

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY
Katedra fyzické geografie a geoekologie

DOKLADY KONTINENTÁLNÍHO ZALEDNĚNÍ V
RELIÉFU MORAVSKÉ BRÁNY

(diplomová práce)

(Geomorphological evidence of the Scandinavian glaciation in the Moravian Gate)

Zuzana Pavurová

Vedoucí práce: RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.

PRAHA 2011

Ráda bych poděkovala panu RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D. za odborné rady, vedení a ochotnou pomoc při psaní mé diplomové práce.

Prohlašuji, že jsem zadanou diplomovou prací vypracovala sama a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje.

Praha 11. 8. 2011

podpis

.....

Geomorphological evidence of the Scandinavian glaciation in the Moravian Gate

Abstract

This thesis is aimed at area in the Moravian Gate which was covered by continental ice sheets during the Quaternary. The goal of this thesis is to analyze relief and ice-margin landforms in the Moravian Gate. Main parts of this thesis are: current views on the extent of glaciated area, definition ice-marginal landforms, methods my fieldwork, results and discussion. Maps and graphs were created as a part of this thesis. Present relief is very different from pleistocene relief. It is difficult find ice-margin landforms. I agree with extent of pleistocene ice sheet glaciations from Tyráček (2006)

Doklady kontinentálního zalednění v reliéfu Moravské brány

Abstrakt

Ve své diplomové práci se zaměřuji na území v Moravské bráně, které bylo během kvartéru zasaženo kontinentálním zaledněním. Zabývám se reliéfem na území Moravské brány a zda tu lze najít doklady kontinentálního zalednění. Dále jestli jsem schopna potvrdit nebo vyvrátit prostorové vymezení oscilační zóny kontinentálního pleistocénního ledovce. Hlavní části diplomové práce představují: vývoj poznatků a názorů na zalednění ve zkoumaném území, tvary reliéfu, které vznikají u okrajů ledovců, metody a výsledky výzkumu a diskuze. Diplomovou práci jsem obohatila o mapy, grafy a obrázky. Vzhledem k tomu, že je reliéf již značně pozměněn, tvary, které po sobě ledovec zanechal, jsou zde velmi obtížně viditelné. Dospěla jsem k tomu, že prostorové vymezení oscilační zóny kontinentálního pleistocénního ledovce mohu potvrdit jen v určitých částech.

Obsah

1. Úvod	6
2. Moravskoslezská glaciální oblast	7
2.1. Poznatky o studované oblasti	8
2.2. Tvary reliéfu vznikajících u okrajů ledovců	12
3. Fyzickogeografická charakteristika území	20
3.1. Vymezení studované oblasti	20
3.2. Geologický vývoj	20
3.3. Geomorfologie území... ..	25
3.4. Vodstvo	29
3.5. Podnebí	31
3.6. Půdy	32
3.7. Živá příroda.....	33
4. Metody zpracování	35
4.1. Terénní výzkum	35
4.2. Morfometrické charakteristiky	36
4.3. Podélné profily	37
5. Výsledky	38
5.1. Výsledky terénního průzkumu.....	38
5.2. Erozní projevy zalednění	45
5.3. Příčné a podélné profily vodních toků	57
5.4. Výsledky morfometrických metod	68
6. Diskuze	88
7. Závěr	91
8. Seznam literatury	92
8.1. Literatura	92
8.2. Mapové podklady	95

1. Úvod

V České republice se nacházejí tzv. glaciální oblasti. Jedná se o území, která byla v průběhu pleistocénních dob ledových zasažena kontinentálním ledovcem. V porovnání se zbytkem naší republiky zabírají tyto oblasti poměrně malou plochu, přesto jsou velmi významné pro poznání vývoje naší krajiny v pleistocénu. Kontinentální ledovce postoupily až na území severních Čech, kde pevninský ledovec zasáhl na Frýdlantskou pahorkatinu, Hradeckou pánev, Ralskou pahorkatinu a na Šluknovskou pahorkatinu. Větší plošný rozsah byl zaznamenán na Moravě, kde pevninský ledovec vstoupil na Jesenicko, Osoblažsko, Krnovsko, Opavsko, Ostravsko a nejdále na jih do Moravské brány. Území České republiky bylo zasaženo pevninským ledovcem ve všech stádiích elsterského a sálského zalednění. Chronologie zalednění v těchto glaciálních oblastech není dodnes přesně známá, což částečně platí i o jejich vymezení.

Cílem mé diplomové práce je vyhodnotit zda lze v současném reliéfu na území Moravské brány najít doklady kontinentálního zalednění. A zda jsem schopna potvrdit, vyvrátit, upřesnit či neupřesnit prostorové vymezení oscilační zóny kontinentálního pleistocénního ledovce v území Moravské brány J. Tyráčka (2006).

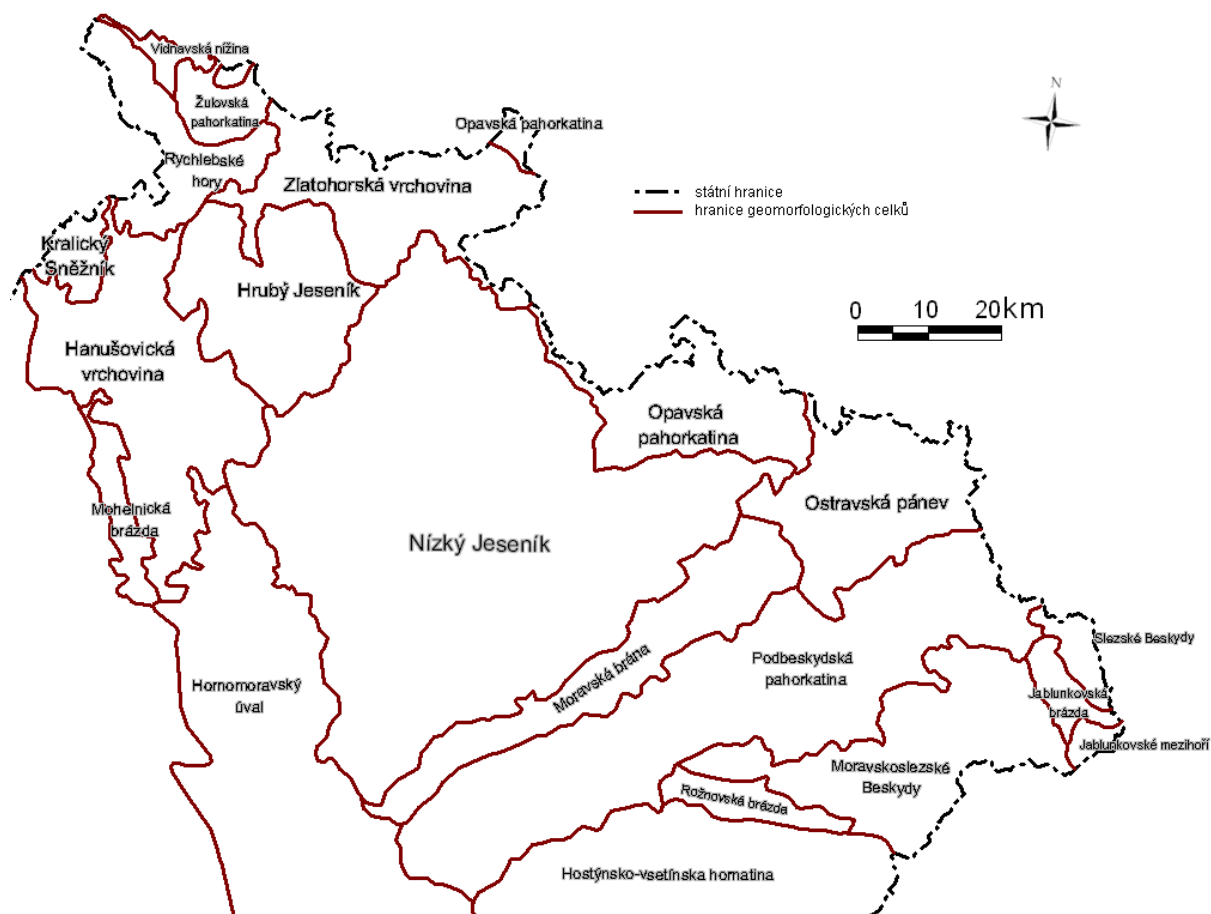
Diplomová práce je tvořena z několika částí. Ve druhé kapitole shrnuji vývoj poznatků a názorů na zalednění ve zkoumaném území a věnuji se tvarům reliéfu, které vznikají u okrajů ledovců. Ve třetí kapitole se zabývám fyzickogeografickou charakteristikou studovaného území. Čtvrtá kapitola je věnována metodám výzkumu, které jsem použila. V následujících kapitolách se zabývám výsledky, ke kterým jsem dospěla a jejich zhodnocením.

2. Moravskoslezská glaciální oblast

V Moravskoslezské glaciální oblasti zasáhlo kontinentální zalednění do Vidnavské nížiny, Žulovské pahorkatiny, do okrajové severní části Zlatohorské vrchoviny, do úzkého severního a východního okraje Nízkého Jeseníku, do Opavské pahorkatiny, Ostravské pánve, Moravské brány a Podbeskydské pahorkatiny (mapa 1). V Opavské pahorkatině, Ostravské pánvi a v severovýchodní části Moravské brány mají uloženiny kontinentálního zalednění největší mocnost, plošné rozšíření i stratigrafický a paleogeografický význam (Czudek 2005).

V následující podkapitole jsou chronologicky uspořádány poznatky o rozsahu kontinentálního zalednění v oblasti Moravské brány. Jelikož se mohou používat různé termíny pro různá zalednění, zařazují zde pro přehlednost stratigrafickou tabulku (tabulka 1).

Mapa 1: Geomorfologické jednotky v moravskoslezské glaciální oblasti (zpracováno dle mapy Vyšší geomorfologické jednotky České republiky 1 : 500 000. 1996)



Tabulka 1 : Stratigrafická tabulka (upraveno dle Macouna et al. 1965)

Pleistocén	glaciál / interglaciál	Stratigrafický systém			
		Severoevropský		Moravskoslezské glaciální oblasti	Alp
střední	glaciál	Saale	Saale 2	Oldřišovský	Riss
			Saale 1	Palhanecký	
	interglaciál	Holstein		Stonavský	Mindel/Riss
	glaciál	Elster (Halštrovské zalednění)	Elster 3	Kravařský	Mindel
			Elster 2		
			Elster 1		

2.1. Poznatky o studované oblasti

Zaledněním oblasti Moravské brány se zabývali autoři již v předminulém století. Názor Hoheneggera z roku 1861 a von Cammerlandera z roku 1890, že kontinentální ledovec nepřekročil hlavní evropské rozvodí u Hranic mezi Baltským a Černým mořem, platí dodnes (Czudek 2005).

V první polovině dvacátého století se Moravskou bránou zabývali např.: Hassinger (1911, 1914), Dědina (1932), Beck a Götzinger (1932) a Leicher (1935), kteří předpokládali postup ledovce přes evropské rozvodí. Hassinger (1911) považuje sedimenty na úpatí Oderských vrchů na západ od Hynčic za glaciální akumulacní formy. Dědina ve své studii z roku 1932 uvažuje o možnosti většího rozšíření pevninského ledovce v Moravské bráně směrem k jihu. Předpokládal, že rozsah ledovce byl větší než soubor tehdy známých eratických nalezišť. Dále se Dědina (1932) domníval díky štěrkovým akumulacím, které se nacházejí od Kladrub k Těšicím, Malhoticím a Valšicím, že tavné vody ledovce odtékaly údolím Juhyně a Mošťenky mimo prolom Moravské brány. Podle Dědiny (1932) je nejvhodnější oblastí pro překročení rozvodí kontinentálním ledovcem Porubská brána, kde byly zjištěny sedimenty ze sálského zalednění. Beck a Götzinger (1932) zakreslili ledovcové sedimenty v Porubské bráně.

Polští geologové pro naše území přejímají názory starších autorů a za maximální považují zalednění označené v Polsku jako zalednění krakovské. To odpovídá zalednění elsterskému (Macoun et. al. 1965).

Ve druhé polovině minulého století se zaledněním Moravské brány zabývali např.: Žebera (1958), Šibrava (1958), Macoun – Šibrava (1958), Tyráček (1961), Plička (1973), Macoun et al. (1965), Macoun (1989) a Czudek (1997, 2005). V 70. letech minulého století proběhlo mnoho průzkumných prací.

Podle Tyráčka (1961) elsterské zalednění mělo mnohem menší rozsah než zalednění sálské. Během sálského zalednění došlo k překrytí reliéfu nánosy uloženin. Tavné vody pronikly Porubskou bránou do údolí Bečvy a vytvořila se tak Radslavská terasa, která se nachází na obou březích Bečvy. Říční síť si uchovala zhruba stejný charakter jako před zaledněním. Podle Tyráčka (1961) bude Radslavská terasa po vyřešení přesného stratigrafického zařazení jediným opěrným bodem pro paralelizaci alpského a severského zalednění.

Do oblasti mezi úpatím Oderských vrchů a údolím Luhy zasáhl kontinentální ledovec podle H. Hassingera (1911) v době svého maximálního rozšíření a podle jeho názoru překročil přes rozvodí. Nachází se zde písky s nepravidelnými polohami písكوšterků a šterků, což jsou sedimenty sálského zalednění. Jedná se pravděpodobně o smíšené glacialakustrinní a glacifluviální sedimenty, které se uložily před čelem ledovce. Podle názoru Tyráčka (1961) představují tyto sedimenty okrajovou facii celé ostravské pánve. V nadloží se místy uchovaly pozůstatky souvkových hlín a bazální morény. Nordické horniny se však objevují méně. Hranice těchto sedimentů probíhá nepravidelně lalokovitě od úpatí Oderských vrchů na západ od obce Hynčice, odtud na východní svahy kóty 340 m a 328 m n. m. a na jih do údolí Luhy, kde jejich západní hranice nebyla ještě přesně stanovena. Podle Tyráčka (1961) se nacházejí ledovcové sedimenty severně od údolí Luhy, a to v takové vzdálenosti, že nemohly překročit hlavní evropské rozvodí.

Problém mohou na území mezi Běloutínem, Polomem a Hynčicemi způsobit starší sedimenty, protože se svým litologickým složením velmi podobají ledovcovým sedimentům. Jedná se o neogení sedimenty, které se mohou zaměnit s varvovými jíly nebo glacialakustrinními písky. To lze pozorovat například v cihelně v Hranicích nebo také u Běloutína, kde se v písčitých polohách objevují valounky z menilitových břidlic. Nebo také v písčitém u Lučic, kde se nacházejí písky s tenkými vložkami jílu se silnou šterkovitou příměsí. Avšak nordický materiál se nepodařilo dokázat. Ve starších pracích

jsou tyto sedimenty považovány vesměs za glacifluviální. Například Hassinger (1911) považuje sedimenty na úpatí Oderských vrchů na západ od Hynčic za glaciální akumulační formy. Avšak Tyráček (1961) uvádí, že se jedná o sedimenty stejného typu jako u Lučic.

Plička (1973) nesouhlasí s názory mnoha autorů (H. Hassinger 1911, 1914, K. Olbricht 1913, 1921, 1924, 1927, 1928, K. Zapletal 1932, J. Behr – L. Mhlen 1933, P. Woldstedt 1929, 1933, 1955, 1958 aj.) (in Macoun et al., 1965), že největší zásah kontinentálního ledovce nastal během elsterského zalednění. Plička ve své práci z roku 1973 uvádí, že rozšíření kontinentálního ledovce mohlo být větší v době sálského zalednění. Jeho jižní hranice je kladena po Blahutovice a Nový Jičín a výběžkem Porubské brány po řeku Bečvu u Hustopečí nad Bečvou (Macoun a kol. 1965).

Macoun (1965) uvádí, že na dvou místech v okolí Fulneku byly prokázány reliktu šedých souvkových hlín, shodných svou stratigrafickou pozicí i makroskopickým vzhledem s šedými souvkovými hlínami elsterského zalednění na Hlučínsku, Opavsku a Ostravsku. Představují nejjižnější výskyty glacigenních sedimentů elsterského ledovce. Čelo elsterského ledovce dosahovalo do území západně a jihozápadně od Fulneku. Předpokládaný dosah ledovce směrem na jih není vyznačen morfologicky výraznou čelní morénou, ale pouze reliktu souvkových hlín bazální morény.

Vlastní glacigenní sedimenty sálského zalednění, což jsou žlutohnědé souvkové hlíny byly zjištěny v okolí Fulneku a v těsné blízkosti hlavního evropského rozvodí u Blahutovic. Dále na jih od Fulneku se nacházejí sálské souvkové hlíny jako izolované reliktu o malých mocnostech. To lze vysvětlit pozdější erozí, ale i úbytkem mocnosti ledovce a jeho vyzníváním směrem k jihu. V jižní části Oderské brány leží mocné souvrství glacilakustrinních sedimentů na fluviálních štěrkopiscích hlavní terasy řeky Odry. Glacilakustrinní sedimenty tedy patří do sálského glaciálu. Macoun (1965) klade rozsah maximálního zalednění na území Moravské brány do doby sálského zalednění.

