Moravské Budějovice (Plíšek, Štěpánek eds. 1999) je první geologickou mapou, která uspokojivě interpretuje nejnižší část třebíčského masivu. V době geomorfologického výzkumu však byly publikovány pouze geologické mapy, které se v blízkém okolí lokality Hostim – výjma hydrogeologické mapy – velice liší od skutečnosti. Nejnovější z nich byla geologická mapa 1:200 000, list Jindřichův Hradec (Dudek a kol. 1962), která v třebíčském masivu vychází ze starších prací J. Kaláška. Podle této mapy sahá masiv na J nejdále do prostoru východně od Ohrazenic. Řadu skalních útvarů, budovaných melanokratními horninami třebíčského masivu jsem však zjistil také na strmých svazích průlomového údolí Nedveky, a to v místech, kde tato mapa udává moldanubické migmatity. Rozhraní mezi syenity třebíčského masivu a podstatně světlejšími, intenzivně provrásněnými moldanubickými migmatity leží v údolí až v místech údolní nádrže Hostim. Třebíčský masiv tedy zasahuje asi o 3 km dále k J než udává uvedená geologická mapa. Tento nesoulad mne vedl ke studiu starších geologických map území a k jejich vzájemnému srovnání.

Nejstarší z porovnávaných map (Foeterle 1866) sice již znázorňuje třebíčský masiv jako zhruba trojúhelníkovité těleso, ovšem s méně ostrými cípy, přičemž oproti skutečnému rozsahu je nejvíce zkrácen právě cíp jižní; hranice zde podle Foeterleho probíhá přibližně po linii Výčapy – Ratibořice – Dolní Vilémovice, tedy asi o 12 km severněji než ve skutečnosti (obr. 1). Na jih od uvedené linie uvádí Foeterle ruly a mapa tak ve zkoumaném území naprosto neodpovídá skutečnosti.

Následující mapa (Suess 1906) znamená podstatné zpřesnění zakresu hranic geologických těles. Trojúhelníkovitý tvar třebíčského masivu v této mapě již v hrubých rysech odpovídá současným znalostem o jeho územním rozsahu. V jižním cípu se však i Suess dopustil značné nepřesnosti, když ukončil lalokovitý výběžek V od Ohrazenic, tedy asi o 3 km dále na S než odpovídá skutečnosti.



Obr. 1 – Vývoj zobrazení hranic jižní části třebíčského masivu na geologických mapách. Hranice podle následujících autorů: 1 – Foterle (1866); 2 – Suess (1906) – hranice zakreslena pouze v úseku, kde se liší od následující mapy; 3 – Kalášek in Dudek a kol. (1962); 4 – Plíšek, Štěpánek, eds. (1999); 5 – ostrůvkovité výskytu žilného granitu podle autorů č. 4.

zkumu nejlepším vodítkem hydrogeologická mapa 1:50 000 (Zelinka ed. 1995), která uvádí hranici masivu ve studovaném území značně odlišně od předchozích map, a sice jako generalizovaná varianta mapy následující.

Nejnověji publikovaná geologická mapa 1:50 000 (Plíšek, Štěpánek eds. 1999) se od předchozí mapy vedle podrobnějšího litologického rozlišování hornin liší také detailnějším znázorněním hranic souvislé plochy třebíčského masivu a zejména zákresem ostrůvkovitých výskytů žilných granitů při v. hranici jeho nejjižnější části (obr. 1, 2). Tato mapa tak dále zpřesňuje interpretaci složitých geologických poměrů v území. Právě zmíněné ostrůvkovité výskytu granitů opomíjené všemi staršími geologickými mapami se projevují místy zajímavými skalními útvary, např. nízkou exfoliační klenbou J od Příštpa (obr. 2) či skalními útvary na z. svahu Hory (486 m).

Kalášková mapa, zmiňovaná v úvodu, hranici z největší části přejímá z mapy Suessovy, v její jižnější části třebíčského masivu pravděpodobně bez její systematické revize. Západní hranice tohoto cípu je shodná s mapou Suessovou, ve v. části udává Kalášek menší rozsah masivu (obr. 1). V území na J od Příštpa, které Suess ještě řadí k masivu, uvádí Kalášek těleso amfibolitů v migmatitech. Plíšek, Štěpánek (eds. 1999) uvádějí v těchto místech mocné polohy žilného granitu v granitizované pararule či páskovaném metamorfitu arteritického typu, tedy polohy třebíčského masivu v moldanubiku. Kalášková mapa klade mylně k moldanubiku část masivu o ploše asi 10 km².

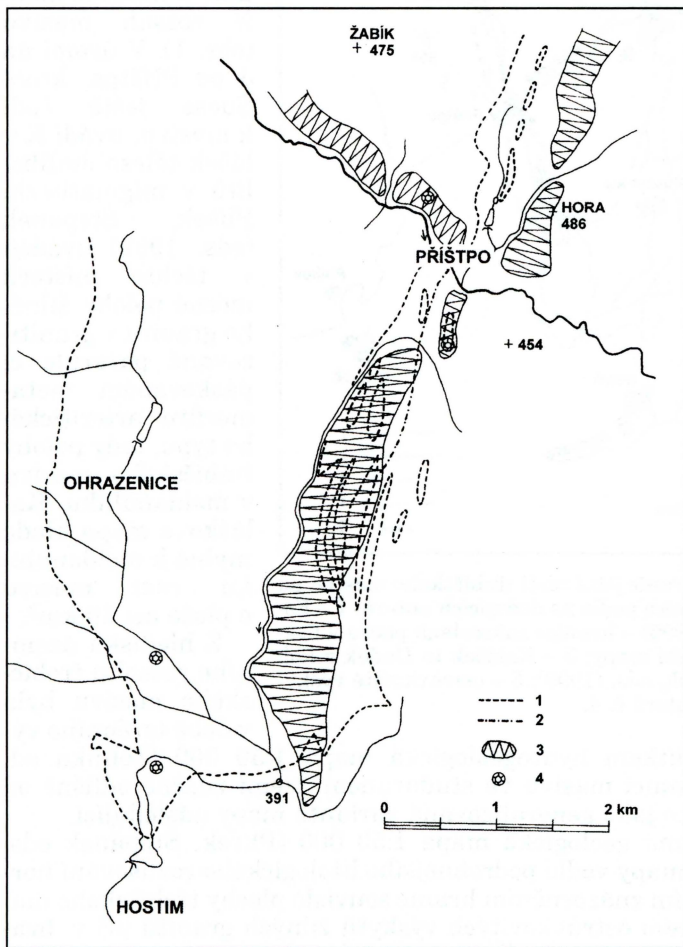
Z hlediska územního rozsahu třebíčského masivu byla v době terénního vý-

Lze tedy konstatovat, že celkově vzato uvádějí geologické mapy postupem doby stále větší územní rozsah jižní části třebečského masivu (obr. 1).

