

M. KONEČNÝ

ANTROPOGENNÍ
TRANSFORMACE RELIÉFU:
KARTOGRAFICKÉ A MATEMATICKO-
KARTOGRAFICKÉ MODELY

1983

UNIVERZITA J. E. PURKYNĚ V BRNĚ

1. ÚVOD

Vědecko-technická revoluce staví před geografii, stejně jako další vědecké disciplíny, nové úkoly. Nutnost jejich řešení vede často ke vzniku nových disciplín, které využívají jak tradičních metod výzkumu typických pro dané odvětví a vytvořených v průběhu jeho vývoje, tak i metod zcela nových. Mezi nově vznikající metody patří především ty, které využívají nejnovějších výsledků vědy a techniky a pomáhají řešit nový typ úkolů.

Jedním z nových úkolů je studium antropogenních transformací reliéfu. Vznik nových tvarů reliéfu, urychlení současných exogenních procesů, transport velkého množství zemního materiálu provázený porušením původních úložných poměrů, to vše jsou příklady průvodných jevů vlivu lidské společnosti na povrch zemský. Uvedená fakta kladou nové požadavky na jejich výzkum a hodnocení, jakož i na prognózu důsledků těchto vlivů. V geomorfologii se projeví vznikem nového odvětví antropogenní geomorfologie a rozpracováním nových metod hodnocení vlivu člověka na reliéf.

Antropogenní transformace reliéfu jsou hodnoceny a zkoumány v oblasti jižní části Oslavanské brázdy. Zpracování tématu bylo součástí řešení SPZV II-5-1/4 s názvem „Teritoriální systém Rosicka-Oslavanska a jeho potenciál“, který řešil tým pracovníků Katedry geografie přírodovědecké fakulty UJEP v Brně v letech 1975–1980.

1.1. CÍL PRÁCE

Hlavním cílem práce je analýza a zhodnocení antropogenních transformací reliéfu v jižní části Oslavanské brázdy v prostoru Rosicka-Oslavanska a rozpracování takových metod interpretace výsledků, které by umožnily i prognózu jejich vývoje v nejbližším období.

Při hledání naznačených metod se ukázalo jako velmi výhodné využití techniky při aplikaci teorie matematicko-kartografického modelování, které se stalo prostředkem hodnocení antropogenních transformací reliéfu našeho území. Současně byla řešena i otázka využití dat získaných při komplexním geomorfologickém výzkumu ve spojení s výsledky dalších geografických i negeografických disciplín a jejich využití v praxi.

Hlavní cíle práce jsou následující:

1. geomorfologická analýza zkoumaného území

2. analýza antropogenních tvarů reliéfu a antropogenního ovlivnění současných geomorfologických procesů

3. kartografická interpretace zjištěných antropogenních tvarů reliéfu a antropogenních transformací reliéfu umožňujících jejich hodnocení a krátkodobou prognózu

4. sestavení antropogenně-geomorfologického informačního systému o území jako geografického subsystému informačního systému o území pro potřeby hodnocení antropogenních transformací reliéfu v retrospektivním, současném a perspektivním pohledu

5. stanovení požadavků potenciálních uživatelů na antropogenně-geomorfologický informační systém a jeho perspektivní návaznosti na informační subsystémy sestavené v rámci jiných geografických disciplín

6. aplikace metody matematicko-kartografického modelování při operativním, racionálním a efektivním zjišťování, hodnocení a prognóze antropogenních transformací reliéfu.

1.2. METODY ZPRACOVÁNÍ

Při zpracování práce jsem použil tři základní metody:

- metodu komplexní geomorfologické analýzy
- metodu kartografického modelování při interpretaci výsledků obecně-geomorfologické a antropogenně-geomorfologické analýzy území
- metodu matematicko-kartografického modelování s využitím výpočetní techniky.

Při podrobném geomorfologickém mapování území jsem zjišťoval i jednotlivé antropogenní tvary reliéfu, jakož i ovlivnění geomorfologických procesů člověkem. Toto působení člověka na reliéf, které souhrnně označuji antropogenními transformacemi reliéfu, jsem zkoumal ve třech etapách:

- přípravné, která obsahovala studium dostupné literatury domácí i zahraniční, studium historických pramenů a dostupných tématických map
- vlastního terénního mapování antropogenních tvarů reliéfu, která proběhla souběžně s podrobným geomorfologickým mapováním území
- závěrečného zpracování, při němž byla hledána a ověřována nejvhodnější metoda pro interpretaci získaných výsledků. jejíž vlastnosti by současně umožnily hodnocení a krátkodobou prognózu erozních procesů proudící vodou, které se na antropogenní transformaci výrazně podílejí. V první fázi zpracování výsledků byla využita metoda kartografického modelování. Mapa zůstává v období vědecko-technické revoluce základním vyjadřovacím prostředkem pro výsledky geografických výzkumů. S uplatňováním poznatků dalších vědeckých disciplín v geografii a kartografii, a to především kybernetiky a matematiky, začíná se na mapu pohlížet jako na kartografický model. Chápání mapy jako modelu a procesu mapování jako kartografického modelování mělo značný význam pro další prohloubení jejího významu pro vědecké poznání, především získávání prostorové informace o studovaných jevech, jakož i možnost studia časových změn, a tím i dynamiky procesů, např. eroze půdy proudící vodou. Pojetí mapy jako kartografického modelu

umožnilo též rozpracování metod jejího využití s jinými druhy modelování. V práci uplatňují a aplikují metodu tzv. matematicko-kartografického modelování, kterou využívám pro hodnocení antropogenních transformací reliéfu.

Matematicko-kartografickým modelováním chápou systémové spojování matematických a kartografických modelů při sestavování nových map. Úkolem matematických modelů je účelné zpracování matematické informace, a to analyticky, synteticky nebo komplexně. Matematické modely tak ovlivňují obsah a koncepci sestavovaných map, neboť množství a kvalita informace zpracovávané výpočetní technikou ovlivňuje hlavní charakteristiky kartografického vyjádření. Kartografické modely (mapy) pak interpretují výsledky matematických výpočtů v průběhu či závěru zpracování výsledků.

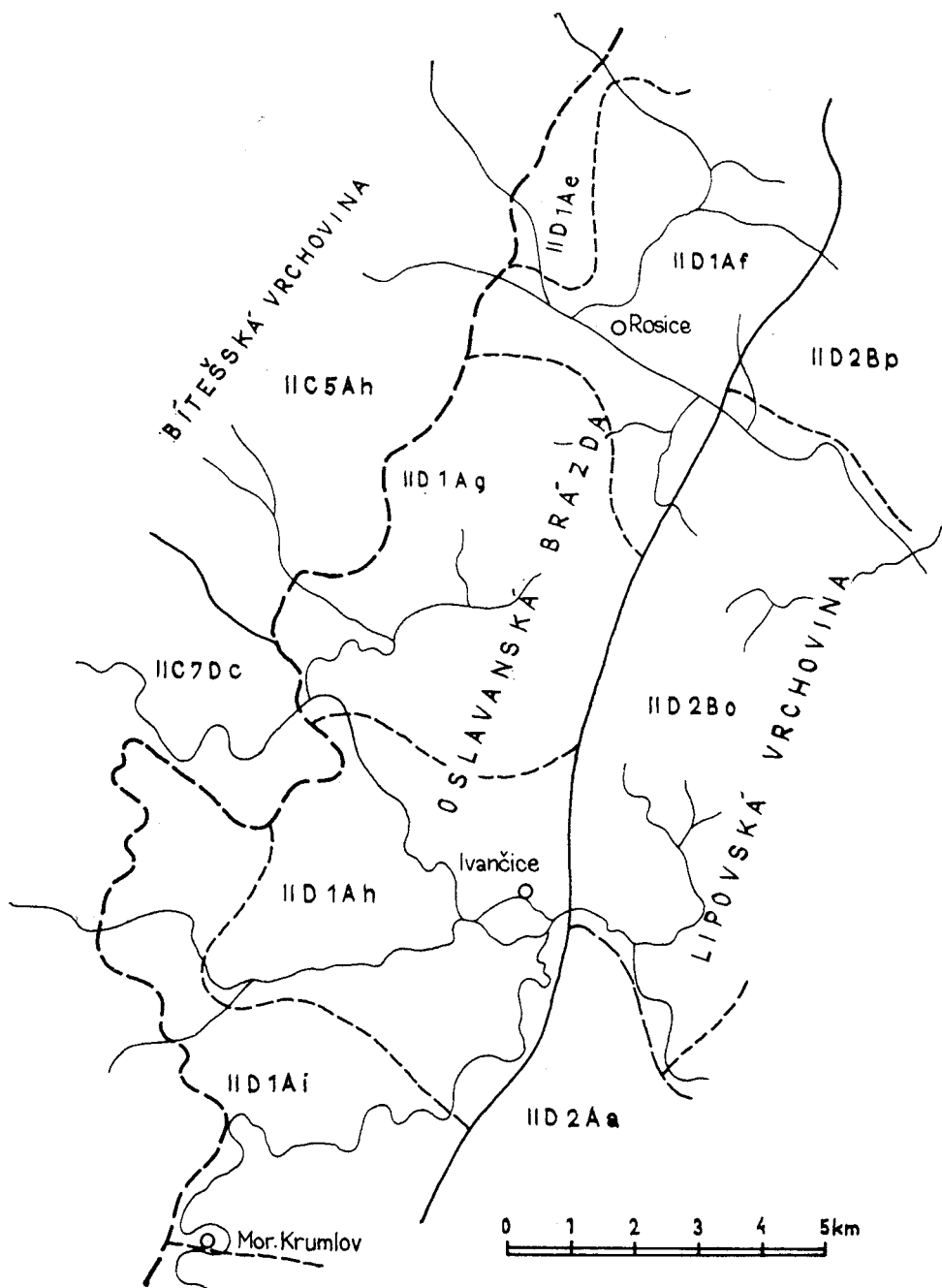
Předpokladem pro využití metody matematicko-kartografického modelování bylo sestavení geomorfologického informačního systému o území, který považují za subsystém geografického informačního systému. Informace byla v tomto systému shromážděna, resp. počítána podle jednotek pravidelné šestiúhelníkové sítě pokrývající naše území. Tvar jednotek sítě — šestiúhelníků — byl přizpůsoben sběru dat v rámci výše zmíněného SPZV II-5-1/4.

1.3. VYMEZENÍ A CHARAKTER ZKOUMANÉHO ÚZEMÍ

Zkoumané území se nachází v okrese Brno-venkov směrem ZJZ od města Brna, a má celkovou plochu 220 km².

Vycházíme-li z mapy „Podrobné regionální členění ČSR“ měřítko 1 : 500 000 (Demek ed. 1979), spadá celé území (obr. 1) do:

- I. Systému: hercynského
- II. Subsystému: západoevropských epiplatformních pohoří
- III. Provincie: Česká vysočina
- IV. Subprovincie: Česko-moravských okrajových pohoří
- V. Soustavy: Česko-moravské
- VI. Podsoustavy: IV C Českomoravská vrchovina
IV D Brněnská vrchovina
- VII. Celků: IV-C-5 Křižanovské vrchoviny
IV-C-7 Jevišovické pahorkatiny
IV-D-1 Boskovické brázdy
IV-D-2 Bobravské vrchoviny
- VIII. Podcelků: IV-C-5A Bítešská vrchovina
IV-C-7D Znojemská pahorkatina
IV-D-1A Oslavanská brázda
IV-D-2A Leskounská vrchovina
IV-D-2B Lipovská vrchovina
- IX. Okrsků: IV-C-5A-h: Jinošovská pahorkatina
IV-C-7D-c: Mohelenská vrchovina
IV-D-1A-e: Hvozdecká pahorkatina



Obr. 1

- f: Rosická kotlina
- g: Zbýšovská pahorkatina
- h: Ivančická kotlina
- i: Rokytenská pahorkatina
- IV-D-2A-a: Krumlovský les
- IV-D-2B-o: Hlínská vrchovina
- p: Omická vrchovina
- n: Bránická kotlina

Vlastní území mapované geomorfologicky i antropogenně geomorfologicky bylo vymezeno v souladu se zkoumaným územím v rámci SPZV II-5-1/4. Náleží k východnímu okraji Česko-moravské soustavy, která je součástí provincie Česká vysočina. Česko-moravská soustava je zastoupena dvěma podsoustavami, a to Českomoravskou vrchovinou v západní části a Brněnskou vrchovinou ve východní části (Balatka, et al. 1973). Od JZ zasahuje do zkoumané oblasti velmi plochá Znojemská pahorkatina, která je součástí rozlehlé Jevišovické pahorkatiny. Severní část území je tvořena Křižanovskou vrchovinou, resp. jejím orografickým podcelkem Bítešskou vrchovinou. Reliéf oblasti se vyznačuje charakteristickými stupňovinami a zarovnanými povrchy, jejichž nadmořské výšky klesají směrem k Boskovické brázdě. Brněnská vrchovina je v území zastoupena dvěma geomorfo-



Foto 1

logickými celky: Boskovickou brázdou a Bobravskou vrchovinou. Centrální jednotku území tvoří jižní část Boskovické brázdy, zvaná Oslavanská brázda. Její omezení oproti Českomoravské vrchovině je tektonicky predisponováno, přechod k Bobravské vrchovině je tvořen výrazným zlomovým svahem. Boskovická brázda se skládá z řady kotlin a sníženin s nadmořskou výškou 250–300 m, které jsou odděleny různě širokými pruhy vyššího reliéfu (kolem 400 m n. m. (Foto 1). Celkový směr brázdy je JJZ—SSV.

V jižní části zkoumaného území je dominantním útvarem Oslavanské brázdy Ivančická kotlina. Je hydrografickým uzlem, v němž se vlévají řeky Oslava a Rokytná do Jihlavy. Na soutoku Rokytné s Jihlavou je i nejnižší bod kotliny (201 m n. m.) a celé Boskovické brázdy. Dno Ivančické i ostatních kotlin Oslavanské brázdy vyplňují neogenní a kvartérní sedimenty. Kvartérní sedimenty fluvialního původu vytvořily čtyři stupně říčních teras. Místa jsou sedimenty překryty sprašovými závějemi a návějemi (Demek et al. 1965). Antropogenní činnost člověka se projevuje především v místech někdejší intenzivní těžby černého uhlí. Četné haldy hlusiny vytvářejí příznačné tvary tamějšího reliéfu.

Říční síť v oblasti Boskovické brázdy je často pravoúhlého průběhu, s výraznou sklonovou i výškovou asymetrií, způsobenou zřejmě tektonickou predispozicí (Demek et al. 1965).

Východně od Boskovické brázdy zasahuje zkoumané území do celku Bobravské vrchoviny. Je zastoupena podcelkem Lipovské vrchoviny a na JV území i výběžkem vrchoviny Leskounské. Bobravská vrchovina je pruh vyššího terénu protažený ve směru SSV—JJZ, který odděluje sníženinu Boskovické brázdy od Dyjsko-svrateckého úvalu. Zatímco ve střední části Bobravské vrchoviny se uchovaly zbytky zarovnaného povrchu, jsou západní okraje vrchoviny rozřezány hlubokými údolními řek Bobravy a Jihlavy. Mezi řekou Rokytnou na západě a Jihlavou na S a SV vystupuje nižší hřbet Réna (319 m n. m.), který je na J ohraničen opuštěným údolím s železniční tratí Brno—Moravský Krumlov. Údolí je vyplněno helvetskými sedimenty a před vznikem Ivančického hydrografického uzlu jím pravděpodobně protékala řeka Rokytná (Demek et al. 1965). Severně od údolí Jihlavy až po průlomové údolí řeky Bobravy se rozkládá Hlínská vrchovina, dosahující výšek až 460 m n. m. Dále k severu, za řekou Bobravou, zasahuje do oblasti i západní okraj Omické vrchoviny, jejíž součástí je i hráš Na kříbech.

Severní hranici území tvoří dálnice D-1, a to od Kývalky směrem SZ až do oblasti Zálesné Zhoře.

2. GEOMORFOLOGICKÁ ANALÝZA ÚZEMÍ

2.1. MORFOSTRUKTURNÍ ANALÝZA

Morfostrukturní analýzou nazýváme vymezení struktur zemské kůry a stanovení historie jejich vývoje. Základní jednotky vyčleněné morfostrukturní analýzou odrážející vlastnosti geologické stavby a zejména vlivy tektoniky, nazýváme morfostrukturami. Rozeznáváme morfostruktury pasívní, které odrážejí vlastnosti hornin a morfostruktury aktivní, jejichž vznik je podmíněn neotektonickými pohyby (Gerasimov a Meščerjakov 1967; Demek 1976).

Pasívní morfostruktura ovlivňuje reliéf litologickým složením hornin, střídáním hornin různé odolnosti a míry rozpukání, a konečně úložnými poměry hornin. Při vymezení aktivních morfostruktur má prvořadý význam analýza neotektonických systémů a s tím spjaté studium půdorysu říční sítě, zlomových svahů a zarovnaných povrchů. Všechny tyto aspekty jsou uvažovány i při vyčleňování kerních morfostruktur (ker) v oblasti zájmového území.

2.1.1. PASÍVNÍ MORFOSTRUKTURA

2.1.1.1 STARÁ TEKTONIKA STUDOVANÉ OBLASTI

a) Tektonika Boskovické brázdy

Sedimentační prostor Boskovické brázdy byl tektonicky predisponován starými poruchovými pásmy. V oblasti studovaného území byla sedimentační pánev predisponována dislokačním pásmem typicky mladovariského směru SSV—JJZ, které však sleduje starší předkambrickou styčnou linii krystalinika na Z a brněnského masívu na V. Povrchová zóna byla v činnosti během starovariského vrásnění a poslední horotvorné pohyby, které přímo předurčily rozsah a tvar permokarbonské pánve Boskovické brázdy, proběhly v době nejstarší mladovariské, tj. asturské fáze. Po vyznění pohybů této fáze se stalo tektonicky snížené okolí poruchových zón intermontánní depresí uvnitř variského orogénu (Jaroš 1961, 1976).

K dalším pohybům došlo již v průběhu sedimentace. Synsedimentární pohyby, zvláště izostatické vystupování kry brněnského masívu a jejího sedimentárního obalu při V okraji Boskovické brázdy a slabší pohyby na rozhraní spodní a střední červené jaloviny, ukončily sedimentaci v Boskovické brázdě. (Havlena 1960, Suchánek 1971). Horotvorné pohyby se podle Jaroše (1961) projeví v největší intenzitě v období sálské fáze na rozhraní střední a svrchní červené jaloviny. Těmito horotvornými pohyby v podstatě vznikla tektonická stavba Boskovické brázdy. Prekarbonská výplň Boskovické brázdy byla tlakem působícím od VJV stlačena mezi aktivní krou masívu brněnské vyvěřeliny na východě a pasívní krou krystalinika

Českomoravské vrchoviny na západě. Horotvorným tlakem byla výplň stlačena do užšího pruhu, mírně zvrásněna a dislokována. Na východním styku permokarbonu Boskovické brázdy a brněnského masívu vznikla svislá až příkře ukloněná dislokace, na níž byl brněnský masív zvedán nad sedimentární výplň brázdy. Dislokace vznikla v místech linie, podle níž probíhalo již synsedimentární vystupování bloku brněnské vyvřeliny. Západní okraj brázdy není naproti tomu v celém jejím průběhu vysloveně tektonický, je většinou denudačním okrajem druhotně tektonicky zpříkřené transgresní plochy. Místy byla transgresní plocha postižena směrnými radiálními dislokacemi rovnoběžnými s východní okrajovou dislokací Boskovické brázdy (v úseku od Mor. Krumlova k Nové Vsi a od Zbýšova k Vev. Kninícim). Hranice je tektonická zvláště tam, kde se brázda stýká s rigidními jednotkami moldanubika a bítešskou ortorulou a transgresivní tam, kde sousedí s moldanubickými pararulami, svorovým pásem a fylity moravika. Jaroš věnuje pozornost i příčné tektonice, která není vždy výrazně kolmá k směrné tektonice. Zvláště mohutné jsou dislokace v okolí N. Vsi a v rosicko-oslavanském revíru, kde porušují karbonská souvrství a při bázi permu vyznívají. V pozdější práci (1972) autor uvádí, že příčné zlomy nejsou průběžné brázdou v celé její šířce, zřetelně však porušují její západní a východní okraj. Příčné zlomy jsou mapovány především podle zazubení průběhu okrajů brázdy. Boskovická brázda není tedy podle Jaroše příkopovou propadlinou a není příčnými dislokacemi rozdělena v systém příčných hrástí a prolomů. Je stlačena asymetrickým tlakem vzniklou v době maximálního náporu sálské fáze tektonickým tlakem orientovaným od VJV k ZSZ.

b) Tektonika krystalinika

Krystalinikum na území listu rozdělil Suess (1903, 1912; Cháb, Suk 1977) na dvě geologické a tektonické jednotky — oblast moldanubicko-durynskou (moldanubikum) a moravskou (moravikum). Jejich styk je podle jejich koncepce tektonický a hranice mezi nimi ostrá. Moldanubikum je podél ní přesunuto přes moravikum k V na vzdálenost nejméně 18 km (Fuchs 1971). Při tomto přesunu byly plastičtější horninové komplexy moravika, majíce v podloží pevné masívy vyvřelých hornin, tlakem silně deformovány. Přesun i přeměna hornin (zčásti paleozoických sedimentů) nastala za variské orogeneze. Moravikum bylo pozdější denudací obnaženo a vznikla dvě okna — svratecká a dyjská klenba. V pozdější době se prosazuje názor o staroproterozoickém až archaickém stáří moldanubika (Kalásek et al. 1963; Cháb, Suk 1977).

Uznává se vesměs názor, že ve vývoji moldanubika jako nejstarší jednotky českého masívu se uplatnilo několik vrásnivých a metamorfních etap; z nich zanechal nejlépe rozeznatelné účinky na nynější charakter hornin a jejich tektoniku poslední stavební věk v českém masívu — variská orogeneze. Během ní bylo moldanubikum znovu zvrásněno do několika velkých antiklinorií, většinou zhruba S—J směru.

V oblasti zkoumaného území probíhá tzv. náměšťská dislokace, která je zónou styku moldanubika s moravikem. Je velmi komplikovaná a morfologicky není příliš patrná. Pohyby po ní způsobily místní intenzivní roz-

drcení hornin svorové zóny. Podél poruchy náměšťské probíhá jak v moldanubiku, tak i v moraviku systém paralelních poruch.

Tektonická pozice svorové zóny není dosud jednoznačně vyřešena. Suess (1907) (in Kalášek et al. 1963) kladl linii přesunu, jako nejdůležitější linii uvnitř variského pohorí, na rozhraní vnějších fylitů a bítešské ruly. Později byla svorová zóna řazena k proterozoiku a pokládána za asyntsky metamorfované algonkium, přepracované a znovu metamorfované varisky. Není vyloučeno, že do této oblasti zasáhla i kaledonská orogeneze (tamtéž).

Severněji položená svratecká klenba je ve zkoumaném území (Jaroš a Misař 1976) zastoupena od Z k V nasunutou alochtonní morávní jednotkou. Tato jižní jednotka svratecké klenby sousedí na V se západním okrajem Boskovické brázdy. Hranice spojovaná Suessem v jednotný moldanubický násun, představuje soubor dislokací různé povahy, geneze a stáří. Moravský příkrov je na podložní tišnovské brunnidy nasunut jako deska mocná 3–4 km. Často zachované primární vztahy a strukturní konformita, jakož i místní tektonizace a strukturní diskonformita mezi rulami a okolními metamorfity, ukazují spíše na diferenciální lokální pohyby na styku dvou prostředí různých mechanických vlastností. Autoři vyznačují průběh zlomového omezení svratecké klenby — náměšťskou dislokací, jako jižní ohraničení olešnické série a svorové zóny. Západní okraj permokarbonu označují jako východní ohraničení povrchových výchozů hornin svratecké klenby.

c) Tektonika brněnského masívu

Hlavní tektonické rysy podrobně popsal Zapletal (in Kalášek 1963), ale i nověji se tektonickými pohyby zabýval především J. Hájek (in Štelcl et al 1980) (viz 2.1.2.1).

Do zájmového území zasahuje antiklinála probíhající od S k J, a to od ř. Bobravy po oblast výskytu ivančických dioritů. K SV se připojuje synklinála, jejíž osa se noří JV Tetčic pod sedimenty Boskovické brázdy. Několikeré horotvorné pochody způsobily zvláště během variského vrásnění drcení hornin brněnského masívu, jež se soustředilo v určitých pásmech a projevilo se zbřidličnatěním hornin, hlavně gabrodioritů a dioritů, i vznikem mylonitů. Mylonitové pásmo V a J Neslovic jako součást pásma od Kývalky k Ivančicím popsal podrobně Suess (1906). Nachází se v blízkosti Z zlomového okraje brněnského masívu a probíhá s ním rovnoběžně.

2.1.1.2 LITOLOGICKO-STRUKTURNÍ VLASTNOSTI PODLOŽÍ A JEJICH VZTAH K RELIÉFU

Studované území je součástí českého masívu a zaznamenalo ve své historii složitý geologický vývoj. Podle regionálně geologické klasifikace českého masívu (J. Svoboda et al. 1976) zasahuje do oblastí moldanubika, proterozoika a mladšího paleozoika. Při podrobnějším dělení se tedy ve studovaném území projevují čtyři výrazné geologické jednotky, a to moravské moldanubikum, morávní jednotka (moravikum), brněnský masív a permokarbon Boskovické brázdy.

a.1) *Moravské moldanubikum*

Tato jednotka je budována metamorfovanými infrakrustálními sériemi prekambričského stáří a velkými masívy hlubinných vyvřelin (Svoboda et al. 1976). Do zkoumaného území zasahuje svou severní částí, a to po linii Senorady — N. Ves. Ve studovaném území je jednotka zastoupena granulity a také hadci, které se projevují u N. Vsi.

a.2) *Morávní jednotka (moravikum)*

Obecně chápeme moravikem (Svoboda et al. 1976) pásmo převážně mezozonálních metamorfitů lemující východní okraj moldanubika na západní Moravě a tvořící obaly starších krystalických jader. V obalovém komplexu je vyvinuta prstovitá intruze bítešské ortoruly. Morávní jednotka zasahuje do zkoumaného území i svrateckou klenbou. Litostratigrafií morávní jednotky svratecké klenby se nejnověji zabývali Jaroš a Mísař (1976). Ve stavbě klenby v oblasti našeho území se projevují série vnějších a vnitřních fylitů, pro něž uvedení autoři navrhli zavedení nových názvů, a to olešnické série pro bývalé vnější fylity a série Bílého potoka pro bývalé vnitřní fylity. Fylity ve svratecké klenbě jsou metamorfované krystalické břidlice. Obsahují křemité polohy, místy jsou bohaté biotitem, zvláště při bítešské rule a prostoupeny ložními žilami křemene se živcovými zrny. Fylity série Bílého potoka jsou zastoupeny převážně grafitovými fylity až granátickými svory s polohami krystalických vápenců a erlanů.

V oblouku Domašov — sev. okolí Litostrova — Zálesná Zhoř se horniny Bílého potoka stýkají s horninami bítešské rule. Přejechou obou těles je zdůrazněný přerušovaný pruhem krystalických devonských vápenců.

Olešnická série je zastoupena jemnozrnnými biotitickými, vesměs granátickými pararulami, s polohami amfibolitů a kvarcitů ve střední části a s vápenci, popř. dolomity, ve svrchní části. Výchozy se objevují především v zářezech vodních toků u Čučic a Oslavan. Stáří hornin svratecké klenby je odhadováno na svrchně proterozoické až paleozoické.