„Při sledování hranic kontinentálního zalednění na území Ostravska a oderské části Moravské brány bylo kromě kritérií morfologických použito zvláště kritérií stratigrafických. Stalo se tak zejména proto, že se analýzou glacitektonických zjevů a studiím vzniku náporových morén na území Hlučínska a Opavska ukázalo, že morfologicky výrazné tvary, jako morénové valy, jsou zde zpravidla podmíněny tlakem ledovce v závislosti na morfologii podloží z doby před zaledněním, a nelze je proto považovat za morény akumulační, vytvořené činností ledovce v době jeho maximálního rozšíření při jeho stacionárním stavu.“ (Macoun et al., 1965)

Podle Macouna (1989) se zdá, že se v Moravské bráně zatím postrádá nesporný doklad o výskytu aktivního kontinentálního ledovce v době opavského zalednění. Zjištěné polohy bazálního tillu šedých odstínů u Hukovic spadají až do kravařského zalednění. Avšak v Ostravské pánvi jsou nesporné důkazy o přítomnosti kontinentálního ledovce v době opavského zalednění. V anaglaciální fázi sálského zalednění probíhala v Moravské bráně a v Ostravské pánvi rozsáhlá jezerní sedimentace. Ta skončila rozšířením ledovce, který je doložen žlutohnědým tillem bazální morény ve výšce 275 m n. m. u Suchdolu a Hukovic. Jak uvádí Macoun (1980), tak se zdá, že tento till odpovídá prvnímu náporu sálského ledovce, tedy zalednění palhaneckému. Macoun (1989) uvádí, že palhanecké zalednění je na severní Moravě zatím doloženo jen jednou polohou bazální morény.

Czudek (1997) uvádí, že starší než elsterské zalednění u nás nebylo nikde prokázáno, avšak nelze jej zcela vyloučit. Elsterské zalednění má starší opavské zalednění se třemi náporovými fázemi v anaglaciálním období a nejméně se čtyřmi oscilacemi v klimatickém optimu a mladší kravařské zalednění se dvěma transgresemi. Při posledním třetím náporu opavského zalednění dosáhl ledovec až k severnímu okraji Nízkého Jeseníku. V podbeskydské pahorkatině a v Oderské části Moravské brány nebyl till opavského zalednění prokázán. Ledovec zřejmě do Moravské brány v té době nezasáhl (Macoun 1989). V anaglaciální fázi druhé ledovcové transgrese kravařského zalednění byla významná mimo jiné glacialimnická sedimentace v severovýchodní části Moravské brány. Podle Macouna 1989 zasáhl kontinentální ledovec okrajově i do Podbeskydské pahorkatiny a Oderské části Moravské brány.

V sálském zalednění bylo v Ostravské glacigenní oblasti rozlišeno starší palhanecké zalednění se dvěma ledovcovými oscilacemi a mladší oldřišovské zalednění se třemi oscilacemi čela ledovce. Během palhaneckého zalednění se před čelem ledovce ukládaly v Ostravské pánvi a v Moravské bráně sedimenty sandrového typu a v menší míře i glacialimnické sedimenty. Morénové sedimenty severovýchodně od Suchdolu nad Odrou odpovídají palhaneckému zalednění. Během oldřišovského zalednění se ukládaly sedimenty podle Macouna 1982a i v nadmořské výšce, která dnes přesahuje 300 m n. m. Během poslední oscilační regrese vznikaly proluvialní sedimenty typu náplavových kuželů při úpatí severního okraje zlomového svahu Nízkého Jeseníku a Moravskoslezských Beskyd, které Žebera (1955) nazval ostravské suché delty. Otázka rozsahu oldřišovského zalednění není v Moravské bráně stále zcela jasná (Macoun 1989). Náporová moréna oldřišovského zalednění se táhne od Odřišova k Chlebičovu.

Czudek (1997) uvádí, že tavné vody odtékaly přes hlavní evropské rozvodí u Hranic, kde se zastavil kontinentální ledovec v době svého maximálního rozšíření. K tomuto názoru jej vedou sedimenty v marginální zóně kontinentálního zalednění. Podle nich tavné vody v době elsterského zalednění odtékaly přes hlavní evropské rozvodí u Hranic, dále přes přítoky Veličky do Bečvy a i v místě Porubské brány. V době sálského zalednění, které podle Czudka mělo menší rozsah, odtékaly vody přes Porubskou bránu.

Podle Tyráčka (2006) lze oblast okraje kontinentálního ledovcového štítu v Moravské bráně nově rozdělit do tří částí. Tyto oblasti se liší vývojem sedimentů, podmínkami jejich vzniku a i reliéfem podloží. Jedná se o severozápadní okrajový pruh, Hynčicko-Hrabětickou plošinu a severní ústí Porubské brány.

Podle Tyráčka (2006) nebylo prokázáno překročení evropského rozvodí Hranice-Bělotín ani přímo ledovcem ani nepřímo tavnými vodami. Jediným místem prokazatelného přetoku tavných vod do povodí Dunaje je přehlubené údolí Porubské brány. Glacifluviální sedimenty mají převážně charakter proglaciálních výplavových uloženin typu sandrů a prokazatelných glacialakustrinních sedimentů bylo málo. Glacialakustrinní jíly a varvy byly ukládány v okrajové části jen v malých lokálních a izolovaných vodních nádržích maximálně do stovek m². Kromě Porubské brány, jelikož zde se jíly a silty vyskytují na ploše do několika km². Existence reliktních interglaciálních jezer typu Stonavského jezera zde nebyla prokázána.

2.2. Tvary reliéfu vznikající u okrajů ledovců

Ledovec je poměrně homogenní, nepropustné, plastické těleso složené z ledových krystalů o hustotě 0,9. Ledovce se pohybují ve směru spádu vlivem gravitace a plastického tečení. K plastickému pohybu dochází při mocnostech ledovce 30 – 50 m. Rychlost pohybu je největší ve středu ledovce a nejmenší na bocích a na dně. Rychlost pohybu jednotlivých ledovců je značně odlišná (Demek, Quitt, Raušer, 1976).

Ledovce působí na své okolí klimaticky a geomorfologicky. Geomorfologické působení ledovce je závislé na jeho stavu a poloze izotermy 0°C. Tam, kde je izoterma 0°C v podložních horninách, má ledovec tzv. suchou bázi a nevytváří glaciální tvary. U ledovců, u nichž je izoterma 0°C při bázi ledovce a podloží ledovce není zmrzlé, působí ledovec na své okolí. Dochází ke glaciální erozi, kdy ledovec svým pohybem

modifikuje své podloží. Glaciální eroze spočívá v deterzi, což je fyzikální proces broušení, vymílání, drhnutí a drobení, dále dochází k detrakci - odlamování, exaraci - brázdění, pluckingu, což je mechanický proces rozvolňování hornin vlivem vsakování vody do puklin v podloží ledovce a v jejím opětovém zamrznutí a nakonec odnášení uvolňovaných částic (Demek, Quitt, Raušer, 1976).

Pod aktivním ledovcem se vytváří subglaciální erozní formy v širokém měřítku od mikroskopických rysů po tvary reliéfu velkých rozměrů. Ledovcovou erozí vznikají rozsáhlé erozní sníženiny pánovitého tvaru. V tenčí okrajové oblasti ledovce se plošnou erozí může i částečně exhumovat staré podloží. Materiál unášený ledovcem tvoří na ohlazeném povrchu rýhy. Běžnými tvary jsou zde nepravidelné deprese (Menzies, 2002). Výstupy skalních hornin jsou přemodelovány v oválné pahorky s nesouměrným podélným profilem. Nazývají se oblíky. Tyto tvary mohou sloužit k vymezení území bezpečně krytého pleistocénním ledovcem (Prosová 1981).

Jeden z nejvíce nápadných efektů glaciální eroze je odklon větších říčních systémů. Mnoho říčních systémů v severní Evropě bylo postupem ledovcového štítu odkloněno z původního směru během středního pleistocénu v době sálského zalednění (Benn, Evans, 1998).

Důležité pro glaciální záznam je jednak charakter terénu, jednak supraglaciální a marginální uložení. Tyto uložení jsou obvykle hlavní složkou charakteru terénu: jejich vlastnosti a charakteristiky mají silný vliv na land use. V marginální oblasti se projevuje vliv glaciálního prostředí a prostředí proglaciálního. V mnoha přechodových zónách je obtížné rozlišit sedimenty uložené v jednom prostředí od těch sedimentů v prostředí druhém (Menzies, 2002).

Supraglaciální a marginální krajina je tvořena takovým reliéfem, který odráží souhru topografického uspořádání, geologie, ledovcové dynamiky a lokálního a regionálního klimatu (Menzies, 2002).

Glaciální nížiny vznikají v průběhu deglaciace. Rozlišují se dva typy deglaciace: ústup ledovce a roztátí ledovce na místě (Demek, Zeman, 1979).

2.2.1. Ústup ledovce

Při prvním typu deglaciace ustupuje čelo ledovce díky převaze tání ledovce nad jeho vyživováním. Tento ústup je nerovnoměrný. Dochází k zastavování čela ledovce, někdy může dojít i ke krátkodobému postupu. Při delším zastavení ledovce dochází

k tvorbě příznačných ledovcových tvarů. Nejvýznačnější čelní tvary jsou čelní morény. Ty označují polohu čela ledovce ve fázi aktivního okraje ledovce. Před čelními morénami se často rozprostírají sandry nebo glaciakustrinní sedimenty. Sandry začínají na dolních koncích rýh v čelních morénách, kterými vytékají tavné vody z ledovce. Na vnitřní straně morén se často nacházejí neckovité sníženiny nebo pole drumlinů (Demek, Zeman, 1979).

2.2.1.1. Subglaciální tvary reliéfu

Nejrozšířenější důkaz o subglaciální činnosti je vznik nízkého reliéfu - tillové plošiny. Tyto plošiny vznikají jako zbytek subglaciálních náplavových podmínek. Tillové plošiny odrážejí lokální a regionální geologii podloží, topografii, dynamiku ledovce a subglaciální podložní podmínky (Menzies, 2002).

K dalším subglaciálním tvarům patří drumliny. Drumliny jsou protáhlé klenbovitě pahorky vznikající pod pohybujícím se ledovcem a jsou tvořeny spodní morénou. Mají tvar obrácené lžice s mírným dlouhým svahem, který je protažen ve směru pohybu ledovce a kolmo k jeho čelu (Demek, Zeman, 1979). Typicky se drumliny vyskytují ve skupinách nebo dokonce v polích drumlinů. Avšak některá pole mohou obsahovat pouze pár tuctů drumlinů a jsou známy i izolované drumliny. Typický tvar drumlinu má strmější stranu proti směru pohybu ledovce. Avšak různé variace tvarů se snad vyskytují častěji než sám klasický tvar. Drumliny mohou být vysoké 5 – 200 m, široké 10 – 100 m a celková délka může dosahovat od 100 m až po několik kilometrů. Drumliny se vyskytují jak v nízkých, tak na vysokých polohách, jak pod ledovcovým štítem, tak pod horskými ledovci. Drumliny ve spojení s Rogen morénou a fluted morénou ukazují na deformaci podloží pod ledovcovým štítem. Vznikají při pohybu ledovce s rychlostí nad 500 m/rok. V minulosti se milně předpokládalo, že drumliny jsou složeny výhradně ze subglaciálního tillu. Dominantní sediment je sice často till, ale mnoho drumlinů je složeno i z vrstevnatého sedimentu, který může být místního původu (Menzies, 2002).

Rogen morény se vyskytují v nížce položených oblastech a na dnech údolí. Přeměna z Rogen morény do drumlinů nastává při okraji ledovce. Název Rogen morény poprvé použil Lundqvist v roce 1969 k popisu morénové krajiny okolo jezera Rogen ve Švédsku (Benn, Evans, 1998). Rogen morény je termín, který se používá pro sérii viditelných morénových hřebenů příčných k hlavnímu směru ledovce. Tyto hřebenové mohou dosahovat 10 – 20 m na výšku a 50 – 100 m na šířku, s bočním rozsahem

několik kilometrů a často s rozstupem 100 – 300 m. Hřebeny mají málo patrný obloukovitý vzor a individuální hřebeny jsou často asymetrické. Rogen morény se vyskytují mimo centrum glaciace. V lokálním měřítku se nacházejí v topografických depresích a jsou spojeny s drumlinovým terénem. Rogen morény mají hrubší texturu než sousední drumliny (Menzies, 2002).

Fluted morény jsou dlouhé hřebeny glaciálního sedimentu dlouhé 100 – 500 m, široké 1 – 3 m a vysoké do 1 – 2 m. Vyskytují se obvykle ve skupině paralelní k hlavnímu směru pohybu ledovce. Velmi často se vlnité morény vyskytují před pásmem drumlinů, příležitostně na povrchu Rogen morén. Vlnité morény mohou být složeny z různých glaciálních sedimentů a jsou často bez struktury (Menzies, 2002).

K dalším sublaciálním tvarům patří De Geer morény, které jsou pojmenované po Švédském geologovi. De Geer morény značí přerušovaný ústup čela ledovce (Benn, Evans, 1998). De Geer morény jsou příčné vyvýšeniny k hlavnímu směru pohybu ledovce. Dosahují různých rozměrů. Obvykle se nacházejí na nízko položeném místě v terénu. V otevřeném terénu se mohou nacházet jako sousední hřebeny paralelně se táhnoucí přes několik kilometrů a mohou představovat po sobě jdoucí polohy okraje ledovce (Menzies, 2002).

2.2.1.2. Marginální tvary reliéfu

Koncové morény jsou vyvýšeniny z glaciálních sedimentů, které se nahromadily při ledovcových okrajích. Vedou tedy rovnoběžně s čelem ledovce a zároveň kolmo ke směru pohybu ledovce (Demek, Zeman, 1979). Pleistocénním koncovým morénám jsou obvykle dávána geografická jména. Používají se k interpretaci historie zalednění a kolísání okrajů ledovců během glaciálů. K utváření koncových morén docházelo za delší časový interval, když byl ledovec aktivní a jeho okraj poměrně stabilní. To ovšem neplatí pro všechny morény, některé byly vytvořeny v krátkém časovém rozmezí. Koncové morény se liší svou morfologií a obsahem sedimentů. Koncové morény ledovcových štítů jsou obvykle v obrysu obloukovité a zdvihají se z 5 do 50 m nad okolní terén. Koncové morény mohou být jak nesouvislé, tak se mohou táhnout stovky kilometrů. Některé morény mohou být úzké pouze 1 km a jiné širší než 10 km. A právě tak proměnlivý je i reliéf, kde se koncové morény nacházejí. Také materiál, ze kterého jsou koncové morény tvořeny, je velice různorodý (Menzies, 2002).

Při okrajích ledovců vzniká velké množství různých tvarů. Morény se dají rozdělit například podle svého vzniku. Ledovec může deformovat své podloží a vytvořit tak morény glacitektonické. Při menším postupu ledovce vznikají na jeho okrajích push morény. Ty obvykle mají asymetrický příčný profil a nepřesahují výšku 10 m. Při ústupu ledovce, na jehož povrchu je nahromaděný materiál, může dojít při jeho okraji k uložení tohoto supraglaciálního materiálu na dřívější subglaciální povrch. Objem těchto tvarů závisí na délce doby stagnace ledovce a množství supraglaciálního materiálu. Glacifluviálními procesy se okolo nepohyblivých okrajů ledovce mohou vytvářet lateral and frontal fans and ramps. V případech, kdy se na území nenacházejí morény, poskytují tyto tvary důkazy o dřívější poloze okrajů ledovců (Benn, Evans, 1998).

2.2.2. Roztátí ledovce na místě

U druhého typu deglaciace se ledovec přestává pohybovat a roztává přímo na místě. Nejprve se zmenšuje mocnost ledu a na jeho povrchu se hromadí ablační moréna. Ablační moréna je tvořena z tmavého materiálu, čímž se zvyšuje absorpce tepla. Při rychlém tání voda z ablační morény odnáší jemný materiál a na povrchu zůstávají pouze hrubší úlomky. Avšak větší množství materiálu pohřbíává led a tím zmenšuje rychlost jeho tání. Tání ledu probíhá značně nerovnoměrně. Materiál ablační morény se může sesouvat po nerovném povrchu ledovce a může vyplňovat deprese v povrchu ledu. V depresích mrtvého ledu se hromadí voda a vznikají jezera, ve kterých se usazují glacialakustriní sedimenty (Demek, Zeman, 1979).

2.2.2.1. Subglaciální tvary reliéfu

Pukliny v ledovci se postupně rozšiřují a vznikají tunely a široké sníženiny, kde tavné vody ledovce ukládají materiál. Povrchové tvary, jež vznikají při tání mrtvého ledu, jsou odlišné od prvního typu deglaciace. Táním jednotlivých bloků mrtvého ledu se vytváří velké množství bezodtokých sníženin. Příznačné tvary představují hřbety a plošiny. Hřbety jsou tvořeny hlavně kamy a eskery, které vznikají v mrtvém ledu (Demek, Zeman, 1979). Subglaciální tvary reliéfu se dají rozdělit do dvou skupin na: eskery a náhodné desintegrované tvary (Menzies, 2002).

Eskery jsou dlouhé a v půdorysu často zvlňené valy. Jsou tvořeny fluvioglaciálním materiálem, který byl uložen proudy tavné vody tekoucí v ledovcových tunelech. Eskery jsou hřebeny, které mohou dosahovat od pár desítek metrů po stovky kilometrů na délku, na výšku pak mohou dosahovat od pár metrů po 50 m. Eskery obecně směřují paralelně na směr pohybu ledovce a v terénu se nacházejí na nižších místech (Menzies, 2002). Delší osa eskerů probíhá kolmo na valy čelních morén. Spodní moréna je velmi nepravidelná s mnoha depresiemi po mrtvém ledu. Pro glaciální nížiny vytvořené táním mrtvého ledu je charakteristická chaotičnost jejich povrchu (Demek, Zeman, 1979).