3. Morfotektonika třebečského masivu a přilehlého území

3. 1. Převaha tektonických vlivů při vzniku Jaroměřické kotliny

Zamysleme se nad několika faktory, které mohly ovlivnit nižší polohu uvedené kotliny. Nižší poloha kotliny by mohla být výsledkem vývoje bez místního tektonického porušení nebo důsledkem jejího tektonického poklesu. V rámci první



Obr. 2 – Prostorový vztah svahů vázaných na zlom, říční sítě a exfoliačních tvarů. Hranice třebečského masivu: 1 – Plíšek, Štěpánek, eds. (1999); 2 – Suess (1906) – pouze v úseku, kde udává větší rozsah úseku než předchozí mapa; 3 – svah vázaný na zlom; 4 – exfoliační klenba.

možnosti je třeba rozlišit především situaci, kdy níže ležící reliéf je výsledkem postupujícího zarovnávaní, jemuž vyšší reliéf ještě nepadl za oběť, a situaci, kdy je určitá část reliéfu během jednoho geomorfologického cyklu (sensu Davis 1922) více snížena než její okolí v důsledku menší odolnosti hornin. Erozní základna studovaného území na jihovýchodním okraji Českého masívu leží východně až jihovýchodně od něj bezpečně po celý neogén a kvartér, jak vyplývá z prostorového rozložení denudačních reliktvů sedimentárních pokryvů (např. Brzák 1997). Na v. či jv. straně by hmota vyvýšeniny Myslibořického hřbetu byla přednostně snižována do úrovně dílčího fluvialního či abrazního zarovnaného povrchu. Polo-
hu nižšího reliéfu Jaroměřické kotliny v západním soused-

ství zmíněné vyvýšeniny je tedy třeba vysvětlit místními vlivy, buď litologickými rozdíly nebo tektonickým porušením.

J. Demek (in Demek a kol. 1987) uvádí, že Jaroměřická kotlina vznikla hlavně vlivem menší odolnosti hornin masivu vůči tropickému zvětrávání a ke konečnému tvaru přispěly i neotektonické pohyby. Pokud se týká poměrů ve studovaném území, je třeba důležitost obou faktorů přinejmenším obrátit. Role mladých tektonických pohybů při utváření makroforem současného reliéfu studovaného území je zcela dominantní. Odlišná odolnost masivu vůči zvětrávání a odnosu ve srovnání s okolním moldanubikem se v celkovém uspořádání reliéfu téměř nijak neprojevuje. Při z. okraji masivu plochý reliéf zcela plynule přechází přes litologické rozhraní, při v. okraji se vytvořily svahy vázané na zlomy, které se pouze lokálně shodují s průběhem hranice masivu. Odlišný charakter zvětrávání a odnosu granosyenitů se projevuje především vznikem specifických menších forem reliéfu. Naproti tomu různá výšková pozice rozsáhlých ploch starého plochého reliéfu při jv. okraji Jaroměřické kotliny je především důsledkem neogenních tektonických pohybů.

3. 2. Nejvýznamnější svahy vázané na zlomy

Studovaným územím procházejí dva staré zlomové systémy – bítešský zlom (resp. systém zlomů) a jaroměřický zlom, které byly později reaktivovány. S bítešskou dislokací, dlouhou několik desítek kilometrů, bývá tradičně spojována východní hranice třebíčského masivu vůči moldanubiku. Výrazná dislokace vázaná bezprostředně na hranici masivu byla zjištěna v úseku S od řeky Jihlavy (např. Mísař, ed. 1993), kde se místy vytvořila 50 – 100 m mocná mylonitová zóna se sklonem 40 – 60 k SZ (Stárková a kol. 1993), která se však v plochem reliéfu nijak neprojevuje. V území při v. hranici masivu na J od řeky Jihlavy je vztah mezi strukturálně geologickou interpretací a geomorfologickými poměry víceméně opačný. Geologické mapy zde zlomy nezobrazují buď vůbec (např. Matějovská, ed. 1991, Dudek a kol. 1962) nebo jen ve velmi krátkém úseku (Plíšek, Štěpánek, eds. 1999). Geomorfologickými metodami lze naproti tomu zjistit souvislý systém svahů vázaných na zlomy, jak již naznačil Hrádek (1997). Tyto morfologicky patrné zlomy tvoří většinou v nejsvrchnější části zemské kůry hranici třebíčského masivu vůči moldanubiku. Svahy vázané na zlomy bítešského systému jsou protaženy ve směru SSV – JJZ až S – J (tab. 1).