Přejechou morávní jednotky k moravskému moldanubiku je tvořen svorovou zónou, jejíž zařazení je zatím otevřeným problémem. Např. Suess (1912) (in Jaroš a Mísař 1976) přiřadil moravskou svorovou zónu k moldanubiku. Jak upozorňují Jaroš a Mísař (1976), má však tato zóna úzké vztahy k moraviku, a podle publikované mapy v téže práci ji přiřazují částečně jako součást JZ ohraničení svratecké klenby moravika.

Svorová zóna je zastoupena migmatity, rulami a vložkami amfibolitů (údolí Oslavy) a pásem svorových rul a granátických svorů táhnoucích se obloukovitě od údolí Chvojnice přes Oslavany k Padochovu na sever. Svorová zóna je severněji provázána paralelním pruhem rul a svorů olešnické série, oddělené náměšťskou poruchou.

a.3) *Brněnský masív*

Na základě nejnovějších mineralogicko-petrograficko-geologických výzkumů (Štelcl et al. 1981) intrudoval asyntský brněnský masív na styk jihovýchodní periférie českého masívu a Západních Karpat. Z geotektonického hlediska má brněnský masív významnou pozici na východním okraji

středoevropské epivariské platformy podél oslabených zón hlubokého založení. V generelu tvoří komplikované megaantiklinorium orientované ve směru SV—JZ. Jednotka je součástí Brunnie, která reprezentuje předdevonské krystalinikum (Dudek 1980, Svoboda et al. 1976). Horninově je zastoupena různými druhy granodioritů. Jaroš (1964) upozorňuje na mylonitové zóny probíhající od Kývalky k Ivančicím, jež jsou jedním z důkazů tektonických pohybů v oblasti. Západní část tělesa brněnského masívu vystupujícího ve východní části zkoumaného území je tvořena adamelity, granodiority a diority se žilným doprovodem aplitů a pegmatitů a metamorfity pláště masívu — erlány a rulami (Štelcl et al. 1975; Čížek 1980). Mezi Tetčicemi a Ivančicemi je brněnský masív lemován nesouvislým pruhem hornin jednotky moravský devon a spodní karbon (Svoboda et al. 1976). Devonské vápence, které přiléhají bezprostředně na granitoidy jsou na druhé straně od permokarbonských hornin odděleny pásem spodnokarbonských drob. Brněnský masív je zde omezen výraznou dislokací vůči mladším sedimentárním horninám Boskovické brázdy, na něž se nezřídka nasouvá (Jaroš a Misař 1965).

a.4) Permokarbon Boskovické brázdy

Střední část studovaného území je budována permokarbonem Boskovické brázdy. Sedimentace uvnitř brázdy byla ovlivněna rozdílnou dynamikou okrajových elevací. Pro východní křídlo brázdy je charakteristický téměř souvislý, různě široký pruh slepenců rokytenských (Houzar 1980). V oblasti zkoumaného území jsou jejich vrstvy nejmohutnější mezi Ivančicemi a Neslovicemi. Od Tetčic k S jsou slepence vyvinuty jen v úzkém pruhu. Slepence rokytenské přecházejí směrem do nitra pánve v žlutohnědé a červenohnědě zbarvené pelopsamitické sedimenty, jejichž prostřednictvím navazují na litofaciální vývoj sedimentů západního okraje brázdy. Při západním okraji Boskovické brázdy je vyvinut pruh slepenců balínských (Zapletal 1931—1932) v našem území mezi N. Vsí a Zbýšovem. Ve srovnání se slepenci rokytenskými nejsou hrubozrnné a liší se od nich výrazně i valounovým složením (Houzar 1980). Výplň Boskovické brázdy je disponována ostře diagonálně k jejímu západnímu okraji. Je ukloněna téměř v celé šířce brázdy k východu, velikost úklonu od Z k V klesá (Jaroš et al. 1972). Litostratigrafii v jižní části brázdy v oblasti M. Krumlov—Oslavany—Rosice rozpracoval Malý (1973). Podle nejnovější práce autora (1981) těží se místy uhlonosné permokarbonské vrstvy, které se táhnou od Říčan k N. Vsi, až do 12. sloje. Ve stavbě reliéfu se setkáváme především se svrchním červenohnědým souvrstvím. Souvrství je tvořeno pískovci, písčitymi jílovci a jílovci. V okolí Oslavan a Padochova probíhá komplex arkózových pískovců a arkóz (součást souvrství slepenců balínských).

a.5) Mladší pokryvné útvary

Miocenní sedimenty se ve zkoumaném území vyskytují především v severní části Ivančické kotliny a v okolí Oslavan. Litologií a stratografií miocenních sedimentů v daném území se velmi podrobně, s využitím moderních metod, zabýval Čížek (1980). Na základě nových výzkumů (Krystek 1980 in Čížek 1980) náleží nejstarší sedimenty miocénu — sladkovodní až brakické usazeniny — eggenburgu a svrchnější část pravděpodobně ottnan-

gu. Sedimenty eggenburg-ottnangu leží na erodovaných a částečně zvětralých horninách paleozoika Boskovické brázdy, brněnského masívu a moldanubika. Současná mocnost sedimentů je 35–40 m.

Sprašové sedimenty pokrývají po obou stranách středový hřbet Boskovické brázdy a zčásti jej i překrývají. Východní pánevní křídlo v oblasti V a SV Rosic je vyplněno sprašovými hlínami, které jižním směrem přecházejí ve spraše. Tetčicko-neslovická sníženina je pokryta poměrně mocnými vrstvami spraši dosahujícími mocnosti 15–20 m (v oblasti silnice Neslovice–Tetčice). Spraše zde překrývají přes 10 m mocné sedimenty eggenburg-ottnangu. Sprašové závěje u Kratochvilky a Neslovic jsou podle datování Valocha (1960) staří W 3. Vertikálně vykazuje sprašový pokryv dva horizonty oddělené málo výrazným pohřbeným půdním horizontem W 2–3. Místy se v bazální poloze těchto pokryvů vyskytuje další půdní horizont, který řadíme do W 1–2. Nejsvrchnější poloha spraši W 3 netvoří souvislý pokryv, ale byla místy denudací snesena. Ve vyšších polohách středového hřbetu jsou spraše nahrazeny sprašovými hlínami, resp. permokarbonskými písčitými zvětralinami, jak je tomu např. na zarovnaných površích síčské morfostruktury.

Do vyšších poloh v oblasti jižně Neslovic a směrem východním do svahu Bobravské vrchoviny přecházejí sprašové pokryvy do málo mocných hlín a sutí. Pod málo mocnou vrstvou hlíny (0,2 m) se nachází 3 m vrstva eluvia ležící na rozpukané permokarbonské hornině.

V oblasti mezi Neslovicemi a Ivančicemi nabývá spraši na mocnosti směrem do Ivančické kotliny. V blízkosti silnice Padochov–Neslovice je pokryv narušen výchozem permských sedimentů. Kvartérní pokryvy překrývají neogénní sedimenty tzv. „ivančického zálivu“ (Svoboda et al. 1976). K největší akumulaci spraši došlo ve formě závějí za středovým hřbetem. Místy je uchován sprašový pokryv mocný 15 m.

V prostoru moravika se vyvinuly dvě významnější sprašové oblasti, a to v okolí Rudky a Domášova a mezi Ketkovicemi, Oslavany, Zakřany a Příbramí. V obou oblastech je spraš řazena jako W 3. Sedimenty W 1 a W 2 se původně uložily a zachovaly v dílčích depresích. V oblasti Lukovan je území pokryto poměrně rozsáhlým komplexem sprašových hlín a spraši, jejichž mocnost zřídka přesahuje 2 m. Charakteristický výskyt spraše je na rozsáhlé plošině mezi údolím Oslavy a Ketkovickým potokem. Tam v hlubokém zářezu táhnoucím se od počátku svahu k Oslavě ve směru SZ dosahuje spraš mocnosti 5 m.

Na zarovnaných površích Znojemské pahorkatiny dosahují pokryvné útvary mocnosti až 15 m, na svazích pak 1 m. Pleistocénní říční terasy byly v jižní části území a jeho jižním okolí nejnověji určeny a datovány Čížkem (1980) na základě studia těžkých minerálů. Metoda umožňuje bezpečně odlišit terasových a neogénních sedimentů. V daném území a jeho blízkém okolí byly rozlišeny terasy stáří donau, günz a riss I a II, námi doplněné o terasu dosud neurčeného stáří v relativní výšce 75 m nad ř. Oslavou.

Typická eluvia jsou vyvinuta v údolí Chvojnice, kde tvoří rozsáhlá balvanová moře. Jinak jsou eluvia mocnější v oblasti moravika, než brněnského masívu, kde byla intenzívně denudována.

Svahoviny se nacházejí na ploše zájmového území jako pokryvy části

úbočí prakticky všech vyvýšení daného území. Vlivem soliflukčních pohybů byly sneseny a zčásti akumulovány při úpatí svahů.

S deluviofluviálními sedimenty se setkáváme jak v krátkých bočních údolích, tak především při ústí dellén, a to jak v nezpevněných sedimentech, kde tvorbu výplavových kuželů urychluje antropogenní činnost, tak i u dellén mělkých, v málo mocných svahových sedimentech. Zmíněné kužely jsou patrné v řadě údolí vodních toků našeho území.

b) Geomorfologická hodnota hornin

V souladu s Mazúrem (1963) chápou geomorfologickou odolností hornin jednak celkovou odolnost hornin vůči destrukčním procesům a jednak vztah určitých forem a procesů k jistým horninám, resp. komplexům hornin. Odolnost přitom není chápána jako konstantní, ale jako značně proměnlivá hodnota v souvislosti se změnami prostředí a jeho procesů. Jde o projev určité horniny nebo komplexu hornin vůči destrukčním procesům v celkovém efektu vývoje reliéfu. Morfologická hodnota hornin vyplývá z celého souboru jejich fyzikálních a chemických vlastností, je ovlivňována mocností souvrství, úložnými poměry, charakterem prostředí i stavem vývoje reliéfu.

Při analýze geomorfologické hodnoty hornin byly využity dostupné petrografické charakteristiky, geologické mapy, jakož i poznatky získané terénním výzkumem. Při stanovení morfologických hodnot hornin mám na mysli komplexy hornin.

Vývoj reliéfu probíhal v geologické historii v různých klimatických podmínkách a spadal do rozdílných klimatomorfogenetických zón. V území se vyskytují tvary a zvětraliny, které nevznikly v současných podmínkách mírného humidního klimatu, a jsou tedy tvary disharmonickými. Jde především o fosilní kryogenní tvary vzniklé v periglaciálních podmínkách (balvanová moře, kryoplanační terasa, soliflukční haldy, aj.). Odrazem teplého humidního klimatu jsou například kaolinické zvětraliny vyskytující se v blízkosti zkoumaného území (u Rapotic). Procesy probíhající v současném klimatu budou popsány v kapitole 2.2.

V závislosti na měnícím se souboru klimatomorfogenetických pochodů se měnila i geomorfologická odolnost hornin území. V třetihorní teplé humidní zóně v podmínkách působení intenzivního chemického a mechanického zvětrávání podmíněného dostatkem tepla a vláhly, byly granodiority a horniny moldanubika méně odolné, než v současnosti. Zejména živce zvětrávaly v těchto podmínkách rychleji. Podle Krystka (ústní konzultace 1981) zvětralo před miocénem velké množství hornin českého masívu, jak dokládají písky se staurolitem, ale bez granátů a potlačeným množstvím živce, uložené ve sníženinách terénu, zvláště v Boskovické brázdě. Zřejmě mocné fosilní tropické zvětraliny byly v daném území denudovány. Horniny krystalinika, a to ruly a granulity, zvětrávaly pomaleji než bazické horniny, z nichž amfibolity a zejména hadce byly v daných podmínkách málo odolné.

V periglaciálním klimatu působí především zvětrávání mechanické. V podmínkách periglaciálního klimatu se vyvířelé horniny a krystalické břidlice jeví jako horniny odolné, což Ondráček (1979) dokládá nálezy drobných povrchových tvarů na zaoblených izolovaných balvanech vzniklých

v třetihorách (žlábkové škrapy) v oblasti jižně zkoumaného území. Z hornin Boskovické brázdy se slepence jeví jako odolné horniny, oproti pískovcům, které jsou vůči mrazovému zvětrávání méně odolné. V holocénu se význam mrazového zvětrávání snižuje, vzrůstá opět podíl zvětrávání chemického. Způsob zvětrávání hornin v současném mírném humidním klimatu se tedy neliší od způsobu zvětrávání v jiných podmínkách kvalitativně, ale kvantitativně (Ondráček 1979).

Poněvadž ze zkoumaného území není k dispozici celková mineralogicko-petrografická analýza, která by umožnila stanovit přesně hodnotu geomorfologické odolnosti hornin, uvádím níže stupnici, kterou jsem vytvořil na základě terénního výzkumu a zkušeností.

Provedený rozbor odpovídá i zařazení charakterizovaných hornin v následující tabulce;

1. velmi odolné horniny: granodiority, pegmatity, aplity, ruly
2. odolné horniny: fylity, svory, amfibolity
3. méně odolné: permokarbonské pískovce a slepence
4. nejméně odolné: neogénní a kvartérní sedimenty

c) Projevy komplexů hornin v reliéfu

Horniny velmi odolné, zejména ruly a granodiority tvoří obě vyvýšená křídla pánve. Vliv exogenních činitelů se na obou projevuje vznikem zvětralinového pláště, a to na plošinách a zarovnaných površích in situ, na svazích přemístěného. Vlivem morfografie reliéfu se zachovala velmi málo mocná zvětralinová kůra především na granodioritech brněnského masívu, zatímco na rulách svratecké klenby jsou zvětralinové o něco mocnější (v průměru 70 cm mocné).

Horniny odolné, fylity, svory, amfibolity, jsou zastoupeny jak v SZ, tak i JZ části zkoumaného území. V obou těchto částech jsou pokryty mocnější vrstvou zvětralin, než okolní ruly, příp. zpevněné permokarbonské sedimenty. Na fylitech i svorech jsou vyvinuty četné zarovnané povrchy.

Méně odolné horniny, permokarbonské pískovce a slepence, tvoří střední část studovaného území. Svrchní červenohnědé souvrství v převážně psamopelitickém vývoji tvoří část středového hřbetu mezi Říčany a Rosicemi. Prochází kótou 386 m n. m. SZ Rosic. V úseku Rosice—Neslovický potok tvoří opět východní svahy nejvyšších bodů, např. Sičky 420 m n. m. a Velkých kamínek 355 m n. m. Zmíněné souvrství též tvoří součást svahu spadajícího od nadmořské výšky 320 m až do údolí Oslavy, tvoříce pás směru SV—JZ, který se však v reliéfu neodlišuje od okolního červenohnědého souvrství v pelitickém vývoji.

Svrchní červenohnědé souvrství v převážně pelitickém vývoji navazuje k Z i v na předchozí souvrství ve vývoji psamitickém mezi Říčany a Rosicemi, když západním směrem tvoří nejvyšší vrcholy tamější části středového hřbetu. Toto souvrství též tvoří relativně sníženou oblast na styku se šedým pásmem rosicko-oslavanského souvrství s uhelnými slojemi. V oblasti východního pánevního křídla kde je překryto neogénními a kvartérními sedimenty, dále přechází do rokytenských slepenců, které tvoří přechod k brněnskému masívu. Mezi Rosicemi a Ivančicemi tvoří souvrství východní svahy středového hřbetu, JV Neslovického potoka i svahy protiklonné. V západní části pak buduje nejvyšší části hřbetu (Sička 420 m n. m.,

Velká kamínka 355 m n. m.). Mezi Zastávkou a Zbýšovem navazuje na svrchní šedé pásmo rosicko-oslavanského souvrství, mezi Zbýšovem—Anenská čtvrť a oblastí JV Oslavan prochází ve směru SV—JZ tímto souvrstvím souvrství arkózových pískovců, arkóz a slepenců balínských, které je S Padochova proráženo ř. Balínkou a v Oslavanech ř. Oslavou. Zejména v oblasti Padochova se pruh arkóz projevuje jako poměrně odolný levý břeh Balínky.

Rokytské slepence tvoří svahy spadající od Z k Boskovické brázdě (rosický úval, neslovicko-tetčická sníženina a její vyvýšená místa — Čtvrťky 348 m n. m.). Od suku Čtvrťky až do oblasti Ivančické kotliny tvoří i svah protiklonný výraznému svahu Bobravské vrchoviny. V úzkém pruhu jižně Neslovic jsou v pruhu S—J směru zastoupeny droby a jílovité břidlice kulmu.

Nejméně odolnou skupinu tvoří hadce, které se projevují sníženinou u N. Vsi a neogénní a kvartérní sedimenty, jež tvoří výplň snížených částí území. Neogénní sedimenty vycházejí na povrch především v oblasti Ivančické kotliny. Kvartérní sedimenty, zvláště spraše, pokrývají jak svahy středového hřbetu, tak i svahy západního a částečně i východního křídla brázd. Zpravidla zhlazují reliéf, místy tvoří závěje, ojediněle návěje.

2.1.2 Aktivní morfostruktura

2.1.2.1 ZLOMOVÁ TEKTONIKA

Tektonickými poměry se zabývalo více autorů (geologické výzkumy v oblasti Boskovické brázdě probíhají již 200 let), a to z různých hledisek. Práce zabývající se zlomovou tektonikou lze rozdělit na geologické a geomorfologické. Do geologických prací zahrnujeme především výsledky povrchového geologického mapování a interpretaci výsledků získaných geofyzikálními měřeními. Geomorfologické práce využívají metodu geomorfologické analýzy s důrazem na morfostrukturní analýzu. Jak dále uvádíme, vymezení jednoznačně tektonických linií není snadné, neboť výsledky jednotlivých metod se v mnoha případech neshodují, a to i tehdy, bereme-li v úvahu předpoklad o vzrůstající složitosti tektonických linií úměrně zmenšující se hloubce. Směrem k povrchu se zmenšuje hydrostatický tlak nadložních hornin, čímž vzniká hustší síť poruch. Řada tektonických linií uváděná geology a geomorfology není geofyzikálně prokázána, jak je patrné i z následujícího přehledu názorů vybraných autorů.

Přehled jsem doplnil kartografickou interpretací průběhu některých významných linií. Do mapy (Mapa č. 1) jsem zanesl jak tektonické linie vymežující hlavní strukturální jednotky našeho zájmového území, tak i ty, na nichž předpokládám neotektonické pohyby. Většinu těchto pohybů nelze geologicky dokázat, ale často ani vyloučit, a to zvláště v těch případech, kdy geomorfologicky významné tvary (asymetrická údolí, zlomové svahy, pravouhlý průběh vodních toků) navazují na tektonické poruchy nebo tektonické systémy zjištěné geologickými metodami pod povrchem.

a) Tektonické linie zjištěné geologicky

Prvním autorem, který se zabýval tektonikou zkoumané oblasti geologickými metodami, byl Suess (1905, 1907), který definoval Boskovickou brázdou jako příkopovou propadlinu ohraničenou z obou stran poklesovými zlomy. Augusta a Čepek (1947) názor o příkopové propadlině přijímají; v popisované oblasti hovoří též o systému příčných hrástí a příkopů. Zapletal (1947) považuje západní okraj brázdy za flexuru přecházející ve zlom, východní okraj pak za okraj smykem se měnící v násun. Petránek a Pouba (1953) věnují pozornost sedimentačním pochodům brázdy ve vztahu k tektonice a žádají přezkoumání vymezených tektonických linií. Havlena (1954) uvádí, že brázda vznikla z dlouhé a úzké asymetrické deprese s osou jihozápadního směru, rozložené na předkarbonské linii diskontinuity mezi jadernou oblastí českého masívu a brněnskou jednotkou, později se zahlubující v interstefanské fázi. Zlomové linie vymezené na základě geologických metod uvedli ve svých mapách tyto autoři: Jaroš (1961, 1964, 1972), Mísař et al. (1972), Malý (1973) a Hájek a Weiss (1978).

Na základě sdělení Malého (1980) a jeho nových publikací (1981 a, b) jsem vykreslil tektonické poruchy zjištěné při důlních pracích v oblasti rosicko-oslavanského revíru. Poruchy jsou patrné především v permokarbonských vrstvách, ale jejich stáří není dosud možné přesně určit, stejně jako období, kdy na těchto poruchách došlo k posledním pohybům. Poruchy směru SZ—JV jsou patrné v hloubkách přes 1000 m a na povrchu se promítají v údolích Bílé Vody a Bobravy, aby se později stočily do směru SSZ—JJV podél západního okraje brázdy. Poruchy obdobného průběhu se vyskytují v oblasti Oslavan, Padochova a Neslovic.

V neotektonické etapě došlo k obnovení pohybu na východě okrajové dislokace v jižním úseku Boskovické brázdy stejným směrem jako v době sálské fáze. Rovněž došlo k obnovení pohybu v příčné poruchové zóně Tišnov—Kuřim (severněji našeho území), přičemž značně poklesla kra severnější a došlo ke vzniku drobných příčných poruch, kolmých ke směru Boskovické brázdy a ke vzniku poruch JJV—SSZ zhruba kolmých k ose asymetrické pánve, avšak kosých ke směru Boskovické brázdy. Mají pro stavbu Boskovické brázdy větší význam, než se dosud předpokládalo. Patří k nim významné prolomy blanenský a valchovský. Jsou velmi hojné i v rosicko-oslavanském revíru (Havlena 1960). Pro neotektonické pohyby svědčí i tektonické diskontinuity v sedimentech eggenburg-ottnang zjištěné Čížkem (1980).

b) Tektonické linie interpretované za použití geofyzikálních metod

Údaje obsažené v této skupině prací byly získány v posledním období málo přesahujícím 10 let díky uplatnění nových moderních technik a metod. Skupina autorů (Beránek, Dudek, Suk a Weiss 1971) interpretuje výsledky seismických měření a dokumentuje suprakrustální dosah Boskovické brázdy.

Na základě využití Linzerovy metody uplatněné Blížkovským, Pokorným a Weisssem při stanovení strukturního schématu českého masívu (Blížkovský et al. 1975) se předpokládá analogie mezi zlomem na východním okraji Boskovické brázdy (probíhá východně od Tišnova a dále k jihu po linii

spojující východní okolí Rosic a Hrušovany n. Jev.) a řadou paralelních linií směru SSV—JZ jednotky tzv. zóny Červenohorského sedla.

Češková, Hájek a Weiss (1979) uvádějí, že v geofyzikálních materiálech se tektonický systém Boskovické brázdy neprojevuje a její průběh není na příslušných úrovních ani výrazný, ani souvislý. Podle těchto autorů zvýšená frekvence disjunktivních struktur v Boskovické brázdě naznačuje průběh základního regionálního zlomu suprakrustálního dosahu. V tomto případě lze soudit, že význam regionálního zlomu je následný, nikoliv příčinný. Příčinný vztah ke vzniku Boskovické brázdy je pak dán stářím a konsolidací bloku Brunnie a brázda může být nedokonalým aulakogenem vzniklým v místech určité deprese při rozhraní brněnského masívu a tišnovských brunnid pokračujících dále na západ pod západomoravské krystalikum. Vlastní linii regionálního zlomu Boskovické brázdy považuje Dudek (1979) za hranici konsolidovanější části bloku Brunnie. Vznikla tedy při hranici určité reaktivace Brunnie na západě. Zlom byl zvýrazněn i dalšími pohyby platformního vývoje konsolidovanější východní části (Štelcl et al. 1981).

V mapě strukturálních prvků a ložiskových indikací v měř. 1 : 200 000 z r. 1979 autoři Češková, Hájek a Weiss vyznačují průběh tektonických linií na úrovni hloubky —1 km podél východního okraje Boskovické brázdy (SSV—JJZ), dále směru SZ—JV Padochov—Ivančice—N. Bránice a linie JZ Ketkovic směru SZ—JV, souběžně s ř. Chvojnicí.

Nejnovější poznatky tektonické problematice přináší práce autorů vedoucích Štelcl (1981) zabývající se interpretací výsledků měření s pomocí aparatury Vibroseis. Měření byla prováděna severně našeho území v prostoru Tišnov—Olešná. Výsledky však jsou aplikovatelné i pro zkoumané území. Autoři docházejí k závěru, že východní omezení Boskovické brázdy je komplikovaným tektonickým pásmem, které složitě tuto tektonickou depresi omezuje. Východní část pravděpodobně nejprve poklesla společně s pozdějším nasouváním Brunnie na devonské sedimenty. Jde o opakované kerné násuny se západní vergencí. Složitou tektoniku na styku Boskovické brázdy a Brunnie potvrzují částečně taktéž pestřejší faciální rozdíly permokarbonských sedimentů v poklesové části Boskovické brázdy. Neotektonické pohyby v oblasti Ivančické kotliny potvrzují na základě geofyzikálních metod Mátl (1980), když popisuje zaklesnutou kru až se 180 m mocnou vrstvou sedimentů ottnangu na lokalitě Ivančice—Němčice, která se nachází jižně našeho území na hranici mezi brněnským masívem a paleozoikem Boskovické brázdy.

c) Tektonické linie určené geomorfologickými metodami

Tektonikou širšího okolí Brna v neotektonické etapě vývoje reliéfu se zabývali především Hrádek a Ivan (1974) a Ivan (1974). Využívají metody morfostrukturní analýzy při vymezování tzv. neotektonických vrásno-zlomových morfostruktur. Termínem vrásno-zlomových morfostruktur chápou obě složky jako výsledek neotektonických pohybů, což je podstatný rozdíl proti některým vrásno-zlomovým morfostrukturám České vysočiny, v nichž se vrásnivá složka vztahuje na pohyby v předneotektonické etapě. Z neotektonických vrásno-zlomových morfostruktur, které autoři v širším okolí Brna vymezují, zasahují do našeho území dvě a to Jinošovská a Hlín-

ská. Jinošovská morfostruktura leží na území Českomoravské vrchoviny mezi údolními ř. Oslavy a Bítýšky. Na Z ji omezuje výškově asymetrické údolí Jasenice sledující bitešskou poruchu variského stáří, na východě končí na okraji Boskovické brázdy. Nesouměrně položený vrchol morfostruktury se nachází jižně od Velké Biteše v prostoru tvořeném rozsáhlými zbytky zarovnaného povrchu. Údolní síť je typicky radiální. Hlínská morfostruktura se nachází v Bobravské vrchovině. Zaujímá poměrně nízkou polohu (nejvyšší bod je k. 460 m n. m. severovýchodně od Ivančic). Nachází se mezi středními toky Jihlavy a Bobravy. Vyznačuje se velmi hustou sítí zlomů se stupňovitě uspořádanými krami. Vzdálenosti mezi důležitými vnitřními zlomy této morfostruktury se pohybují kolem 1 km, přičemž zejména v okrajových částech je ještě celá řada zlomů podružnějšího významu.

Ivan (1974) při studiu některých geomorfologických problémů okraje České vysočiny v okolí Brna rozděluje faktory, které ovlivnily velmi intenzivní tektonické rozlámání reliéfu okolí Brna na pasivní (statické) a aktivní (dynamické). Pasivními faktory se uplatnil vliv geologické stavby, jak byla vytvořena v předmezozoickém období a upravována ze starších fází saxonské tektoniky v předneotektonické etapě. Aktivní či dynamické faktory tvoří neotektonické pohyby větších strukturně-tektonických celků, působené všeobecnou aktivizací, na které reagovala zemská kůra dané oblasti tříštěním podél zlomů. Spodní hranicí neotektonické etapy vývoje je podle Kopeckého (1969) v České vysočině předěl oligocén-miocén. Je to v podstatě začátek rozčleňování paleogenního zarovnaného povrchu, který představuje referenční plochu, jejíž význam je možno přirovnat k vůdčím stratigrafických horizontům.