V trhlinách mrtvého ledu tekoucí voda, která usazuje tříděný fluvioglaciální materiál, vytváří kamy. Kamy jsou kratší, obvykle širší a méně pravidelné než eskery. Místy mají kamy tvar pahorků (Demek, Zeman, 1979).

Hummocky morény představují široká pole glaciálních forem, která jsou často spojena s okrajovou oblastí ledovcové masy. Jedná se o chaotické příkré elevace, ve kterých dominují subglaciální úlomky. Hummocky morény postrádají souvislý uspořádaný vzor (Huggett, 2007).

2.2.3. Proglaciální prostředí

Před okrajem ledovce leží proglaciální prostředí. Tvary tohoto reliéfu vznikly působením tavné ledovcové vody. Sedimenty jsou zde nepůvodní a pochází z ledovcové masy. Fyzické charakteristiky proglaciálního území jsou proto značně závislé na vnějších regulátorech. V preglaciálním prostředí se tedy odráží povaha a objem tavné vody, kolísání odtoku a přísunu sedimentů z ledovce (Menzies, 2002).

Značná část proglaciálních prostředí vyhlíží jako rozsáhlá, jednotvárná výplavová plošina. Avšak proglaciální prostředí obsahuje řadu výrazných rysů, představujících aktivní i dřívější fluvioglaciální činnost. Nejvíce výraznou charakteristikou proglaciálního prostředí je zóna akumulace nánosů před čelem ledovce. Morfologie nánosů před čelem ledovce závisí na objemu přineseného sedimentu do výplavového systému, dále na topografii oblasti a na povaze procesů distribuujících sedimenty. Tam, kde je akumulační zóna omezena ze stran, ukládají se sedimenty na dno. Náplň glaciálních trogů glaciofluviálními výplněmi vede k rozvoji poměrně plochého dna údolí, které může zakrýt značnou nepravidelnost podloží. Současná výplň

může postupně pohřbívat dřívější tvary reliéfu a také dřívější morény, eskery, drumliny a kamy (Menzies, 2002).

Tam, kde se proglaciální výplň může rozšiřovat do stran a není nikterak omezena, vznikají výplavové plošiny nebo sandry (Menzies, 2002).

2.2.4. Vývoj reliéfu po ústupu ledovce

Na obnaženém povrchu glaciální nížiny mírné humidní zóny se vzápětí za ustupujícím ledovcem vytváří říční síť. Vodní toky ze začátku využívají sníženin na povrchu. Jednotlivá povodí se vyskytují kolem větších sníženin především kolem jezer. Postupně se vyvíjí říční síť, na kterou se napojují i původně bezodtoké oblasti. Za určitou dobu vzniknou průlomové úseky přes valy čelních morén. K tomu může přispívat i rozdílná intenzita neotektonických pohybů nebo izostatický zdvih při uvolňování tlaku vzniklého váhou ledovce. Ke vzniku říční sítě pomáhá i orientovanost sníženin a vyvýšenin zhruba kolmo k čelní moréně (Demek, Zeman, 1979).

Mnohem složitější vývoj má oblast utvářená táním mrtvého ledu. Chaotický reliéf s mnoha sníženinami a vyvýšeninami brání vývoji říční sítě. A proto se nejdříve vytváří říční síť okolo větších sníženin. Tam vznikají krátké konsekventní vodní toky. Postupem času jsou hřbety snižovány a deprese vyplňovány sedimenty, a tak se jednotlivé oblasti napojují na celkovou říční síť (Demek, Zeman, 1979).

2.2.5. Trimline

Pro určení výškového zásahu zalednění v posledním glaciálu se uplatňuje vymezení periglaciální trimline. Což je hranice mezi periglaciálně modelovanou a glaciálně erodovanou částí reliéfu (Janásková, Koubová, 2007). Reliéf pod touto hranicí byl během glaciálu omlazen ledovcovou erozí. Podloží bylo sníženo exarací a půdní pokryv byl odstraněn. Oblasti, které ležely nad zásahem ledovce, byly v dobách zalednění vystaveny periglaciálním podmínkám a intenzivnímu mrazovému zvětrávání. Proto se na těchto nezaledněných oblastech vyskytují mocné blokové akumulace a tory (Janásková, Koubová, 2007). V nedávno odledněném území jsou často trimline ihned rozpoznatelné díky odlišnému vegetačnímu krytu. Pod trimline se nachází holá skála, glacigenní sedimenty a řídká pionýrská vegetace. Zatímco nad trimline se rozprostírá

rozličná rostlinná společenstva nebo dokonce les po delší periodě vývoje vegetace. Časem je rozpoznání vegetační trimline těžší (Benn, Evans, 1998).

K identifikaci periglaciální trimline slouží několik kritérií. Důležitá je struktura hornin a jejich celková tvrdost. Zřetelnost trimline se mění s typem a strukturou horniny, se stupněm postglaciálního zvětrávání a se svahovou aktivitou. Nejzřetelnější trimline se nacházejí na výbězcích z odolných krystalických hornin, kde mohou být určeny s přesností do 10 m (Benn, Evans, 1998). Pro vymezení trimline se používá např. metoda jílových minerálů a tvrdoměrných měření (Janásková, Koubová, 2007).

3. Fyzickogeografická charakteristika území

3.1. Vymezení studované oblasti

Studované území nezaujímá celou oblast Moravské brány. Je zúženo na část území Moravské brány, kde se předpokládá nejjižnější marginální oblast pleistocénního kontinentálního zalednění. Zájmové území lze podle Tyráčka (2006) rozdělit do tří částí, které se liší vývojem sedimentů, podmínkami jejich vzniku a reliéfem podloží. Jedná se o severozápadní okrajový pruh oderské části Moravské brány, Hynčicko-Hrabětickou plošinu a severní ústí Porubské brány.

3.2. Geologický vývoj

Krajina v okolí Moravské brány je výsledkem dlouhodobého geologického vývoje. Významná je poloha rozhraní mezi evropskými geograficko-geologickými celky: Českým masivem a Karpatami.

Nejstarší horniny, které byly nalezeny v Moravské bráně, pocházejí z paleozoika, přesněji z útvaru devon a jejich stáří je přes 355 milionů let. Tyto horniny se proto nazývají devonské vápence. V území se vyskytují v podobě nevelkých izolovaných ostrůvků. Jejich vznik souvisí s hromaděním vápenatých schránek mořských živočichů, kteří tehdy obývali postupně se zahlubující mořskou pánev, která se tehdy rozprostírala v zeměpisné šířce subtropického až tropického klimatu (Janoška, 2005).

V následujícím útvaru karbonu došlo k významným geologickým změnám, jež poznamenaly významnou část tehdejšího světa. Jedná se o hercynské nebo-li variské vrásnění. To podnítilo vznik pásemného horstva, které se táhlo z jižní Anglie až do střední Evropy. Zpočátku byl vliv vrásnění jen nepřímý. Došlo k poklesu mořské pánve, čímž zanikly podmínky vhodné pro ukládání vápenců. A tak se začaly ukládat dnes nejrozšířenější horniny na území Moravské brány – droby. Ta se rytmicky střídá se slepenci a břidlicemi. Jejich vznik je datován do spodního karbonu asi před 300 miliony lety. Střídající se vrstvy vznikly v hlubokém moři sedimentací zvětralin štěrku, písku a bahna z podmořských lavin označovaných jako turbiditní proudy. Typické geologické a petrografické vlastnosti těchto hornin vedly k soubornému pojmenování „variský flyš“. Hercynské vrásnění bylo zakončeno vyzdvižením souvrství drob, slepenců a břidlic nad

mořskou hladinu a spolu s devonskými vápenci byly vyvrásněny do složitého systému vrás a příkrovů. Tak vyrostlo horstvo, které z východní strany lemovalo právě vzniklý Český masiv. Z toho horstva se nám dochovaly pouze zbytky (Janoška, 2005).

V éře mesozoika nastal v českém masivu geologický klid. Moravská brána byla souší a byla podrobována intenzivnímu zvětrávání a erozi. Během křídý, kdy se na geologickém vývoji projevilo tropické klima, došlo k vývoji vápencového povrchu a také zde vznikl krasový reliéf. Kromě jeskyní, propastí a závrťů vznikl na vápencovém podloží pro mírné podnebné pásmo výjimečný reliéf. Vytvořily se zde až 200 m vysoké kuželovité kopce - mogoty, které jsou navzájem odděleny suchými hlubokými depresiemi. V současnosti jsou však mogoty téměř celé pohřbené pod nánosy mladších jílových usazenin. Na povrch vyčnívají pouze nejvyšší části těchto mogot jako vápencové vrcholky, např.: Velká Kobylanka nebo Hůrka (Janoška, 2005).

Neživější a nejpozoruhodnější geologické období pro okolí Moravské brány je éra kenozoikum a útvar terciér. Během terciéru došlo k vytvoření charakteristických krajinných rysů, které zůstaly dodnes zachovány. V paleogénu ještě pokračuje intenzivní zarovnávaní povrchu díky zvětrávání a erozi. Avšak na východ od Českého masivu přímo probíhalo alpinské vrásnění. Tím se vytvořil karpatský horský oblouk. Horská pásma v podobě rozsáhlých příkrovů byla nasouvána směrem k severozápadu, což vedlo k ohromnému tlakovému napětí, které působilo na český masiv. Začátkem neogénu Český masiv podlehl tlaku a vytvořil se v něm systém prasklin a trhlin v podobě hlubokých zlomů v zemské kůře. Hluboké zlomy rozčlenily původně jednotný blok na řadu dílčích ker. Poklesem jedné z ker asi před 17 milionů let vznikla příkopová propadlina – Moravská brána. Její spodní část se dostala pod úroveň tehdejšího světového oceánu, proto byla na jeden milion let zalita mořem. Souší zůstaly kry Oderských vrchů a Maleníku a patrně vyčnívaly i některé mogoty Hranického krasu. Mogoty se staly součástí příbojového mořského pobřeží. Moře je abrazí přeměnilo v pobřežní útesy, později je zakrylo jílovými sedimenty a tak je zakonzervovalo do dnešních dob. Po ústupu moře se zde objevily nezpevněné usazené horniny jako štěrky, písky a jíly. Mořem zanechané horniny dosahují mocnosti až několik set metrů. Typické jsou pro tuto oblast tzv. tégly – šedozelené vápnité jíly, dále slíny, písky, místy i pískovce a štěrky. Ústup neogenního moře se časově shoduje s koncem alpínského vrásnění. Karpatské příkrovy jsou tvořeny složitě zvrásněnými mořskými sedimenty především z paleogénu. Rytmičky se v příkrovech střídají vrstvy vápnitých pískovců a jílovců nebo břidlic, jež jsou označovány jako karpatský flyš. V okolí Moravské brány

se horniny karpatských příkrovů vyskytují v oblasti Kelčské pahorkatiny. Tu tvoří příkrovy Slezský a Podslézský, které jsou z měkkých hornin. Zvětrání a eroze tak způsobuje vznik mírné kopcovité krajiny. Ostrý kontrast vytváří blízké Beskydy a Hostýnské vrchy, jež jsou tvořeny z mnohem tvrdších hornin. Pohyby ker, které zapříčinily vznik Moravské brány, ještě neustaly. I dnes se kra Maleníku posunuje na jihovýchod a přitom se zvedá přibližně o 1cm za rok (Janoška, 2005).

Na začátku kvartéru – v pleistocénu, došlo vlivem oscilace klimatu ke střídání glaciálů a interglaciálů. Geologické dění v této době bylo v jižní části Moravské brány ovlivněno nepřímo. Díky rozsáhlým záplavám vznikly v okolí Bečvy šterkopískové usazeniny označované jako říční niva. Pod vlivem arktického klimatu docházelo k ukládání sprašových návějí a intenzivnímu mrazovému zvětrávání. Významným geologickým jevem se staly výrony plynů a minerálních pramenů jako dozvuky geologické aktivity z období neogénu.

Regionální kvartérní tektonické pohyby jsou v Moravské bráně zatím málo známy. Podél některých údolních úseků však jejich vliv není možno vyloučit (Czudek, 1997). Podle Macouna (1989) dosáhly tyto pohyby největší intenzity v době po elsterském a po sálském zalednění. Došlo ke zdvihu dna Porubské brány o 10 – 12 m. Jako doklad výzdvihu pohoří slouží i úložné poměry v Porubské bráně. Bazální šterky mají dnes sklon k severu, což je proti proudu dřívějšího toku, který směřoval k jihu (Macoun, 1965).

V. Ambrož předpokládal tektonické pohyby během kvartéru, které dosahovaly až 40 m. Tři hlavní směry pohybů jsou podle V. Ambrože představovány tokem Odry a Ostravice (in Macoun 1965).

Na mladé tektonické pohyby ukazuje výšková pozice fluviálních šterků při okrajích Nízkého Jeseníku, která nese příměs valounů severského původu a leží ve výšce 302 m. Těmto uloženinám odpovídají uloženiny stratigraficky stejné terasy v Moravské bráně, které leží 8 – 10 m nad hladinou řeky. Výšková pozice sedimentů nasvědčuje tektonickým pohybům mezi Českým masivem a neogénem Moravské brány. Tento výklad nelze brát za zcela jednoznačný. Jednak ledovcová sedimentace mohla toky zatlačit výše do pohoří, jednak se může jednat o rozdílný způsob eroze v horní a dolní části toku (Macoun, 1965).

Tektonické pohyby spočívaly hlavně ve vyklenování a výzdvihu jednotlivých ker nebo strukturních celků. Zlomové pohyby se v kvartéru uplatnily především v místech straších tektonických linií (Macoun, 1965).

Po ústupu kontinentálního ledovce se opět větší vodní toky zařezávaly do sedimentů sálského zalednění. Menší toky začaly při okrajích sedimentační pánve ukládat své sedimenty ve formě štěrkových kuželů. Po ústupu sálského ledovce začala probíhat říční činnost nerušeně až do současné doby (Macoun, 1965).

„V holocénu pokračuje vývoj reliéfu z pleistocénu za změněných klimatických podmínek a postupně narůstající antropoprese.“ (Czudek, 1997) Člověk se tedy v holocénu stává významným geomorfologickým činitelem. Jednak urychluje nebo zpomaluje chod přírodních reliéfových pochodů, jednak vytváří antropogenní tvary (Demek et.al., 1987). Kromě tvarů vzniklých činností člověka jsou nejvýznamnějšími holocenními tvary reliéfu strže a sesuvy a také rovný akumulární povrch širokých údolních niv (Czudek, 1997). Důležitá je v holocénu především tvorba půd a postupný vývoj říční sítě do dnešní podoby (Janoška, 2005).

Pro mou práci bylo nutné znát geologii území a průběh tektonických zlomů. K tomu jsem použila geologickou mapu ČR 25 – 12 Hranice v měřítku 1 : 50 000.

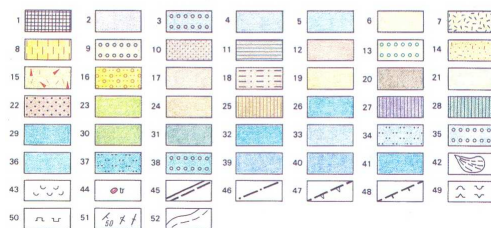
Z mapy je vidět, že Oderská niva je tvořena fluviálními, převážně písčitohlinitými sedimenty, které pochází z holocénu. Tyto fluviální sedimenty se nacházejí také podél ostatních vodních toků. Písčité till bazální morény ze sálského zalednění se nachází podél vodního toku na začátku obce Hynčice. Glacifluviální písky a písčité štěrky ze sálského zalednění najdeme podél Hynčického potoka, podél Lučického potoka a podél Hůreckého potoka.

V zájmovém území Moravské brány jsou plošně nejrozšířenější sprašové hlíny z pleistocénu. Ty se nacházejí v Klimkovické, Bartošovické i Bělolínské pahorkatině. V Bělolínské pahorkatině však najdeme severně od obce Bělolínsko, jižně od obce Lučice a severozápadně od obce Kunčice i vápnité jíly a vápnité písky z miocénu.

Okrsky Nízkého Jeseníku, které sousedí s Moravskou bránou, jsou tvořeny především z drob a střídajících se břidlic, prachovců, a jemnozrnných drob. Při okrajích svahů Potštátské a Tošovické vrchoviny se nacházejí na přilehlých pahorkatinách Moravské brány deluviální, převážně hlinitokamenité sedimenty. Okrsky Kelčské a Příborské pahorkatiny mají velmi pestré geologické složení.

Pro lepší představu zde přikládám mapu geologickou a mapu průběhu zlomů v daném území.