Ačkoliv zlomy dosud nebyly ověřeny nezávislými geologickými metodami, je erozně-denudační původ svahů uvedeného směru podstatně méně pravdě-

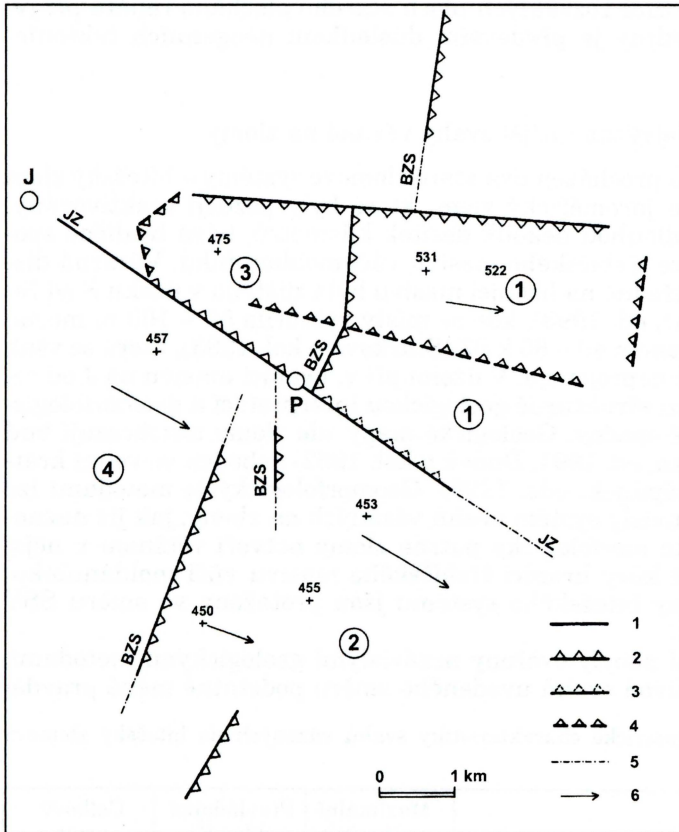
Tab. 1 – Základní morfometrické charakteristiky svahů vázaných na bítešský zlomový systém

	Maximální výška (m)	Převládající sklon (°)	Celkový směr
Jednoduché svahy vázané na zlom: z. svah Stříbrné hory svah J od Příštpa (střední úsek)	30 18	2 – 11 4 – 11	S – J S – J
Vyšší a strmější svahy údolí na zlomové linii: z. svah Hory svah J od Příštpa (s. a j. úsek) z. svah Příštpského lesa	45 20 45	6 – 25 6 – 14 2 – 20	SSV – JJZ S – J SSV – JJZ

podobný než původ tektonický. Výše uvedené svahy jsou totiž nápadně přímé, tvoří generelně vzato směrně pokračování zmiňované mylonitové zóny a vyšší polohu reliéfu na V od této linie nelze vysvětlit litologickými rozdíly (viz též kap. 2.1).

Zlomy, projevující se morfologicky, tvoří jedinou přímou linii. Charakteristickým rysem je mnohonásobné pravostranné uskokování svahů vázaných na zlomy bitešského zlomového systému. V zájmovém území je patrný dvojnásobný pravostranný odskok u Příštpa. Severnější z odskoků je vázán na příčně probíhající jaroměřický zlom (obr. 2, 3).

Svahy vázané na bitešský zlomový systém procházejí územím od ohybu Nedecky v trati Osovec na jihu po rozvodí západně od Stříbrné hory na severu v délce asi 7 km. Pouze v délce asi 1,5 km vznikly na zlomech jednoduché svahy, které člení ploché rozvodní části reliéfu. Na zbývajících 5,5 km délky zlomů se vytvořila asymetrická údolí se strmějším a vyšším svahem orientovaným k ZSZ až Z.



Obr. 3 – Kerná stavba reliéfu v širším okolí Příštpa. Morfologicky patrné zlomy (1 – 4): 1 – zlom, 2 – zlom s diferenciálním zdvihem ker, 3 – zlom s možným diferenciálním zdvihem ker, 4 – předpokládaný zlom s diferenciálním zdvihem ker. 5 – zlom bez morfologických projevů, 6 – směr úklonu antiteticky zdvižené, resp. pokleslé kry. JZ – jaroměřický zlom, BZS – bitešský zlomový systém, J – Jaroměřice nad Rokytnou, P – Příštpo. Číslo v kroužku: 1 – hrášť Myslibořického lesa, 2 – polohrašť Příštpského lesa, 3 – Příštpský předstupeň, 4 – hlavní kra Jaroměřické kotliny.

Délková převaha asymetrických údolí vázaných na zlomy nad jednoduchými svahy je typická nejen ve studovaném území, ale i S odtud. Část reliéfu při zlomové linii představovala buď vlivem existence většího množství puklinových ploch, event. mylonitového pásma, nebo vlivem relativně nízké primárně tektonické polohy na kontaktu dvou ker místo velmi příhodné k založení údolí. Svahy obou typů jsou relativně nízké a málo skloněné (viz tab 1.).

Směru SZ – JV náleží svahy vázané na jaroměřický zlom. Tento zlom se uplatňuje v hlubinné stavbě masivu; tvoří hranici mezi rozlehlým boňovským a nejmenším ohrazenickým segmentem (Stárková a kol. 1993). Na tento zlom je vázáno

údolí Rokytné, a to mezi Jaroměřicemi nad Rokytnou a ohybem v trati Kadečka v délce 5,5 km. Jeho část mezi Jaroměřicemi a Příštpem představuje asymetrické údolí. Velmi výrazná je tato asymetrie při z. okraji Příštpa. Svah skloněný k JZ je strmější a vyšší než protilehlý.

3. 3. Morfotektonické bloky a jejich pohyb

Jaroměřický zlom a bítešský systém dislokací dělí území na čtyři větší kry, které prodělaly odlišný morfotektonický vývoj, jak je patrné z jejich odlišné geomorfologické pozice. S ohledem na jejich morfografický charakter a předpokládanou povahu jejich omezení dalšími tektonickými či netektonickými liniemi byly kry označeny takto (viz obr. 3):

1. hrást Myslibořického lesa (nejvyšší bod Stříbrná hora 531 m)
2. polohrást Příštpského lesa (k. 455 m)
3. Příštpský předstupeň (Žabík 475 m)
4. hlavní kra Jaroměřické kotliny (k. 457 m nad lomem Královec)

K vertikálním pohybům došlo jak na bítešském zlomovém systému, tak na jaroměřickém zlomu. Hrást Myslibořického lesa se tak ocitla nejvýše, neboť byla zdvižena podél obou linií, polohrást Příštpského lesa a Příštpský předstupeň byly podél jedné z linií relativně zdviženy a podél druhé relativně poklesly a konečně hlavní kra Jaroměřické kotliny podél obou zlomů poklesla.