Práce Hrádka a Ivana (1974) je doplněna přehlednou mapkou, v níž východní okraj brázdy v našem území je s výjimkou krátkého úseku u Neslovic označen jako morfologicky výrazný svah vázaný na zlomy (vzniklý v neotektonické etapě). Úsek u Neslovic je označen jako morfologicky méně výrazný svah vázaný na zlomy (denudované nebo pohřbené kvartérními sedimenty). Západním okrajem brázdy probíhají úseky morfologicky výrazných svahů vázaných na zlomy. Tyto svahy a tedy i zlomy zabíhají do brázdy, kde se ohýbají, případně pod ostrým úhlem lomí. Napříč brázdou probíhá řada málo výrazných zlomů a poruch. Hluboce zařezaná údolí větších vodních toků jsou označena jako vzniklá převážně na zlomech (Mapa č. 1.). Za nepřímý důkaz těchto tvrzení mohou být též považovány studie Květa (1981 a, b), který mi během ústní konzultace v terénu, jakož i ve svých pracích dokumentoval na základě studia družicových snímků průběh tzv. fotolineamentů podél západního i východního okraje brázdy, jakož i napříč brázdou.

Z mapy (Mapa č. 1) je patrné, že o průběhu tektonických linií při východním okraji Boskovické brázdy není pochyb, neboť existují důkazy geologické, geomorfologické (včetně průběhu fotolineamentů) i geofyzikální. O průběhu tektonických linií a neotektonické aktivizaci v neotektonické etapě vývoje reliéfu svědčí i výskyt mylonitových drcených zón podél celého východního okraje Boskovické brázdy v našem území.

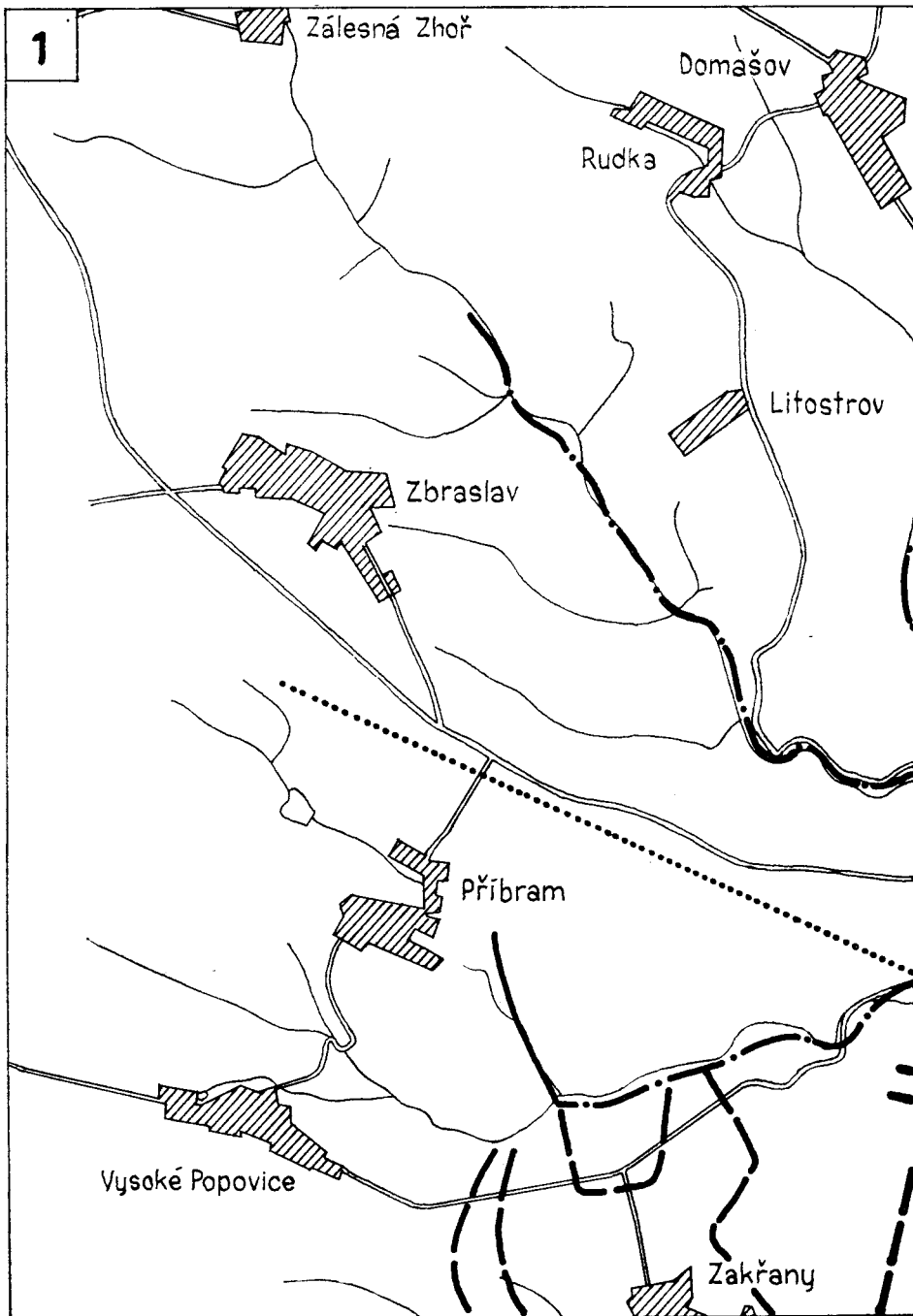
Průběh tektonických poruch v západním ohrazení brázdy není jednoznačně prokázán. Existují důkazy geologické i geomorfologické, chybí však důkazy geofyzikální.

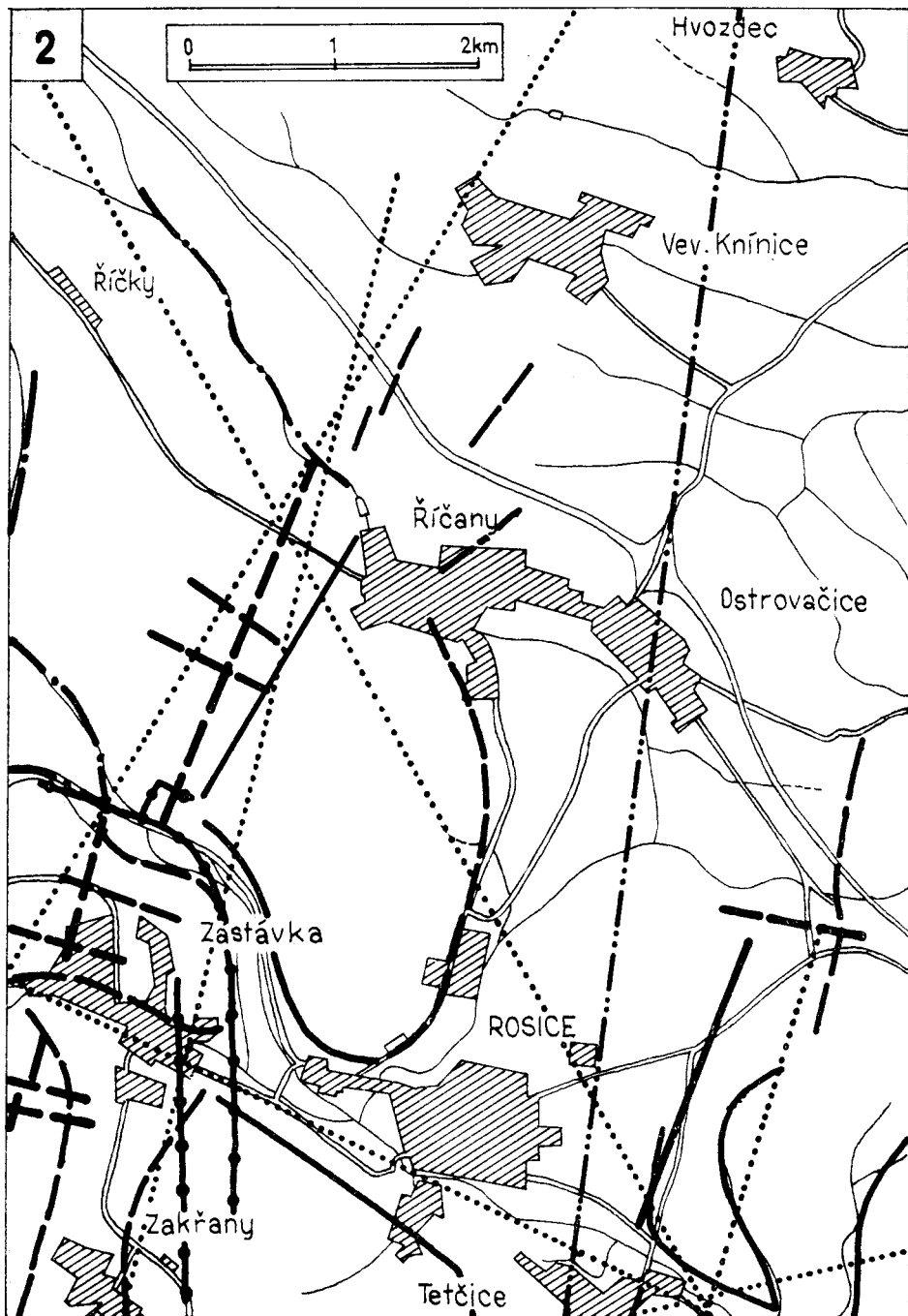
Mapa č. 1

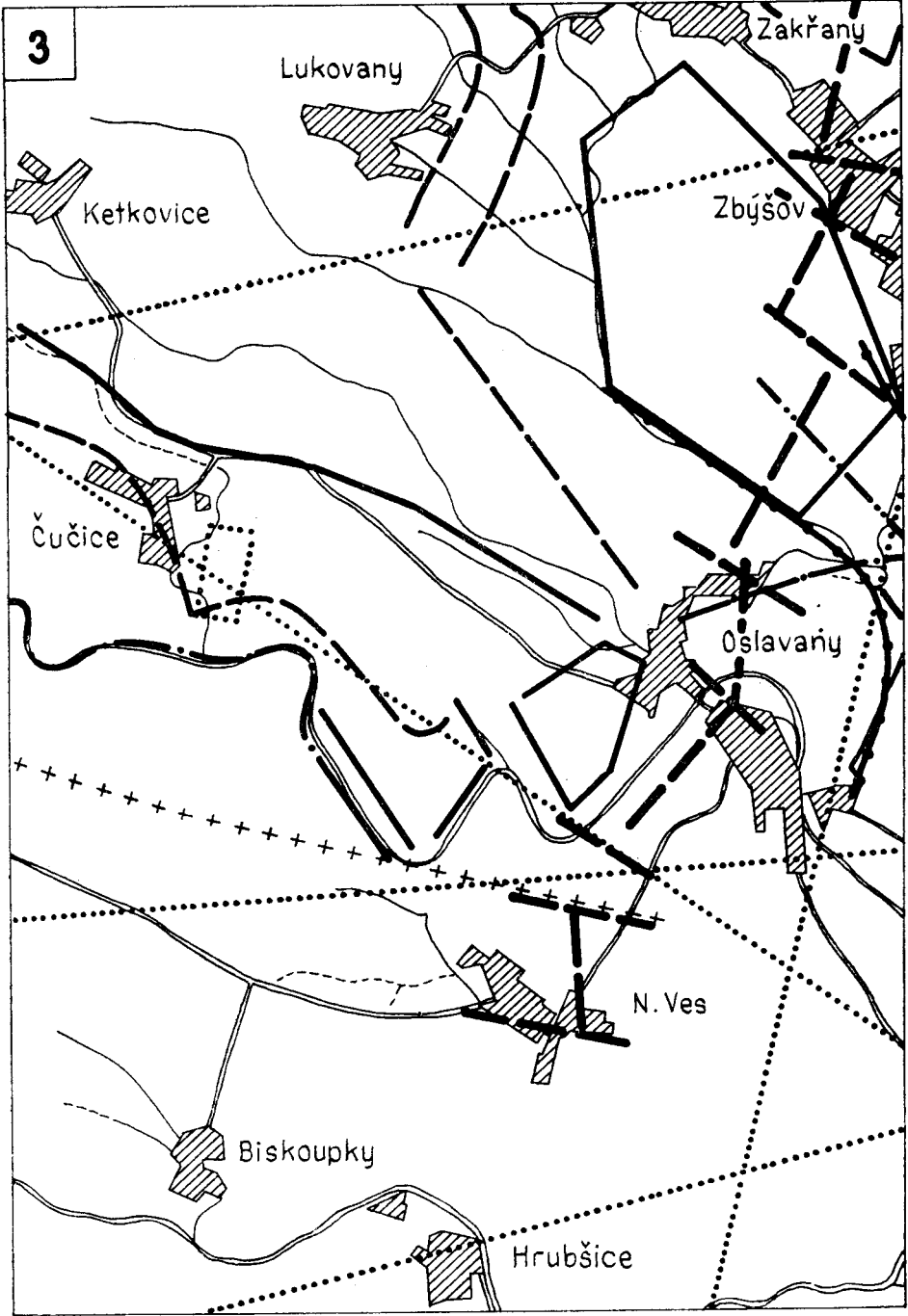
MAPA PRŮBĚHU TEKTONICKÝCH LINIÍ

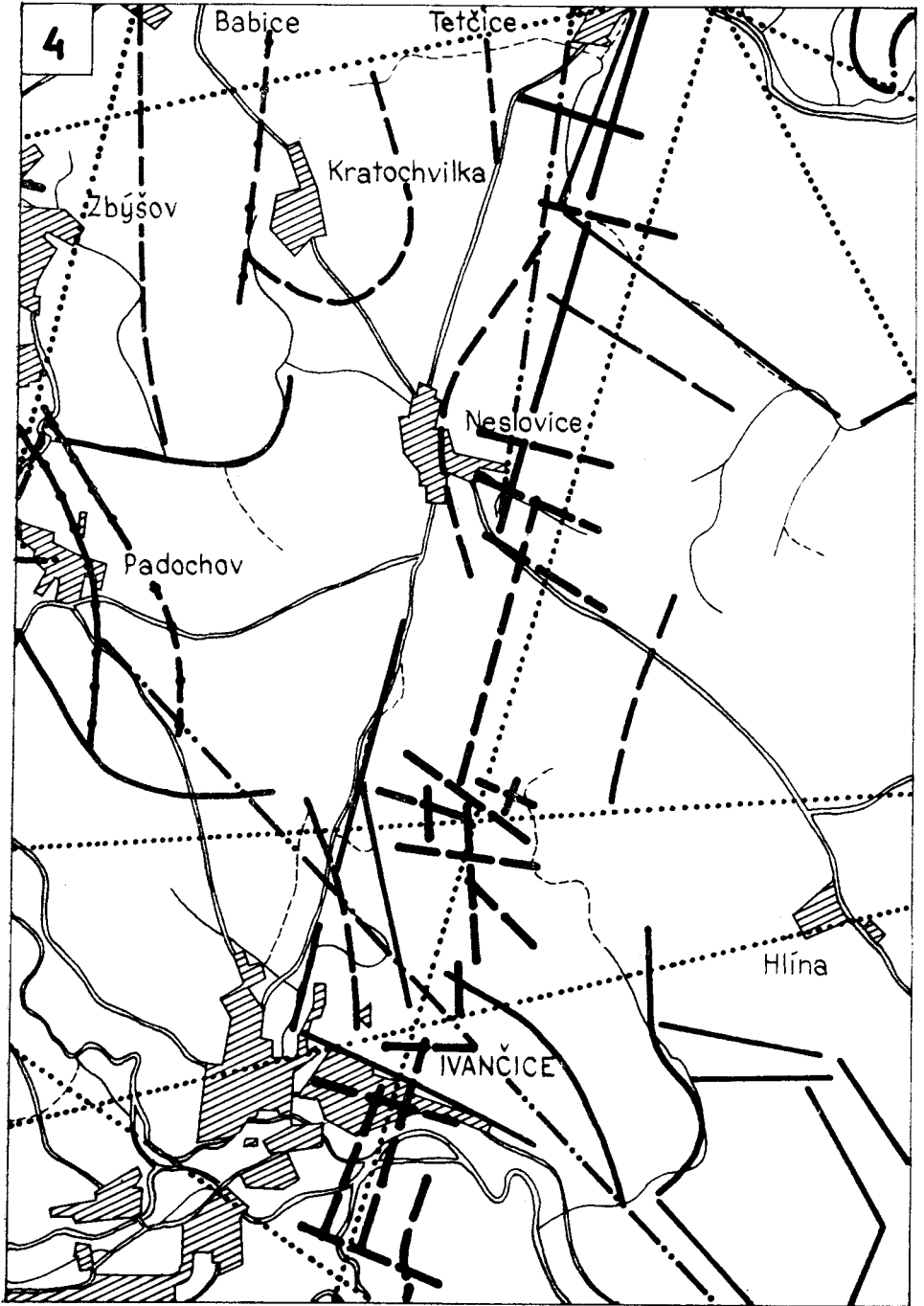
1 : 100 000









1 Dom. °	2 Měřítko Ros. °
3 Osl. °	4 ° Iv.









	(J. Jaroš , Z. Mísař - 1961, 1972)
	(J. Hájek , J. Weiss - 1978)
	(L. Malý - 1973, 1980)
	
+ + + + +	(J. Jaroš , Z. Mísař - 1976)
	(L. Češková , J. Hájek , J. Weiss - 1979)
	
	(M. Hrádek , A. Ivan - 1974)
	
.....	(R. Květ - 1981 a, b)

Nejméně důkazů existuje pro průběh příčných tektonických poruch Boskovickou brázdou. Kromě důkazů geomorfologických (Hrádek a Ivan 1974) hovoří pro jejich existenci průběh systémů fotolineamentů daným územím (Květ 1981 a, b). Prokazatelné důkazy pro neotektonické pohyby v geologickém slova smyslu neexistují.

2.1.3 Vymezení základních morfostruktur

Na charakteru reliéfu daného území se podílela jak stará tektonika, tak i neotektonika, jakož i charakter a vlastnosti hornin v různých obdobích geologické historie. Na základě uvedeného rozboru vymezují řadu kerních morfostruktur (ker) ve zkoumaném území. Názorný přehled základních morfostruktur podává Mapa č. 2. Oproti uvedené terminologii zavádím též termín aktivizovaná pasivní morfostruktura, jíž budu rozumět neotektonicky aktivizovanou kru v rámci pasivní morfostruktury vyššího řádu.

Ve zkoumaném území vyčleňuji morfostruktury tří řádů. Za morfostrukturu 1. řádu považuji pasivní megamorfostruktury východního okraje Českomoravské vrchoviny a Boskovické brázdy a aktivní megamorfostrukturu Bobravské vrchoviny. Morfostruktury 2. řádu vyčleňuji v rámci vyšších morfostruktur jako jednotky oddělené výraznými geomorfologickými a geologickými tektonickými liniemi, puklinovými zónami a zlomovými svahy. Morfostruktury 3. řádu jsou krami menšího rozsahu, při jejichž vymezení přihlížím k litologickému složení hornin, morfologickým aspektům, jako je průběh říční sítě, výskyt morfologicky výrazných a méně výrazných svahů a poloha zarovnaných povrchů. V neposlední řadě přihlížím i k charakteru neogénního a kvartérního pokryvu.

2.1.3.1 MEGAMORFOSTRUKTURA BOSKOVICKÉ BRÁZDY

S odvoláním na dříve uvedené geologické a tektonické údaje, považují Boskovickou brázdou za pasivní morfostrukturu, neboť v neotektonické etapě vývoje reliéfu zůstala zřejmě z velké části pasivní krou. I když někteří autoři (Hrádek a Ivan 1974) předpokládají, že i v centrální části brázdou došlo v neotektonické etapě k pohybům či vyklenování jejich určitých částí a tím i rozpukání hornin a následné denudaci, odpovídá charakter ker pasivním morfostrukturám, kdy rozhodující roli hraje litologické složení hornin, jejich úložné poměry a odolnost vůči exogenním procesům. V jižní části megamorfostruktury vyčleňují i aktivizovanou pasivní morfostrukturu Ivančické kotliny.

V rámci megamorfostruktury vymezují tři morfostruktury 2. řádu, a to středového hřbetu, západního a východního křídla pánve. Morfostruktury jsou dále členěny do ker 3. řádu.

a) Morfostruktura středového hřbetu

Toto označení používám pro pás permokarbonských hornin, probíhající v podobě hřbetu S--J směru zkoumaným územím. Jeho morfologická výraznost je podmíněna výskytem permokarbonských slepenců a pískovců (Foto 1). Morfostruktura vznikla vypreparováním odolnějších slepenců, pískovců a jílovců již v předneogénním období, jak o tom svědčí morfologie reliéfu, na nějž byly ukládány miocénní sedimenty. Středový hřbet byl rozčleněn do několika částí hluboce zaříznutými údolními toků Bobravy, Oslavy a Neslovického potoka a není v celém průběhu stejně výrazný, především ve své jižní části se projevuje průběhem výrazných strukturálních svahů. I když napříč Boskovickou brázdou nebyly dosud ani s pomocí moderních geofyzikálních metod prokázány. Svědčí pro ně pouze průběh morfologicky výrazných svahů a též fotolineamentů (Květ 1981 a, b)). Z toho důvodu předpokládám, že hluboká údolí Oslavy a Bobravy sledují průběh puklinových zón. Podle Malého (1981 a) jsou tektonické poruchy patrné ve středovém hřbetu v oblasti Neslovického potoka, Kratochvilky a Zastávky, a to v permokarbonských uhelných vrstvách. V rámci dané morfostruktury 2. řádu vyčleňují následující morfostruktury 3. řádu:

a.1) Říčanská morfostruktura (nazvaná podle stejnojmenné obce)

Rozkládá se mezi Rosicemi a Říčany. Litologicky je tvořena souvrstvími červenohnědých jílovců a prachovců s vložkami žlutohnědých jílovců a prachovců, červenohnědých pískovců, žlutohnědých a arkózových pískovců. Na západním okraji je lemována vrstvami šedých pískovců a jílovců s uhelnými sloji. Od Z a SZ je oddělena okrajem svratecké klenby, který je podle některých geologických pramenů (Jaroš 1961, Hájek a Weiss 1978) tvořen tektonickou linií. Geomorfologicky je možno předpokládat zlomové ohraničení, zvláště když JZ ohraničení kry je nejen morfologicky výrazné, ale i souhlasné s tektonickou poruchou v permokarbonských sedimentech, na níž předpokládám (v souladu s Hrádkem a Ivanem 1974) neotektonické pohyby. Jižní hranici kry tvoří průlomové údolí řeky Bobravy, které nejprve sleduje zmíněnou tektonickou linii a později, v centrální části hřbetu,

puklinovou zónu. Na morfostruktúre je vyvinut systém zarovnaných povrchů, náležející do kategorie 350–400 m (viz kap. 2.2).

a.2) Severozastávcká morfostruktura (nazvaná podle obce Zastávka)

Ve srovnání se sousedními morfostrukturami říčanskou a síčskou je plošně menší krou výrazně ohraničenou k S a V údolím Bobravy a k J údolím Habřiny. SZ a JV svahy kry jsou vázány na geologicky předpokládané tektonické linie. Jižní hranice je shodná s průběhem fotolineamentů kadmokské sítě (Květ 1981 a, b). Litologicky je kra budována šedými pískovci balínské facie s polohami šedých jílovců a prachovců s uhelnými slojemi. Málo rozsáhlý zarovnaný povrch typu etchplén je vyvinut na vrcholu kry a zařazují jej do kategorie 350–400 m. Předpokládám, že jde o aktivizovanou morfostrukturu.

a.3) Morfostruktura Sičky (podle kóty Sičky)

Zabírá nejvyšší partie morfostruktury středového hřbetu. Ze západu je omezena morfologicky méně výrazným svahem, který částečně (mezi Zastávkou a Babicemi) sleduje tektonické poruchy naznačené Malým (1981 a). Z východu je kra Sičky ohraničena morfologicky méně výrazným zlomovým svahem, probíhajícím zhruba paralelně s výrazným zlomovým svahem Bobravské vrchoviny. Od S a J je ohraničena již zmíněným údolím Bobravy, resp. pravouhlým průběhem toku Neslovického potoka. Litologicky je kra tvořena červenohnědými jílovcí a prachovci s polohami žlutohnědých prachovců a jílovců, v jižní části kry pak lemem šedých pískovců balínské facie a jílovců a prachovců s uhelnými slojemi. Zarovnané povrchy typu etchplén jsou vyvinuty v kategorii 350–400 m n. m.

a.4) Morfostruktura Kratochvilky (podle názvu obce)

Navazuje k JV na síčskou kru nevýrazným přechodem. K SSV, V a JV je omezena poklesovou Neslovickou krou od ker Bučinu a Herzánu. Přechod tvoří stupňovina, projevující se méně výraznými zlomovými svahy. Zarovnaný povrch je vyvinut ve výšce 350–400 m n. m. (Foto 1).

a.5) Neslovická morfostruktura (podle názvu obce)

Tvoří výběžek morfostruktury středového hřbetu, který situačně bezprostředně navazuje na okrajový zlom herzánské morfostruktury. Geologicky je tvořena červenohnědými slepenci rokytenské facie. Názory na tektonickou historii kry se různí. Hrádek a Ivan (1974) považují tuto oblast přechodu hornin brněnského masívu za relativně neaktivní v rámci východní hranice brázd. Stejně tak mohlo dojít k vyzdvižení kry permokarbonských hornin současně se zdvihem hlínské morfostruktury. Hranici s tetčicko-neslovickou sníženinou tvoří morfologicky nepřilíš výrazný zlomový svah, na jehož vývoji se podílely neotektonické pohyby. Tuto morfostrukturu považují za aktivizovanou morfostrukturu.

a.6) Morfostruktura jižně Neslovického potoka

Severní ohraničení kry tvoří pravouhlý průběh Neslovického potoka, vázaný zřejmě na puklinové zóny, jižně výrazný stupňovitý svah Ivančické kotliny, západně výrazný morfologický svah, který je přechodnou oblastí

k padochovské kře a je podle Malého (1981 a) indikován v hloubkách 1000 m tektonickými poruchami. Východní hranicí je sedlo mezi Ivančickou kotlinou a tetčicko-neslovickou sníženinou. Kra je převážně tvořena žlutohnědými jílovci a prachovci s vložkami červenohnědých slepenců rokytenské facie. Zarovnané povrchy typu etchplén jsou vyvinuty v kategorii 350–400 m n. m.

a.7) Padochovská morfostruktura (podle stejnojmenné obce)

Navazuje západním směrem na kru jižně Neslovického potoka. Její severní a západní hranice je tvořena hluboce zařezaným údolím Neslovického potoka s téměř pravouhlým průběhem, které pravděpodobně vzniklo na tektonické poruše, kterou Malý (1981 a) indikoval podél JZ svahu kry. Jižní hranicí je svah spadající do Ivančické kotliny. Litologicky je kra tvořena červenohnědými jílovci a prachovci s vložkami žlutohnědých jílovců a prachovců, v oblasti JZ Padochova pak žlutohnědými arkózami.

a.8) Oslavanská morfostruktura (podle názvu obce)

Osou severní hranice morfostruktury je tok Balínky, východní svah padochovské a morfostruktury jižně Neslovického potoka a jižní hranicí je prudký údolní svah toku Oslavy. Západní ohraničení vedu souhlasně s geologickou hranicí kry V kocourách, která je budována svorovými rulami a granátickými svory. Morfologický přechod obou ker je takřka neznatelný, zarovnané povrchy jsou vyvinuty v nadmořské výšce 294–309 m n. m. Litologicky kru tvoří šedé jílovce a prachovce s uhelnými slojemi lemovanými na západním okraji červenohnědými bazálními slepenci. Styk se svorovými rulami je místy překryt neogénními sedimenty.