Mapa 2: Geologická mapa ČR 25 – 12 Hranice v měřítku 1 : 7500



KVARTÉR, holocén: 1 – antropogenní uložení; 2 – slatiny, slatinné zeminy, hnilokaly; 3 – fluvialní, převážně slávkovité sedimenty; 4 – fluvialní, převážně písčitochlinité sedimenty; 5 – deluviofluvialní písčitochlinité sedimenty, na kulu s kamennou příměsí; 6 – deluvialní, převážně písčitochlinité nebo jílovitohlinité sedimenty, místy se šterkovitou příměsí; 7 – deluvialní, převážně hlinitokamenité sedimenty; 8 – sprásové hlíny, výjimečně slabě vápnité spráse, nerozištěné; 9 – fluvialní písčité šterky, svrchní pleistocén; 10 – glaci-fluvialní písek a písčité šterky, sálské zalednění; 11 – glaciakusturní jíl, sálské zalednění; 12 – písčité hlíny bazální morény, sálské zalednění; 13 – fluvialní písčité šterky, střední pleistocén (hlavní terasa); 14 – převážně jílovitohlinité eluvium s úlomky pískovců, místy zčásti přemístěné; 15 – převážně hlinitokamenité eluvium hornin kulmu, místy částečně přemístěné;

TERCIER, pliocén: 16 – písek a drobnozrnný písčité šterky; 17 – vápnité jíly (těl), spodní baden (morav); 18 – vápnité písky, podfádní šterky a písčité vápnité jíly, spodní baden (morav);

Zdánicko – podslézácká jednotka: 19 – zdánicko-hustopečské souvrství nečleněné (vápnité prachové jílovce a pískovce), eger; 20 – měnitlové souvrství (jílovce, silicily, jílovité vápence, jílovce, podfádní pískovce), oligocén; 21 – podmenilitovité souvrství nečleněné (převážně jílovce), paleocén-spodní oligocén; 22 – pískovce a slepence sálského typu, eocén; 23 – frýdečské souvrství (šedé vápnité jílovce a pískovce, podfádní slepence), senon-paleocén;

slezská jednotka, ketěský vývoj: 24 – dubské souvrství (vápnité jílovce, podfádní pískovce a slepence), cenoman; 25 – námetické souvrství (pestré jílovce, podfádní pískovce), alb-cenoman; 26 – jasanické souvrství (šedé a zelenošedé skvrnité jílovce, podfádní pískovce), alb; 27 – veřovicé vrstvy (žerné jílovce slabě silicifikované), apt; 28 – těšínsko-hradištěské souvrství (tmavohnědé vápnité jílovce, pískovce, podfádní slepence), berrias-apt; 29 – vulkanity (těšínský, pikrity, diabasy a jejich tufy a tufty);

pašácký vývoj: 30 – kolínské souvrství (šedé vápnité jílovce, podfádní jílovce), alb-cenoman;

godulský vývoj: 31 – těšínsko-hradištěské souvrství (tmavohnědé vápnité jílovce, pískovce, podfádní slepence), berrias-apt; 32 – vulkanity (těšínský, pikrity, diabasy a jejich tufy a tufty);

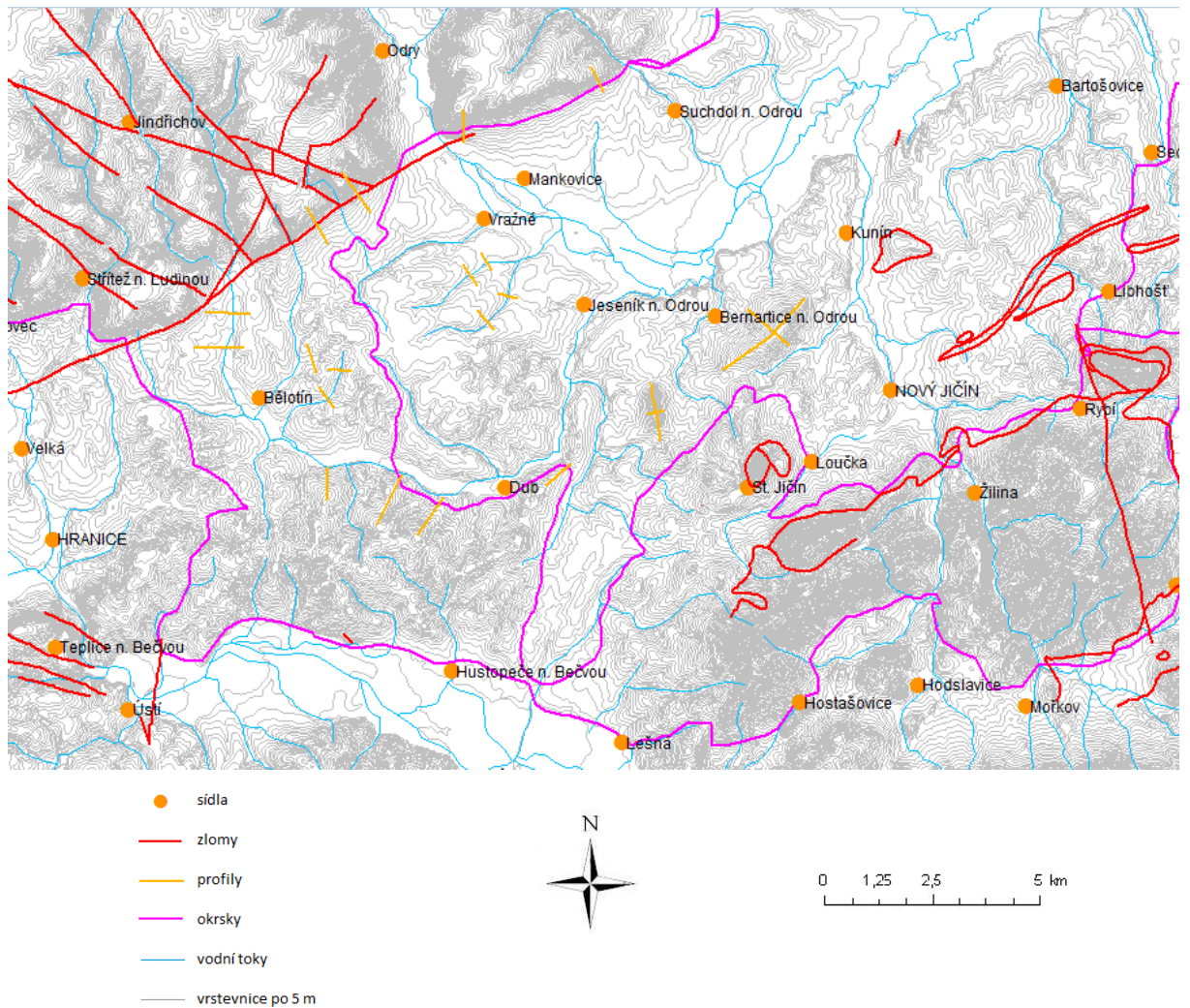
PALEOZOIKUM, spodní karbon, hrádecko-kyjovické souvrství, svrchní visé (zona Gog): 33 – střídaní břidlic, prachovců a jemnozrnných drob; 34 – drob; 35 – petromiktiní slepence; moravické souvrství, svrchní visé (zona Goa a Gob); 36 – střídaní břidlic, prachovců a jemnozrnných drob; 37 – drob; 38 – petromiktiní slepence;

spodní karbon – svrchní devon, lišeňské souvrství – svrchní frasn a báze sv. visé: 39 – tmavé biotrické vápence, vápencové brekcie, vápence háasko-říčské (vyšší tournai a báze svrch. visé); 40 – pestré vápence hliznaté, vápence křtinské (svrchní frasn, famen, tournai) a šedé vápence laminované, vápence hřmětovské (famen);

devon macošké souvrství, givet a frasn: 41 – světlešedé masivní vápence, vřelomické vápence (frasn);

42 – dejekční kužely; 43 – sesuvy; 44 – travertiny; 45 – zlomy ověřené a předpokládané; 46 – zlomy zakryté; 47 – linie přesunutí (ověřené, předpokládané); 48 – linie přesmykové (ověřené, předpokládané); 49 – pískovny, hlinité (v provozu, opuštěné); 50 – lomy (v provozu, opuštěné); 51 – směr a sklon vrstev; 52 – zjištěná, předpokládaná hranice hornin.

Mapa 3: Průběh zlomů ve studovaném území



3.3. Geomorfologie území

Moravská brána v severovýchodní části Západních Vněkarpatských sníženin je plochá pahorkatina zaujímající 534 km² se střední nadmořskou výškou 263,5 m (Demek et.al., 1987). Moravská brána je 65 km dlouhý, průměrně 8 km široký protáhlý mělký úval vyplněný mořskými usazeninami s mírně zvlněným reliéfem. Spojuje výběžek Hornomoravského úvalu u Přerova s Ostravskou pánví u Jeseníku nad Odrou (Voženílek et. al., 2008). Reliéf Moravské brány, který vznikl na málo odolných pleistocénních sedimentech, je mírně zvlněný nížinný s měkkými tvary (Demek et. al., 1965).

Moravskou bránu rozdělil na dvě části již J. Hromádka (1956) (in: Macoun (1965): Kvartér Ostravska a Moravské brány.). V blízkosti Hranic vede hlavní evropské

rozvodí mezi Baltským a Černým mořem. Zde se Moravská brána dělí na severní Oderskou a jižní Bečevskou část (Venclárek et. al., 1995).

Zaledněna byla pouze severovýchodní část Moravské brány tedy Oderská brána. Jedná se o plochu nebo jen mírně zvlněnou rovinu protékanou řekou Odrou a její geomorfologický ráz je podmíněný horizontálně uloženým souvrstvím kvartérních sedimentů (Macoun, 1965). Oderská brána je plochá pahorkatina zaujímající 380 km² se střední nadmořskou výškou 260,9 m. Uloženiny pleistocénního kontinentálního zalednění jsou překryty sprašovými hlínami. Pro území jsou příznačné rozsáhlé plošiny a široce zaoblené rozvodní hřbety a plochá, často suchá asymetrická údolí. Nachází se zde široká niva a výrazná tzv. hlavní terasa řeky Odry (Demek et.al., 1987).

Podél údolní nivy Odry jsou zřetelné dvě úrovně plošin. Výška nižších plošin se zmenšuje podél Odry z 285 m od obce Dolní Vražné na 230 m u Ostravy. Štěrkopísky těchto plošin jsou překryty až 10 m mocnými pokryvy sprašových hlín. Vyšší plošiny ve výškách okolo 280 m n. m. mají povrch tvořen sprašovými hlínami o mocnosti až 10 m. V podloží sprašových hlín se nečastěji nacházejí sedimenty ze sálského zalednění (Demek et.al., 1965).

V okolí Bělotína se nachází vyšší a členitější území. Při úpatí svahu Nízkého Jeseníku mezi obcemi Střítež nad Ludinou a Kletné je geomorfologicky výrazná úpatní halda. V úzkém pruhu v místě styku Oderské brány a Nízkého Jeseníku se nalézají denudační zbytky sedimentů kontinentálního zalednění. Tyto uloženiny vyplňovaly ve větších mocnostech zejména údolí potoků. Jejich odnášení začalo současně s ústupem pevninského ledovce (Demek et.al., 1965).

Tvary na povrchu Oderské části Moravské brány se začaly vyvíjet s ústupem sálského kontinentálního ledovce, který podle Tyráčka 1961, sahal k obcím Hynčice a Polom. S ústupem ledovce se vodní toky začaly zařezávat a odnášet sedimenty kontinentálního zalednění. Vznik základních rysů reliéfu Oderské brány byl ovlivněn periglaciálními geomorfologickými procesy v období mladšího pleistocénu, a proto se zde může hovořit o periglaciálním reliéfu.

Bečevská brána v jihozápadní části Moravské brány je také plochá pahorkatina, která zaujímá rozlohu 154 km² se střední nadmořskou výškou 270 m. Území je převážně ukloněno k jihu a jihozápadu. Jedná se o periglaciální reliéf s širokou nivou a výraznou hlavní terasou řeky Bečvy (Demek et.al., 1987). Bečevská část je tvořena okrajovým svahem Nízkého Jeseníku a údolním dnem Bečvy. Území okrajového svahu Nízkého Jeseníku zaujímá nejvyšší polohu, je nejčlenitější a sklání se k údolnímu dnu

Bečvy, od kterého je oddělen zřetelným erozním svahem. Asymetrie údolních svahů v obou částech Moravské brány vznikla v periglaciálních obdobích mladého pleistocénu jako výsledek rozdílného účinku soliflukce a plošného splachu na protilehlých údolních svazích, který byl vyvolán jejich rozdílným slunečním ozářením. Při úpatí Nízkého Jeseníku a Maleníku se nacházejí rozsáhlé úpatní haldy, které vznikly ve více obdobích pleistocénu. Povrch při úpatí Maleníku je silně modelován sesuvy. Na jejich vytvoření se podílel materiál přinášený vodními toky a ukládaný ve formě kuželů a také materiál dodávaný přímo ze svahů (Demek et.al., 1965).

Na Bečvě jsou kromě široké údolní nivy vidět dva zřetelné terasové stupně – starší radslavický a mladší grymovský. Pravostranné přítoky Bečvy vytvořily náplavové kužely. Údolí Bečvy je již předpleistocenní a mezi Hranicemi a Kudlovem výrazně asymetrické v důsledku různé odolnosti hornin na obou údolních svazích (Demek et.al., 1965).

Povrchové tvary Bečevské brány jsou starší, jelikož se vyvíjely už v pleistocénu. Při jejich vzniku se projevovaly periglaciální procesy, a tak zde lze mluvit o periglaciálním reliéfu (Demek et.al., 1965).

Avšak kontinentální zalednění nezasáhlo jen do Moravské brány, ale dotklo se i východního okraje Nízkého Jeseníku a Podbeskydské pahorkatiny.

Ze severozápadu přiléhá k Moravské bráně Nízký Jeseník a to Vítkovskou vrchovinou a Oderskými vrchy. Oderské vrchy zaujímají jižní část Nízkého Jeseníku. Jedná se o členitou vrchovinu o rozloze 174 km² se střední nadmořskou výškou 545,8 m. Oderské vrchy jsou budovány spodnokarbonskými břidlicemi a drobami (Demek et.al., 1987). Okrajové části Nízkého Jeseníku jsou prořezány předkvartérními hlubokými erozními údolními, ve kterých se uplatňoval akumuláční vliv kontinentálního ledovce (Macoun, 1965). Vítkovská vrchovina je plochá vrchovina o rozloze 988 km² se střední nadmořskou výškou 429,8 m. Je budovaná spodnokarbonskými břidlicemi a droby. Nachází se zde četné denudační zbytky sedimentů pleistocénního kontinentálního zalednění v okrajové severní a východní části území.

K Moravské bráně z jihovýchodu přiléhá Podbeskydská pahorkatina. Konkrétně se jedná o pahorkatinu Kelčskou a Příborskou. Povrch v okrajových částech pahorkatin byl ovlivněn kontinentálním ledovcem. Na vývoji současného povrchu se podílela především mohutná proluviálně soliflukční sedimentace (Macoun, 1965).

Příborská pahorkatina ve střední části Podbeskydské pahorkatiny je členitá pahorkatina o rozloze 355 km² se střední nadmořskou výškou 320,6 m (Demek et.al.,

1987). Území Příborské pahorkatiny je hlavně tvořeno paleogenními horninami flyšového souvrství s vyvělinami těšínitu a s devonskými vápenci a miocenními a kvartérními sedimenty. Nalézají se zde periglaciální tvary, kryopedimenty, sprašové pokryvy a stopy po zásahu kontinentálním ledovcem – glacigenní a glacialakustrinní sedimenty. (Demek et.al., 1987). Vzhledem k pestré geologické stavbě vytvářejí údolí vodních toků četné menší kotliny a průlomy. Při okraji Moravské brány vytvářejí glaci-fluviální a glacialakustrinní sedimenty rozsáhlé akumulární plošiny ve výši 350 – 300 m n. m (Demek et.al., 1965).

Kelčská pahorkatina v jihozápadní části Podbeskydské pahorkatiny je členitá pahorkatina úpatního typu. Zaujímá rozlohu 410 km² se střední nadmořskou výškou 312,8 m. Kelčská pahorkatina se dělí na dvě části – Maleník a vlastní Kelčskou pahorkatinu. Maleník je členitá vrchovina o rozloze 60 km² se střední nadmořskou výškou 336,1 m. Maleník je tvořen kulmskými drobami, pískovci, břidlicemi, devonskými vápenci a miocenními sedimenty. Jedná se o hrášťovou kru ukloněnou k jihovýchodu (Demek et.al., 1987). Okolo nejvyššího bodu – Maleníku 478 m n. m. jsou zachovány zbytky paleogenní paroviny. Příkrý svah do Moravské brány je rozřezán hlubokými údolními. Při úpatí svahu vznikly rozsáhlé úpatní haldy, které dosahují až 25 m. Průlomové údolí Bečvy vzniklo na tektonické linii (Demek et.al., 1965). Kelčská pahorkatina má převážně erozně denudační, na okrajích tektonicky omezený reliéf širokých plochých hřbetů se zbytky pliocenního zarovnaného povrchu. Vznikla zde neckovitá, podélná údolí s širokými údolními nivami. Na plošinách a svazích se nacházejí sprašové pokryvy (Demek et.al., 1987).

Jednou z morfometrických charakteristik je orientace svahů vůči světovým stranám. Vytvořila jsem mapy těchto orientací a z jejich histogramů jsem zjistila procentuální zastoupení jednotlivých tříd. Studované území jsem rozdělila na základě okrsků, pro které jsem vytvořila mapy orientací svahů. Nejvíce zajímavý je okrsek Běloušské pahorkatiny, který představuje nejjižnější část Oderské brány. Běloušská pahorkatina je podle Tyráčkova (2006) vymezení oscilační zóny kontinentálního pleistocenního ledovce rozdělena na zaledněnou a nezaledněnou část. Jestliže by se tyto dvě části Běloušské pahorkatiny nelišily, tak by z hlediska orientace svahů ukazovaly na stejný vývoj reliéfu.

Četností orientací svahů vůči světovým stranám pro ledovcem nezasaženou část Běloušské pahorkatiny jsou velmi nerovnoměrné. Převažují zde orientace na jihovýchod (22,5%), na jih (17%) a východ (16%). Nejméně svahů je orientováno

k severozápadu (necelých 6%). U ledovcem zasažené části mají četnosti orientací jiné rozložení. Nejvíce svahů je orientováno k východu (20%) a severovýchodu a jihovýchodu (16%). Nejnižší zastoupení má směr na západ (5%). Orientace svahů jsou u zaledněné oblasti jakoby o 45° natočeny směrem na sever myšleno proti pohybu hodinových ručiček. Takže se mezi oběma částmi Bělotínské pahorkatiny nacházejí rozdíly. Vzhledem k tomu, že podle mapy 3 neprocházejí touto oblastí žádné zlomy, je rozdílnost v orientaci způsobena exogenními procesy.