Toto jednoduché schéma komplikují následující skutečnosti:

1. Reliéf hlavní kry Jaroměřické kotliny dosahuje (byť pouze lokálně) větší nadmořské výšky než polohrást Příštpského lesa. Mírný plynulý sklon terénu od k. 457 m jv. směrem k linii zlomu je totiž způsoben antitetickou povahou poklesu bloku Jaroměřické kotliny. Obdobnou antitetickou povahu měl zdvih polohrásti Příštpského lesa a hrásti Myslibořického lesa. Obě kry byly ukloněny zhruba jv. směrem (obr. 3). Antitetické zdvihy a poklesy ker omezených zlomy směrů SSV – JJZ až S – J jsou výrazným neotektonickým rysem reliéfu celé jv. okrajové části České vysočiny na J od Brna.
2. Bloky Myslibořického lesa a Příštpského předstupně kulminují v pásu plochého reliéfu směru V – Z, odkud terén stupňovitě klesá k J k horní hraně údolí Rokytné. Vysoká poloha kulminačních částí je výsledkem tektonických pohybů. Vývoj stupňovitěho reliéfu lze vysvětlit dvojím způsobem. Podle první koncepce byly oba bloky tektonicky pouze v celku vyzdviženy a změněné stupně na nich vznikly výlučně erozně denudačními procesy (např. pedimentací), podle druhé byly porušeny dalším zlomem směru ZSZ – VJV (obr. 3), podél něhož došlo k pohybu tak, že nejvýše byla zdvižena kra S od něj jako poměrně úzká, protáhlá hrást, a zlomový svah byl později přemodelován erozně denudačními procesy (jeho současný sklon činí 5 – 8). Ve druhé koncepci vývoje reliéfu by jaroměřický zlom v úseku JV od Příštpa mohl hrát pouze roli pásu snížené odolnosti, na němž Rokytná založila své údolí, a relativně vysoká poloha hrásti Myslibořického lesa je výsledkem zdvihu především podél severněji ležícího zlomu směru ZSZ – VJV. Rozhodnout, která z uvedených variant nastala, je obtížné, neboť hranice mezi vymezovanými svahy stupňů a mezilehlými ploššími částmi reliéfu jsou neostře a sklony svahů směru ZSZ – VJV jsou malé.¹ Proto-

¹ Ve studovaném území je často obtížné rozlišit, která část údolí představuje údolí na zlomovém úhlu, vzniklé diferencálním pohybem na zlomu v kombinaci s úklonem pokleslé kry a která část odpovídá údolí na zlomové linii s. s., jež je výsledkem zesíleného odnosu na linii zlomu.

že však je vyvýšenina Stříbrné ory omezena na s. straně svahem blízkého směru V – Z, který je podle morfologických rysů zlomový, a především protože linie svahu stupně na j. straně prochází bodem, kde se lomí bítešský zlomový systém (obr. 3), lze nejspíše pokládat tento stupeň také za tektonický. Místo protínání obou zlomů (tektonický uzel) využil bezejmenný levý přítok Rokytné v Příštpu a začíná se od něj přimykát k linii bítešského zlomového systému (obr. 2).

Čtyři základní morfologicky dobře patrné kry jsou tedy velmi pravděpodobně dále členěny na menší tektonické bloky, jejichž hranice a smysl pohybů je v dnešním reliéfu již obtížné vystopovat.

Z dosud uvedeného vyplývá, že svahy vázané na zlomy lze přiřadit více systémům zlomů – jednak směru SSV – JJZ až S – J, jednak směru SZ – JV, a konečně směru V – Z až ZSZ – VJV (obr. 3).

3. 4. Problém vzniku dislokací a stáří pohybů

Řada dislokací ve zkoumaném území prodělala dlouhý, víceetapový vývoj. Nejvýraznější z nich – bítešská dislokace celkového směru SV – JZ až SSV – JJZ – je nejméně variského stáří. Časový vztah založení této dislokace k spodnokarbonské intruzi durbachitů zůstává složitým, nevyjasněným problémem. Část dislokací směru SSV – JJZ až S – J vznikla snad ke konci variské orogeneze (Čech in Dudek a kol. 1962), některé zlomy tohoto směru však mohou být i starší.

Poslední fáze aktivizace starších, popř. vzniku nových zlomů nastala za saské tektonogeneze. Ta byla vyvolána nerovnoměrným a etapovitým násunem východoalpských a západokarpatských příkrovů na j. až jv. okraj Českého masivu během sávské a především štýrské alpínské orogenní fáze.

Současná úroveň poznání neumožňuje rozhodnout, ve které fázi neogénu došlo ve studovaném území naposledy k pohybům na zlomových liniích. Svahy vázané na zlomy však mají ve srovnání s mnoha svahy na samotném jv. okraji Českého masivu (např. v okolí Brna) nápadně menší sklon, byly tedy pravděpodobně více zasaženy procesy svahové modelace. Jedním z možných vysvětlení je, že svahy zájmového území jsou starší, popř. déle vypreparované či exhumované.

Na J od popisované linie svahů vázaných na bítešský zlomový systém leží plochá vyvýšenina SV od Hostimi. Na jejím temeni a mírných svazích zůstaly uchovány spodnobadenské mořské sedimenty. Plochý reliéf se sedimenty navazuje směrem k V celkem plynule na zalesněný Myslibořický hřbet, takže se v reliéfu žádné porušení zlomem neprojevuje. Otázkou je, zda systém zlomů sdružených s bítešským zlomem prochází i po v. okraji plošin u Hostimi nebo končí, popř. uskakuje k Z v blízkosti nápadného zákrutu Nedveky (obr. 2). Pokračující výzkum na grantovém úkolu se pokouší zjistit prostorový a snad i časový vztah tohoto systému zlomů, popř. i jiných systémů ke spodnobadenským sedimentům.