a.9) Morfostruktura Oslavanské Staré hory (podle názvu kóty)

Vyznačuje se vnitřní diskontinuitou až 50 m. Je omezena poměrně výraznými SZ a JZ svahy. SZ svah je zřejmě svahem vázaným na tektonickou poruchu, průběh JZ hranice souhlasí s geologicky předpokládanou příčnou tektonickou poruchou Boskovické brázdy, jižní hranice pak s průběhem fotolineamentů VJV–ZSZ směru (Květ 1981 a, b). SV a JV ohraničení jsou tvořena morfologicky výraznými svahy ř. Oslavy, resp. pozvolným přechodem k jižní morfostruktura. Geologicky je nejvyšší část kry tvořena šedými jílovci a prachovci s vložkami červenohnědých pískovců a žlutohnědých arkóz, pokrytými v severní části kry nad meandrem ř. Oslavy neogénními písky a jíly. Zarovnané povrchy jsou zařazeny do kategorie 250–300 m n. m.

a.10) Jižní morfostruktura

Navazuje jižně na kru Oslavanské Staré hory. Západní hranice kry je shodná s geologicky předpokládaným okrajovým zlomem Boskovické brázdy, jižní a východní hranici tvoří údolí řek Jihlavy a Oslavy. Kra je výškově nevýrazná s východním úklonem do Ivančické kotliny. V rámci morfostruktury jsou vyvinuty rozsáhlé zarovnané povrchy převážně v kategorii 250–300 m n. m., pokryté neogénními a kvarténními sedimenty (spraše, říční terasy).

b) Morfostruktury západního křídla pánve

Tvoří nesouvislý pás sníženin podél západního okraje středového hřbetu. Jejich vznik je zřejmě podmíněn tektonikou západního okraje Boskovické brázdy geologicky předpokládanou, ale především erozně-denudační činností vodních toků v méně odolných horninách. Jedná se vesměs o pasivní morfostruktury. Jako morfostruktury 3. řádu vyčleňujeme zastáveckou, oslavanskou a novoveskou morfostrukturu.

b.1) Zastávecká morfostruktura (podle názvu obce)

je pasivní morfostrukturou vzniklou erozí vodních toků v méně odolných horninách, které byly pravděpodobně narušeny systémem puklin vázaných na tektonické poruchy. Kra je ze všech stran obklopena vyvýšenými morfostrukturami. Litologicky jsou zastoupeny spraše, svahoviny a nivní sedimenty.

b.2) Oslavská morfostruktura (podle názvu řeky)

je pasivní morfostrukturou vzniklou erozí řeky Oslavy, jejímž průlomovým údolím je propojena jižním směrem s Ivančickou kotlinou. Je vyplněna kvarténními sedimenty, pod nimiž byly ve vrtech zjištěny mocné polohy neogénních sedimentů.

b.3) Novoveská morfostruktura (pojmenovaná podle obce)

Tato pasivní morfostruktura tvoří přechod mezi horninami permokarbonu a moldanubika. Svou genezí je vázána na podloží hadců, jejichž nadloží podleho zvětrávání a odnosu již v oligocénu. Morfologicky označují morfostrukturu jako kotlinu, která byla v pozdějších geologických dobách vyplněna sedimenty neogénu, sprašemi a jinými kvarténními materiály. Ze sedimentárního pokryvu místy vystupují horniny permokarbonu a moldanubika.

c) Morfostruktury východního křídla pánve

tvoří fakticky jednotnou sníženou mezi středovým hřbetem a zlomovým svahem Bobravské vrchoviny. Vznik sníženin je podmíněn jak tektonicky, tak i strukturně. Sníženina vznikla podél drcené mylonitové zóny, jejíž horniny již z velké části podlehly odnosové činnosti vodních toků. V rámci morfostruktury 2. řádu vyčleňují tři morfostruktury 3. řádu.

c.1) Morfostruktura Rosické kotliny (podle názvu geomorfologického okrsku)

tvoří přechod mezi zlomovým svahem morfostruktury Omického lesa a strukturním svahem říčanské morfostruktury. Severní hranice kry leží mimo zkoumané území, jižní je tvořena krátkým rozvodním hřbetem vůči tetčicko-neslovické sníženině.

c.2) Tetčicko-neslovická morfostruktura (podle názvu obcí)

navazuje k J na předchozí jednotku. Není morfologicky homogenní strukturou, neboť je narušena nízkými elevacemi. Tyto elevace považují za drobné kry permokarbonských hornin Boskovické brázdy, které se v neo-

tektonické etapě pravděpodobně pohybovaly podél geologicky dokázaných nebo předpokládaných zlomů. Geologicky je morfostruktura tvořena pleistocenními sprašovými sedimenty, příp. deluviofluviálními a fluviálními sedimenty v úpadech, resp. údolích malých toků. Kra na západě sousedí se síčskou a kratochvilskou krou a východní omezení tvoří v S–J směru výrazný zlomový svah typu Awatere, resp. systém zlomových svahů ker neslovické a Herzánského kopce.

c.3) Ivančická morfostruktura (podle názvu obce)

je výraznou aktivizovanou morfostrukturu s prokázanými tektonickými pohyby v neotektonické etapě vývoje reliéfu. Čížek (1980) popisuje tektonickou diskontinuitu v sedimentech eggenburg-ottnang. Mátl (1980) upozorňuje na geofyzikálně zjištěnou zaklesnutou kru až se 180 m mocnou vrstvou sedimentů ottnangu na lokalitě Ivančice–Němčice, která se nachází jižně našeho zkoumaného území na hranici mezi brněnským masívem a paleozoikem Boskovické brázdy. Ivančická morfostruktura se morfologicky projevuje jako kotlina. Je nejnižší částí Oslavanské brázdy ve zkoumaném území. Vznik kotliny byl podmíněn též strukturně, což zapříčinil výskyt hornin s menší odolností vůči zvětrávání a odnosu. K urychlenému odnosu přispěl pravděpodobně rozsáhlý puklinový systém, vzniklý v místě protínání zlomů, pro jejichž přítomnost hovoří data geomorfologická, geologická i geofyzikální. Litologicky je kotlina vyplněna neogénními (šterky, písky, jíly) a kvartérními sedimenty (spraše, říční terasy, vyplavové kužely).

2.1.3.2 MEGAMORFOSTRUKTURA VÝCHODNÍHO OKRAJE ČESKOMORAVSKÉ VRCHOVINY

Tato jednotka zabírá celou západní část zkoumaného území. Geologicky je v severní části zastoupena sérií Bílého potoka, zvláště biotiticko-sericitickými fylity a sericiticko-biotitickými a biotitickými fylity, která je lemována pásem devonských vápenců. Nejrozsáhlejší, střední část jednotky, je budována bitešskou rulou, a to sericitickou a sericiticko-muskovitickou, biotiticko-sericitickou a leukokratní muskovitickou. Obě části náleží svratecké klenbě moravika. Přejedem k moravskému moldanubiku je svorová zóna, která vyplňuje zkoumané území v jižní části megamorfostruktury spolu s vlastními horninami moravského moldanubika, granulity, světlešedými páskovanými granulity a hadci. V rámci megamorfostruktury vyčleňují dvě morfostruktury 2. řádu, a to jinošovskou a Doubravek. Obě jsou pasívními morfostrukturami.

a) Jinošovská morfostruktura

Název morfostruktury přebírám od Hrádka a Ivana (1974) (viz kap. 2.1.2). Rozkládá se od severního okraje našeho území až po tok ř. Oslavy. Na morfostrukturu je vyvinut systém zarovnaných povrchů kategorií nad 550 m n. m. až po kategorii 350–400 m n. m. V jejím rámci vymezují devět morfostruktur 3. řádu.

a.1) Rudečsko-domášovská morfostruktura (podle názvu obcí)

má polohu shodnou s geologickou sérií Bílého potoka mezi horními toky

Bílé Vody a Říčanského potoka. Na morfostruktuře je vyvinuta stupňovina spadající k JV k západnímu okraji Boskovické brázdy se zarovnanými povrchy kategorií 450–500 a 500–550 m n. m. Sedimentární pokryv je tvořen sprašovými hlínami a svahovinami s úzkými pruhy ronových a fluvialních sedimentů v údolních depresích.

a.2) Morfostruktura Doubravek (podle stejnojmenného lesního celku)

Na části jejího povrchu je vyvinut 2 km dlouhý a 700 m široký zarovnaný povrch kategorie 450–500 m n. m. Zastoupena je i kategorie níže položených povrchů, konkrétně 400–450 m n. m. S a SV hranici morfostruktury tvoří hluboce zařezané, nápadně přímočaré údolí Říčanského potoka, V a JV pak geologická hranice s Boskovickou brázdou, Z a JZ údolí Bobravy s téměř pravoúhle navazujícím průběhem toku s poměrně dlouhými přímočarými úseky mezi jednotlivými ohyby. Oba zmíněné toky pravděpodobně sledují starou tektonickou poruchu, která je při ústí Bobravy do Boskovické brázdy geologicky i geomorfologicky předpokládána. SZ hranice jednotky není výrazná.

a.3) Litostrovská morfostruktura (podle názvu obce)

Je JZ pokračováním morfostruktury Doubravek. Západní, JZ a J hranici jednotky tvoří hluboce zaříznuté údolí Bílé Vody, V a JV pak údolí Bobravy. Údolí obou toků jsou vázána na tektonickou poruchu. Severní hranice, morfologicky nevýrazná, je shodná s geologickou hranicí série Bílého potoka a bítešské ruly. Na morfostruktuře je vyvinut rozsáhlý zarovnaný povrch SV a Z obce Litostrov v kategorii 450–500 m n. m.

a.4) Zbraslavská morfostruktura (podle názvu obce)

Je stupňovitou morfostrukturou zabírající plochu od západní hranice až po okraj Boskovické brázdy. Patří k těm částem jinošovské morfostruktury, které názorně dokumentují její celkový charakter. Zarovnané povrchy vytvářejí stupňovinu od kategorie 350–400 m n. m. po kategorii 500 m n. m. Severní a SV morfologickou hranicí je výrazně přímočaré údolí Bílé Vody ohraničené svahy na tektonické poruše, JZ tvoří zlomový svah podél toku Habřiny, jehož průběh signalizuje možnost neotektonických pohybů na staré tektonické poruše, která však geologickými metodami nebyla prokázána. Jižní hranici tvoří zahloubené údolí Habřiny se svahy na tektonické linii, V je geologická hranice s Boskovickou brázdou (doložená též průběhem fotolineamentů podle Květa 1981 a, b). Plochý reliéf zarovnaných povrchů, resp. mírných svahů zdrojnic Habřiny je pokryt sprašemi, resp. svahovinami.

a.5) Příbramsko-vysokopopovická morfostruktura (podle názvu obcí)

Rozkládá se mezi S a J zdrojnicí Habřiny, od jejichž soutoku směrem k Z se plošně rozšiřuje a přechází mimo zkoumané území výrazným svahem do zarovnaného povrchu ve výškách nad 500 m n. m. rozkládajícího se v okolí obce Rapotice. Přímocharý průběh toků pravděpodobně sleduje tektonickou poruchu, která však geologicky nebyla prokázána. Sedimentární pokryv je tvořen svahovinami a sprašemi.

a.6) Morfostruktura vrcholu Habřiny (podle kóty Habřiny)

je malou krou pojmenovanou podle vrcholu při jejím S okraji, situovaném na době vyvinutém zarovnaném povrchu typu etchplén ve výškové kategorii 400–450 m n. m. Od zbraslavské morfostruktury je oddělena sklonově asymetrickým svahem na tektonické linii morfologicky výrazného údolí Habřiny, z ostatních světových stran pak méně morfologicky výraznými svahy. Kra je aktivizovanou pasivní morfostrukturou.

a.7) Morfostruktura Babického lesa (podle názvu lesního celku)

zaujímá polohu při V okraji jinošovské morfostruktury. Severní hranicí je výše popsané údolí Habřiny, Z a J hranici tvoří morfologicky méně výrazné svahy, V je geologická hranice Boskovické brázdy. Na povrchu kry je vyvinut zarovnaný povrch v kategorii 400–450 m n. m. Kru považují za aktivizovanou.

a.8) Morfostruktura Rovin (podle vrcholu Rovin)

je výraznějším pokračováním morfostruktury Babického lesa na východním okraji vyšší morfostruktury Českomoravské vrchoviny. Kra je ze všech světových stran ohraničena morfologicky výraznými svahy, zvláště od J a JZ hluboce zaříznutým tokem Balínky. Přímočarý průběh toku podél kry odpovídá průběhu tektonických poruch zjištěnému Malým (1981 a) v permokarbonských sedimentech. Ve vrcholových partiích kry je vyvinut zarovnaný povrch 400–450 m n. m. a směrem k brázdě v nižší pozici 350–400 m n. m. Povrch má úklon k JV. Pokryv je tvořen eluvii a svahovinami. Jednotku považují za aktivizovanou morfostrukturu.

a.9) Ketkovicko-lukovanská morfostruktura (podle názvu obcí)

patří k nejrozsáhlejším v rámci celé megamorfostruktury. Její severní hranicí je tok jižní zdrojnice Habřiny, JZ hluboce zahluobené údolí ř. Chvojnice sledující zřejmě tektonickou poruchu, Z okraj zkoumaného území, a konečně jižní výrazný přechodný svah mezi dvěma geologickými jednotkami, bítešskou rulou a olešnickou sérií. Od východu je od kry Rovin oddělena výrazným asymetrickým údolím levého přítoku Balínky, od JV pak svahem na přechodu od bítešské ruly ke svorové zóně, resp. olešnické sérii. Vodní toky v oblasti morfostruktury sledují zřejmě starší tektonické poruchy, které ovšem geologickými metodami nebyly prokázány. Zarovnané povrchy typu etchplén tvoří stupňovinu přecházející od výškové kategorie 300–350 m k 450–500 m n. m.

b) Morfostruktura oslavanských Doubravek (podle územního celku Doubravky)

Tato pasivní morfostruktura tvoří jižní část zkoumané oblasti. Geologicky je tvořena horninami olešnické série a svorové zóny. Morfologicky má obdobný charakter jako morfostruktura jinošovská, neboť série zarovnaných povrchů na nich vyvinutá tvoří stupňovinu klesající k Boskovické brázdě. Charakter reliéfu je pak více podmíněn vlastnostmi hornin. Výraznou osou morfostruktury je ř. Oslava, průběh jejíhož toku je ovlivněn blízkostí náměšťské dislokace a probíhá zřejmě na staré tektonické poruše.

b.1) Čučická morfostruktura (podle názvu obce)

je geologicky budována svorovými rulami a granátickými svory, jakož i migmatity a dvojslídnyými rulami. Přejichod k bítešským rulám tvoří pás svorů olešnické série. Součástí jednotky jsou i dvě malé kry, neznázorněné na mapě morfostruktur, a to pokleslá malá kra po levé straně potoka protékajícího Čučicemi, před ústím do Oslavy, a kra — hrášť, východně meandru Oslavy, situovaná západně Oslavan. Na morfostruktuře jsou vyvinuty zarovnané povrchy typu etchplén, jejichž nadmořská výška klesá od V hranice tvořené ř. Chvojnici k okraji Boskovické brázdy od 400 po 350 m n. m. Sedimentární pokryv je tvořen neogenními a kvartérními sedimenty.

b.2) Morfostruktura V Kocourách (podle názvu územního celku)

je geologicky tvořena výběžkem svorové zóny v S—J směru. Od Z sousedí s morfostrukturami Rovin a ketkovicko-lukovanskou, východní hranici tvoří západní okraj Boskovické brázdy. Zarovnaný povrch je vyvinut ve výškách cca 300 m n. m. Na severním okraji zasahuje kra k toku Balínky.

2.1.3.3 MEGAMORFOSTRUKTURA BOBRAVSKÉ VRCHOVINY

Megamorfostruktura Bobravské vrchoviny probíhá východním okrajem zkoumaného území ve směru SSV—JJZ. Je strukturní, geologicky i tektonicky osobitou jednotkou, jejíž vyčlenění je oprávněné i morfologicky.

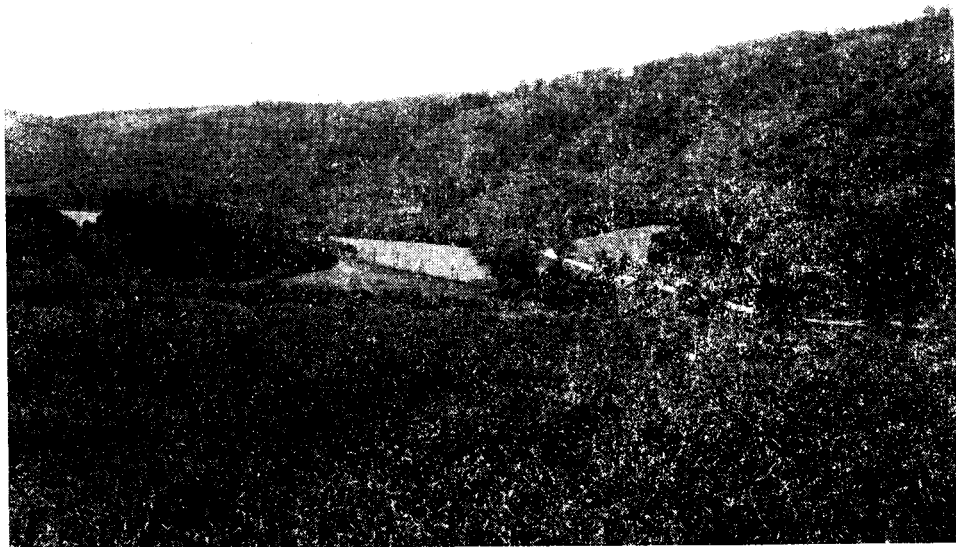


Foto 2

Středem pozornosti se staly především západní svahy megamorfostruktury, morfologicky velmi výrazné, vázané na zlomy, u nichž předpokládám pohyby v neotektonické etapě vývoje reliéfu (Foto 2). Morfologicky méně výrazné svahy jsou též vázány na zlomy, ale byly již denudovány nebo překryty kvartérními sedimenty. Jak již bylo uvedeno (viz kap. 2.1.2), jsou zlomy při západním okraji prokázány geologickými, geofyzikálními i geomorfologickými metodami. Zkoumaná jednotka vystupuje jako typická hrást, s výrazným výškovým převýšením oproti západně položené Boskovické brázdě. Geologicky je budována horninami brněnského masívu, a to biotitickými až dvojslídňými granodiority a horninami metabazitové zóny (diority a diabasy), z žilných hornin jsou zastoupeny pegmatity a aplity. O tektonickém neklidu svědčí mylonitová zóna, vyvinutá při západním okraji jednotky. Západní svah morfostruktury stupňovitě klesá do Oslavanské brázdy, což dokresluje i série zarovnaných povrchů typu etchplén, vyvinutých ve výškových kategoriích 300–350, 350–400, 400–450 a 450–500 m n. m. Někteří autoři (Hrádek a Ivan 1974; Ivan 1974) předpokládají existenci sítě zlomů uvnitř morfostruktury. Tyto zlomy však současnými geologickými metodami nebyly prokázány. V plné míře proto při členění megamorfostruktury na morfostruktury 2., resp. 3. řádu budu uvažovat jen morfologicky nejvýraznější předěly (přičemž nevylučuji, že s rozvojem dokonalejších geologických metod bude Hrádkova a Ivanova hypotéza prokázána). Nejvýznamnějšími hranicemi jsou antecedentní údolí řek Bobravy a Jihlavy, které prokazatelně sledují tektonické linie. V rámci megamorfostruktury vyčleňuji tři morfostruktury 2. řádu, a to Omického lesa, hlínskou a masívu Rény.

a) Morfostruktura Omického lesa

Tímto názvem označujeme část Lipovské vrchoviny, situovanou v našem území mezi hluboce zaříznutým údolím řeky Bobravy na jihu a severním okolím dálnice D-1, již mimo zájmového území. Západní tektonická hranice jednotky je prokázána geologicky, seismicky i geomorfologicky. Systém zarovnaných povrchů je zastoupen od 300 do 450 m n. m. Vodní toky udržují směr toku v dlouhých přímých úsecích, soutok a toky vyššího řádu jsou téměř pravoúhlé. Průběh zlomových svahů umožnil vyčlenit i morfostrukturu 3. řádu.

a.1) Morfostruktura Na Kříbech (podle názvu kóty)

je typickou hrástí, oddělenou od morfostruktury Omického lesa úzkým, sklonově asymetrickým údolím bezejmenného potoka tekoucího podél zlomového svahu kry a vlevoajícího se pod téměř pravým úhlem do ř. Bobravy JV Tetčického mlýna. Na vrcholu hrástě je vyvinut zarovnaný povrch kategorie 350–400 m n. m.

b) Hlínská morfostruktura (podle názvu obce)

se rozkládá mezi hluboce zahloubenými toky ř. Bobravy a Jihlavy. Její název byl stanoven Hrádkem a Ivanem (1974). Zarovnané povrchy typu etchplén jsou na morfostrukturu vyvinuty v 350–500 m n. m. V rámci morfostruktury vyčleňujeme morfostruktury 3. řádu: Bučina, Herzánu, Hlínského kopce a Bukoviny.

b.1) Morfostruktura Bučina (podle názvu lesního celku)

její Z, S a SV hranice je tvořena zlomovými svahy na geologicky, seismicky a geofyzikálně prokázaných tektonických liniích, J na liniích prokázaných geologicky a geomorfologicky, V a JV prokázaných geomorfologicky. Morfostruktura vévodí asymetrický hřbet s úklonem k JZ a zarovnaným povrchem kategorie 350–400 m n. m. 2 km dlouhým, typu etchplén. Zarovnané povrchy stejné výškové kategorie plošně méně rozsáhlé, jsou vyvinuty v blízkosti okrajových zlomových svahů. Na zarovnaných površích nacházíme eluvia, na svazích pak málo mocné svahoviny.

b.2) Morfostruktura Herzánu (podle stejnojmenného vrcholu)

Navazuje k J na kru Bučina. Od morfostruktury Hlínského kopce je oddělena JV zlomovým svahem, k J pak zlomovým svahem na tektonické linii potvrzené geologicky. Ve své západní části kra bezprostředně navazuje na neslovickou morfostrukturu budovanou horninami Boskovické brázdy. Zarovnané povrchy jsou vyvinuty ve výškových polohách od 350 do 450 m n. m.

b.3) Morfostruktura Hlínského kopce (podle názvu kóty)

byla vymezena na podkladě geomorfologicky určeného průběhu morfologicky výrazných či méně výrazných svahů. Morfostruktura zaujímá nejvyšší část morfostruktury 2. řádu. Systém zarovnaných povrchů typu etchplén je vyvinut v nadmořské výšce 400–450 m n. m. Sedimentární pokryv je tvořen sprašemi, resp. svahovinami.

b.4) Morfostruktura Bukoviny (podle názvu lesního celku)

je situována východně potoka Martálky. K J spadá výrazným zlomovým svahem geologicky, geofyzikálně i geomorfologicky prokázaným do údolí ř. Jihlavy. Zarovnaný povrch je vyvinut v kategorii 350–400 m n. m.

c) Morfostruktura masívu Rény (podle názvu geografického celku)

Je od S, SV a Z ohraničena geomorfologicky výraznými zlomovými svahy na tektonické linii geologicky a geofyzikálně potvrzenými. Jižní hranicí je předmiocenní suché údolí popsané J. Demkem (1970). Kra je morfologicky výraznou jednotkou budovanou biotitickým dioritem. Na svazích k Oslavanské brázdě a v předmiocenním údolí se zachovaly zbytky neogénních sedimentů (jíly, písky, štěrky). Jak jsem výše uvedl, byla morfostruktura oblastí intenzivních neotektonických pohybů. Zarovnaný povrch je vyvinut ve výškové kategorii 300–350 m n. m.

c.1) Morfostruktura Kumán (podle názvu kopce)

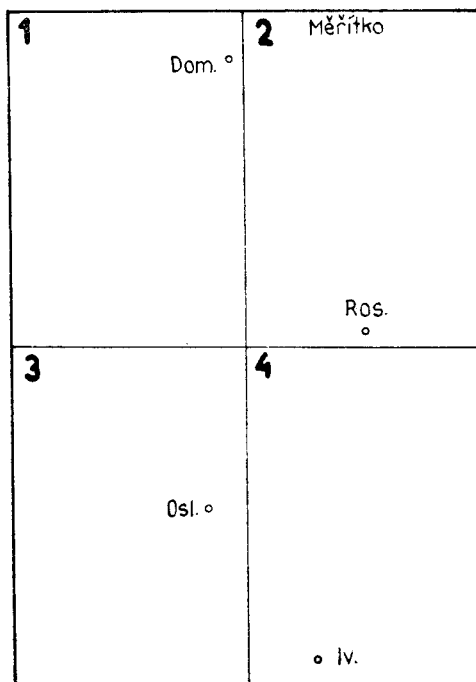
Představuje izolovanou kru budovanou horninami brněnského masívu, biotitickými diority. Geomorfologicky je typickým okrouhlíkem, který byl od masívu Rény oddělen erozní činností ř. Rokytné. Plošně málo rozsáhlý zarovnaný povrch typu etchplén je vyvinut v nad. výšce 220 m.

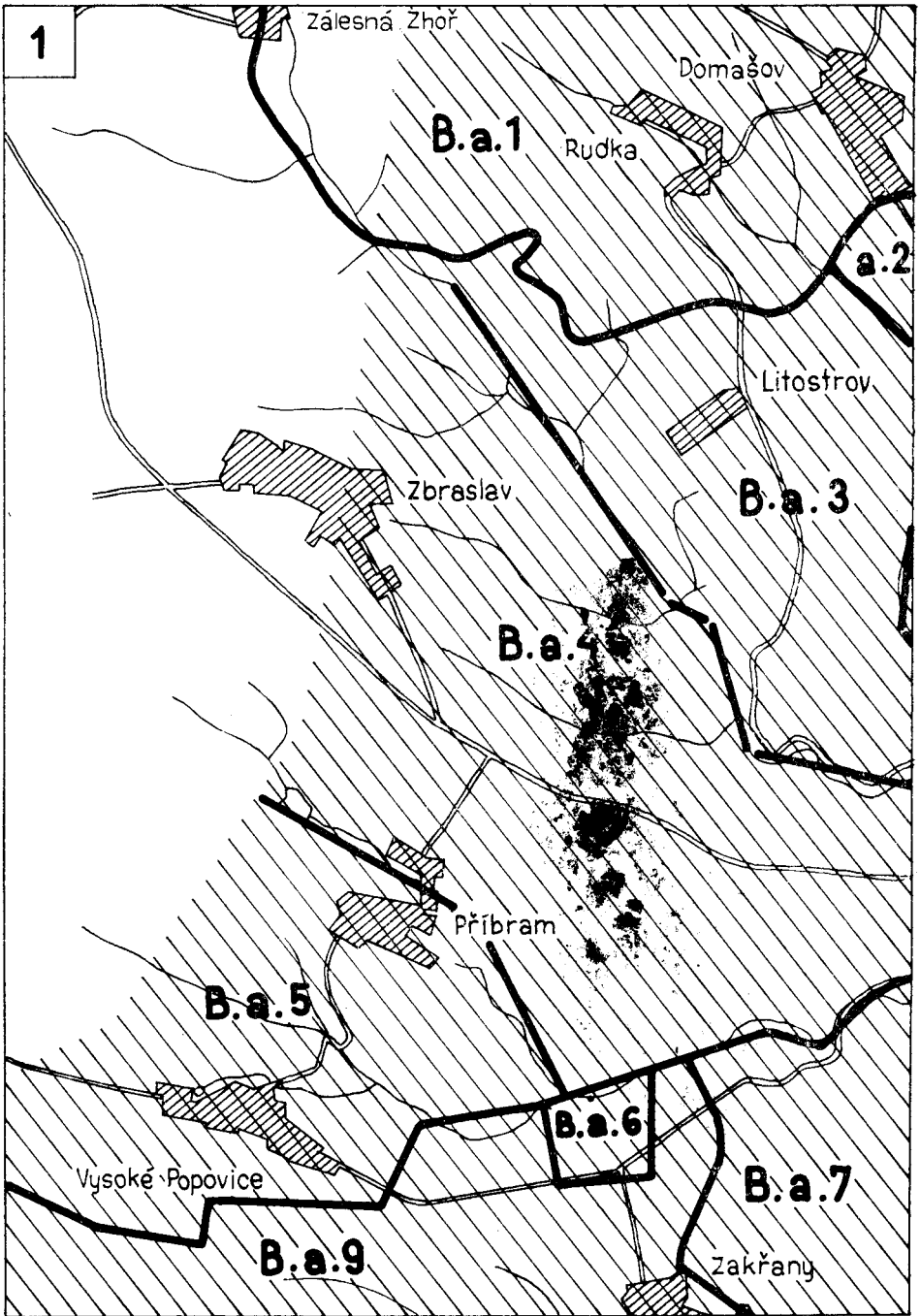
Na formování hlavních megamorfostruktur se tedy podílely jak neotektonické pohyby, tak i strukturální vlastnosti hornin a erozně-denudační procesy na puklinových zónách, vázaných na staré nebo zmlazené tektonické poruchy.