3.4. Vodstvo

Z hydrografického hlediska je významným činitelem existence hlavního evropského rozvodí mezi Baltským a Černým mořem (Macoun, 1965). V Baltském moři ústí se svými přítoky řeka Odra. Řeka Bečva ústí do Moravy, Morava do Dunaje a nakonec se Dunaj vlévá do Černého moře. Hlavní Evropské rozvodí prochází přes Nízký Jeseník a Moravskoslezské Beskydy, přičemž v Moravské bráně v zářezu železniční tratě klesá nejnižší na území ČR do nadmořské výšky 287,5 m n. m (Voženílek et. al., 2008). Úzce pojato je za Moravskou bránu označena oblast mezi Hranicemi a Bělotínem, kde se setkávají dva horské systémy. Jedná se o hercynský a alpský systém. Tyto systémy se zde přibližují na několik set metrů a vytváří práh, kde evropské rozvodí dosahuje nejnižšího místa (Voženílek et. al., 2008).

Hydrologicky spadá Oderská část Moravské brány do povodí Odry. Jihovýchodní území Nízkého Jeseníku je odvodňováno Porubkou, Bílovkou a Husím potokem přímo do Odry. Oderskou bránu odvodňuje Odra se svými přítoky, které vytékají z Oderských vrchů a z podbeskydských pahorkatin (Macoun, 1965).

Řeka Odra pramení v Oderských vrších. Celkově je Odra dlouhá 854 km a odvádí vodu z plochy 118861 km². Na našem území měří Odra 112 km. Protéká severní částí Moravské brány, kde přijímá malé vodní toky přibližně 30 km dlouhé. Odra svým dřívějším tokem vedla od Oder k Bohumínu. Polskou Odrou byla podchycena zpětnou erozí před začátkem kvartéru. Zdvihem Karpat náplavové kužele beskydských přítoků Odru zatlačovaly k severozápadu. Beskydské přítoky tekly původně při čelech karpatských příkrovů k jihozápadu. Do Odry byly svedeny poklesem Ostravské pánve a Moravské brány (Kunský, 1974). „V době obou zalednění Ostravska se její vody na Ostravsku vzduly v jezero, které se přelávalo do Bečvy. Po ústupu ledovce se obnovil starý tok.“ (Kunský, 1974)

Odra vytváří ve střední části Oderské brány Oderskou nivu. Jedná se o rovinu na mladopleistocenních a holocenních sedimentech, přibližně širokou 2,5 km. Má pravouhlý ohyb u obce Jeseník nad Odrou. V nivě jsou četné meandry a rybníky. Dále se zde nachází Polanský les – lužní les, který je tvořen porosty dubů a jasanů (Demek et.al., 1987).

Vodní tok Luha pramení v nadmořské výšce 559 m severně od Jindřichova. Luha je dlouhá 29,2 km. Plocha povodí Luhy činí 95,4 km². Zprava ústí do Odry u Jeseníku nad Odrou v 225 m n. m. (Voženílek, et. al., 2008). Do Luhy vtéká Dubnický potok od Vlčkova (Severa, 1933). Významnou říčkou oblasti je i Jičínka, která dosahuje délky 25 km a plochy 118,8 km². Jičínka pramení ve studánce na stráni Javorníku. Sbírá lesní potůčky a vede Veřovicemi do Mořkova, kde mění svůj západní směr na severní. Za Kunvaldem ústí do Odry (Severa, 1933). Do Odry vtéká Koňský dřívě Vrážný potok, dále potok Horecký. Dalšími přítoky Odry jsou: Sednice 20 km dlouhá, Lubina 36 km dlouhá a Bílovku 22 km dlouhá (Kunský, 1974).

Jihozápadní část Moravské brány je odvodňována do Černého moře řekou Bečvou. Bečva vzniká soutokem Vsetínské a Rožnovské Bečvy u Valašského Meziříčí v nadmořské výšce 284 m (Voženílek et. al., 2008). Délka toku činí 61,5 km a plocha povodí měří 1625,7 km². Bečva původně tekla ve směru flyšových příkrovů. Při vyklizování neogenních nánosů z jižní části Moravské brány tam byla svedena a pokračovala postupně k Moravě (Kunský, 1974). V jihovýchodní části Bečevské brány vytváří řeka Bečevskou nivu. Jedná se o rovinu na mladopleistocenních a holocenních sedimentech. Niva je málo zalesněná porosty dubů habrů místy i buků (Demek et.al., 1987). „V době největšího sálského zalednění přetékalý ledovcové vody z Moravské brány Porubskou bránou do Bečvy.“ (Kunský, 1974)

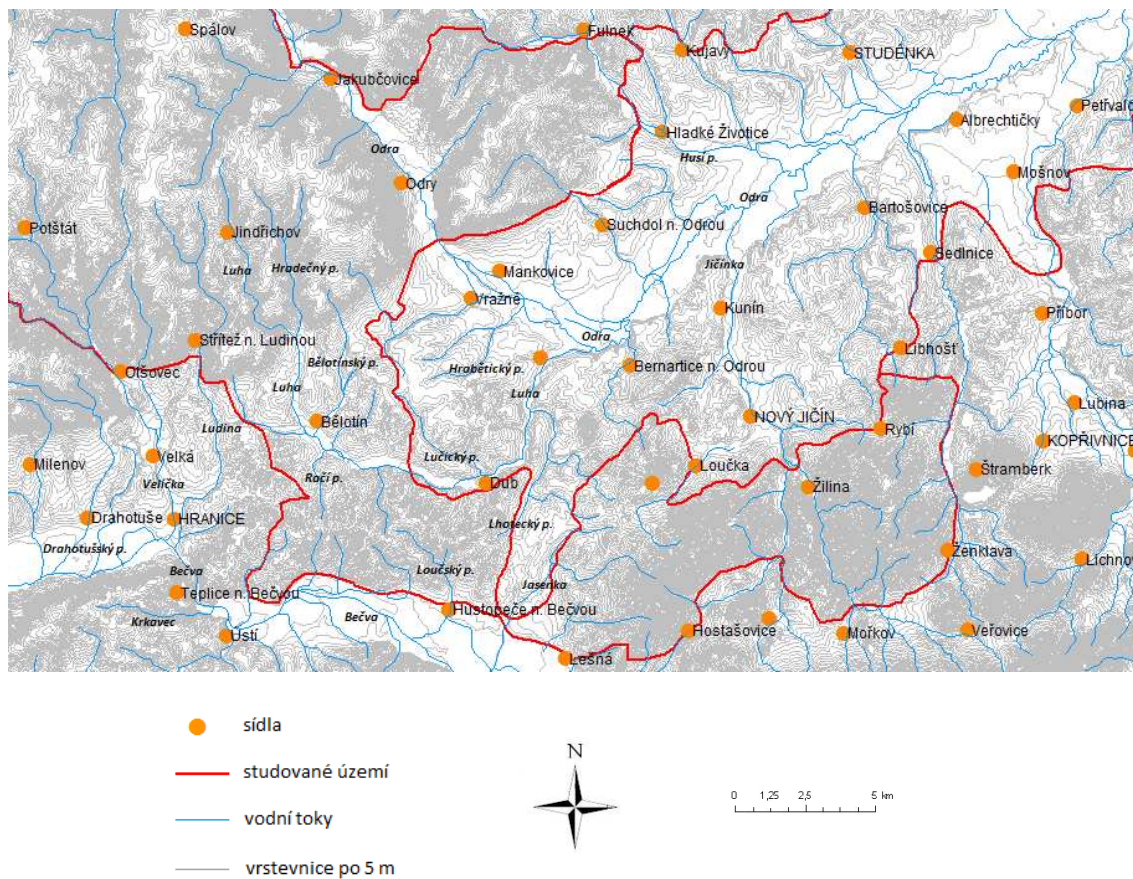
Významnými přítoky řeky Bečvy jsou Velička a Ludina. Velička pramení západně od Potštátu ve výšce 565 m n. m. a do Bečvy ústí jako pravostranný přítok v Hranicích ve výšce 245 m n. m. Plocha jejího povodí činí 65,1 km² a délka dosahuje 17,5 km. Ludina pramení západně od Jindřichova v nadmořské výšce 535 m n. m. Je také pravostranným přítokem Bečvy, do které ústí v Hranicích v 245 m n. m. Plocha povodí Ludiny je 30,4 km² a délka dosahuje 15,1 km (Voženílek et. al., 2008). Dalšími přítoky do Bečvy jsou: potok Mřenka, Uhřínovský potok, Jezernice, Loučka a Trnávka.

Dnešní říční síť je výsledkem složitého vývoje. Jeho dokladem jsou říční terasy, pravouhlá ohbí horních toků a mladá koryta po zahrazení dřívějších toků ledovcem.

V bečevské bráně se říční síť vyvíjí již od terciéru. Avšak na povodí Odry působilo ještě pleistocénní zalednění (Voženílek, 2008).

Přikládám zde mapu pro lepší představu o vodních tocích.

Mapa 4: Vodní toky ve studovaném území



3.5. Podnebí

Podnebí se v Moravské bráně blíží kontinentálnímu typu klimatu, které je charakterizováno vysokými teplotami v létě a nízkými teplotami v zimě. Z klimatologického hlediska patří území Moravské brány k oblasti mírně teplé a mírně vlhké s mírnou zimou. Pro úplnost dodávám, že jižní cíp bečevské části Moravské brány již patří k teplé a jen mírně vlhké klimatické oblasti. (Macoun, 1965).

Podle Köppenovy klasifikace řadí toto území k podtypu podnebí listantých lesů mírného pásma, které se označuje Cfb. Kdy f označuje území, kde množství srážek v nejlhčím letním měsíci je vyšší než množství v nejssušším zimním měsíci, ale méně než 10krát. Malé b znamená, že teplota nejteplejšího měsíce je menší než 22°C a zároveň 4 měsíce mají průměrnou teplotu vzduchu vyšší než 10°C. Podle Quittovy

klasifikace (Tabulka 3) patří toto území k oblasti W2 (teplé oblasti) a MW10 (mírně teplé oblasti) (Tolasz et.al., 2007).

Tabulka 2: Quittova klasifikace

Klimatické oblasti	MW10	W2
počet letních dní	40 - 50	50 - 60
počet dní s průměrnou teplotou 10°C a víc	140 - 160	160 - 170
počet dní s mrazem	110 - 130	100 - 110
počet ledových dní	30 - 40	30 - 40
průměrná lednová teplota	-2 - -3	-2 - -3
průměrná červencová teplota	17 - 18	18 - 19
průměrná dubnová teplota	7 - 8	8 - 9
průměrná říjnová teplota	7 - 8	7 - 9
průměrný počet dní se srážkami 1 mm a více	100 - 120	90 - 100
suma srážek ve vegetačním období	400 - 450	350 - 400
suma srážek v zimním období	200 - 250	200 - 300
počet dní se sněhovou pokrývkou	50 - 60	40 - 50
počet zatažených dní	120 - 150	120 - 140
počet jasných dní	40 - 50	40 - 50

Zdroj: R. Tolasz et.al., 2007

Průměrná roční teplota vzduchu dosahuje hodnot mezi 8°C - 9°C. Průměrný roční úhrn srážek se pohybuje okolo 700 mm. V oblasti Moravské brány převládá jihozápadní a severovýchodní vítr. Jeho průměrná roční rychlost dosahuje hodnoty 4 ms⁻¹ (Tolasz et. al., 2007).

3.6. Půdy

V kvartéru vzniklo mnoho nových matečných substrátů. Patří k nim eolické sedimenty – spraše a váté písky – glaciální uloženiny, organogenní, fluviální a limnické sedimenty a svahoviny. Nejlepší podmínky pro studium kvartérních půd a jejich vývoje

poskytují sprašové série, v nichž lze podrobně sledovat veškeré změny, jimiž půdy prošly (Tomášek, 2003).

Pro kvartér je charakteristickým znakem kolísání podnebí, kdy se střídají teplé a vlhké a chladné a suché výkyvy. Během chladných období docházelo k intenzivnímu neklidnému odnosu a sedimentaci, k nevýrazné činnosti organismů a silnému mechanickému zvětrávání. Z toho vyplývá, že podmínky nebyly příznivé pro silnější uplatnění půdotvorných pochodů. Tvorba půd se omezila pouze na vývoj iniciálních stadií. Teplá a vlhká období byla mnohem příznivější pro tvorbu půd. Během sedimentačního a odnosového klidu probíhalo pod rostlinným krytem silné chemické a biologické zvětrávání, jehož výsledkem jsou vyvrálé až silně vyvrálé půdy. Vzhledem k tomu, že podnebí je jedním z hlavních půdotvorných faktorů, je zřejmé, že půdy mají prvořadý význam jak pro paleoklimatologii a paleogeografii, tak pro stratigrafii kvartéru. Na změnách podnebí je závislá činnost a působení organismů. Staré půdy se na povrchu uchovaly pouze tam, kde se zachoval starý reliéf (Tomášek, 2003).

V současnosti se na zkoumaném území nacházejí luvizemě s luvizeměmi oglejenými a kambizem se surovými půdami (Tomášek, 2003).

Luvizemě vznikají především pod kyselými doubravami a bučinami. Terénně se uplatňují spíše plochý nebo mírně zvlněný reliéf. Hlavním půdotvorným procesem je illimerizace. Kambizemě jsou nejrozšířenějším půdním typem v České republice. Tyto půdy vznikají především pod dubohabrovými až horskými bučinami. Terénně jsou vázány na členitý reliéf: svahy, vrcholy, hřbety, ale také je lze nalézt na terasových štěrcích a píscích. Hlavním půdotvorným pochodem je intenzivní vnitropůdní zvětrávání. Jedná se o vývojově mladé půdy. Surové půdy se vyskytují na četných, plošně malých lokalitách ve středních a vyšších polohách našeho státu. Klimatické poměry nejsou pro jejich vznik směrodatné. Uplatňují se tam, kde skalní podloží vystupuje blízko k povrchu (Tomášek, 2003).

3.7. Živá příroda

Pleistocenní kontinentální zalednění vedlo mimo jiné k ústupu původní flory a fauny. Přežily pouze ty rostlinné druhy, které se spokojily s drsným podnebím. Po nástupu holocénu se některé původní druhy rostlin vrátili. Avšak dnešní květena představuje pouze zbytek dřívější terciární flory (Severa, 1933).

Rostliny jsou závislé na fyzických vlastnostech prostředí a jeho podmínkách. Proto lze podle rostlinného krytu posuzovat vlastnosti a stav prostředí. Nejteplejší lokality v území Moravské brány náleží dubovému stupni. Dále zde rozeznáváme vegetační stupeň buko-dubový, dubo-bukový a bukový. Bohužel v současnosti převládají v lesích smrkové monokultury (Voženílek et. al., 2008).

Oblast je intenzivně zemědělsky využívána, a proto má změněnou krajinou složku. V nedávné době došlo ke scelování pozemků, rušením rozptýlené zeleně, remízků, což vedlo k zániku přirozených útočišť pro mnoho živočišných druhů. Dále vlivem meliorací, degradací přirozeného rostlinného krytu, antropogenním znečišťováním půd, vod i vzduchu došlo ke snížení živočišné rozmanitosti.

V současnosti se však začíná budovat síť územních systémů ekologické stability. Díky tomu se stav živočichů lepší. Podobně jako ve flóře se zde střídají druhy hercynské, karpatské i polonské (Voženílek et. al., 2008).

4. Metody zpracování

Předkládanou práci jsem zpracovala na základě rešerše publikované literatury, studia dostupných mapových podkladů a tvorby vlastní mapových výstupů.

4.1. Terénní výzkum

Hlavním cílem terénního výzkumu bylo potvrzení či vyvrácení linie maximálního rozsahu kontinentálního zalednění v území Moravské brány, která předpokládá J. Tyráček ve své mapě Paleogeografická rekonstrukce kontinentálního zalednění v Moravské bráně. Na základě této mapy jsem si vymezila území, ve kterém jsem hledala tvary reliéfu vznikající u okrajů ledovců. Postupovala jsem tak, že jsem procházela oblast podél předpokládané linie maximálního rozsahu kontinentálního zalednění. Začala jsem od severozápadu při úpatí Nízkého Jeseníku přes jih až k severovýchodu k Příborské pahorkatině.

Dále jsem v terénu naměřila celkem devět příčných profilů vybraných vodních toků. Dva vybrané vodní toky protékají územím, které by mělo ležet v zaledněné oblasti. Druhé dva vodní toky by měly protékat územím, které zaledněno nebylo. Vodní toky musely splňovat další podmínky. Jednak od sebe navzájem neměly být daleko, jednak měly být přibližně stejných hydrologických charakteristik. Co se týká řádovosti absolutní, tak vodní toky z předpokládaného zaledněného území jsou 2. a 3. řádu, druhé dva vodní toky jsou 3. a 4. řádu. Avšak z hlediska relativní řádovosti jsou 1. řádu a Hrabětický potok 2. řádu. Posledním vybraným tokem je Luha, jelikož by měla protékat jak ledovcem nezasaženou, tak zasaženou oblastí.

Nakonec jsem provedla měření dvanácti profilů, které jsem vedla od úpatí kolmo nahoru na vytypované svahy. Svahy byly vybrány tak, že některé zasahují do předpokládané zaledněné oblasti a zbylé mimo ni. Měření profilů jsem prováděla pomocí přístroje LaserAce®, díky kterému jsem naměřila sklony a vzdálenosti.