4. Vývoj typických skalních forem

4. 1. Charakter odlučných ploch

Podle pozorování na řadě přirozených i umělých výchozů na většině plochy masivu na jih od linie Jaroměře – Stříbrná hora není vyvinuta foliace horniny. Na většině výchozů je patrná všesměrná textura horniny a puklinové

systémy nesouvisející s foliací. Například v lomu na vrcholu vrchu Žabík (475 m) V od Jaroměřic nad Rokytnou převládají rovinné subvertikální a mírně prohnuté subhorizontální puklinové plochy. Subvertikální plochy náležejí více než dvěma systémům, které svírají ostré úhly. Subhorizontální plochy představují obvyklé L-plochy granitoidů.

Foliace masivu byla pozorována pouze na skalních útvarech ve střední části z. svahu Hory. Směr foliace masivu je zde shodný s převládajícím směrem foliace pláště (sklon foliace 45 – 76°, směr sklonu 114°).

4. 2. Exfoliační tvary a jejich geneze

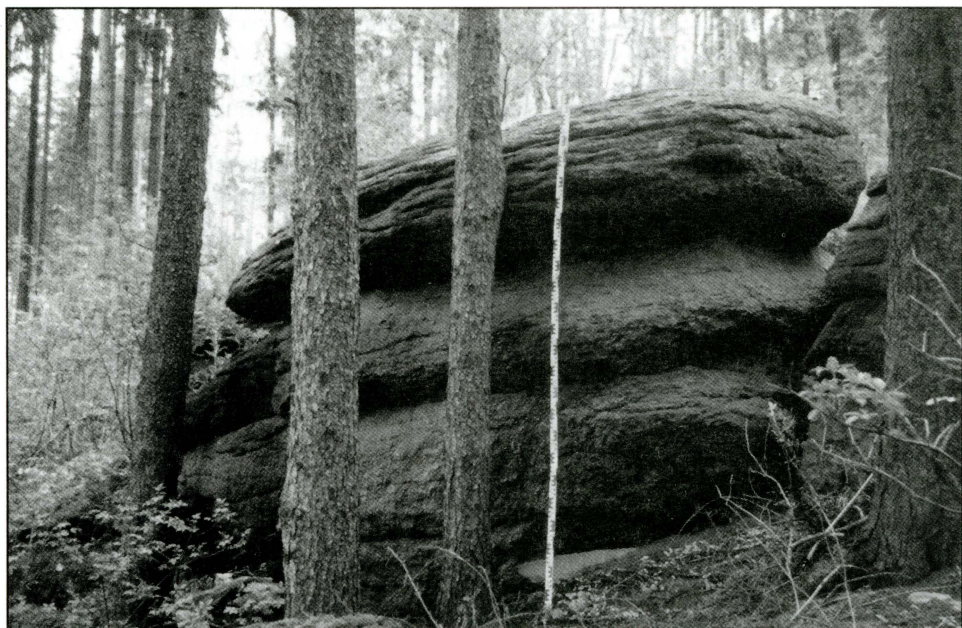
V granitoidech jsou obecně nejtypičtější vyvinuté koncentricky uspořádané exfoliační plochy vytvářející exfoliační klenby, které jsou jedním druhem dómových struktur. Názory na vznik dómových struktur se různí. Migoň (1997) je shrnuje následujícím způsobem: Buď se jedná o projev odlehčení (= unloadingu) vzniklý po obnažení horniny, nebo se jedná o struktury vzniklé jako projev jak odlehčení, tak zvětrávání, ale pod povrchem, nebo konečně o čistě endogenní struktury, které indikují místa horizontálních tlaků v zemské kůře.

Pokládám za možné, že vývoj exfoliačních kleneb probíhal vícefázově v následujícím smyslu: Původně víceméně rovné horizontální L – plochy byly jako reakce na odlehčení prohnuty vzhůru již pod pláštěm zvětralin. Po úplném odnosu zvětralin byly v důsledku dalšího úbytku tlaku prohnuty ještě více. O tom, zda a jak po sobě následují, nebo současně probíhají jednotlivé fáze odnosu a deformace, rozhoduje, jak rychle reaguje deformací horninové prostředí na úbytek tlaku nadloží. Soudím, že vícefázový vývoj je nejpravděpodobnější u vysokých exfoliačních kleneb – bornhardtů, ale nelze jej vyloučit ani u nízkých exfoliačních kleneb – ruwarů, vyskytujících se v zájmovém území.

Vedle ruwarů, jakožto tvarů vázaných na makroexfoliaci, se v jižní části třebíčského masivu hojně vyskytují projevy mikroexfoliace. Mikroexfoliační tvary se jako tvary nejdrobnější vyvíjejí nejrychleji a mohou vznikat na povrchu skalních útvarů i v průběhu holocénu. Všechny exfoliační tvary v území vznikly prvním nebo druhým mechanismem, jak je prezentoval Migoň (1997).

Staršími skalními tvary zkoumaného území jsou ty, při jejichž tvorbě se výrazně uplatnila exfoliace. Všechny zjištěné makroexfoliační tvary se nacházejí nikoliv ve středních částech jednotlivých segmentů starého plochého reliéfu, nýbrž na jeho okrajích při horní hraně mladších svahů, kterými byl omezen (obr. 2). Těmito svahy jsou jednak svahy vázané na zlom a jednak svahy fluvialních údolí. Ze skutečnosti, že skalní útvary s projevy exfoliace leží na starém reliéfu, jehož malý sklon také neumožňuje ve větší míře rozvoj procesů svahové modelace, a tedy jejich další vývoj, lze soudit, že jsou tyto skalní útvary starší než ty, které vystupují ojedinele níže na svazích samotných a které vesměs představují pleistocénní mrazové sruby.