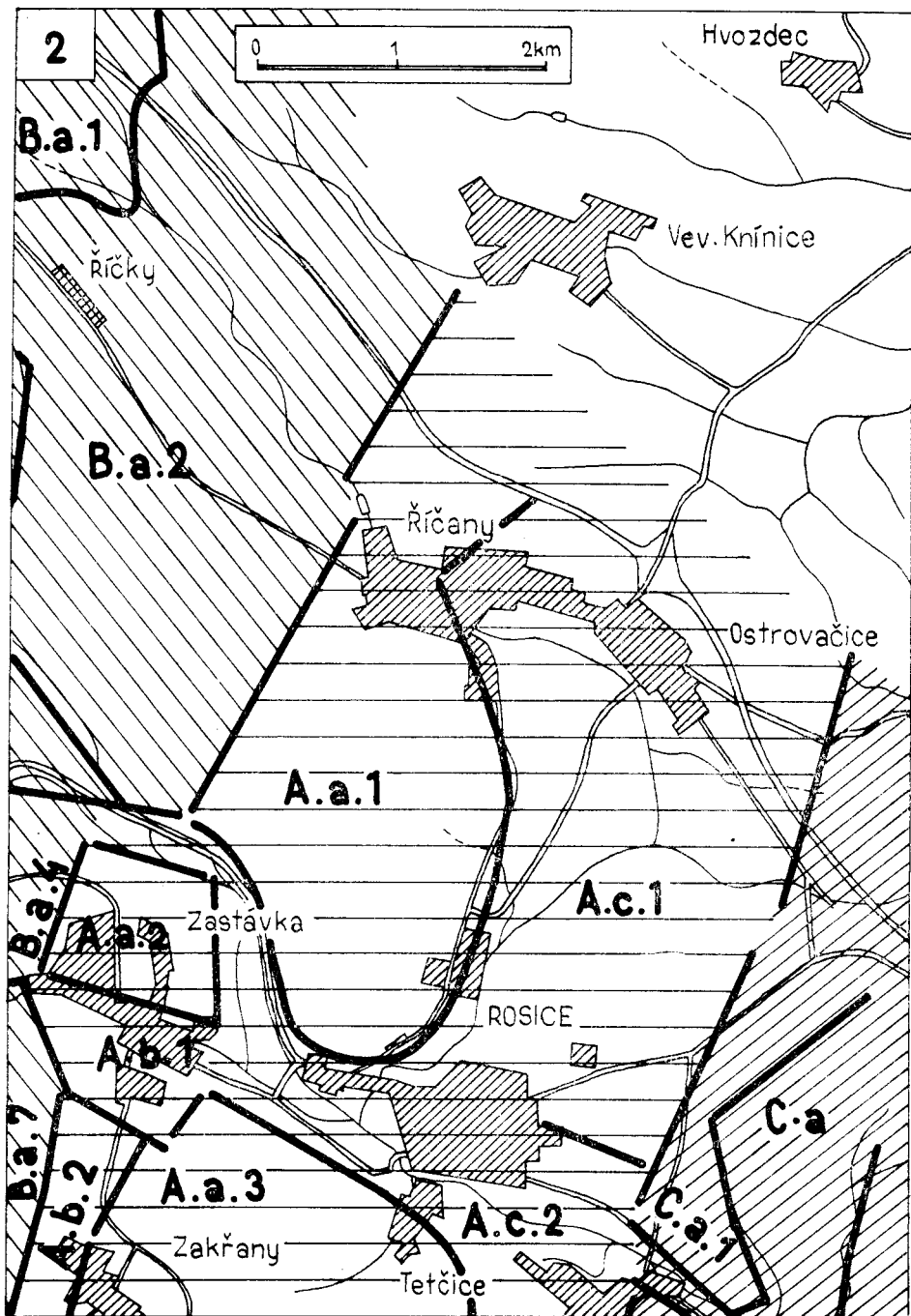
Mapa č. 2

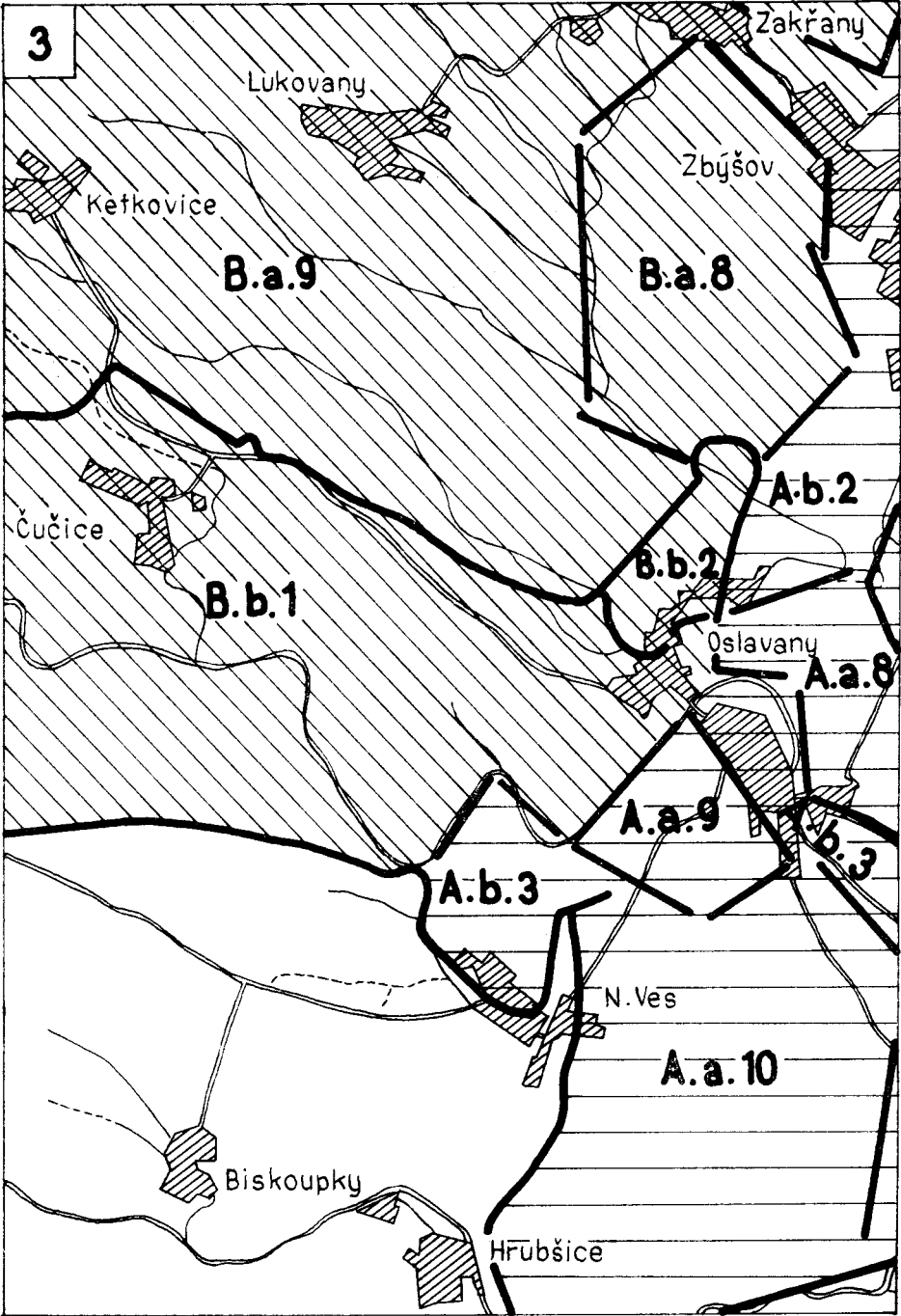
MAPA MORFOSTRUKTUR

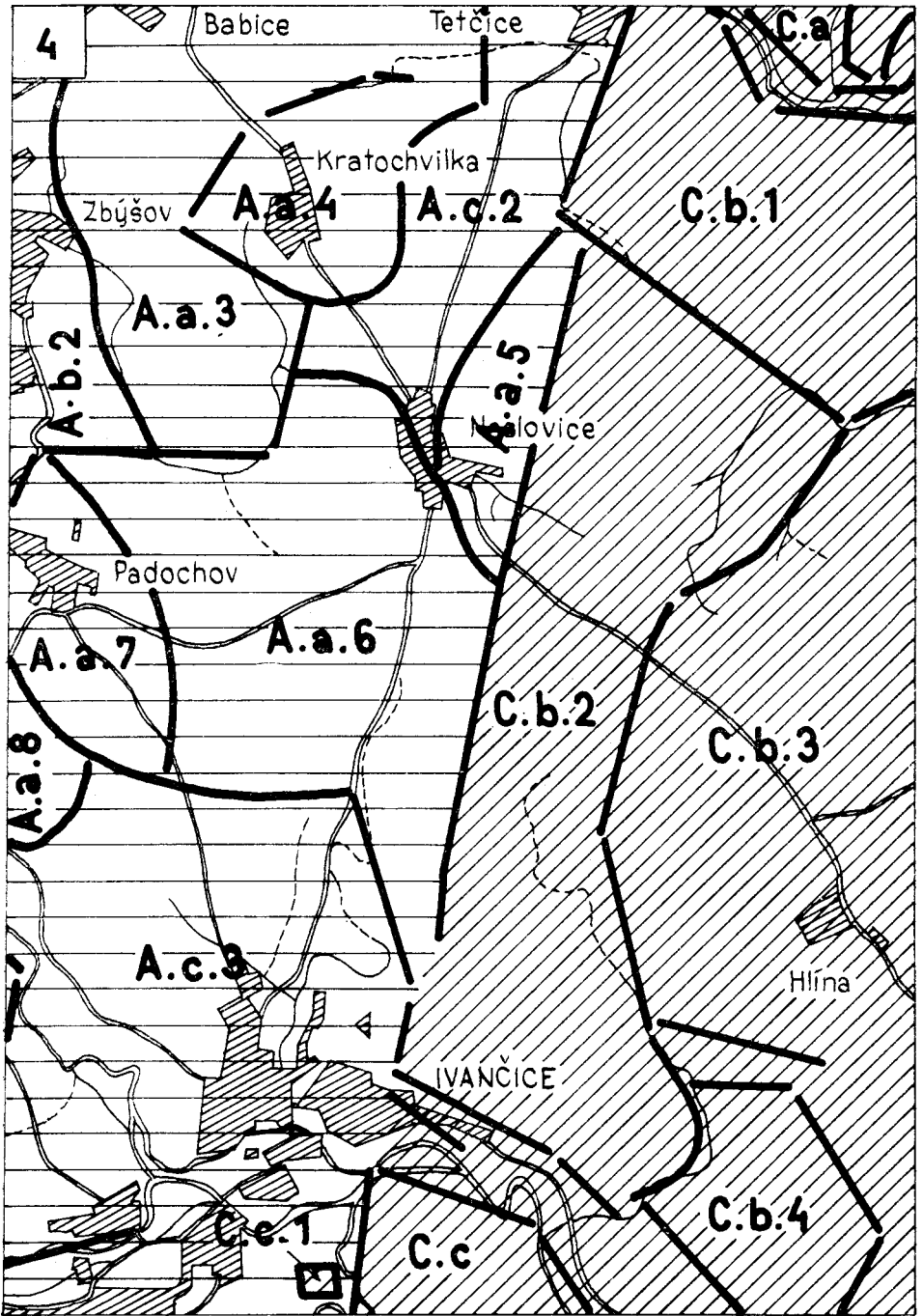
1 : 100 000

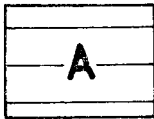




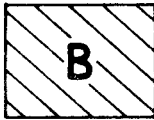




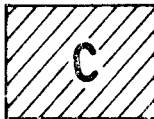




morfostruktura Boskovické brázdy



morfostruktura východního okraje
Českomoravské vrchoviny



morfostruktura Bobravské vrchoviny

2.2 MORFOSKULPTURNÍ ANALÝZA

Morfoskulpturami rozumím ve shodě s J. Demkem (1973) prvky reliéfu třetího řádu, vznikající především působením exogenních činitelů ve spojení s ostatními faktory vývoje reliéfu. Tyto prvky jsem znázornil v geomorfologických mapách studovaného území v měřítkách 1:25 000 a 1:10 000. Legenda mapy byla zpracována podle Unifikované legendy k podrobným mapám (Bašenina, Gellert, Jolly, Klimaszewskij, Scholz 1968), doplněné pro potřeby mapování území ČSR Balatkou, Czudkem, Demkem, Ivanem, Sládkem a Štelclem (1969). Antropogenní tvary jsou v těchto mapách znázorněny jen částečně, neboť jejich podrobnému znázornění je věnována speciální mapa, o níž pojednávám v kapitole 4.2.2.

2.2.1 Analýza zarovnaných povrchů

2.2.1.1 ZBYTKY STARÝCH HLUBOKÝCH ZVĚTRALIN

O výskytu dříve rozsáhlých pokryvů kaolinických zvětralin svědčí zbytky jejich pokryvů nalezených již mimo mapované území u obce Rapotice. Polák (in: Kalásek 1963) upozorňuje v našem území na ložiska železných rud vzniklá tropickým zvětráváním na povrchu paroviny patrně v terciéru, možná i dříve (křída). K primárním ložiskům patří ložisko u Zálesné Zhoře („U panny“), k sekundárním ložiska u Rudky a Domášova (Kalásek 1963). V oblasti brněnského masívu se na starých tektonických poruchách pod terciéreními sedimenty nacházejí mocné zvětralin, často více než 15 m mocné. Jiné lokality se zbytky starých hlubokých zvětralin nebyly v průběhu výzkumu zjištěny.

2.2.1.2 ZAROVNANÉ POVRCHY

Jsou ploché (nikdy nejsou ideálně rovné) erozně-denudační povrchy, které sečou horniny o různé odolnosti a různé struktury zemské kůry (Demek 1973). Za zbytky starých zarovnaných povrchů považuje Búdel (1965) plochy o rozloze nejméně 0,6 ha, jejichž sklon nepřevyšuje sklon aktivních tropických parovin, tj. 2°. Za zbytky jednotné zarovnané plochy lze považovat takové povrchy, které leží ve stejné výši (úrovni) a rozkládají se na různě starých a různě odolných horninách. Právě zbytky jednotného zarovnaného povrchu neleží jen na rozvodích, ale přímo na okrajích údolí. Jsou tedy nezávislé na říční síti a zasahují jak přes dnešní údolí, tak i přes rozvodí. Na starých površích jsou zpravidla vyvinuty mocné půdy polygenetického původu.

Při vlastním geomorfologickém mapování jsem podle kritérií Búdela (1965) a zkušeností získaných na československém území Czudkem a Demkem (1970), Králem (1971) a Demkem (1973) kartometricky vymezil plochy se sklonem menším jak 2°, jež byly při geomorfologickém mapování zpřesněny a vymezeny plochy, které považují za zbytky zarovnaných povrchů. Terénním průzkumem, studiem literatury i využitím vrtných materiálů bylo potvrzeno, že vymezené plošiny jsou vesměs pokryty málo nebo středně mocnou vrstvou zvětralin. Eluvium na krystaliniku je středně hluboké, většinou do 80 cm. Zvětralinový plášť bitešské ruly je obvykle hluboký 50–60 cm. Do 1 m je mocnost zvětralin i v oblasti Boskovické brázdy. V oblasti Českomoravské a Bobravské vrchoviny se často dostávají úlomky eluvií na povrch. Původně mocnější zvětralinová pokrývka byla působením mladších reliéfových procesů snesena.

Zjištěné zarovnané povrchy jsem podle jejich nadmořské výšky rozdělil do 6 kategorií: plošiny o nadmořských výškách pod 300 m, 300–350 m, 350–400 m, 400–500 m, 450–500 m a nad 500 m n. m. (Mapa č. 3). Výskyt plošin a jejich základní charakteristiky byly uvedeny v kap. 2.1 věnované morfostrukturní analýze. Zarovnané povrchy první kategorie se vyskytují pouze v Boskovické brázdě, zarovnané povrchy ostatních kategorií takřka rovnoměrně v rámci megamorfostruktury východního okraje Českomoravské vrchoviny a megamorfostruktury Bobravské vrchoviny. Na zarovnané povrchy v rámci všech tří morfostruktur navazují nejčastěji svahy o sklonu 5–10°, místy 2–5°. Pokud se zarovnané povrchy nacházejí v blízkosti vodních toků, dosahují svahy k toku směřující 10–15°, někdy 15–20° a v oblasti morfostruktury Omického lesa až 25–35°.

Jaroš (1961) považoval plošiny na permokarbonských slepencích za zbytky oligocenního zarovnaného povrchu, vyvinutého na pružích vyššího reliéfu oddělujícího navzájem jednotlivé kotliny Boskovické brázdy. Zarovnané povrchy v rámci všech megamorfostruktur považují za zarovnaný povrch subaerického původu typu etchplén. Ten se vyvinul s tzv. paleogenního (oligocenního) zarovnaného povrchu, při jehož vzniku mělo zarovnání spíše ráz pedimentace a zarovnaný povrch nejspíše ráz pediplénu, který až později získal tvary penepfénu, se silnou vrstvou zvětralin tropického typu (Demek ed. 1975). Koncem paleogénu a v neogénu byl paleogenní zarovnaný povrch neotektonickými pohyby rozčleněn v kry, které zaujaly různou výškovou polohu. Současně byl postupně odstraňován hlu-

boký zvětralinový plášť, jehož denudace pokračovala i v neogénu a kvarteru. Procesy denudace a odnosu vedly k obnažování bazální zvětrávací plochy a místy i jejímu částečnému modelování. Takto vzniklý zarovnaný povrch typu etchplén je považován za základní zarovnaný povrch České vysočiny (Demek 1975). V daném území se v důsledku tektonických pohybů, různé odolnosti hornin i staré tektonické predispozice nachází etchplén v různých nadmořských výškách.

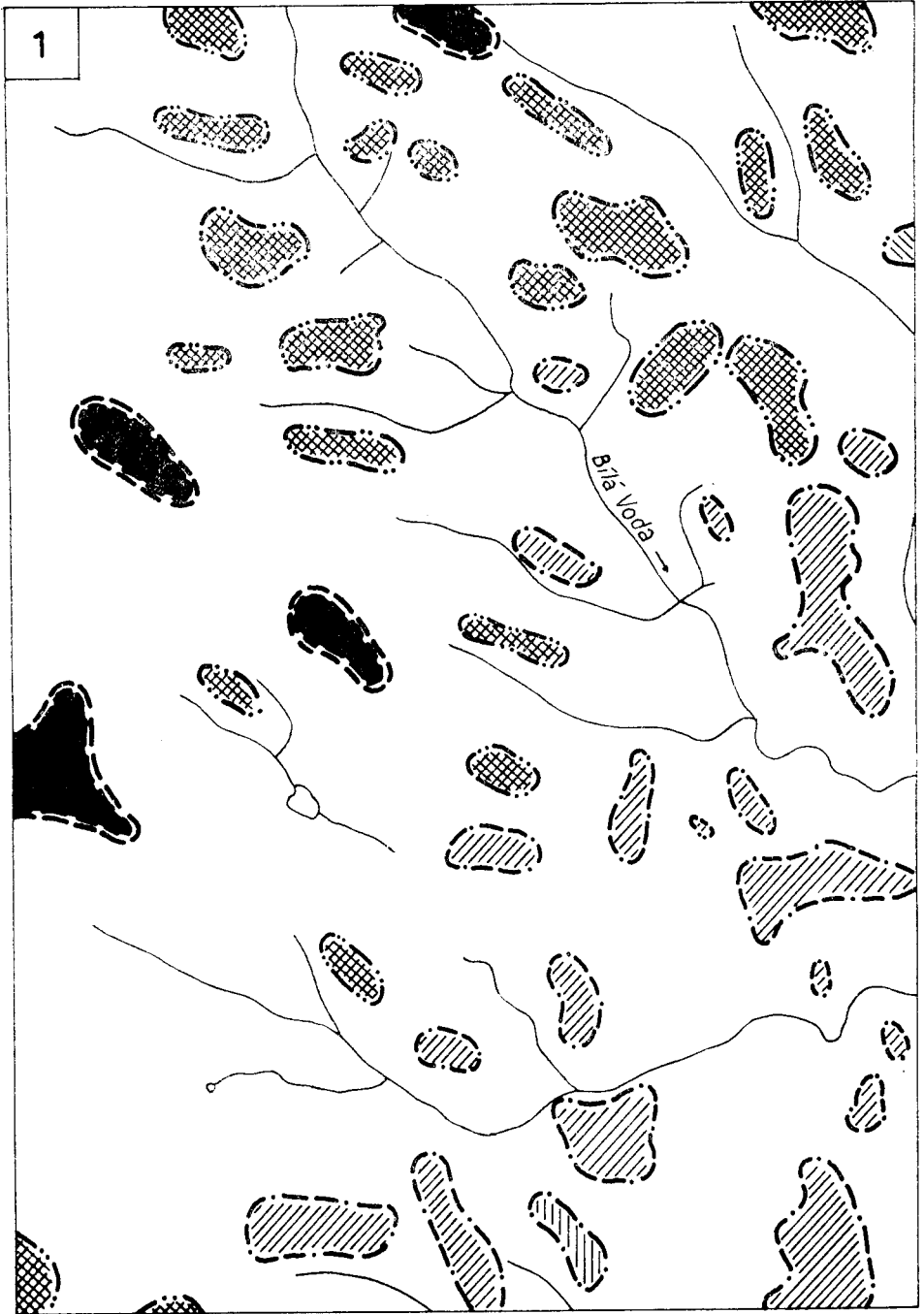
V neogénu vznikají v České vysočině v suchých obdobích místní dílčí zarovnaní typu pedimentů (Hrádek 1968, Demek ed. 1975). Pedimenty jsou představovány mírně ukloněnými povrchy v našem území sklonu 2–7°, neaktivními. Byly zjištěny v oblasti Boskovické brázdy (Oslavany, Rosice) a Českomoravské vrchoviny (Zakřany).