Terénní geomorfologický výzkum jsem prováděla v období od 1. 8. 2009 do 30. 9. 2009 v severní části Moravské brány.

Pro práci v terénu jsem použila podkladové mapy: mapu 1:50 000 od J. Tyráčka s názvem Paleogeografická rekonstrukce kontinentálního zalednění v Moravské bráně, turistickou mapu KČT č. 60 a 96 s měřítkem 1 : 50 000. Pro přesnou lokalizaci objevených tvarů a prováděných profilů jsem použila navigační přístroj GPS (globální

polohový systém) GARMIN eTrex Vista. Pomocí GPS jsem zaměřila polohu počátečních a koncových měření všech profilů a mnou objevené tvary, které jsem obcházela dokola.

Mnou zjištěné údaje jsem si zaznamenávala do terénního sešitu a pracovní mapy. V terénu jsem si pořizovala i fotodokumentaci.

4.2. Morfometrické charakteristiky

Abych mohla dále pracovat s reliéfem studovaného území v prostředí ArcGIS, musela jsem vytvořit digitální model reliéfu. Pro vytvoření digitálního modelu reliéfu – DMR jsem použila vrstevnicové mapy podle listokladu G-K M – 33 -84, M – 33 – 96, M – 34 – 85 a M -34 -73 se základním intervalem vrstevnic 5 m.

Mapu sklonitosti reliéfu studované oblasti jsem vytvořila z DMR v programu ArcMap 9.1. Zde jsem pomocí 3D Analyst vytvořila výškopisný model reliéfu TIN (Triangulated Irregular Networks) a rastr (GRID) s plošným rozlišením 10 x 10 m. Z rastru jsem pomocí Spatial Analyst vytvořila mapu sklonitosti svahů. Pro rozdělení na jednotlivé třídy jsem použila klasifikaci Demka (1984): 0-0,3, 0,3-2°, 2-5°, 5-15°, 15-25°, 25-35°, 35-55°, 55-90°. Pro mapy sklonitostí jsem použila stejnou barevnou škálu legendy, aby mohly být jednoduše porovnávány.

Dále jsem z rastru vytvořila mapu orientace svahů vůči světovým stranám. Kategorie světových stran byly určeny výsekem 45°: sever 0-22,5° a 337,5-360°, severovýchod 22,5-67,5°, východ 67,5-112,5°, jihovýchod 112,5-157,5°, jih 157,5-202,5°, jihozápad 202,5-247,5°, západ 247,5-292,5° a severozápad 292,5-337,5°. Procentuální zastoupení tříd jsem zjišťovala z histogramu.

V programu ArcMap jsem vytvořila i mapu relativní výškové členitosti. Stupnice relativní výškové členitosti odpovídá následujícím kategoriím: 0 – 30 m roviny, 30 – 75 m ploché pahorkatiny, 75 – 150 m členitá pahorkatina, 150 – 200 m plochá vrchovina, 200 – 300 m členitá vrchovina, 300 – 450 m plochá hornatina, 450 – 600 m členitá hornatina a nad 600 m velehornatina (Demek, 1984). Relativní výšková členitost se určí jako rozdíl mezi nejvyšším a nejnižším bodem ve stanoveném čtverci. Vzhledem k velikosti studovaného území jsem na základě Čapka, Kudrnovské (1982) zvolila velikost čtverce 4 x 4 km. Takto získané hodnoty jsem interpolovala. 3D Analyst v ArcMapu nabízí několik možných metod (algoritmů). Já jsem pro interpolaci použila metodu Natural neighbours – nejbližší soused, která je založena na principu

Delauneyovské triangulace. Tuto metodu jsem vybrala proto, že je velice efektivní, jestliže jsou známé hodnoty rozmístěny pravidelně (Bravený et. al., 2006).

4.3. Podélné profily

Podélné profily vybraných vodních toků jsem vytvořila na podkladě digitálního modelu reliéfu. Pro tvorbu podélných profilů jsem použita možnosti Create Profile Graph , kterou nabízí 3D Analyst. Podélné profily jsem vedla po liniích vybraných vodních toků. Data z profilů jsem vyexportovala do programu Microsoft Office Excel 2003. Zde jsem data zobrazila jako XY bodový graf.

5. Výsledky

Cílem mé diplomové práce bylo vyhodnotit, zda lze v současném reliéfu studovaného území Moravské brány najít doklady kontinentálního zalednění. A jestli můžu potvrdit nebo vyvrátit prostorové vymezení oscilační zóny kontinentálního pleistocénního ledovce v území Moravské brány J. Tyráčka (2006). Proto jsem k poznání území provedla terénní průzkum a také jsem využila výpočetní techniku.

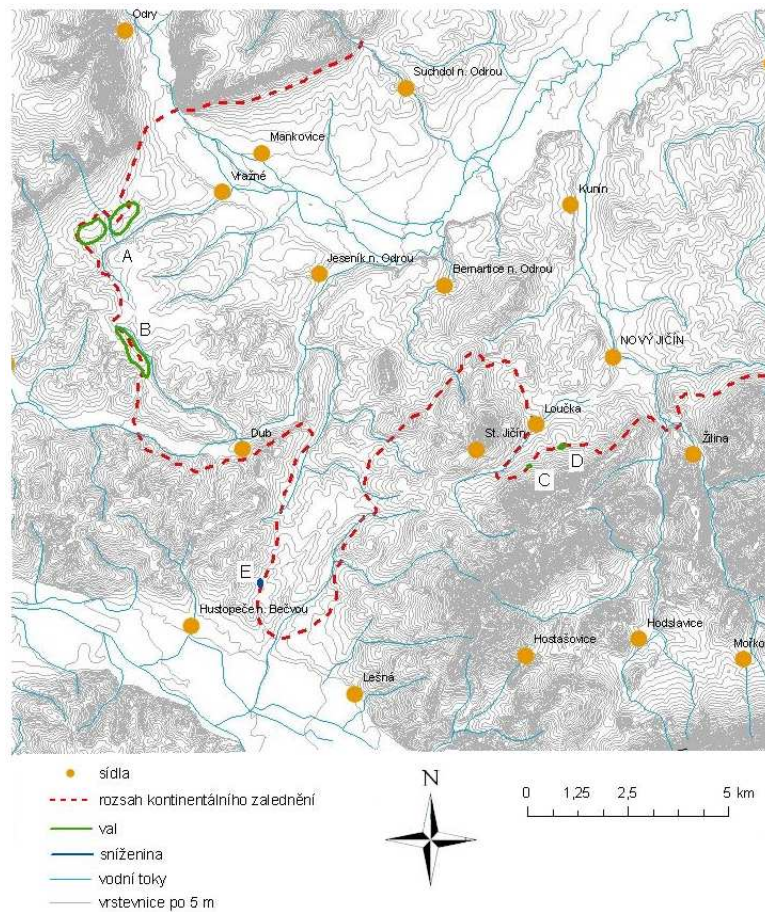
5.1. Výsledky terénního průzkumu

Nejprve jsem si vytvořila představu o daném území a o maximálním možném zásahu kontinentálního ledovce na základě publikované literatury. Dále jsem si podle mapy Paleogeografická rekonstrukce kontinentálního zalednění v Moravské bráně od J. Tyráčka vymezila přesně studovanou oblast. Z literatury jsem si vypracovala seznam možných tvarů, které by se měly vytvářet při okraji kontinentálních ledovců. Tyto tvary reliéfu jsem poté hledala v terénu.

Reliéf studované oblasti se bezprostředně po ústupu kontinentálního ledovce značně lišil od tohoto současného. Podrobněji popisuji vývoj území ve fyzicko-geografických charakteristikách. S ústupem ledovce se vodní toky začaly zařezávat a odnášet sedimenty kontinentálního zalednění. Postupně se vytvářela vodní síť do dnešní podoby. Důležitá byla také tvorba půd (Janoška, 2005). Dále v období mladšího pleistocénu byl vznik základních rysů reliéfu Oderské brány ovlivněn periglaciálními geomorfologickými procesy. V holocénu se vlády ujímá člověk a vytváří tak antropogenní tvary (Demek et.al., 1987). Kromě tvarů vzniklých činností člověka jsou nejvýznamnějšími holocenními tvary reliéfu strže a sesuvy a také rovný akumulací povrch širokých údolních niv (Czudek, 1997).

Dnešní reliéf zkoumaného území je již značně pozměněn od doby zásahu kontinentálního ledovce. A proto tvary, které po sobě ledovec zanechává, jsou zde velmi obtížně viditelné. Přesto se mi podařilo v reliéfu objevit některé tvary. Ty jsem si zaznamenala a vytvořila jsem následnou mapu (5).

Mapa 5 : Terénní průzkum



V mapě 5 jsem pod písmenem A zaznačila val, který je vidět na fotografii 1. Tento val se nachází na severozápadně od obce Hynčice. Výška tohoto valu dosahuje 14 m. Na délku měří 900 m a na šířku 500 m. Tento val je rozdělen malým potůčkem na dva. Druhý val měří 600 m na délku a 440 m na šířku a dosahuje 7 m na výšku. Výskyt valů nápadně odpovídá průběhu předpokládané linie maximálního zalednění.

Pod písmenem B je v mapě znázorněna druhá zajímavá oblast. Nachází se zde val, který se táhne východně od obce Lučice směrem k jihu na obec Polom. Na fotografii 2 je zachycena severní strana valu. Na fotografii 3 jsem pak val fotografovala zhruba v jeho polovině směrem k jihu. Tento val se táhne v délce 1250 m. Na šířku měří 400 m a na výšku pak dosahuje 20 m.

Fotografie 1: Val A



Zdroj: vlastní fotografie

Fotografie 2: Val B



Zdroj: vlastní fotografie

Fotografie 3: Val B



Zdroj: vlastní fotografie

Další zajímavé tvary jsem našla až v oblasti na východ od Starého Jičína. Jedná se v porovnání s předešlými valy o malé tvary. Val, který je označen na mapě písmenem C měří 80 m do délky, 40 m do šířky a na výšku dosahuje 2,5 m. Prohlédnout si jej lze na fotografii 4. Jako poslední tvar je v mapě zanesen val s písmenem D. Ve skutečnosti se však jedná o dva menší valy, které se nacházejí blízko u sebe. Tyto dva valy jsou zachyceny na fotografiích 5 a 6. Větší z nich dosahuje na šířku 340 m, 100 m na délku a jeho výška činí 26 m. Menší val měří na délku 139 m a 100 m na šířku. Jeho výška činí 18 m.

Fotografie 4: Val C



Zdroj: vlastní fotografie

Fotografie 5: Val D



Zdroj: vlastní fotografie

Fotografie 6: Val D



Zdroj: vlastní fotografie

Fotografie 7: Sníženina E



Zdroj: vlastní fotografie

A nakonec jsem poslední zajímavý útvar objevila v oblasti Porubské brány na jejím jižním konci. Jedná se o sníženinu, kterou lze vidět v dálce na fotografii 7. V mapě je zakreslena pod písmenem E. Její rozměry dosahují na délku 343 m a hloubka dosahuje 9 m.

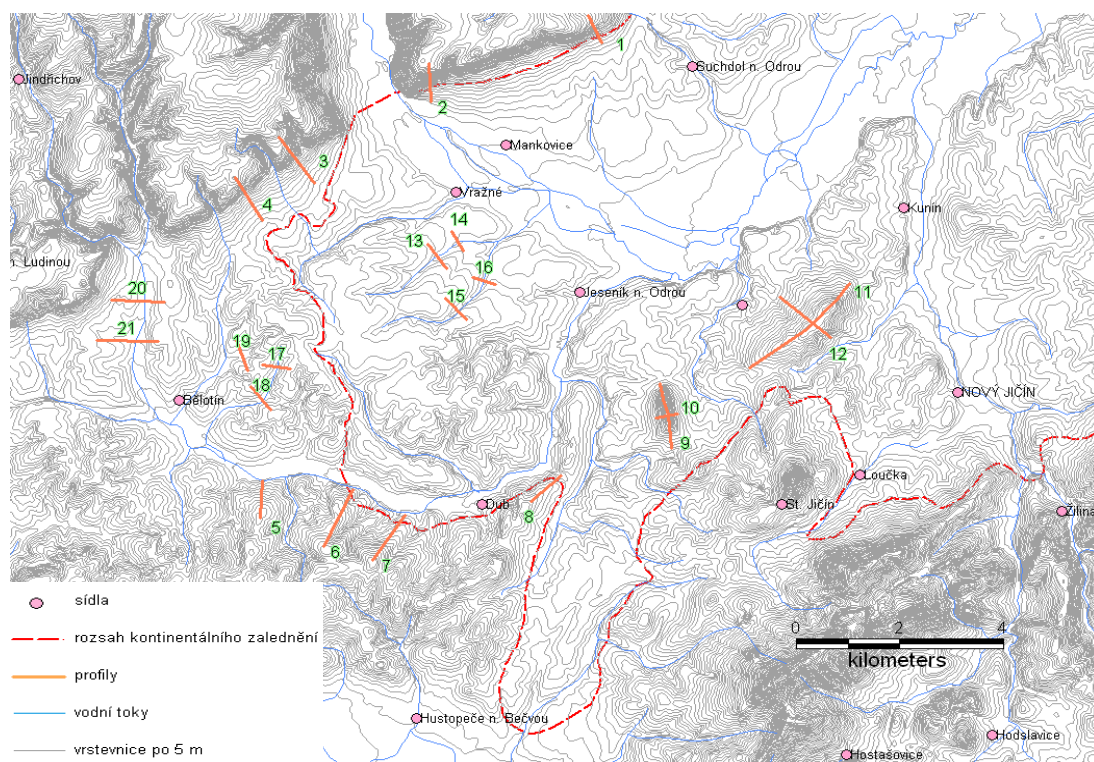
Na základě výše zpracované literatury vím, že na nejj jižnější oblasti zásahu pleistocénního kontinentálního ledovce byl prokázán výskyt sálských souvkových hlín bazální morény v podobě menších reliktv. V terénu jsem nenašla žádné drumliny, eskery, kamy a podobně.

Značné mocnosti tillů se dají vysvětlit splynutím bazálního subglaciálního a supraglaciálního tillu Tyráček (2006). Domnívám se, že mnou nalezené valy jsou akumulace bazální morény kontinentálního ledovce. Sníženina, o které se zmiňuji, by mohla představovat depresi vzniklou erozním působením kontinentálního ledovce, jelikož touto oblastí neprobíhá žádný zlom, aby byl vznik podmíněn strukturně.

5.2. Erozní projevy zalednění

Prosová (1981) hovoří o profilech na svazích někdejších nunataků a pohoří, k nimž ledovec dospěl. Na profilech se vyskytuje zpříkření porušující plynulou sklonitost svahů a představující delší stagnaci ledovce. Zprofilování několika takových svahů ukázalo zajímavé konkávní mezofomy, které byly interpretovány jako tvary vzniklé na styku ledovcové hmoty a horniny. Abych zjistila, zda nedošlo v mém zájmovém území ke zpříkření svahů, které by mohlo ukázat na výskyt kontinentálního ledovce, naměřila jsem zde 8 profilů. Tyto profily jsem vedla od úpatí nahoru kolmo na vytypované svahy. Dále by profily měly posloužit pro porovnání reliéfu v území s předpokládaným zásahem kontinentálního zalednění a v území, kam by již neměl zasáhnout kontinentální ledovec. Naměřené profily jsou zachyceny na mapě 6.

Mapa 6: Profily v reliéfu



Tyráček (2006) vymezil území, které se dá nazvat severozápadní okrajový pruh, který se táhne mezi údolím Vraženského potoka a okrajovým svahem Nízkého Jeseníku tj. oderskou částí Moravské brány. Do této části ledovec patrně nezasáhl přímo, výskyt tillu zde nebyl prokázán. Tavné vody, které tekly paralelně se severozápadním

okrajovým svahem, ukládaly písky a štěrky o mocnosti maximálně 12 – 15 m do nepravidelných mělkých depresí v podložních marinních sedimentech spodního badenu. Sedimenty, které se zde nacházejí, jsou spíše kamového typu.

Abych blíže prozkoumala tuto oblast, naměřila jsem čtyři profily zde v severozápadní části studovaného území. Dva severovýchodnější profily jsem naměřila na svazích, které náleží Tošovické vrchovině, jelikož by tato oblast měla být zasažena okrajem kontinentálního zalednění. Druhé dva jihozápadnější profily jsem naměřila na svazích v Potštátské vrchovině, kam již kontinentální ledovec nezasáhl. Naměřené profily jsou znázorněny na grafech 1 až 4. Pro lepší možnosti porovnání jsem pro všechny grafy použila stejné osy x a y. Přikládám fotografie 8 a 9 z místa měření.