Na drobných výchozech je patrná především exfoliace o poloměru několika dm či m. Menší skalní útvary s výrazně vyvinutou mikroexfoliací vystupují na levém údolním svahu nad výrazným ohybem Rokytné a silnice do Jaroměřic asi 150 m SZ od okraje Příštpa. Hrubozrnný porfyrický granit, místy s usměrněnými vyrostlicemi živců, buduje dvě přímé řady svislých skalních srubů. Ty jsou situovány těsně pod hranou, která odděluje strmou spodní část svahu od podstatně mírnější horní části. Nejvyšší srub v horní řadě je vysoký 2,60 m. Rovné horizontální L – plochy oddělují lavice mocné až 60 cm, zatímco mikroexfoliace se uplatňuje při oddělování slupek mocných několik cm. Nejintenzivnější mikroexfoliace je vázána na oblý přechod temenní L – plochy v čelní svis-



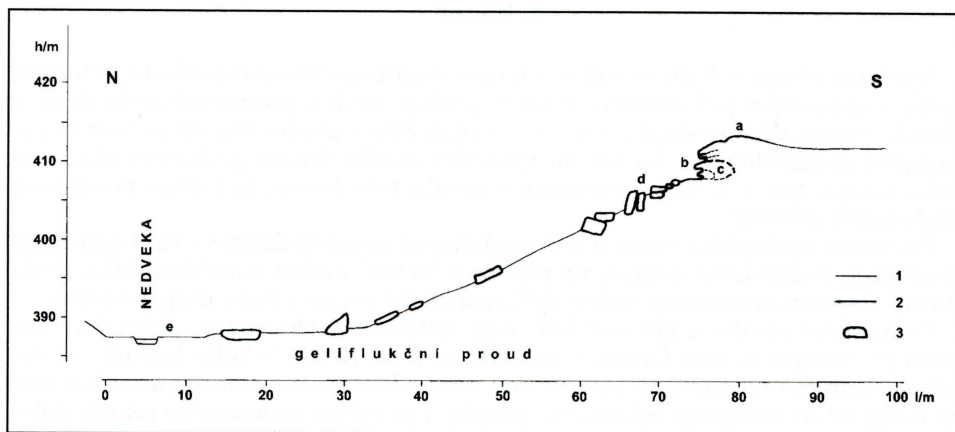
Obr. 4 – Nejvyšší skalní srub ve skupině granitových skalní útvarů 150 m SZ od okraje Příštpa

lou puklinovou plochu (obr. 4). V mikroměřítku se vedle největšího odlehčení na horní hraně uplatňují zřejmě především největší termické změny vlivem insolace, vedoucí k deskvamaci. Exfoliace decimerových rozměrů se projevuje hříbovitým tvarem horní části nejjižnějšího z dolní řady skalních srubů.

Makroexfoliace se uplatnila ve vývoji polygenetického skalního útvaru, který se nachází na horní hraně levého svahu údolí Nedveky, asi 1 600 m S od středu Hostimi. Údolí Nedveky je zde nehluboké, avšak úzké, s příkrými svahy. Na hraně údolí vystupuje nízká kupovitá elevace ruwaru se skalním útvarem. Plošinu zarovnaného povrchu na J převyšuje tato elevace jen velmi málo a na mírném svahu nevystupuje skalní podloží, zatímco na odvrácené straně vznikl skalní útvar sestávající z horní šikmé a spodní víceméně svislé části. Morfologii skalního útvaru a údolního svahu ilustruje obr. 5.

Spodní část skalního útvaru je tvořena jemnozrnným granosyenitem, svrchní část je porfyrická s vyrostlicemi živců o velikosti až 5 cm. Exfoliační klenba nemá typické uspořádání. Exfoliační plochy mají různé poloměry a různé středy. Jen místy tvoří systém několika koncentrických ploch.

Nejsevernější část ruwaru byla rozrušena ústupem mrazového srubu, který se vyvíjel v chladném pleistocénním klimatu. Stěna mrazového srubu ustoupila do dnešní pozice vázané na průběh svislých, popř. šikmých puklin utínajících exfoliační lavice, které tvoří výrazné převisy v čelní stěně. Maximální sklon exfoliačních ploch v čelní stěně činí 42°. Nejhlubší převis, situovaný při úpatí ve středním úseku srubu, pokračuje dovnitř jako strop jeskyňky, jejíž báze je zčásti tvořena exfoliační plochou maximálního sklonu 35°, na níž je vázána nepravá žíla pegmatitu. Ve v. části má mrazový srub velmi výrazný úpatní výklenek. Tvorba úpatního výklenku je obecně podmíněna déle trvajícím přítomností vody, a tedy větším množstvím jejich fázových přechodů, projevujících se větším účinkem mrazového zvětrávání. Ve východní části po-



Obr. 5 – Polygenetický skalní útvar s doprovodnou blokovou akumulací na levém svahu údolí Nedveky 1 600 m severně od středu Příštpa. Průřez střední částí skalního srubu a profil svahem. 1 – neskální povrch, 2 – skalní povrch, 3 – balvan, blok. Dílčí tvary: a – nízká exfoliační klenba (ruwar), b – mrazový srub, c – jeskyňka, uměle zvětšená, d – skalní zřícení, e – aluviální niva Nedveky.

pisovaného mrazového srubu byl tento úpatní efekt zesílen litologicky. Spodní část budovaná tmavší horninou s větší frekvencí puklin zvětrávala rychleji než svrchní masivní partie ze světlejšího granitoidu.

Bloky horniny uvolňované ze stěny srubu především mrazovým tříštěním (gelivací) byly dále transportovány geliflukcí po svahu dolů. Pohyb největších úlomků horniny by nebyl za nepřítomnosti permafrostu možný. Vzniklý geliflukční proud odtlačil Nedveku k protilehlému údolnímu svahu. Mimořádné množství uvolňovaného materiálu a extrémní velikost bloků způsoboval sklon exfoliačních ploch směrem do údolí. Vedle svahových pohybů menší intenzity mohlo docházet i náhlým řícením větších objemů horniny. Nakupení extrémně velkých deskovitých balvanů ležících zčásti na sobě, zčásti vztyčených (obr. 5) je pravděpodobně pozůstatkem skalního zřícení, ke kterému mohlo dojít i za současných klimatických podmínek. Posouzení, z které části skalního úvaru pocházejí bloky tvořící tuto akumulaci, komplikuje zjevně antropogenní rozšíření jeskyňky a přemístění části bloků při úpatí skalního útvaru. Existence a příznivá orientace exfoliačních ploch spolu se severní expozicí svahu umožnily vznik skalního zřícení a geliflukčního proudu.

Skalní úvary níže po proudu Nedveky až k hranici třebíčského masivu dosahují sice větších výšek, nejsou na nich však patrné výraznější projevy exfoliace a také nejsou doprovázeny výskytem velkých bloků níže na svahu.