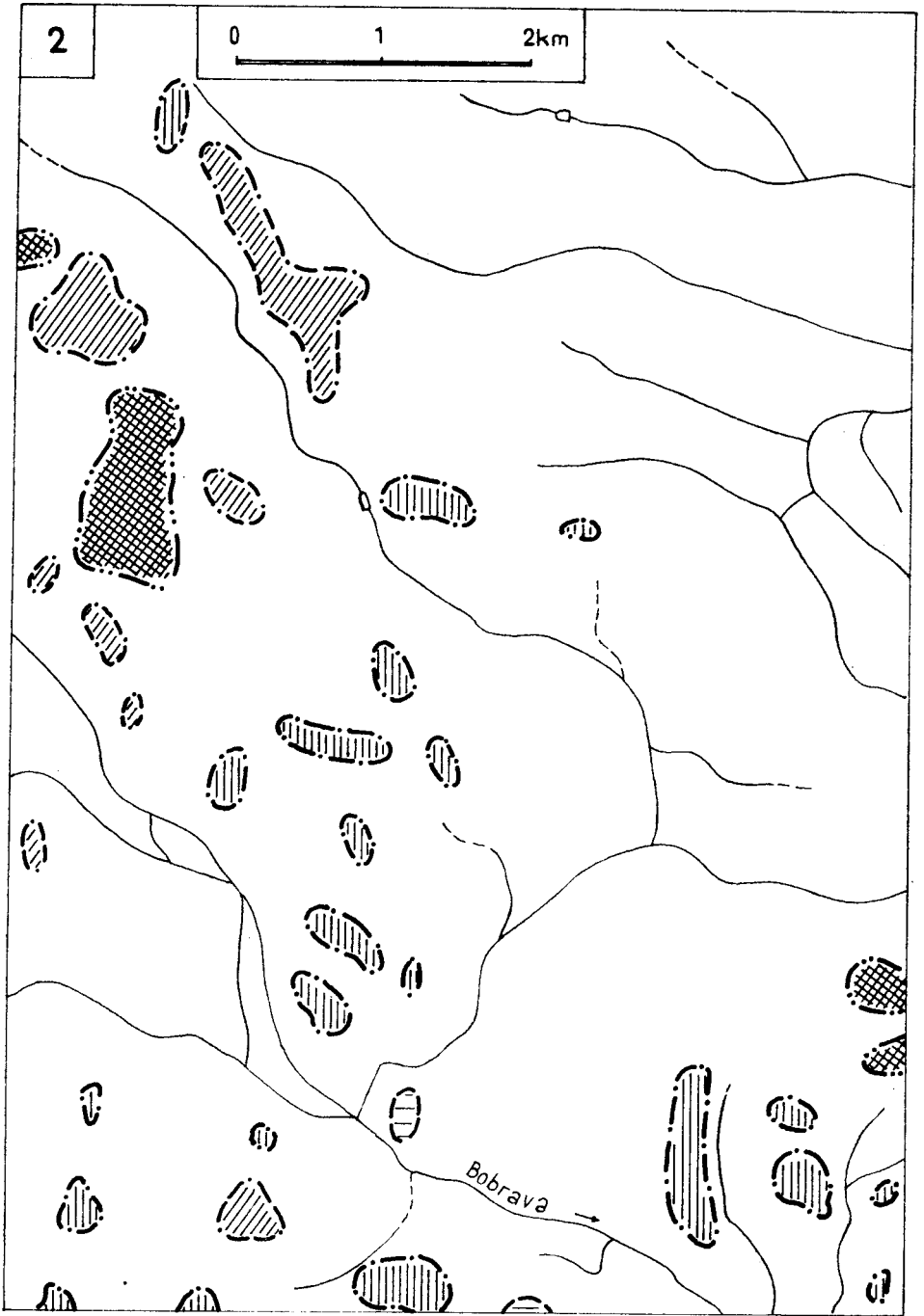
Mapa č. 3

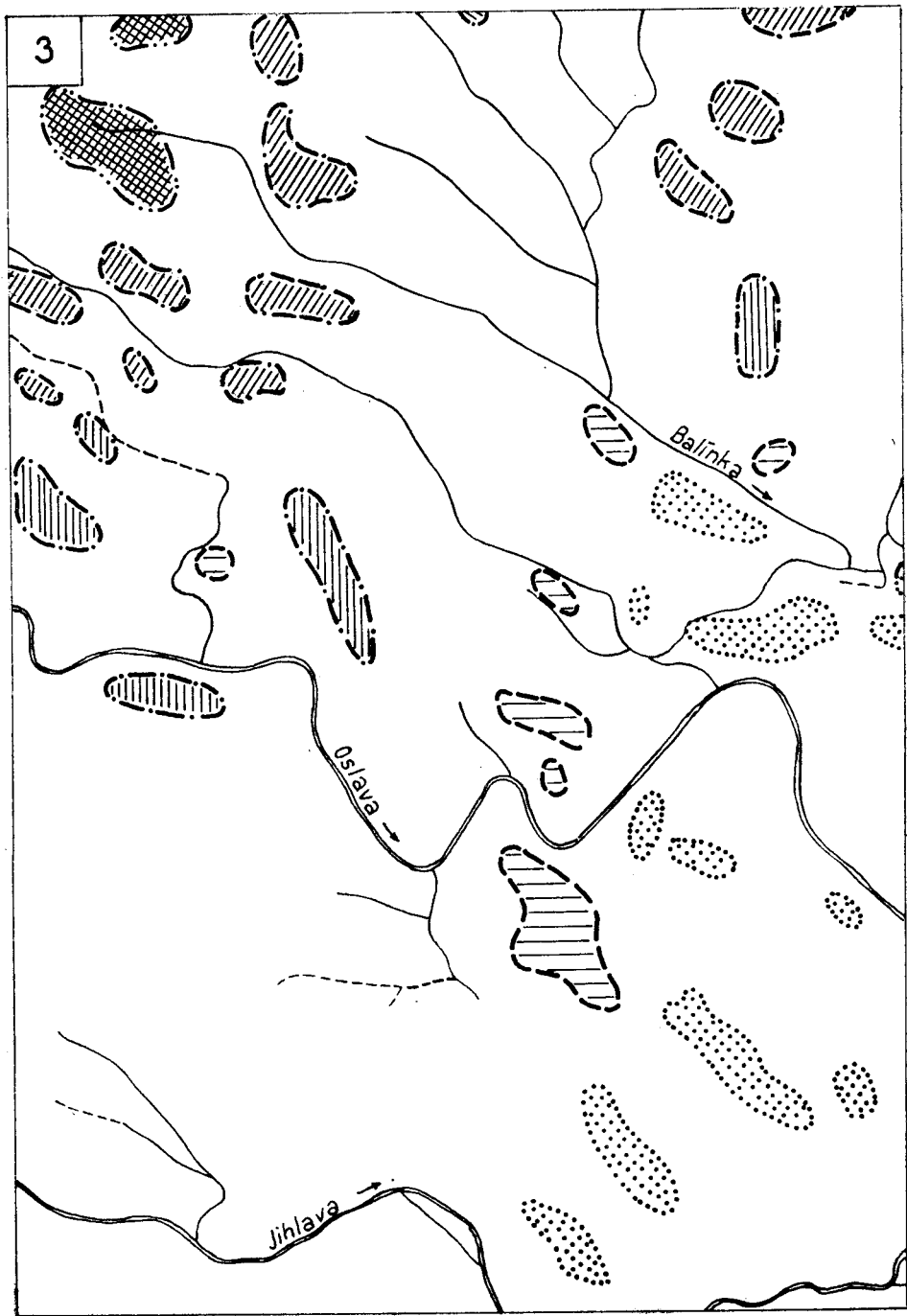
MAPA ZAROVNANÝCH POVRCHŮ

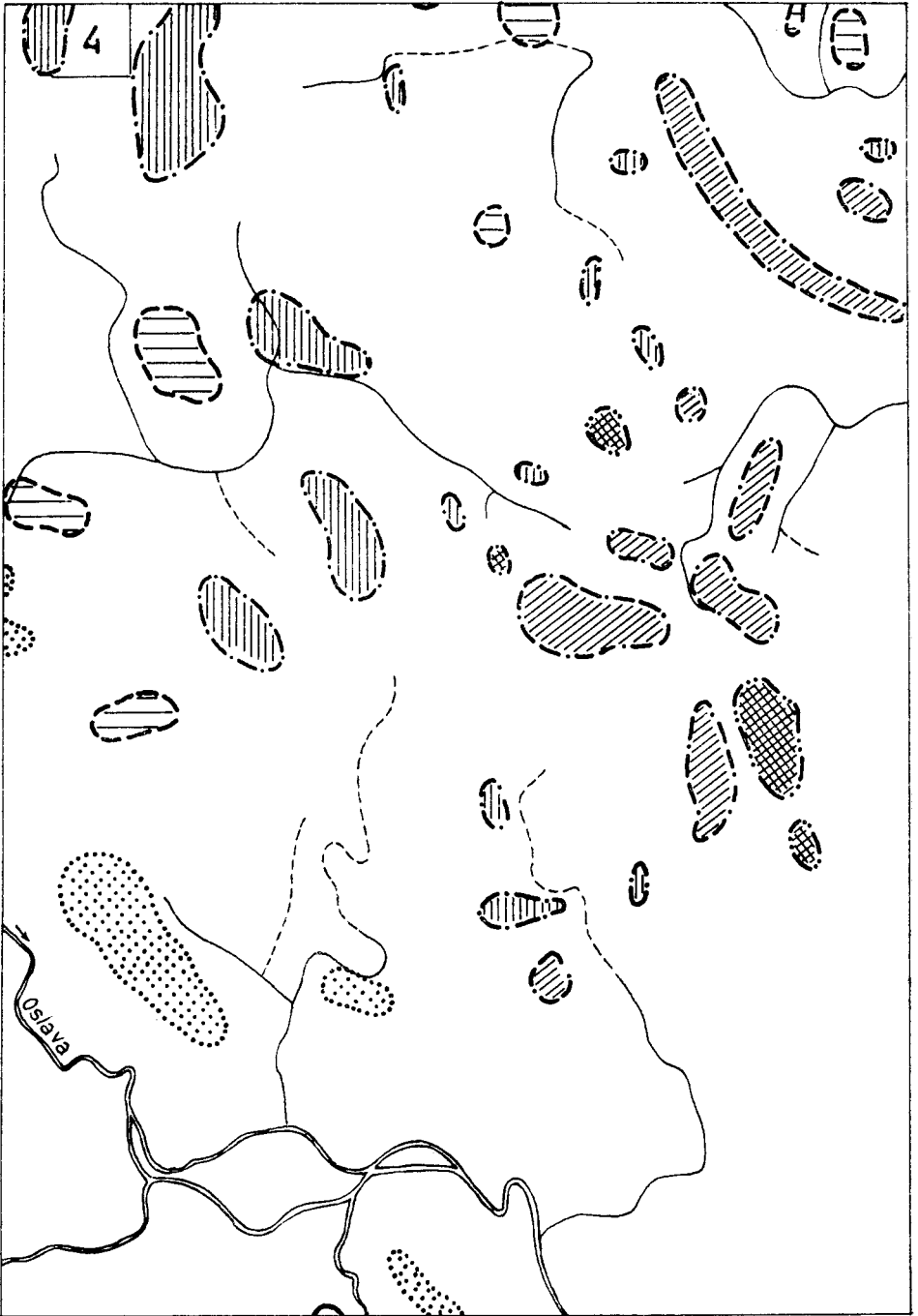
1 : 50 000

1	Měřítka 2
3	4

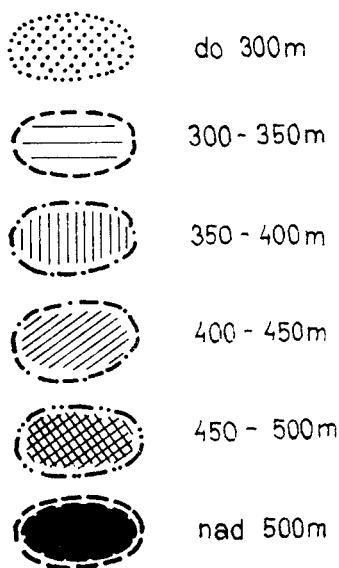








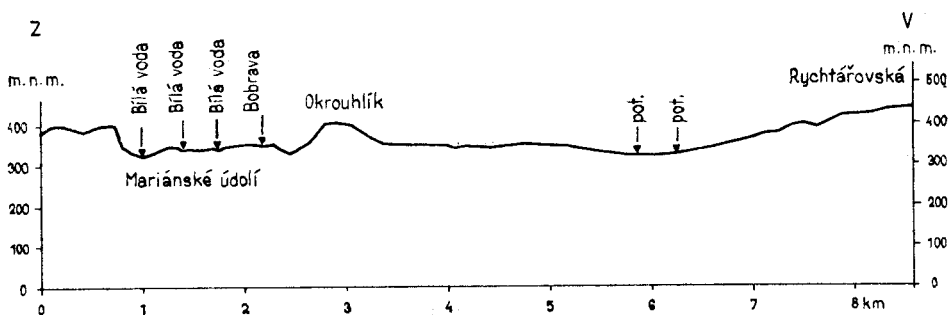
Zbýtky zarovnaných povrchů nadm. výšek :



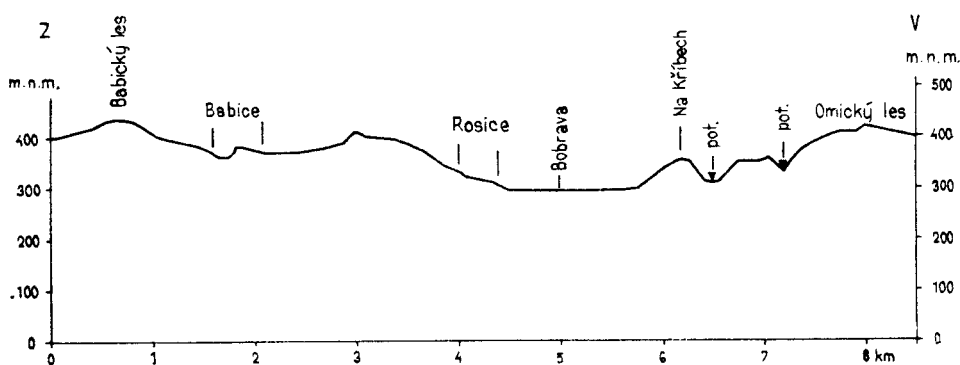
2.2.2 Údolní a fluviální tvary

2.2.2.1 ÚDOLNÍ TVARY

V mapovaném území jsou významnými údolními tvary především údolí Bobravy s Bílou vodou, Oslavy a částečně i Jihlavy. Toky Bobravy a Bílé vody s přítokem Domašovského potoka tvoří spolu s pobočnými údolními stromovitou říční sítí. Převládající směr toků je SSZ—JJV, přičemž jsou některé úseky nápadně přímočaré a sledují tektonické poruchy. Údolí Bobravy se mění od symetrického úvalovitého údolí při prameni, přes asymetrické údolí před vstupem a široké úvalovité údolí ve vlastní Boskovické brázdě, až po antecedentní úzké průlomové údolí v Bobravské vrchovině. Výšková asymetrie se začíná projevovat pod kotlinovitým rozšířením údolí na horním toku a udržuje se až k obci Zastávka. V celém úseku je levý údolní svah — většinou pokrytý kamenitou sutí s výchozy málo zvětralé ruly — vyšší, než břeh pravý, pokrytý sutí kamenito-hlinitou. Charakter asymetrie se mění pod obcí Zastávka; pravý břeh je vyšší a prudší, než levý. Před soutokem s Bílou vodou (Profil 1) tekou oba toky náplavovým kuzelem vyvinutým v poměrně širokém Mariánském údolí. Pod soutokem s Bílou vodou se do Bobravy před Rosicemi vlévají i Příbramský a Domašovský potok. Bobrava poté proráží středový hřbet Boskovické brázdě úzkým průlomovým antecedentním údolím. Za ním teče poměrně širokým



Profil 1

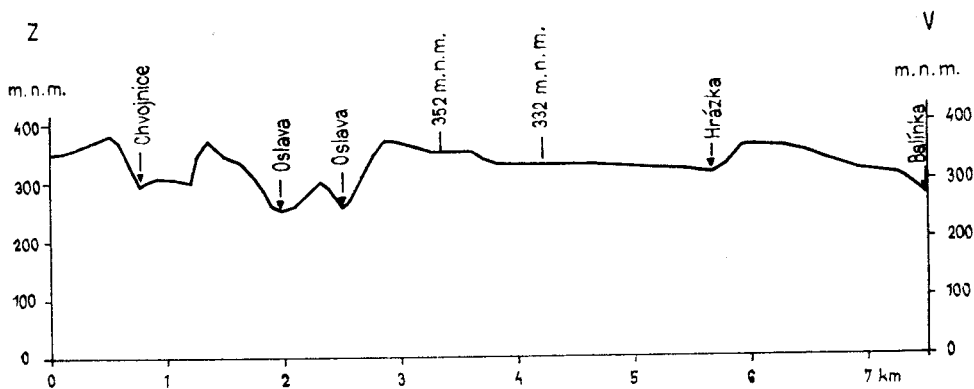


Profil 2

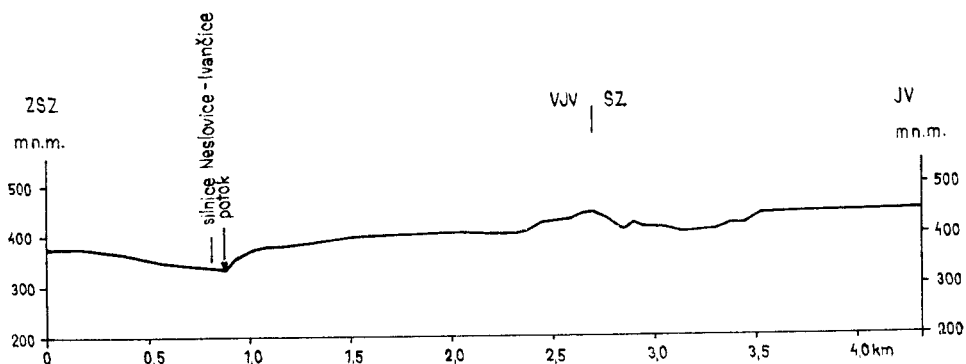
úvalovitým údolím (Profil 2), aby poté překonala hřbet Bobravské vrchoviny úzkým antecedentním údolím a opustila tak zájmové území. Výplň údolního dna tvoří v pramenném úseku Bobravy mocné nánosy hlín a sutí. Úzká údolní niva se vytváří asi po 450 m. U Rudky se rozšiřuje na 10 m, tok začíná meandrovat. Za ohybem údolí do směru SSZ--JJV se údolí zužuje. V nivě se občas objevují balvany náležející geneticky k sutím pokrývajícím oba svahy údolí. Za Okrouhlíkem je niva široká a silně zahliněná. Pod Rosicemi (Profil 2) má říčiště silně zašterkované, nivu pokrývají mocné vrstvy hlín, cca 1,5 m.

Nejvýznamnějším přítokem Bobravy je Bílá voda. Její údolí má většinou asymetrický tvar (Profil 1). Levostranná asymetrie mizí před ústím Litostravského a Zbraslavského potoka, aby níže po toku přešla v asymetrii pravostrannou, která vyznívá při vstupu do Boskovické brázdy (Profil 1). Dalším významným přítokem Bobravy je Habřina. Po soutoku svých zdrojnic protéká hlubokým asymetrickým údolím na tektonické poruše až do Boskovické brázdy, kde se údolí úvalovitě rozšiřuje. Také levý přítok Bobravy — Řičanský potok má údolí asymetrické s příkřejším levým svahem.

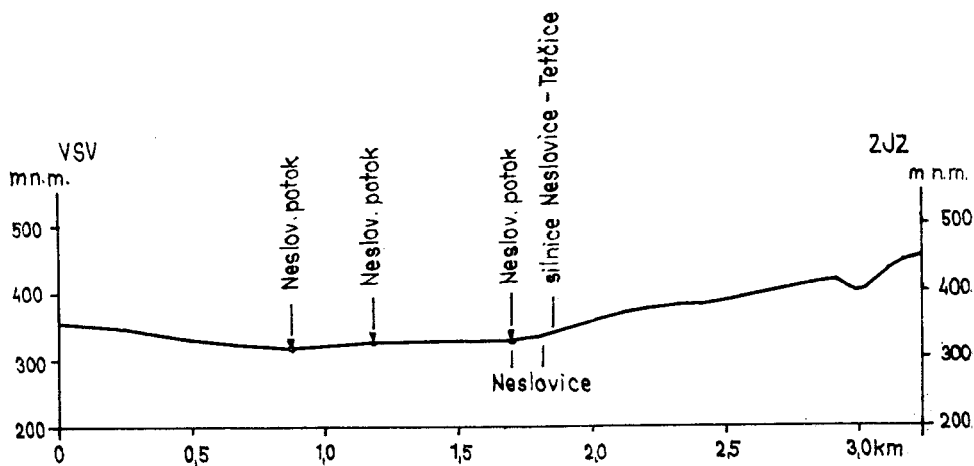
Řeka Oslava zasahuje do území částí svého dolního toku, od soutoku s Chvojnící po ústí do Jihlavy (Profily 3, 6–8). Vývoj údolních tvarů řeky popsal Netopil (1951). Po vstupu do území vytváří Oslava velký tekto-



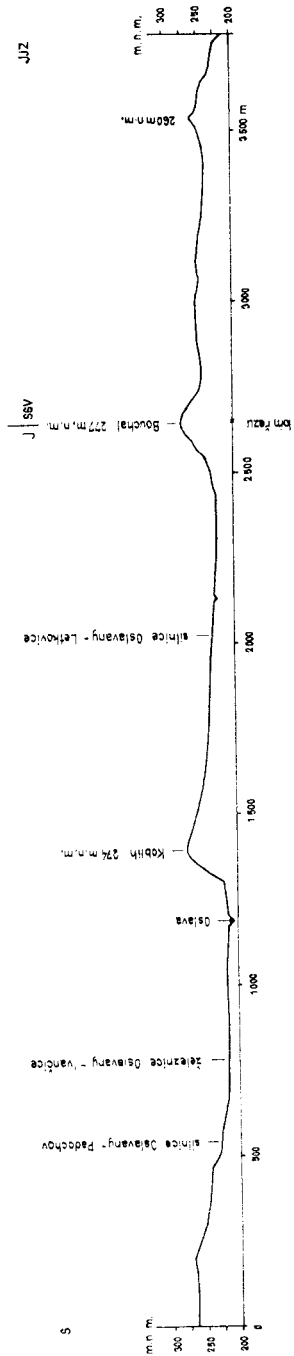
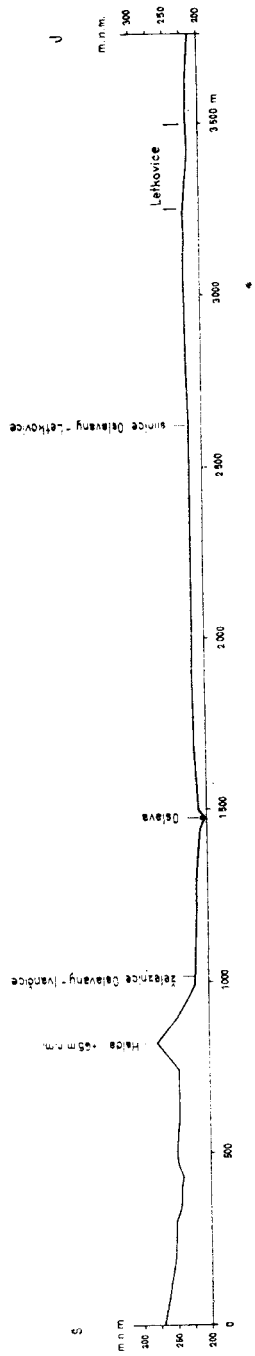
Profil 3



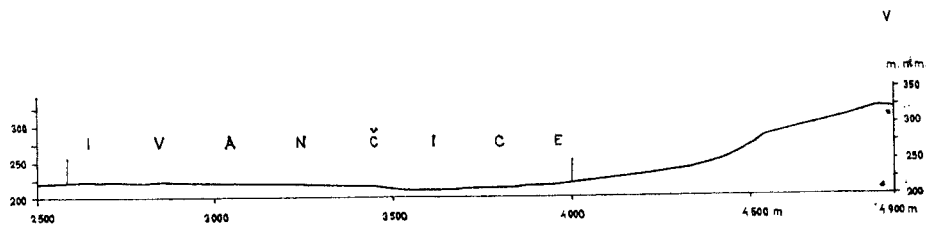
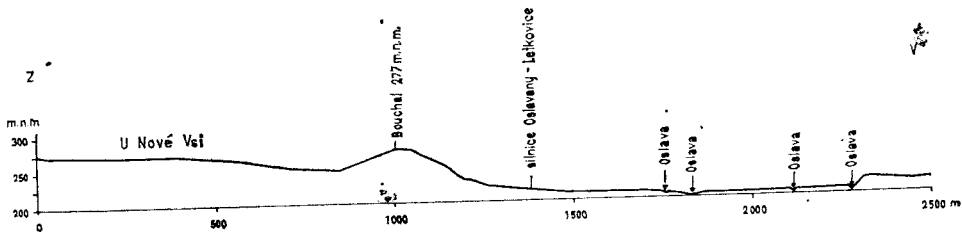
Profil 4



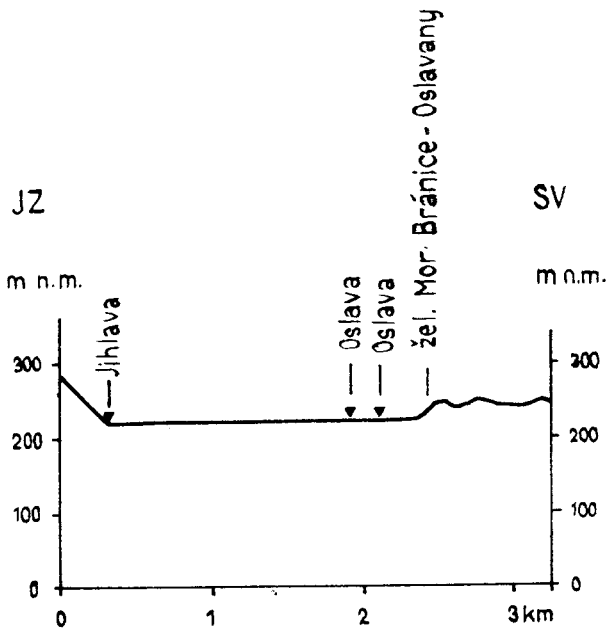
Profil 5



Profil 6



Profil 7



Profil 8

nicky predisponovaný ketkovický meandr. Tektonická predispozice je i příčinou přímočarého průběhu toku mezi Čučicemi a Oslavany. Její řečiště je v oblasti krystalinika mírně zaštěrkováno; v oblasti permokarbonu, zvláště v kotlinách Oslavanské a Ivančické, tvoří širokou údolní nivu. V oblasti od Čučic po soutok s Jihlavou jsem vypoval několik stupňů říčních teras. Levým přítokem Oslavy je Balínka s přítokem Neslovického potoka, dále Hrázka a řada nepojmenovaných menších přítoků. Všechny jsou charakteristické údolní asymetrií (Profil 3, 4, 5) a často přímočarými průběhy údolí, která sledují tektonické poruchy. Z pravých přítoků je významnější potok tekoucí od Nové Vsi, jehož údolí se vyznačuje sklonovou i výškovou asymetrií. Pod Oslavany se v řečišti Oslavy vytvářejí štěrkové lavice (Foto 4); tok je lemován četnými nátržemi.

Řeka Jihlava zasahuje do mapovaného území pouze krátkým úsekem mezi Letkovicemi a meandrem JV Ivančic. Její řečiště je v tomto úseku zaštěrkováno, niva před vstupem do Ivančické kotliny dosahuje šířky 500 m. V území je i několik stupňů říčních teras. Tok Rokytné zasahuje do území v délce 500 m, její údolí má vzhledem k masívu Réna asymetrický charakter.

2.2.2.2 ŘÍČNÍ TERASY

Charakteristikou terasových řad se v území souhrnně zabývali Balatka a Sládek (1962). Terasové stupně, resp. jejich relikty se v zájmovém území

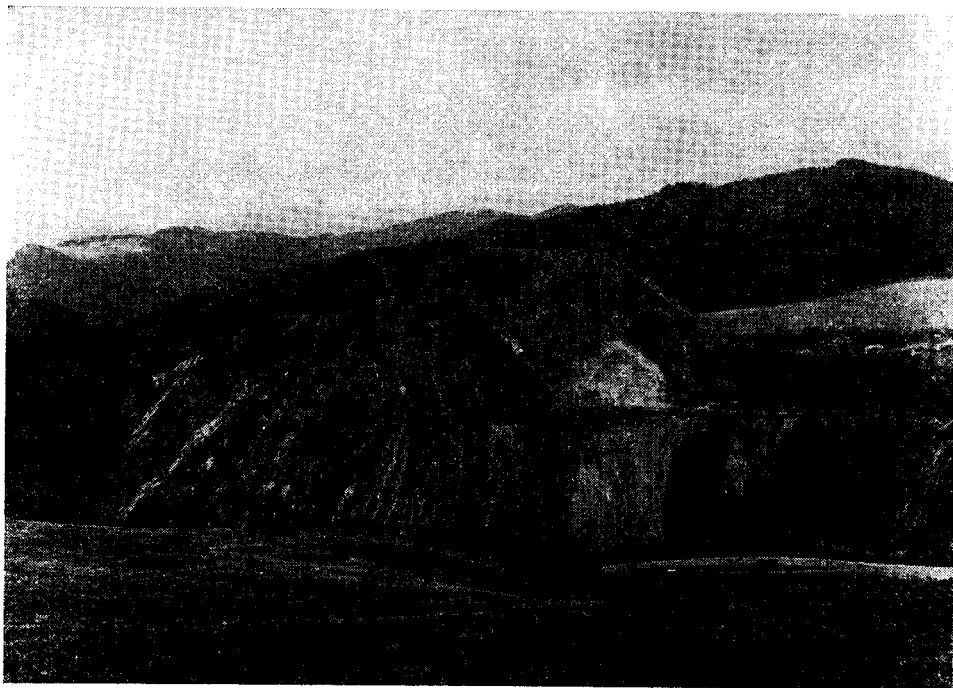


Foto 3

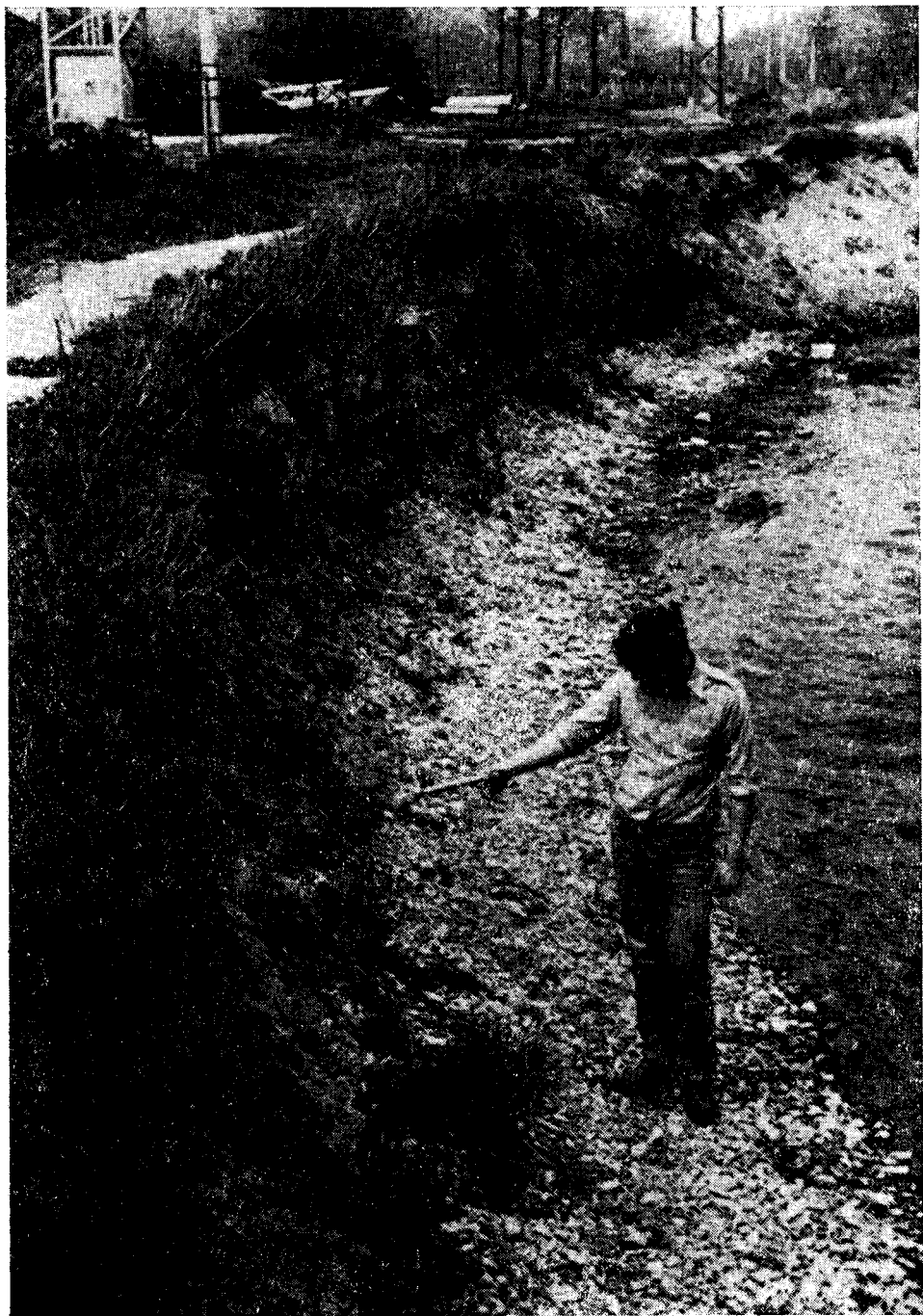


Foto 4

zachovaly v údolích ř. Oslavy a Jihlavy, a to ve čtyřech stupních. Údaje o stáří teras byly převzaty z práce Čížka (1980).