Fotografie 8: Pohled na místo měření prvního profilu



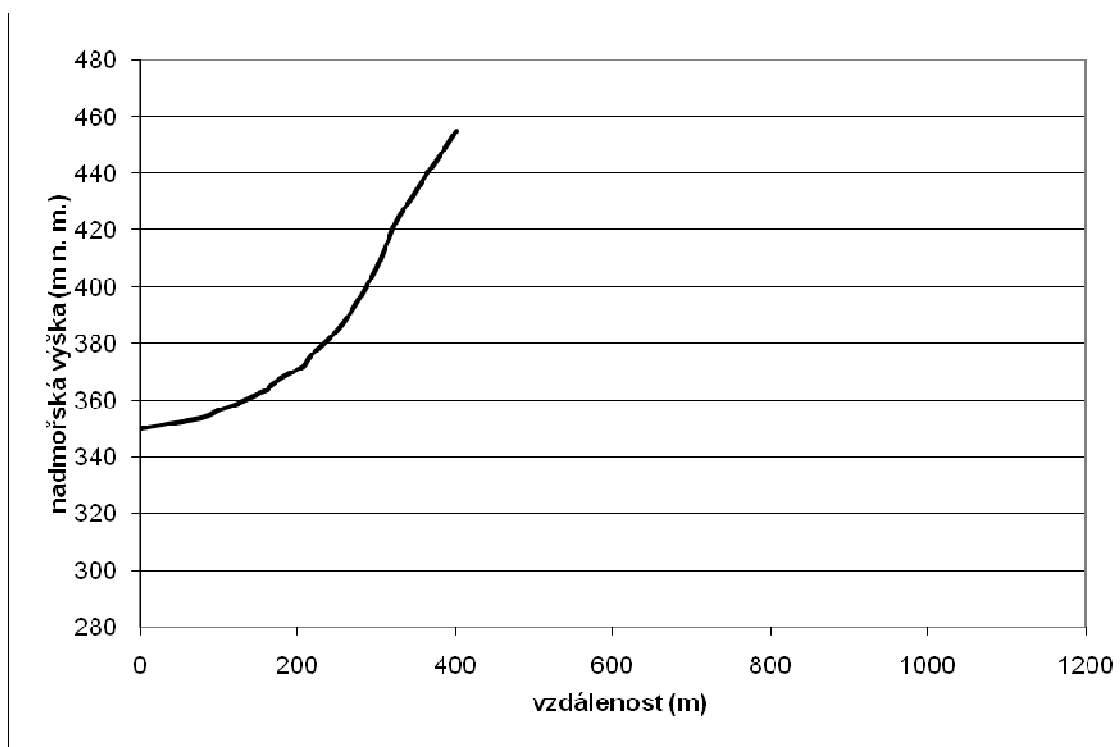
Zdroj: vlastní fotografie

Fotografie 9: Pohled na svahy Nížkého Jeseníku, kde jsem naměřila zbývající tři profily

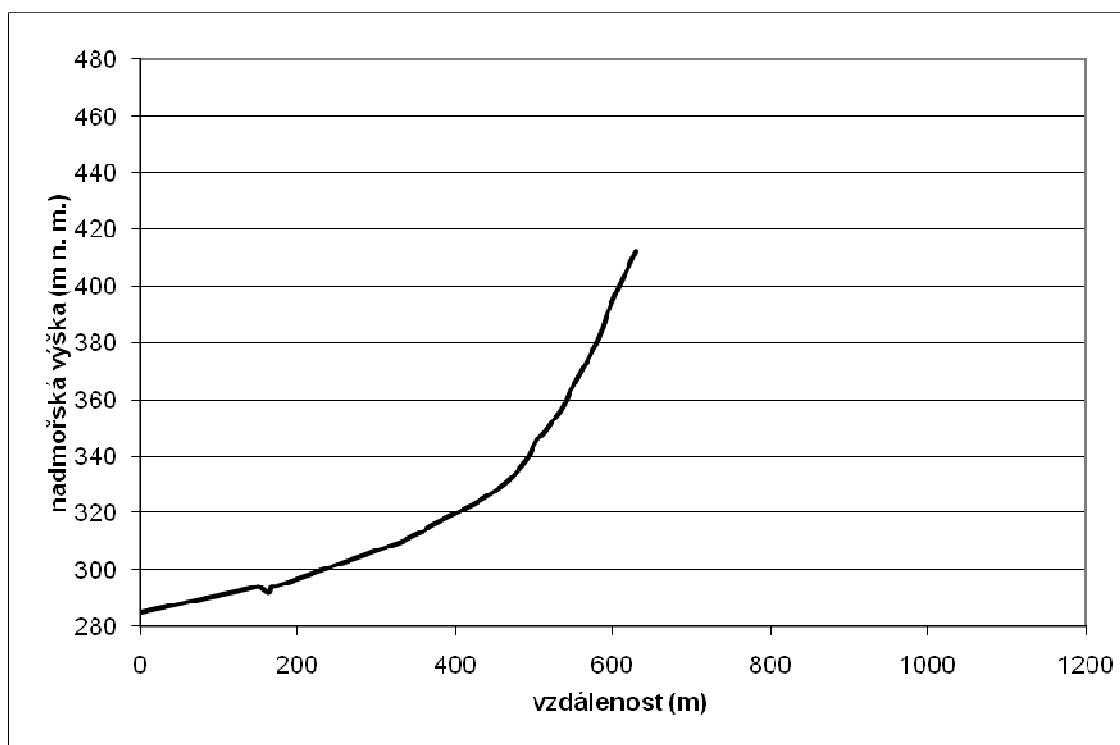


Zdroj: vlastní fotografie

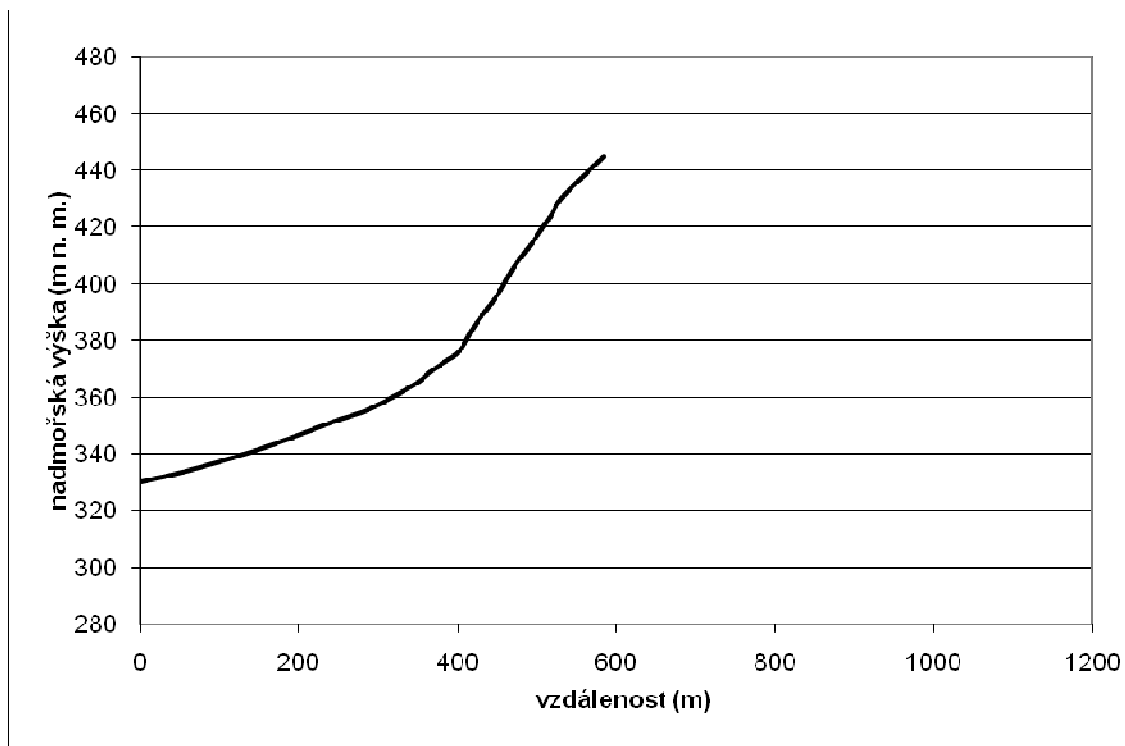
Graf 1: Profil č. 1, který se nachází v zaledněné oblasti



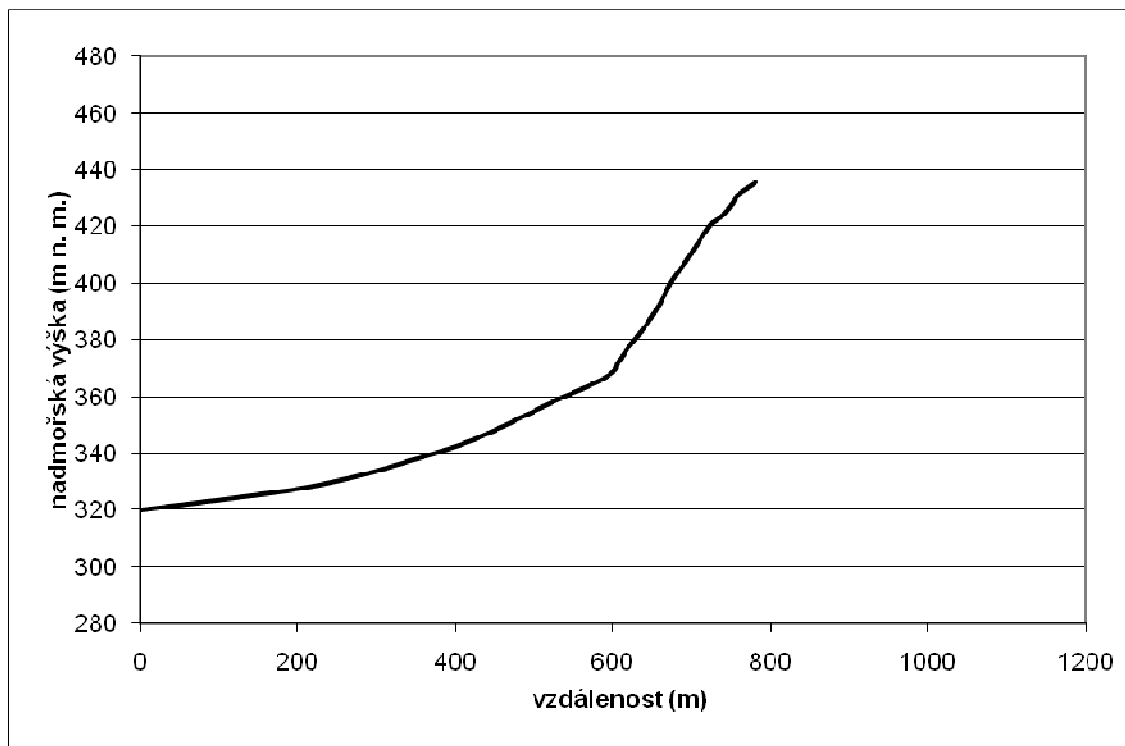
Graf 2: Profil č. 2, který se nachází v zaledněné oblasti



Graf 3: Profil č. 3, který se nachází v nezaledněné oblasti



Graf 4: Profil č. 4, který se nachází v nezaledněné oblasti



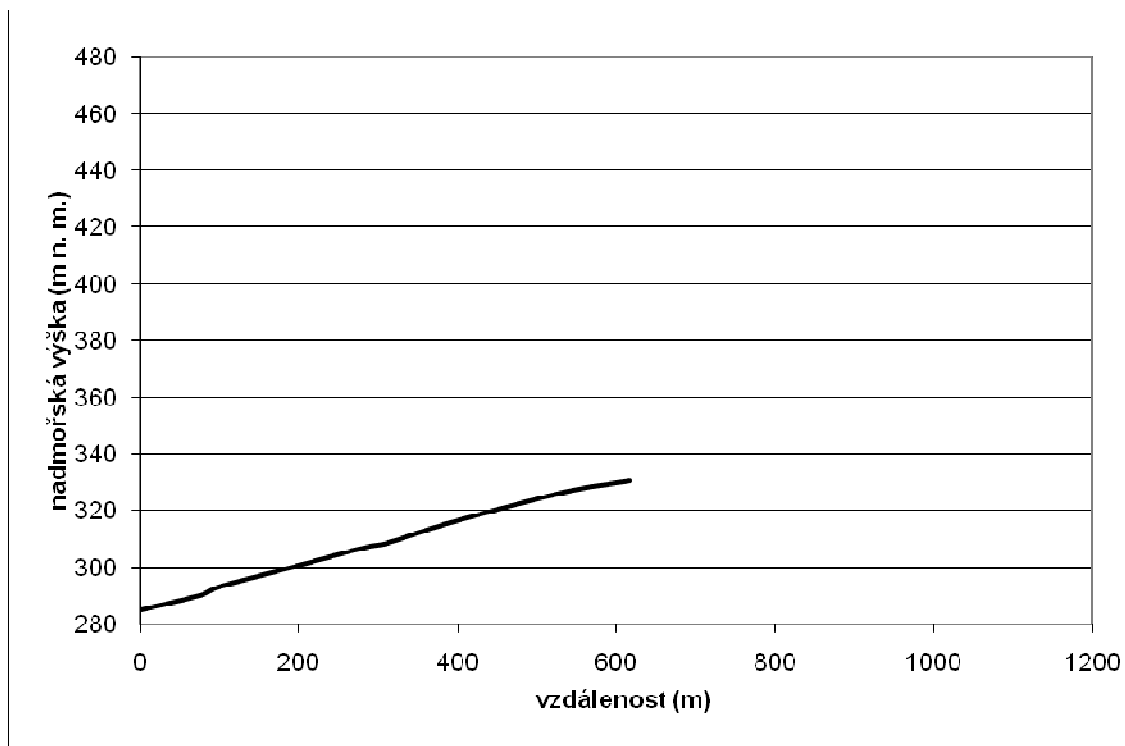
Profily č. 1 a 2 nejsou naměřeny ze stejné nadmořské výšky, jelikož jsem měla omezený přístup do krajiny z důvodu výstavby dálnice. Profily dosahují k výšce 460 m n. m. Z grafů 1 a 2 vyplývá, že svahy plynule stoupají bez výrazných zlomů. U grafu 1 je však ve výšce 420 m n. m. pozorovatelný malý přechod na méně strmou část horního svahu. U grafu 2 je na 165 m od počátku měření ve výšce 290 m n. m. vidět zařízení. To je způsobeno protékajícím potokem.

Profily č. 3 a 4 jsem naměřila z nadmořské výšky 320 m a dosahují ke 440 m n. m. Při pohledu na grafy 3 a 4 je vidět výrazný přechod mezi horní a dolní částí svahu. Dolní části svahu jsou mírnější a v nadmořské výšce 370 m dochází ke zpříkření horních částí svahu. Dolní část svahu je tvořena nahromaděnými deluviálními, převážně hlinitokamenitými sedimenty.

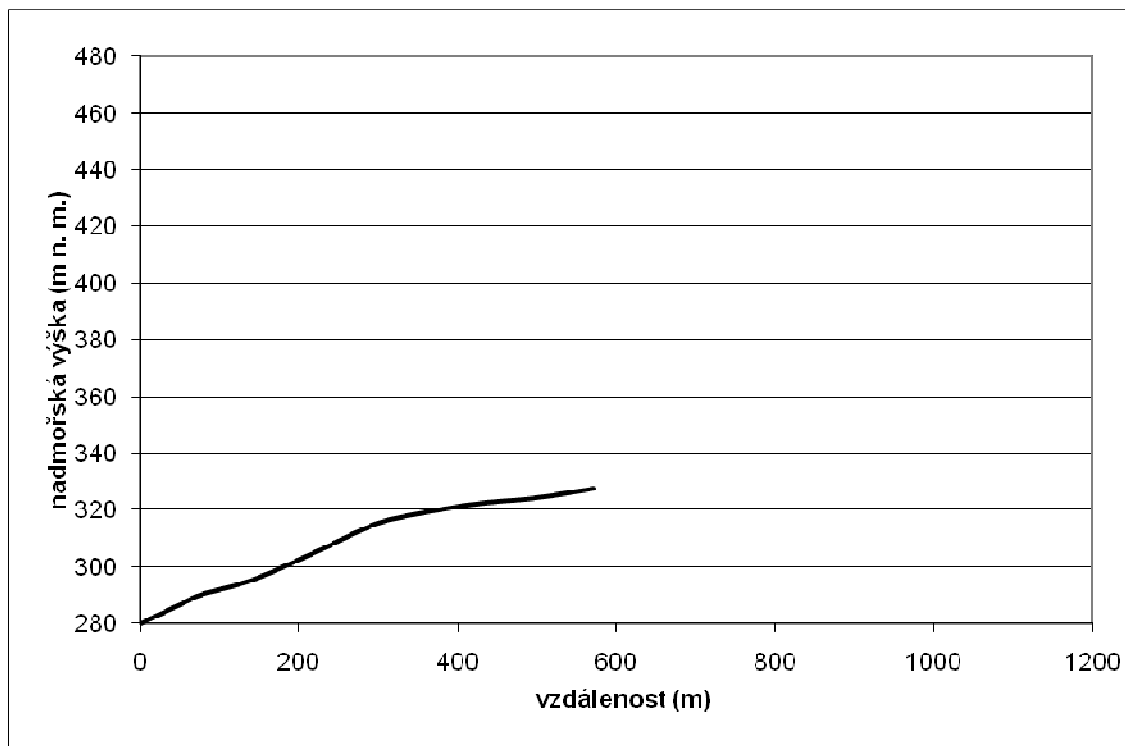
Pro porovnání profilů jednotlivých svahů je nutné znát i průběh tektonických zlomů. Z mapy 3 je jednoznačně vidět, že se podél úpatí Potštátské vrchoviny táhne zlom, který zasahuje až k Tošovické vrchovině. A proto je zpříkření svahů na grafech 3 a 4 zřejmě ovlivněno tektonickými procesy. Ovšem zajímavé je, že profil 2, který byl veden na svah, kam ještě zasahuje tektonický zlom, nemá podobný průběh, jako profily 3 a 4. Nicméně zjištěné rozdíly na profilech svahů nemohou být dokladem zásahu kontinentálního ledovce.