4. 3. Skalní dutiny

Popsaná lokalita u Příštpa je zajímavá také výskytem drobných skalních dutin, vázaných na L – plochy granitoidů. Nejdokonalejší puklinová dutina je vyvinuta na bázi nejsvrchnější lavice popisovaného největšího srubu. Při výšce 9 cm a šířce 16 cm je dutina dlouhá 27 cm. V počátečních 7 cm délky se výrazně rozšiřuje a zvyšuje směrem dovnitř, její strop připomíná obrácenou skalní mísu. Stěny dutiny, ani okolní skalní povrch nejsou pokryty žádnou kůrou. Dutiny typu tafone, jak je vymezil Vítek (in Rubín, Balatka a kol. 1986), připomínají pouze svou morfologií.

5. Závěr

Výzkum vývoje reliéfu ve vztahu k miocénním sedimentům lokality Hostim spolu s rámcovým průzkumem dalších geologických a geomorfologických problémů přinesl dílčí výsledky v oboru kartografie a především strukturní i dynamické geomorfologie. Za hlavní výsledky studia dílčích problémů zkoumaného území, tak jak byly nastíněny v úvodu této práce, je možno považovat následující zjištění:

Suessova geologická mapa a z ní vycházející mapa Kalášкова řadí nejnižnější výběžek trebišského masivu na ploše asi 10 km² mylně k moldanubiku. Podstatné zlepšení znamenají nejnovější geologické mapy z řady map 1:50 000.

Tektonické zdvihy a poklesy ker měly antitetický charakter, příznačný pro celou jv. okrajovou část Českého masivu na J od Brna. Ačkoliv hodnoty vertikálních pohybů na zlomech jsou ve srovnání s horizontálními rozměry ker velmi malé, hrály neogenní tektonické pohyby v utváření současného reliéfu daleko větší roli než nestejný charakter zvětrávání a odnosu durbachitů a jejich metamorfního pláště. Na zlomových liniích vznikla často asymetrická údolí, která délkově převažují nad jednoduchými svahy vázanými na zlom. Nepatrné relikty neogenních sedimentů neumožňují rozhodnout, zda se jedná o pravé zlomové svahy nebo o svahy na zlomové linii. Nejvýznamnější z dislokací náleží bitešskému zlomovému systému, který byl založen nejpozději za variské orogeneze. Tyto zlomy a zlomové jamy byly aktivní naposledy v neogénu.

Při vzniku řady specifických granosyenitových skalních forem se uplatnila exfoliace. Vedle mikroexfoliace se setkáváme i s projevy makroexfoliace, a to často v podobě nízkých exfoliačních kleneb. Všechny zjištěné projevy exfoliace jsou vázány na erozně-denudační či tektonické okraje starého plochého reliéfu, na nichž docházelo k nejintenzivnějšímu odlehčení, zatímco ve středních částech plošin, které jsou často kryty relikty neogenních sedimentů a kde nelze vyloučit hlubší zbytky třetihorních zvětralin, skalní výchozy chybějí. Periglaciální přemodelování skalních forem probíhalo velmi nestejně, v závislosti na strukturních a expozičních faktorech.

Literatura:

- BRZÁK, M. (1993): Ke geomorfologii hřbetu Na skalce. Vlast. sbor. Vys., Odd. věd přír., 11, Muzeum Vysočiny Jihlava, s 3-16.
- BRZÁK, M. (1997): Vybrané problémy říční sítě v povodí Jihlavy. Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 81, č. 1/2, MZM Brno, s. 109-120.
- BRZÁK, M. (1999): Hlavní výsledky výzkumu balvanových proudů pod Sealsfieldovým kamenem. Pseudokrasový sborník, 1, Praha, s. 34-39.
- BRZÁK, M. (2000): Balvanové proudy a skalní tvary v údolí Dyje (NP Podyjí). Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 85, MZM, Brno, s. 135-150.
- DAVIS, W. M. (1922): Penepains and the geomorphological cycle. Bull. Geol. Soc. Am., 33: s. 587-598.
- DEMEK, J. (1955): Příspěvek ku geomorfologickým poměrům povodí Rohozenského potoka. Sborník ČSZ, 60, č. 3, Academia, Praha, s. 186-193.
- DEMEK, J. (1964): Slope development in granite areas of Bohemian Massif, Czechoslovakia. Zeitschr. f. Geomorph., Suppl., 5 s. 82-106.
- DEMEK, J. a kol. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. Academia, Praha, 584 s.
- DUDEK, A. a kol. (1962): Přehledná geologická mapa CSSR 1:200 000, list M - 33 - XXVI-II Jindřichův Hradec + vysvětlivky (99 s.) ÚÚG Praha.
- FOETTERLE, F. (1866): Geologische Karte der Markgrafschaft Mähren und des Herzogthumes Schlesien. Werner Vereine zur Durchforschung von Mähren und Schlesien in Brünn.