Ke IV. úrovni náleží akumulace terasových štěrků zasahující pozemek STS — Oslavany. Její povrch se nachází v nadmořské výšce 295—300 m s bází 288 m. Relativní výška báze nad nivou Oslavy je cca 75 m. Do téhož stupně řadím i terasové štěrky zjištěné Mátlém (1973) jižně Čučic.

Ke III. stupni náleží terasové štěrky řazené v rámci stratigrafického členění Zemana (1975) k VI. úrovni; stáří je určováno (viz i Čížek 1980) jako donauské. Akumulace štěrků se vyskytují na poměrně rozsáhlých plochách mezi Oslavany, Ivančicemi a N. Vsí. Akumulaci těchto štěrků protínanou silnicí Oslavany—N. Ves považuje Mátl (1973) za zbytek paleokoryta ř. Jihlavy. Povrch akumulace leží ve výškách 265—275 m n. m., štěrky vycházející na povrch terénu jsou často překryty vrstvou spraší.

II. stupeň reprezentuje relikv terasových štěrků zjištěných na S svahu masívu Réna. Relativní výška povrchu akumulace nad údolní nivou činí cca 35 m. Zbytky terasy ř. Jihlavy mají ráz štěrkopískového pokryvu. Stratigraficky koreluje s Zemanovou V. úrovní, a tedy terasou tuňanskou. Zeman a Čížek tyto akumulace řadí do günzu.

I. úroveň je složena z mladší a starší akumulace, které odpovídají Zemanově (1975) III. úrovni. Tvoří akumulace s povrchem ve výšce 10—15 m a bází cca 10 m. Odpovídá terase modřické a je výše uvedenými autory řazena ke staršímu würmu. Mladší akumulace má v našem území bází cca 3 m (Foto 3), s povrchem 4—8 m. Stáří terasy bylo Čížkem určeno jako mladší riss. Štěrky tohoto stupně nacházíme v prostoru meandru Oslavy Z Oslavan, na pravém břehu Oslavy při soutoku s Jihlavou a levém břehu Jihlavy JV Ivančic.

2.2.2.3 NÁPLAVOVÉ KUŽELY

Náplavové kužely se vyskytují nejčastěji na soutocích řek a potoků a hojně i při vyústění velkých úpadů, a to jak v mocných tak i málo mocných sedimentech. Největší kužely byly mapovány v údolích a na soutoku ř. Bobravy, Bílé vody, Říčanského a Neslovického potoka, Oslavy a Habřiny. Náplavové kužely budované materiálem vneseným z úpadů, tvoří charakteristická zvlnění terénu při úpatí údolních svahů (např. v údolích Chroustovském a Mariánském). Mocné kužely jsem vymapoval i v oblasti Ivančické kotliny, zejména při ústí úpadů a strží jejího západního svahu. Kužely tak místy pokrývají terasové sedimenty vrstvou mocnou 1, někdy až 2 m; rozměry a sklon povrchu závisí na charakteru strží, resp. úpadů. Jejich stáří je holocenní. Kužely jsou budovány nejčastěji kamenito-hlinitými a hlinito-písčitými sedimenty.

2.2.3 Svahy a svahové tvary

Svahy jsou nejrozšířenější a současně nejdynamičtější prvek reliéfu. Vyvíjejí se v interakci litosféry s atmosférou, kryosférou a biosférou (Demek 1974). Svahy posuzujeme nejčastěji z hlediska morfometrického a genetického. Z genetického hlediska v území rozlišuji zlomové svahy silně pozměněné a svahy na tektonické poruše, erozně-denudační svahy a svahy výrazných sprašových akumulací.

Zlomovými svahy rozumím morfologicky výrazné svahy o sklonu 5–55°. Typickým příkladem takového svahu je západní ohrazení Bobravské vrchoviny vůči Boskovické brázdě. Svahem na tektonické poruše rozumím morfologicky méně výrazné svahy, zpravidla zhlazené kvartérními, příp. neogénními sedimenty nebo značně rozrušené erozně-denudačními procesy. V našem území se tyto svahy pohybují ve sklonové stupnici od 5–35°. Lokalizací těchto svahů, jakož i jejich významem při morfostrukturní analýze jsem se zabýval v kapitole 2.1.

Erozně-denudační svahy vytvořené fluviální erozí a denudací se nacházejí ve všech geomorfologických jednotkách našeho území. Většinu plochy území zaujímají svahy o sklonu do 15°, které jsou nejvíce zastoupeny jak v centrální části Boskovické brázd, tak i na jejich křídlech, zejména pak západní části. Vrch svahů je modelován úpady v zeminách i mělkých sedimentech. Svahy jsou pokryty různě mocnou vrstvou svahového materiálu, jehož mocnost závisí na charakteru materiálu a sklonu. V nižších polohách jde zejména o pokryv spraší, terasových štěrků, svahovin, příp. pokryvy neogénních sedimentů. V oblasti Českomoravské vrchoviny jsou svahy pokryty vrstvou sedimentů nepřesahující 80 cm. Na V svahu středového hřbetu dosahují VJV Ostrovačic pokryvy svahů o sklonu 5–10° místy 7 m, S a Z Rosic až 6 m. Na Z svahu středového hřbetu mezi Babicemi a Zbýšovem tvoří svahové hlíny pokryv od 1 do 4 m na svazích o sklonu 10–15° a 0,3 m na svazích sklonu nad 35°. Svahy o sklonu nad 15° jsou většinou údolními svahy vodních toků. V údolích Bobravy a Bílé vody jsou svahy pokryty kamenitými, resp. kamenito-hlinitými sutěmi. Obdobná situace je na údolních svazích Habřiny a Oslavy. Svahové sedimenty pokrývající svahy Bobravské vrchoviny jsou tvořeny většinou sutěmi obdobného charakteru jako na Českomoravské vrchovině. Jejich mocnost kolísá mezi 0,5–1 m.

Do skupiny svahů výrazných sprašových akumulací zařazuji svahy výrazných sprašových závějí, resp. návějí, v nichž mocnost spraší dosahuje alespoň 5 m. Sprašové pokryvy jsou často rozčleněny na menší celky působením erozně-denudačních pochodů. Svahy jsou lokalizovány zejména v oblasti Ivančické kotliny a neslovicko-tetčické sníženiny, ojedinelé i v oblasti Zastávky a Babic. Do uvedené skupiny nezahrnujeme ty sprašové akumulace, které pokrývají zarovnané povrchy.

2.2.4 Sufózní tvary

V území jsem objevil sufózní studny, a to na levém břehu strže J Oslavan, kde mají průměr 1–1,5 m. Menší sufózní studny jsem zjistil i v dalších velkých stržích, zvláště v Ivančické kotlině. Jejich vznik je zpravidla podmíněn necitlivě prováděnou orbou v blízkosti okrajů strží, shromažďováním, prosakováním a sufózní činností dešťové vody.

2.2.5 Kryogénní tvary

Kryogénní tvary vznikly v periglaciální klimato-morfogenetické zóně. Tvary vzniklé především mrazovým zvětráváním jsou tvary fosilními. Nejpočetnější co do výskytu jsou úpady v mělkých sedimentech a úpady

v zeminách. Obojí vznikly vlivem kongeliflukce. Při tání a opětném zamrzání aktivní vrstvy na povrchu permafrostu docházelo k rozsáhlým pohybům hmot po nakloněném zamrzlém podloží (Demek 1960). Při vzniku úpadů v mělkých sedimentech docházelo zřejmě nejprve k zvětrávání podložní horniny a následnému „vymetení“ zvětralin, snad i díky klouzání po golcovém ledu. V zeminách vznikají úpady pravděpodobně korazí kongeliflukčních proudů. Vznik začíná vytáváním ledových klínů při degradaci permafrostu, po němž vznikají na ledových klínech strže. Strže jsou postupně ze stran zaplňovány roztátým a rozbředlým materiálem. Na působení termokrasových procesů při tání permafrostu ukazuje na jedné straně jejich převážná přímočarost, na druhé straně jejich ostré ohyby (Demek 1977). Úpady v mělkých sedimentech se zpravidla vyskytují na svazích o sklonu 10° , zvláště pak na údolních svazích toků, nebo jako údolní uzávěry údolí tvaru V. Úpady v zeminách jsou v našem území situovány především v oblasti V okraje Bítešské vrchoviny a Znojemské pahorkatiny, jakož i v celé oblasti Boskovické brázdy.

V území jsem zjistil jednu kryoplanační terasu situovanou jižně soutoku Chvojnice a Oslavy. Je vyvinuta v typickém profilu na západním úbočí malé hrástě. Izolované skalní útvary tors jsem zjistil zejména v horních částech údolních svahů Bílé vody. Jde o tvary budované nejodolnějšími horninami vůči mrazovému zvětrávání. Poměrně rozsáhlé plochy balvanových moří se rozkládají na obou stranách údolí Chvojnice. Vznikla jak vlivem intenzivního mrazového zvětrávání, tak i místním přimíšením skalních bloků přenesených procesem skalního říčení z vyšších poloh. Balvanová moře pokrývají plochy o straně řádově 10^2 m. Při úpatích svahů o sklonu nad 15° , nejčastěji však nad 25° jsem zjistil výskyt úpatních soliflukčních pláštů. Lemují svahy Z i V křídla brázdy, místy i svahy středového hřbetu. Proces jejich vzniku je často dokumentován hákováním vrstev (např. na pravém břehu Oslavy, J Oslavan). Úpatní soliflukční pláště tvoří málo rozsáhlé povrchy.

2.2.6 Současné geomorfologické procesy

Nejintenzivněji probíhajícím procesem je eroze proudící vodou. Poněvadž je podle mého názoru její současný průběh v území výrazně ovlivňován antropogenní činností, zabývám se jejím působením a hodnocením na jiném místě (kap. 4.2). Přirozená, tzv. potenciální eroze, byla vypočtena podle metodiky O. Stehlíka (1970, 1971) a dosahuje v území nejčastěji hodnot $0,5-1,5$ mm .rok $^{-1}$. Z dalších svahových procesů jsem zaznamenal několik sesuvných oblastí. Nejintenzivněji probíhají sesuvy podél dálnice D-1 a jsou antropogenně podmíněny. Ostatní sesuvné plochy se jeví jako relativně stabilizované (oblast Oslavy—Padochov, Kratochvilka).

Ke skalnímu říčení, tj. náhlému krátkodobému pohybu horninových hmot na strmých svazích, přičemž se postižené hmoty rozvolní a ztrácejí krátkodobě kontakt s podložím (Demek, Pašek, Rybář 1975), dochází zejména na strmých údolních svazích Chvojnice, Oslavy (ketkovický meandr), jakož ojedinelé i dalších toků v území.

Působení sněhu, mrazu, jakož i přirozených antropogenně podmíněných teplotních změn není v území významné.

2.3 GEOMORFOLOGICKÁ SYNTÉZA

Zájmové území leží na JV okraji českého masívu. Jeho orogenetický vývoj byl v hlavních rysech ukončen variským vrásněním. Intenzivní pohyby saxonské tektogeneze se projeví vyklenováním a vyzdvihováním českého masívu a vznikem zlomů. V důsledku působení neotektonických pohybů se vytvořily hlavní morfostruktury zkoumaného území. Jak ukázala morfostrukturní analýza, byly pravděpodobně ve zkoumaném území oblasti s větší a menší tektonickou aktivitou. Jako nejaktivnější se jeví oblast Bobravské vrchoviny oproti relativně málo aktivním oblastem Boskovické brázdy a Českomoravské vrchoviny. Za nejstarší tvar reliéfu území považují destrukční plošiny — zarovnané povrchy. Jejich vývoj začal pravděpodobně v paleogénu, v oligocénu vrcholila etapa zarovnávání a povrch území byl představován tzv. oligocénním zarovnaným povrchem (Czudek a Demek 1970). Na jeho povrchu byla vyvinuta mocná kaolinická, resp. železitá zvětralinová kůra, která svědčí o tom, že vývoj reliéfu pravděpodobně probíhal v teplé humidní klimatomorfogenetické zóně. V důsledku tektonických pohybů na rozhraní paleogén-neogén v souvislosti s vrásněním Vnějších Karpat, dochází k rozčleňování zarovnaného povrchu. Tato etapa, označovaná jako neotektonická, ovlivnila rozhodujícím způsobem hlavní rysy současného reliéfu. Splach a pohyb hmot jako důsledek klimatických změn, vedl k plošnému odnosu zvětralin a k obnažování bazální zvětrávací plochy. Subaerický vývoj byl přerušen transgrese miocénního moře (v ottnangu, karpátu a moravu), které vyrovnávaly poměrně členitý reliéf a pokryly jej vrstvami sedimentů. Mezi jednotlivými transgrese docházelo k exhumaci pohřbeného reliéfu. Po regresi badenského moře a v pliocénu dochází vlivem fluvialní eroze a denudace k odstranění miocénních sedimentů a exhumaci předmoravského a předottangského reliéfu. Vývoj reliéfu probíhá v měnících se klimatických podmínkách. Koncem miocénu a v pliocénu se tropické humidní (selva) nebo savanní podnebí postupně mění v mírné humidní s případnou suchou fází ve středu pliocénu (Czudek a Demek 1970). V pliocénu a na počátku kvartéru dochází k odnosu dalších zón hlubokého zvětralinového pláště, které vede ke snižování původního zarovnaného povrchu a k obnažování zvětrávací plochy. Zarovnaný povrch typu etchplén získává dnešní základní rysy. Denudační relikty fosilního zvětralinového pláště se zachovávají většinou jen v depresích zvětrávací plochy. V pleistocénu pokračuje denudace a vyklizování neogénních sedimentů. Na reliéf mělo vliv i kolísání podnebí. Působením geomorfologických procesů periglaciální klimatomorfogenetické zóny vznikají v území kryoplanáčnické terasy, balvanová moře, tors, říční terasy, úpady, zčásti strže, závěje a návěje spraší. V holocénu, v podmínkách mírné humidní zóny, dochází k výrazné modelaci údolních svahů vlivem přírodních, a též člověkem urychlovaných procesů, zvláště eroze. V území vznikají výrazné antropogenní tvary (Foto 5). Poněvadž vývoj reliéfu probíhal v různých klimatomorfogenetických oblastech, označují jej jako polygenetický.

3. ANTROPOGENNÍ GEOMORFOLOGIE: PŘÍSTUPY A METODY VÝZKUMU ANTROPOGENNÍCH TRANSFORMACÍ RELIÉFU

Za nositele prvních poznatků v problematice lidského vlivu na povrch zemský jsou považováni americký státník a učenec G. P. Marsh (1801 až 1802) a vynikající ruský geograf A. I. Vojejkov (1842–1914). Prvně jmenovaný autor vyložil ve své knize „Man and Nature; or Physical Geography as Modified by Human Action“ (1864) jako první úvahy o změnách povrchu zemského způsobených lidskou činností. V předmluvě k ruskému vydání (v r. 1866) specifikuje cíl knihy takto: „ukázat charakter a přibližný rozsah změn způsobených člověkem ve fyzických podmínkách planety, kterou obývá...“. A. I. Vojejkov, který neznal práci Marshovu, uveřejnil v časopise „Zemleveděnije“ v r. 1894 dvě statě s názvem „Vozdějstvije čeloveka na prirodu“. Shrnuje v nich obsáhlý materiál o důsledcích živelného vměšování člověka do přírody (kácení lesů, vznik a vývoj ovragů, bahenních proudů v horách, aktivizace krasu, výskyt váťých písků, atp.).

Výše uvedení autoři byli v 19. a 20. století následováni celou řadou dalších autorů, jejichž názory a pracemi jsem se zabýval v dříve publikovaných článcích (Konečný 1980 a, b, c).

3.1 DEFINICE A VYMEZENÍ PŘEDMĚTU STUDIA ANTROPOGENNÍ GEOMORFOLOGIE

Antropogenní geomorfologie patří k nejmladším geomorfologickým disciplínám; je novým odvětvím obecné geomorfologie. Předmětem jejího studia jsou ve smyslu s. 1.: všechny přímé či zprostředkované vlivy lidské činnosti na reliéf pevnin a oceánů, ve smyslu s. s.: studium vzhledu, geneze a stáří antropogenních tvarů reliéfu, spolu s řešením prostorovo-časových aspektů registrace, vyhodnocování a prognózy antropogenních transformací reliéfu daného území.

I když je antropogenní geomorfologie v literatuře obecně uznávanou disciplínou, nalezneme její definici a vymezení pouze zřídka, zvláště v geografických, resp. geomorfologických slovnících (Konečný 1980 b). Tak Fairbridge (1968) uvádí termín antropogenní geomorfologie pouze v souvislosti s objasňováním úlohy člověka jakožto geologického činitele v holocénu nebo popisem antropogenních geomorfologických procesů. Kalesnik (1968) definici antropogenní geomorfologie neuvádí, ale specifikuje antropogenní faktory jako skupinu ekologických faktorů, které zahrnují různé formy vlivu člověka na rostlinstvo a životní prostředí. Monkhouse a Small (1978) definují předmět „antropogeomorfologie“ jako studium forem reliéfu vytvořených člověkem (jámy, lomy, skládky odpadků, jezera).

Někteří autoři řadí část problematiky antropogenní geomorfologie do disciplíny s názvem „environmental geology“ (Flaw 1970, Tank 1976). Tato skutečnost dokumentuje i snahu ostatních věd o Zemi o příspěvek k řešení vlivu člověka při modifikaci zemského povrchu a procesů na něm probíhající. Nelze však nevidět, že ve většině případů „environmental geology“ zavádí pouze fyzicko a socioekonomickogeografické aspekty vzájemných vztahů člověk-prostředí, jejichž komplexní vyjádření není vždy od geografů k dispozici. Svou roli hraje skutečnost, že v některých anglo-amerických zemích je geomorfologie považována za součást geologie. Proto často předmět studia „environmental geology“ splývá s předmětem studia antropogenní geomorfologie či „environmental geomorphology“, jež považují za synonyma.

Do české literatury zavádí termín antropogenní geomorfologie Zapletal (1969), který za předmět studia této disciplíny považuje antropogenní formy reliéfu a procesy, které podmiňují jejich vznik, vývoj a zánik. Demek (1973, 1978) kromě změn reliéfu Země a průběhu geomorfologických pochodů vlivem lidské činnosti, upozorňuje i na tzv. ekologickou geomorfologii (1976).

3.2 TYPIZACE A KLASIFIKACE ANTROPOGENNÍCH VLVIVŮ NA RELIÉF

Poněvadž podrobný přehled dostupných typizací a klasifikací reliéfu zahraničních i našich autorů uvádím v dřívější publikaci (Konečný 1980 c), shrnuji zde pouze základní poznatky z něj plynoucí.

Přehled prací zahraničních autorů lze sdružit do 5 skupin: 1. genetických klasifikací, včetně klasifikací obecných představ o antropogenních změnách reliéfu (Panov 1966, Molodkin 1976, Kotlov 1977); 2. procesových klasifikací založených na typizaci antropogenních vlivů na reliéf (Molodkin 1976, Kotlov 1977, Klimaszewski 1978); 3. dynamických klasifikací zabývajících se dynamikou procesů probíhajících na jednotlivých antropogenních tvarech reliéfu (Pulinowa 1967, Repelewska-Pekalowa 1973, Chmal 1976); 4. vývojových klasifikací, uvažujících současně genezi tvaru a jeho vývoj působením přírodních antropogenních procesů (Devdariani 1954, Brown 1970); 5. ekologických klasifikací, které registrují tvary a změny podloží vyvolané činností člověka, jakož i odraz využití Země v reliéfu (Pilawska 1968, German 1975, Hornig 1978).

Práce našich autorů, které se zabývají mapováním antropogenních tvarů reliéfu (viz též Konečný 1977), rozdělují do tří skupin: 1. věnované řešení teoretických otázek (Zapletal 1969, Demek 1973, Hrádek 1976); 2. zabývající se geomorfologickým mapováním, jehož součástí je i informace o antropogenních tvarech reliéfu (Demek 1959, Král 1969, Czudek 1971, Balatka et al. 1972, Ivan 1975); 3. výlučně zkoumající a zachycující působení člověka na reliéf (Loučková 1969, 1973, 1974, Zapletal 1971, 1976 a, b, c, Stehlík 1970, 1971, 1975).

Pro potřeby základního geomorfologického výzkumu a obecné geomorfologické mapování se jeví jako nejvhodnější genetické klasifikace antropogenních tvarů reliéfu. Pro potřeby aplikační je možno zvolit několik pří-

stupů. Jedním z nich je vyjádření jednotlivých tvarů daného území. Dalším je zachycení antropogenních transformací reliéfu, při němž jsou v legendě uplatňovány nominální klasifikace antropogenních tvarů reliéfu a intervalová klasifikace nejdynamičtějšího exogenního procesu dané oblasti, např. eroze (Konečný 1978).

Z uvedených přehledů je patrné, že existuje řada teoretických prací i praktických pokusů o zachycení vlivu člověka na reliéf. Jaké jsou však hlavní úkoly geomorfologického mapování a nejvhodnější interpretační prostředky využitelné nejen v geomorfologii a ostatních geografických vědách, ale i praxi?

4. KARTOGRAFICKÁ INTERPRETACE ANTROPOGENNÍCH TRANSFORMACÍ RELIÉFU: KARTOGRAFICKÉ MODELY

4.1 ÚKOLY GEOMORFOLOGICKÉHO MAPOVÁNÍ VE STUDIU ANTROPOGENNÍCH ZMĚN RELIÉFU

Tradičním, efektivním a nezákladnějším prostředkem vyjádření výsledků geomorfologických studií jsou jejich kartografické interpretace ve formě kartografických modelů — tematických map a kartogramů. Rostoucí tok informací o reliéfu a jeho antropogenních transformacích je stále těžší znázornit v obecných geomorfologických mapách. Potřeby praxe zachytit vzájemné vztahy mezi společností a prostředím, vedly i v geomorfologii ke vzniku speciálních geomorfologických map, jejichž obsah se řídí účelem, jemuž je mapa věnována. Geomorfologické mapy lze se zřetelem na výše uvedené hledisko rozdělit do dvou skupin.

První skupina map obsahuje informace o charakteru reliéfu a jeho vhodnosti pro využití určitým typem lidské aktivity. Dostatečná informace tohoto druhu může být odvozena z obecných geomorfologických map, které charakterizují vzhled, genezi a stáří reliéfu nebo z dílčích geomorfologických map, především morfografických a morfometrických (např. mapy vertikálního rozčlenění, hustoty rozčlenění, hustoty a délky erozní sítě, hloubky údolí, apod.).

Většina z uvedených dílčích map byla sestrojena metodou matematicko-kartografického modelování, o níž pojednávám později.

Druhá skupina reprezentovaná speciálními mapami umožňuje hodnotit působení ekonomických aktivit působení člověka v reliéfu, které často narušují přirozenou rovnováhu. Tyto zásady mění průběh a intenzitu geomorfologických procesů (eroze, sesuvů, apod.). Ve zkoumaném území, resp. jeho části, jsem sestavil metodou kartografického modelování mapu, zachycující antropogenní tvary reliéfu v měř. 1:25 000 a mapu antropogenních transformací v SV okolí města Oslavany v měř. 1:10 000 (Mapy č. 4 a 5).

4.2 KARTOGRAFICKÉ MODELY ANTROPOGENNÍCH TRANSFORMACÍ RELIÉFU

4.2.1 Mapa „Antropogenní tvary reliéfu“ v měř. 1:25 000

Mapa byla sestavena s cílem zachycení co největšího množství antropogenních tvarů reliéfu zjištěných na základě terénního výzkumu a studiem historických pramenů.

Legenda mapy byla rozdělena do čtyř základních skupin, a to na tvary: I. destrukční, II. akumulární, III. dynamické a IV. ostatní. Z tohoto rozdě-

lení je patrná snaha zachytit hlavní antropogenní tvary reliéfu (I. a II. skupina) statické, jakož i tvary, jejichž výskyt v daném území podmiňuje a výrazně ovlivňuje průběh erozních procesů, označené v naší legendě jako dynamické. Skupina tvarů ostatních pak dokresluje celkovou situaci v dané oblasti, především zařazením tvarů komunikačních, urbánních, dále pomáhá v orientaci uživatele z hlediska využití půdy daného území (lesy, sady, vodní plochy) a konečně zachycuje nejdůležitější objekty pro lidskou existenci v dané oblasti (řeky a jejich zdrojnice).