- HRÁDEK, M. (1972): Projevy exfoliace na údolních svazích vodních toků v oblastech tvořených žulami (na příkladu Novobystřické vrchoviny). *Studia Geographica*, 25, GgÚ ČSAV Brno, s. 163-168.
- HRÁDEK, M. (1997): Přímé a nepřímé antropogenní transformace reliéfu vyvolané výstavbou a provozem objektů energetické soustavy Dukovany – Dalešice. Přír. sborník Záp. muzea v Třebíči, 25, Třebíč, s. 1-67.
- CHÁBERA, S. (1980): Formy zvětrávání a odnosu žuly v širším okolí Kunžaku. *Památky a příroda*, 5, s. 302-306.
- IVAN, A. KIRCHNER, K. (1995): Granite landforms in the Podyjí National Park, South Moravia. *Acta Montana IRMS AS ČR, Series A*, 97, č. 8, s. 17-27.
- IVAN, A. KIRCHNER, K. (1998): Granite landforms in the South Moravia (Czech Republic). *Geographia Fisica e Dinamica Quarternaria*, 21, Torino, s. 23-26.
- KRYSTKOVÁ, L. (1972): Kamenná mísa u Ptáčova. *Zprávy GgÚ ČSAV*, 9, č. 8, Brno, s. 27-28.
- MATEJJOVSKÁ, O., ed. (1991): Geologická mapa ČR 1:50 000, list 24 – 33 Moravský Krumlov. ČGÚ Praha.
- MIGOŇ, P. (1997): Crystalline Rock Inselbergs in Southwestern Poland. Origin and Palaeoenvironmental Significance. *Studia Geograficzne*, 66, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, s. 1-102.
- MÍŠAŘ, Z. (ed.) (1993): Geologická mapa ČR 1:50 000, list 24 – 31 Velké Meziříčí. ČGÚ Praha.
- PLÍŠEK, A., ŠTĚPÁNEK, P., eds. (1999): Geologická mapa ČR 1:50 000, list 23 – 44 Moravské Budějovice. ČGÚ Praha.
- RUBÍN, J., BALATKA, B. a kol. (1986): Atlas skalních, zemních a půdních tvarů. *Academia Praha*, 385 s.
- STÁRKOVÁ, I. a kol. (1993): Příspěvky k problematice západomoravského krystalinika. In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M.: *Geologie Moravy a Slezska, Mor. zem. muz., PrF MU Brno*, s. 15-30.
- SUESS, F. E. (1906): Geologische Spezialkarte, Blatt Trebitsch und Kromau (1:75 000). *Geologische Reichsanstalt, Wien*.
- TAUBER, O. (1987): Periglaciální tvary jihozápadní části Českomoravské vrchoviny. *Vlast. sbor. Vys., Odd. věd přír.*, 8, Muzeum Vysočiny, Jihlava, s. 7-91.
- VĚŽNÍK, A. (1982): Některé mezo- a mikroformy zvětrávání a odnosu žuly v Novobystřické vrchovině. *Sborník ČSZ*, 87, č. 1, *Academia, Praha*, s. 13-22.
- VOTÝPKA, J. (1964): Tvary zvětrávání a odnosu žuly v severní části Novobystřické vrchoviny. *Sborník ČSZ*, 69, č. 4, *Academia, Praha*, s. 243-258.
- ZELINKA, Z. ed. (1995): Hydrogeologická mapa ČR 1:50 000, list 23 – 44 Moravské Budějovice. ČGÚ Praha.

S u m m a r y

CONTRIBUTION TO THE GEOMORPHOLOGY OF THE SOUTHERNMOST PART OF THE TŘEBÍČ MASSIF

Geomorphologic research into the southernmost part of the Třebíč massif focused at the Neogene block morphostructure and at the relationship of rock forms to the regional planation surface. Particular cartographic results were obtained together with findings from structural and dynamic geomorphology. The following facts may be considered as the main results:

1. The geological maps by Suess (1906) and Kalášek (in Dudek et al. 1962) assign about 10 sqkm of the Třebíč massif incorrectly to the Moldanubicum. Only the maps from the 1990's interpret the geological conditions correctly.
2. The total length of asymmetric fault-line and fault-angle valleys is greater than the total length of slopes associated with faults, which divide two plateaux. The faults were active for the last time during the Neogene. The most important faults belong to the Bíteš fault system and are at least of Variscan origin. The rate of Neogene vertical movements (up to 45 m) is very low in comparison with the horizontal dimensions of the blocks. Neogene tectonic movements nevertheless affected the present topography much more than the different intensity of weathering of durbachites and of its metamorphic mantle as accentuated by J. Demek (in Demek et al. 1987).

3. Exfoliation phenomena are very common in the area under study. Both microexfoliation plates and macroexfoliation slabs occur there, the latter ones often forming low exfoliation domes. All exfoliation forms are situated at tectonic or denudation margins of low relief, which were most affected by unloading and denudation. Whereas no rock forms were discovered in the central parts of plateaux, which are often covered by relics of Neogene sediments and/or deep weathering products. The Pleistocene periglacial remodelling of the rock forms progressed very variably, relating to the structure and exposition of the relief.

Fig. 1 – Southern part of the Třebíč Massif. Position of its boundary in geological maps. Boundary according to the following authors: 1 – Foeterle (1866); 2 – Suess (1906) – boundary presented only in the section where it differs from the following map; 3 – Kalášek in Dudek et al. (1962); 4 – Plíšek, Štěpánek, eds. (1999); 5 – small isolated areas of vein granite according the authors No. 4.

Fig. 2 – Spatial relationship of slopes associated with faults, river network and exfoliation domes. Boundary of the Třebíč Massif according to: 1 – Plíšek, Štěpánek, eds. (1999); 2 – Suess (1906) – only in the section with a larger extent of the segment when compared to the previous map; 3 – slope associated with a fault; 4 – exfoliation dome.

Fig. 3 – Block morphostructure in the surroundings of Příklad village. Faults apparent in the morphology (1 – 4): 1 – fault, 2 – fault with differential uplift of blocks, 3 – fault with possible differential uplift of blocks, 4 – assumed fault with differential uplift of blocks, 5 – fault without morphological manifestations, 6 – direction of dipping of antithetic uplifted or downfaulted block. JZ – Jaroměřice fault, BZS – Bíteš fault system, J – Jaroměřice nad Rokytnou town, P – Příklad village. Numbers in circles: 1 – Myslibořický les horst, 2 – Příkladský les halfhorst, 3 – Příklad forest, 4 – main block of the Jaroměřická kotlina basin.

Fig. 4 – The highest rock cliff in the group of granite rock forms, 150 m NW from the margin of the Příklad village.

Fig. 5 – Polygenetic rock form associated with block accumulation on the left slope of the Nedveka valley, 1600 m N from the centre of the Příklad village.- Cross section of the middle part of the rock cliff and slope profile. 1 – non-rock surface, 2 – rock surface, 3 – boulder, block. Particular forms: a – low exfoliation dome (ruware), b – frost-riven cliff, c – small cave, artificially enlarged, d – rock fall accumulation, e – alluvial plain of Nedveka.

(Pracoviště autora: katedra geografie Přírodovědecké fakulty MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno.)

Do redakce došlo 22. 10. 1999