Z destrukčních tvarů uvedených v legendě (Mapa č. 4) jsou v území početně zastoupeny hliníky, pískovny a lomy. V hlinících a pískovnách byla zpravidla odkryta 4–10 m mocná vrstva spraše či sprašové hlíny (Říčany, Rosice, Zbýšov, Ivančice, Litostrov) někdy společně i s neogénními sedimenty (Ivančice, Padochov). Lomy byly otevírány ve všech částech zkoumaného území, zvláště ve vlastní Oslavanské brázdě a jejím nejbližším okolí. Zastoupení těžebních hornin odpovídá geologické situaci. Lomy v permských horninách, hlavně pískovcích, jsou situovány např. u Říčan, Rosic, Zbýšova, Padochova, Oslavan, lomy s horninami brněnského masívu v Tetčicích a okolí, Neslovicích a Ivančicích, lomy s horninami moravika v Příbrami, okolí Oslavan, Čučič, Vysokých Popovic. Výška těžebních stěn lomů nepřesahuje zpravidla 10 m. V současnosti je v provozu pouze lom v бітеšské ruce v Mariánském údolí, jehož těžební stěna dosahuje výšky 75 m a šířky 100 m. Ústí šachet jsou v mapě zaznamenána jako neaktivní, kromě dolu Jindřich ve Zbýšově.

Komunikační tvary a umělé stupně provázejí především silnice, železnice a místa s těžbou. Antropogenní sufózní tvary jsou zastoupeny nejvýrazněji v hluboké strži jižně Oslavan. Jejich vznik a vývoj je urychlován orbou probíhající blízko okraje strže, soustředováním vody v okrajových brázdách a jejím průsakem do strže.

Akumulační tvary jsou zastoupeny haldami tvořenými zpravidla šedými nebo červenými permokarbonskými horninami. Ze skládek popela a škváry je nejvýznamnější skládka u oslavanské elektrárny. Umělý povrch nad 1 m mocný byl zjištěn v jižní části Oslavan na pravém břehu Oslavy. Je tvořen vrstvou škváry, vyvážené zde z někdejšího cukrovaru.

Sypaný antropogenní val byl vymapován jižně Zbýšova. Jeho původním určením bylo komunikační využití (železniční trať do Anenské). Komunikační náspy jsou nezbytnou součástí železničních a silničních dopravních tras. Častý je i výskyt zemědělských teras, které na svazích tvoří stupně 0,4–1,0 m vysoké. Byly vytvořeny pro vyznačení hranic pozemků, i jako obrana proti erozi. Nacházíme je místy i na lokalitách porostlých lesem; jsou důkazem dřívějšího rozšíření polí. Hráze rybníků jsou mapovány v oblasti Rosic. Šlo převážně o sypané hráze, jejichž základ tvořil materiál z hornin brněnského masívu i moravika. Z hald kamenů byly největší haldy zjištěny SV Tetčic, SV Ivančic a na vrcholové plošině Oslavanské Staré hory. Odkaliště, neboli odkalovací bazén znečištěné vody z oslavanské elektrárny, bylo vymapováno jižně Oslavan.

U dynamických tvarů předpokládám rozhodující vliv člověka na jejich tvorbu a vývoj. Většina strží v dané oblasti vznikla v místech dřívějších polních cest a cestiček vedených po spádnicí nebo v důsledku těžby kvartérních sedimentů. Přestože dělen nevznikla původně antropogenní čin-

ností, jsou dnes místem intenzivního antropogenně podmíněného transportu sedimentů, které je urychlován pravidelnou orbou. Proto byla tato delLEN zařazena mezi dynamické antropogenní tvary. Podobně lze hovořit o sesuvech, na jejichž vzniku se člověk výrazně podílel většinou porušením dynamické rovnováhy svahů. Řada starých sesuvů (okolí Oslavan) byla již stabilizována, resp. jejich jazyky terasovány. Ve velké četnosti se sesuvy objevují po obou stranách náspů a zářezů dálnice D-1.

Do skupiny ostatních tvarů jsem zařadil další tvary vytvořené člověkem (urbánní tvary a plochy), jím utvářené a ovlivňované (lesy, sady, vodní plochy) nebo intenzivně využívané (řeky, zdrojnice řek).

Domnívám se, že takto koncipovaná legenda může být snadno a vhodně využita i při komplexním mapování daného území nebo mapování zaměřeném na výzkum stavu a vývoje životního prostředí oblasti.

4.2.1.1 PROSTOROVÁ ANALÝZA VÝSKYTU ANTROPOGENNÍCH TVARŮ

Při analýze mapového obrazu je vidět zákonitý odraz hospodářské činnosti ve výskytu jednotlivých tvarů reliéfu. Největší koncentrace tvarů je v okolí bývalých, resp. současných hornických center, jakými jsou Zbýšov, Zastávka, Padochov, Oslavany, dále pak větších sídel, jako Ivančic, Kratochvilky, Neslovic, Rosic. Vesměs jde o sídla situovaná v centrální části území, v Oslavanské brázdě. Koncentricitu ve výskytu antropogenních tvarů reliéfu doplňují i tvary vzniklé zemědělskou činností, především agrární terasy, nebo tvary vzniklé obdobně, ale s negativním vlivem na zemědělské využití a zachování půdního fondu, především delLEN s antropogenně podmíněným transportem sedimentů, strže a sesuvy. Oblast Oslavanské brázdý je tedy antropogenními tvary nejvíce zasaženou oblastí.

Druhou oblastí, v níž se projevují především dynamické antropogenní tvary reliéfu, je západní část zkoumaného území v oblasti Bitešské vrchoviny a Znojemské pahorkatiny. Zatímco v prvně jmenované oblasti se nejvíce vyskytují delLEN, částečně i strže, komunikační zářezy a náspy, ve Znojemské pahorkatině je výskyt strží velmi častý a blíží se počtu delLEN. Též výskyt agrárních teras je nepoměrně vyšší.

Třetí, nejméně postiženou oblastí co do výskytu antropogenních tvarů reliéfu, je oblast Bobravské vrchoviny zaujímající východní část zkoumaného území. V této oblasti se tvary vzniklé průmyslovou či současnou zemědělskou činností vyskytují zřídka, neboť velká část území je zalesněna. Nejčastěji se setkáváme s výskytem strží a ojedinele mělkých delLEN. Strže jsou důsledkem poměrně intenzivní těžby a svozu dřeva v dané oblasti. V oblasti se setkáváme též s valy kamenů lemujícími současná pole (SV Tetčic), jakož i indikujícími rozložení polí v minulosti v dnes zalesněném území (SV Ivančic). Agrární terasy se vyskytují v okolí Ivančic, Hlíny a JV Ostrovačic.

Pozitivem takto koncipované mapy je podle mého názoru možnost přehledné inventarizace reliéfu, jejíž podrobnost závisí od záměru autora, resp. společenské objednávky. Nedostatkem mapy je ta skutečnost, že nezachycuje a nehodnotí působení antropogenně ovlivněných geomorfologických

Мапа č. 4

VÝŘEZ MAPY ANTROPOGENNÍCH TVARŮ
RELIEFU JIŽNĚ ROSIC

1 : 25 000

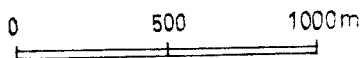
ЛЕГЕНДА:

- 1 — глинянные и песочные карьеры
- 2 — каменоломы
- 3 — коммуникационные выемки
- 4 — коммуникационные галереи
- 5 — тальвеги
- 6 — дамбы прудов и противнаводненные берега
- 7 — укрепленные берега
- 8 — аграрные ступени
- 9 — промоины с транспортом седиментов человеком обусловленной эрозии
- 10 — овраги
- 11 — оползни
- 12 — застроенные территории
- 13 — полевые дороги
- 14 — дороги
- 15 — железные дороги
- 16 — территории порослые лесом

EXPLANATIONS:

- 1 — loam and sand pits
- 2 — quarries
- 3 — communication cutting
- 4 — communication gallery
- 5 — field road cutting
- 6 — dams of fishponds, dams
- 7 — reinforce riversides
- 8 — agricultural benches
- 9 — dells with transport of sediment caused by human activity
- 10 — gullies
- 11 — slides
- 12 — urban forms and planes
- 13 — field roads
- 14 — roads
- 15 — railways
- 16 — forests

- | | | | | | |
|----|--|---|----|--|------------------------|
| 1 | | hliníky, pískovny | 12 | | urbánní tvary a plochy |
| 2 | | lomů | 13 | | polní komunikace |
| 3 | | komunikační zářezy | 14 | | silnice |
| 4 | | komunikační galerie | 15 | | železnice |
| 5 | | zářezy polních cest | 16 | | lesy |
| 6 | | hráze rybníků,
protipovodňové břehy | | | |
| 7 | | zpevnění břehů | | | |
| 8 | | zemědělské terasy | | | |
| 9 | | dellen s antropogenním
transportem sedimentů | | | |
| 10 | | strže | | | |
| 11 | | sesuvy | | | |



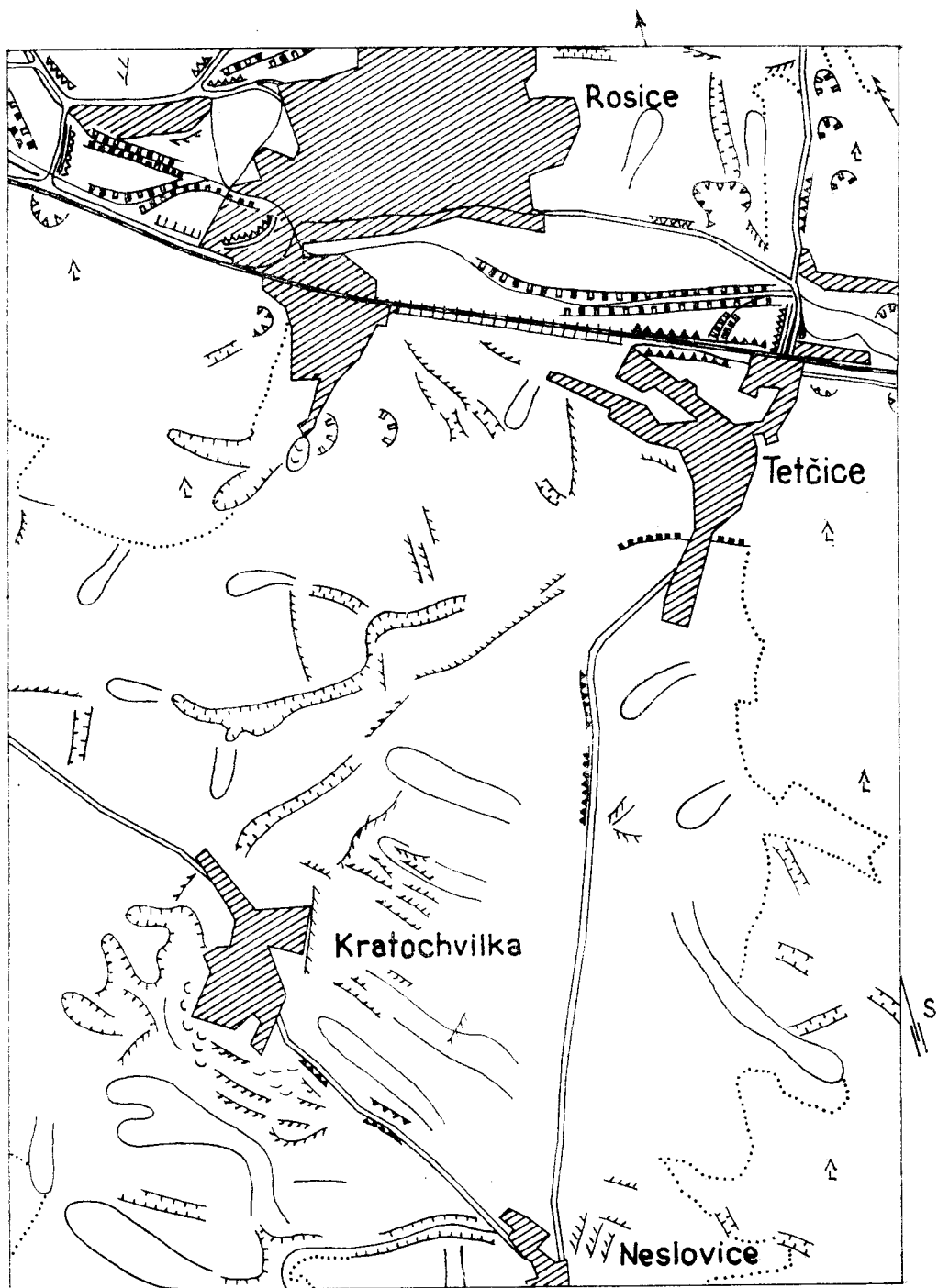
procesů v dané oblasti, především antropogenně podmíněné a ovlivněné eroze půdy. O takové hodnocení jsem se pokusil v mapě antropogenních transformací reliéfu.

4.2.2 Mapa „Antropogenní transformace reliéfu v SV okolí města Oslavany“ v měřítku 1 : 10 000

Mapa byla sestavena na základě výsledků terénního výzkumu v okolí měst Ivančice a Oslavany. V originálu mapy (Mapa č. 5) jsou obrysovými liniemi a smluvenými znaky s barevným odlišením vyjádřeny jednotlivé antropogenní tvary reliéfu. Plošnou barvou je vyjádřena pravděpodobná eroze půdy v $\text{mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ pro území se zemědělskou půdou. Hodnota pravděpodobné antropogenně ovlivněné eroze půdy byla vypočtena podle metodiky O. Stehlíka (1970, 1971), která kromě potenciální složky eroze půdy ovlivněné přírodními faktory (klimatickými, pedologickými, geologickými a sklonovými poměry) zahrnuje i faktory antropogenní (způsob hnojení, protierozní opatření, délku svahu, typ sázené zemědělské plodiny).

Zavedením složky antropogenně ovlivněné eroze půdy se snažím podtrhnout i dynamický a prognostický aspekt očekávaného vývoje reliéfu převážné části území vlivem zemědělské činnosti člověka.

Legenda této mapy sestává ze dvou částí. V první jsou uvedeny antropogenní tvary reliéfu zjištěné v daném území, konkrétně: 1. haldy, 2. skládky, 3. antropogenní valy, 4. odkaliště, 5. ústí šachet, 6. kamenolomy mimo



provoz, 7. hliníky v provozu i mimo provoz, 8. komunikační zářezy, 9. komunikační násypy, 10. zářezy poľních cest, 11. strže, 12. úpady s transportem produktů antropogenně podmíněné eroze, 13. agrární terasy, 14. zastavěné plochy, 15. silnice, 16. železnice, 17. lesy.

V druhé části legendy je vyjádřena hodnota pravděpodobné antropogenně ovlivněné eroze půdy v $\text{mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ následující škálou hodnot: 0–3, 3–8, 8–13, 13–20, 20–30, 30–50, nad 50.



Foto 5

4.2.2.1 KVANTITATIVNÍ VYHODNOCENÍ KARTOGRAFICKÉHO OBRAZU

V tabulce 1 a 2 je provedeno kvantitativní vyhodnocení části území popisované mapy (Konečný 1978). V tab. 1 je uveden přehled plošného využití znázorněné oblasti, v tab. 2 pak přehled plošného rozšíření antropogenně ovlivněné eroze půdy.

Výhodou tohoto typu mapy je možnost komplexního posouzení antropogenních transformací daného území vlivem nejvýznamnějších antropogenních faktorů, jakými jsou antropogenní tvary reliéfu a antropogenně ovlivněná eroze půdy. Relativní výhodou je možnost kvantitativního hodnocení získaných výsledků, které je však poměrně zdlouhavé. Nevýhodou přístupu je i poměrně složitý a zdlouhavý výpočet hodnot antropogenně

ovlivněné eroze půdy, a to i v tom případě, když máme shromážděna všechna potřebná data.

Z výše uvedených důvodů stála před autorem otázka rychlého a přitom dostatečně přesného vyhodnocování antropogenních transformací reliéfu dané oblasti, a to v takové formě, která by umožňovala rychlé využití získaných výsledků v praxi a v rámci jiných geografických disciplín, případně naznačila přístup aplikovatelný i v jiných oblastech geografického výzkumu při obdobném kvalitativním a kvantitativním hodnocení daného území.

Možným východiskem a klíčem k řešení naznačeného problému se ukázalo využití výpočetní techniky v procesu matematicko-kartografického modelování.

Tab. 1

Druh využití	1	2	3	4
Plocha v km ²	2,6	1,9	1,4	4,8

Vysvětlivky:

1 — zemědělská půda, 2 — urbanizované oblasti, 3 — antropogenní tvary, 4 — lesy

Оъяснение:

1 — сельскохозяйственная почва, 2 — застроенные территории, 3 — антропогенные формы, 4 — леса

Explanations:

1 — arable land, 2 — urban regions, 3 — anthropogene forms, 4 — forests

Tab. 2

Eroze (mm . rok ⁻¹)	do 3	8	13	20	30	50	nad 50
Plocha v km ²	2,29	4,19	5,01	1,63	0,26	0,11	0,11

Мапа č. 5

VÝŘEZ MAPY ANTROPOGENNÍ TRANSFORMACE
RELIÉFU V SV OKOLÍ MĚSTA OSLAVANY

1 : 10 000

LEGENDA:

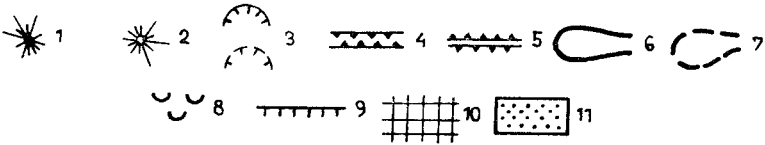
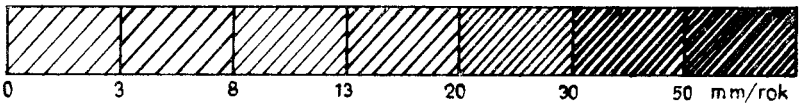
- 1 — haldy
- 2 — skládky
- 3 — hliníky v provozu a mimo provoz
- 4 — komunikační zářezy
- 5 — komunikační násypy
- 6 — strže
- 7 — úpady s transportem produktů antropogenně podmíněné eroze
- 8 — antropogenně podmíněné sesuvy
- 9 — agrární terasy
- 10 — zastavěné plochy
- 11 — lesy

ЛЕГЕНДА:

- 1 — отвалы
- 2 — штабеля
- 3 — карьеры
- 4 — коммуникационные выемки
- 5 — коммуникационные насыпи
- 6 — овраги
- 7 — промоины с транспортом обусловленной эрозии
- 8 — оползни обусловленные человеческой деятельностью
- 9 — аграрные ступени
- 10 — застроенные территории
- 11 — территории порослые лесом

EXPLANATIONS:

- 1 — colliery pits
- 2 — pits
- 3 — sand pits
- 4 — communication cutting
- 5 — communication roadway fills
- 6 — gullies
- 7 — dells with transport of sediment caused by human activity
- 8 — slides caused by human activity
- 9 — agricultural benches
- 10 — urbanized regions
- 11 — forests

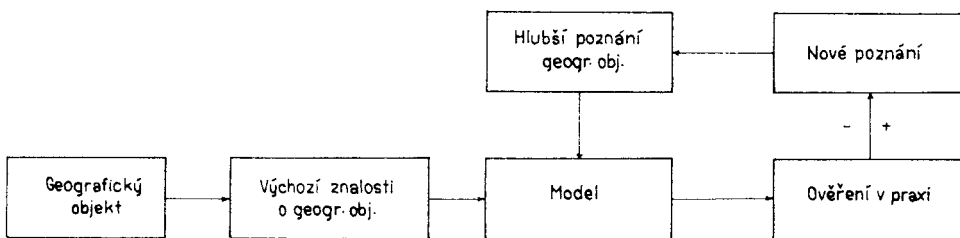


5. MATEMATICKO-KARTOGRAFICKÉ MODELY: INTERPRETACE A HODNOCENÍ ANTROPOGENNÍCH TRANSFORMACÍ RELIÉFU

Jednou z myšlenkových aktivit zvláště významných v přírodních vědách obecně a v geografii i kartografii zvlášť, je reprezentace přírodního systému modelem.

Vědeckým modelováním rozumím takovou zprostředkovanou metodu vědeckého poznání, s jejíž pomocí se získávají nové znalosti o předmětu poznání prostřednictvím výzkumu druhého předmětu, který je vůči předmětu poznání ve vztahu podobnosti. V takovém vztahu je předmět poznání originálem a předmět jemu podobný, v určitém slova smyslu jeho náhrada, se nazývá model. Proces modelování předpokládá nutnou přítomnost předběžných určitých znalostí o předmětu poznání v podobě zkušeností či hypotéz, které se získávají a určují nezávisle na modelu. K objasnění filosofického, přesněji gnozeologického aspektu modelování, je především závažný vztah mezi badatelem (subjektem), modelem (prostředkem poznání) a originálem (objektivní realitou), jímž jsem se zabýval v jiné práci (Brázdil a Konečný 1977).

Dialektický proces modelování spočívá v přechodu od složité a mnohostranné skutečnosti k jejímu schématu — modelu, v němž je sice vyjádření reality neúplné, ale jsou zdůrazněny základní vztahy, hlavní procesy a objasňuje se „mechanismus“ vývoje. Získané poznatky o realitě dovolují pak sestavení nového, dokonalejšího modelu jako prostředku dalšího poznání skutečnosti. V tomto smyslu je tedy modelování cyklickým, opakujícím se dějem, v němž každý dosažený stupeň poznání objektu je úplnější, než předchozí (obr. 2).



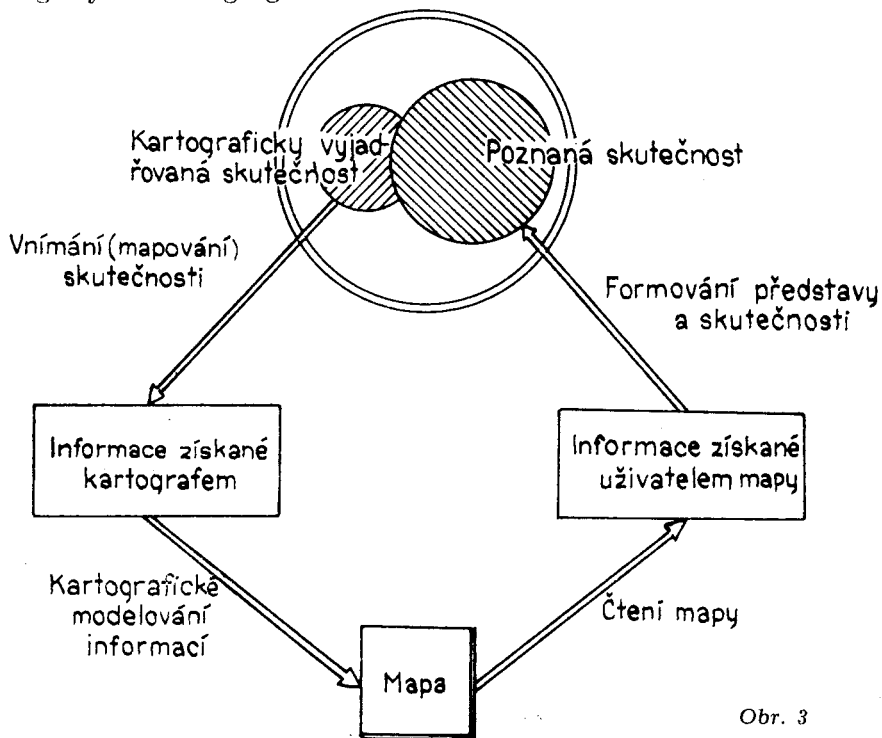
Obr. 2

5.1 KARTOGRAFICKÉ MODELOVÁNÍ JAKO SOUČÁST KARTOGRAFICKÉ METODY VÝZKUMU

Mapy jsou tradičně jedním z hlavních prostředků poznání v geografii a v posledních letech i v řadě přírodních věd. Přispívá k tomu jak aplikace výsledků jiných vědních oborů v kartografii, jako matematiky, kybernetiky, či dálkového průzkumu Země, tak především skutečnost, že se kartografie stává uznávanou obecně vědeckou metodou. Všechny tyto procesy nacházejí odraz i v rozpracovávání teoretických základů využívání map, které souhrnně označujeme jako kartografické metody výzkumu.

Termín „kartografická metoda“ studia a výzkumu reality poprvé použil Sališčev (1948). Berljant (1978) rozpracoval zevrubně otázky teorie a praxe kartografických metod výzkumu, jimiž chápe část kartografie, která se zabývá otázkami využití map pro poznání jevů na nich zobrazených. Z československých autorů Kovařík a Veverka (1980) používají termín „kartografická metoda poznávání skutečnosti“, již chápou základní funkce kartografie, její hlavní pracovní kroky a problémové oblasti (obr. 3).

Využití mapy v konkrétním geografickém výzkumu předpokládá znalost základů odpovídající geografické disciplíny. Kartografická metoda má mimo to své místo v komplexu geografických metod výzkumu a vhodně doplňuje jiné výzkumné metody. Proto je její rozpracování jedním z důležitých metodologických úkolů geografie.



Obr. 3

5.2 PRINCIPY GEOGRAFICKO-KARTOGRAFICKÉHO MODELOVÁNÍ

S postupem času se více autorů (Berljant, ed. 1980) zabývalo geografickými principy využívání map jako prostředků výzkumu. Kartografická metoda výzkumu, jako formálně-geografická metoda, tvoří jeden z hlavních směrů současné geografické kartografie. Geograficko-kartografické principy využití map jako prostředků výzkumu nově shrnul Berljant (1980) následovně: 1. dialekticko-materialistické chápání podstaty mapy jako prostorového obrazovo-znakového modelu a současně prostředku poznání reálné skutečnosti. 2. hluboké pronikání do podstaty procesů a jevů studovaných podle map, použití principů systémové strukturní analýzy objektů výzkumu. 3. těsný vzájemný vztah kartografické metody výzkumu s dalšími dílčími vědeckými metodami, kombinování map s nekartografickými zdroji informace: aerokosmickými snímky, pozemními výzkumy (vč. stacionárních), statistickými a literárními údaji. 4. postupné vytváření vědecko-technické báze kartografické metody výzkumu, uskutečňované po dvou liniích: a) včlenění automatizace a výpočetní techniky do kartografické analýzy, b) sestavení zjednodušených způsobů práce s mapami dostupnými co nejširšímu okruhu jejich uživatelů. 5. věnování zvláštní pozornosti obsahovému vysvětlování výsledků získaných během kartografického výzkumu k hodnocení přesnosti a důvěryhodnosti praktického výzkumu. Vlastnosti tématických map jako modelů závisí od přijatých principů kartografického a tématického (geografického, geomorfologického, geologického, aj.) modelování, které představují dílčí vědecké konkretizace obecných principů vědeckého modelování (obr. 4).

Charakteristickým rysem současné geografie je kombinace kartografického a jiné formy modelování. V literatuře, např. Berljant, Serbenjuk a Tikunov (1980) se specifikují jednotlivé druhy těchto kombinací jako teoreticko-kartografické modelování, experimentálně-kartografické modelování, spojení dálkového průzkumu Země a kartografického modelování, apod. Pro cíl našeho výzkumu se jeví užitečným shrnout všechny typy kombinací různých druhů a kartografického modelování pod termín geograficko-kartografické modelování.

Geograficko-kartografickým modelováním chápou uplatnění široké škály modelů užívaných v geografii a jejich jednotlivých disciplínách v kombinaci s kartografickým modelováním, reprezentovaným v drtivé většině případů interpretací výsledků výzkumu na mapách a jejich dalším zpracováním pomocí kartografických metod výzkumu. Jednou ze složek tohoto modelování je i matematicko-kartografické modelování, které zaznamenává bouřlivý rozvoj především v souvislosti s uplatněním výpočetní techniky a rozvojem automatizace.

5.2.1 Matematicko-kartografické modelování

Vznik matematicko-kartografického modelování úzce souvisí se stále se rozšiřujícím uplatněním matematických metod v geografii. Zatímco v období nedávno minulém jsme se s matematikou setkávali jen při kvantifikaci jednoduchých vztahů mezi dvěma, zřídka více geografickými jevy.