Čtyři zbylé profily č. 5 - 8 se nacházejí v jižní části studovaného území. Důvodem, proč jsem si vybrala toto území, je kromě výhodné polohy na jihu studovaného území i to, že touto oblastí neprocházejí žádné zlomy. Na rozdíl od svahů na Petřkovických vrších a Libotínských vrších, kde jsem tedy žádné profily neměřila.

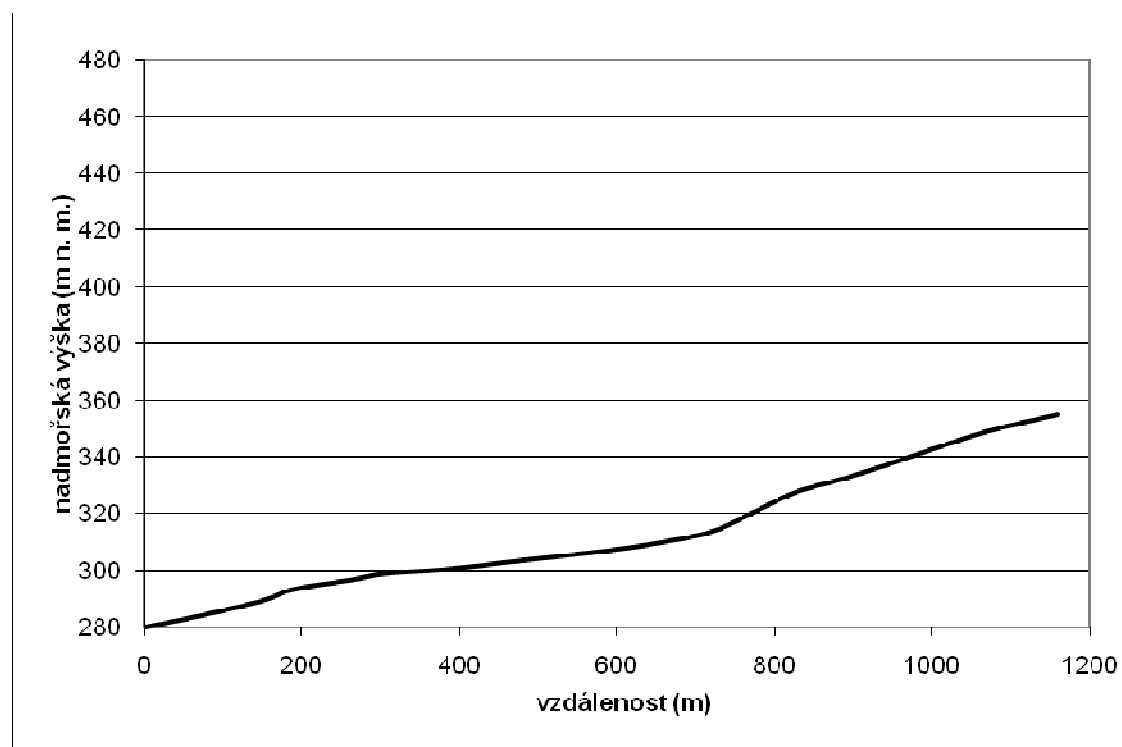
Graf 5: Profil č. 5, který se nachází v nezaledněné oblasti



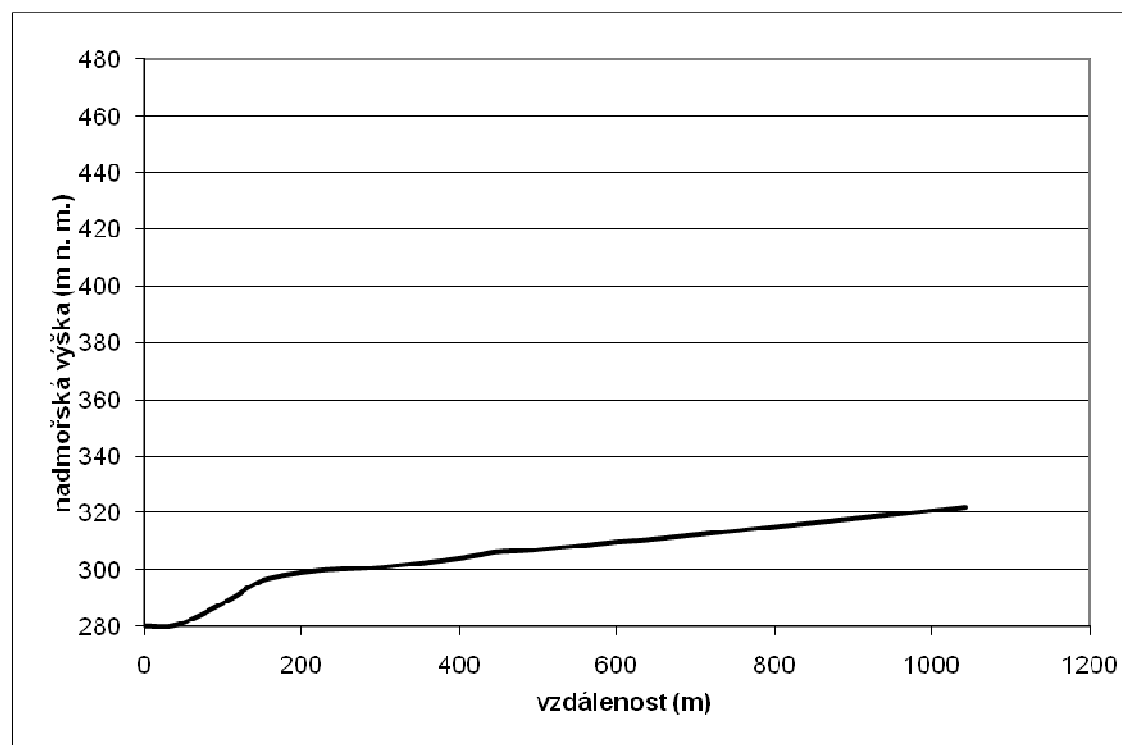
Graf 6: Profil č. 6, který se nachází v zaledněné oblasti



Graf 7: Profil č. 7, který se nachází v zaledněné oblasti



Graf 8: Profil č. 8, který se nachází v zaledněné oblasti



Nejzápadnější profil, který zachycuje graf 5, jsem naměřila v nezaledněné oblasti. Z grafu 5 je vidět, že svah stoupá z výšky 285 m n. m. do 330 m n. m. téměř po přímce. Tento tvar profilu je předpokladatelný, jelikož zde neuvažuji zásah okraje kontinentálního ledovce.

Profily 6 a 7 jsem měřila od 280 m n. m., jelikož níže jsou vybudované rybníky na Luze. Graf 6 zachycuje stoupání svahu, v jehož dolní části, ve výšce 290 m n. m., by měl zasahovat okraj kontinentálního zalednění. Z Grafu 6 je patrné, že ve výšce 315 m n. m. opravdu dochází k přechodu ze strmější dolní části svahu na méně strmou horní část svahu.

Graf 7 zobrazuje profil vedený na svah, v jehož dolní části, ve výšce 295 m n. m., měl taktéž zasahovat okraj kontinentálního zalednění. Z Grafu 7 je patrné, že mezi výškami 300 m n. m. až 315 m n. m. se mění charakter svahu a získává konkávní tvar.

Profily č. 6 a 7 by si měly být přibližně podobné, jestliže by měly zachycovat území se stejným geomorfologickým vývojem. Při porovnání grafů 6 a 7 je vidět, že tomu tak není. Avšak ledovec zde měl dosahovat pouze k 295 m n. m. Ledovcová hmota by tak neměla mít přímý vliv na vývoj horních a středních částí svahů.

Graf 8 zachycuje svah, který představuje nejsevernější výběžek západního okraje Porubské brány, o který se měl opřít kontinentální ledovec v nadmořské výšce 290 m. Poměrně prudké stoupání je opravdu v 298 m n. m. nahrazeno mírným plynulým stoupáním.

V podstatě na všech třech svazích, ke kterým měl dospět okraj zalednění, lze pozorovat přibližně ve výšce 300 m n. m. změnu sklonu svahů. Přičemž u profilu 5 z nezaledněné oblasti nic takového pozorovat nelze. Proto zde můžu uvažovat o potvrzení předpokládané linie maximálního rozšíření kontinentálního ledovce.

Druhou částí, kterou vymezil Tyráček (2006) je severní ústí Porubské brány. To se od ostatních oblastí liší svou morfologií i vývojem ledovcových sedimentů. Reliéf skalního podkladu je členitější a výraznější. Z kvartérní plošiny v nadmořské výšce 280 – 300 m, která je tvořena glaciálními sedimenty, vyčnívají elevace Hůrka (380 m n. m.), Stříbrnice (355 m n. m.), Hlubočky (323 m n. m.) a Palesek (310 m n. m.) s výchozy flyšových hornin. Ledovcové sedimenty mocné do 20 – 25 m přecházejí ze souvislého plošného pokryvu směrem k jihu do výplně přehloubeného údolí (Tyráček, 2006). Přehloubené údolí má v ose Hůrka – Jeseník nad Odrou šířku 4 – 5 km a tvar široce rozevřeného a poměrně mělkého písmene U. Tím připomíná atypický ledovcový trog.

Asi tak u obce Polouvsí se údolí zužuje na 2 – 2,5 km a pozvolna přechází do Porubské brány o zhruba stejných rozměrech. Dno údolí je více než 30 m zahloubené pod okolní terén.

Geologická stavba kvartérních sedimentů se liší. V severní části se nacházejí fluviální bazální šterky o mocnosti 6 m. Ty jsou překryty průměrně 20 m ledovcových uloženin, tvořených nepravidelným střídáním písků, písčitých šterků a jílu a místy se nalézají i polohy tillu. Ve střední části kolem Hůrky se střídají písčité šterky a písky a místy s vložkami písčitých jílu. Na okrajích údolí, hlavně na východě přibývá hrubších klastik a šterky dosahují až přes 30 m. Výskyt tillu zde nebyl prokázán. V jižní části jsou fluviální šterky hlavní terasy překryty až 20 m hrubou polohou písku. Na jih odtud se mezi šterky a písky objevuje poloha proměnlivě vápnitých jílu a siltů. V údolí Vlčnovského potoka, který protéká napříč flyšovým hřbetem severně od Polouvsí, bylo vrty zjištěno podobné přehloubení jako v Porubské braně.

Statigrafické detaily ledovcových sedimentů nejsou často zmiňovány v popisech archivních průzkumů. Podle Tyráčka lze předpokládat, že většina ledovcových uloženin náleží sálskému glaciálu.

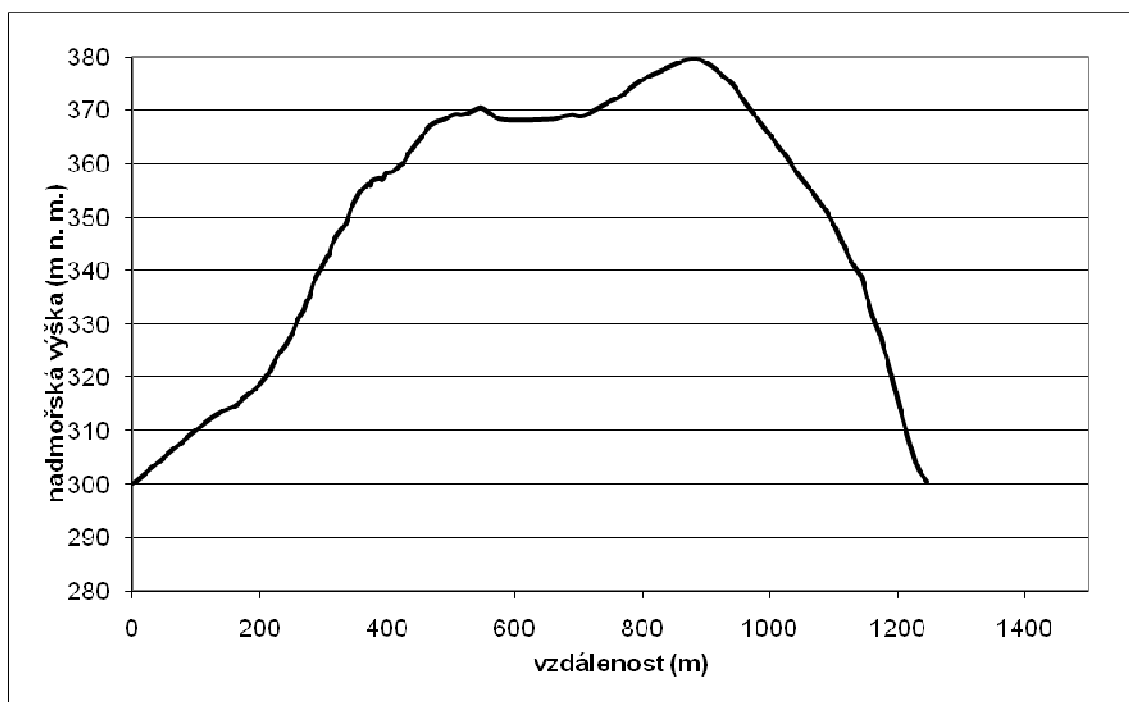
Právě v této oblasti jsem se zaměřila na dvě elevace. Jedná se kopec Hůrka a Panský kopec. Provedla jsem zde příčné a podélné měření sklonů svahů u těchto dvou předpokládaných nunataků. Hůrka se nalézá na jihozápad od obce Hůrka. Na jihovýchod od obce Bernartice se rozprostírá Panský kopec.

Ani u jednoho kopce nenajdeme strukturní poruchy. Hůrka je tvořena z kojetínského souvrství – slepence, zčásti pískovce a jílovce. Na vrcholu Panského kopce vystupují vulkanity. Níže se nacházejí pískovce a slepence z eocénu a zbytek je pokryt jílovito-hlinitým eluviem s úlomky pískovců.

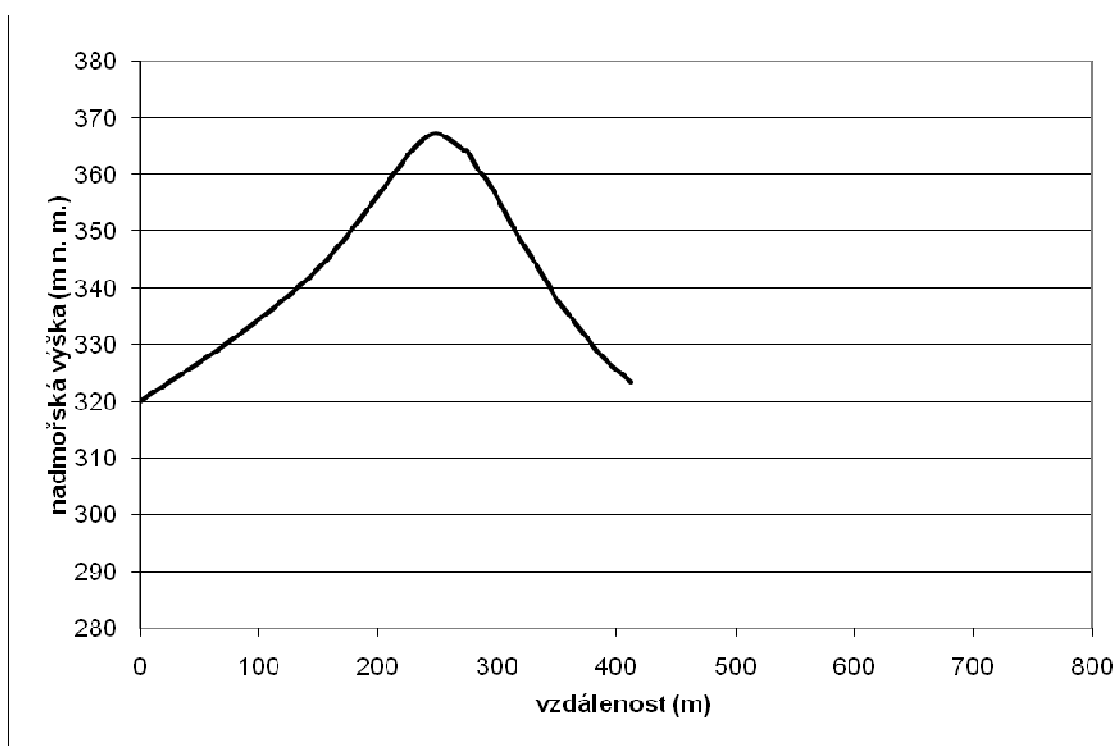
Z grafu 9, kde je zaznamenán podélný profil Hůrky, je možné vidět zpříkření svahu ve výšce 318 m n. m. ve vzdálenosti 200 m od počátku měření na jižní straně kopce. Avšak na severní straně náhlé zpříkření profilu vidět není. Přikládám fotografii 10, kterou jsem pořídila na severní straně Hůrky. Zde lze pozorovat pozvolna stoupající terén až k místu s nadmořskou výškou 300 m, kde jsem měření ukončila. Od výšky 302 m n. m. tak dochází k prudkému zpříkření svahu až k vrcholu.

Příčný profil Hůrky s číslem 10 žádné doklady styku s okrajem kontinentálního ledovce nepodává. Avšak tento profil jsem začala měřit od výšky 320 m n. m. Možná kdyby byl profil začínal ve výšce 300 m n. m., mohly by vypadat jinak. V měření jsem nemohla pokračovat, jelikož se zde nacházejí soukromé, oplocené pozemky.

Graf 9 : Jedná s o podélný profil Hůrky s číslem 9 na mapě



Graf 10 : Jedná s o příčný profil Hůrky s číslem 10 na mapě



Fotografie 10: Pohled na severozápad od severního svahu Hůrky, kde je v dáli vidět Tošovická vrchovina

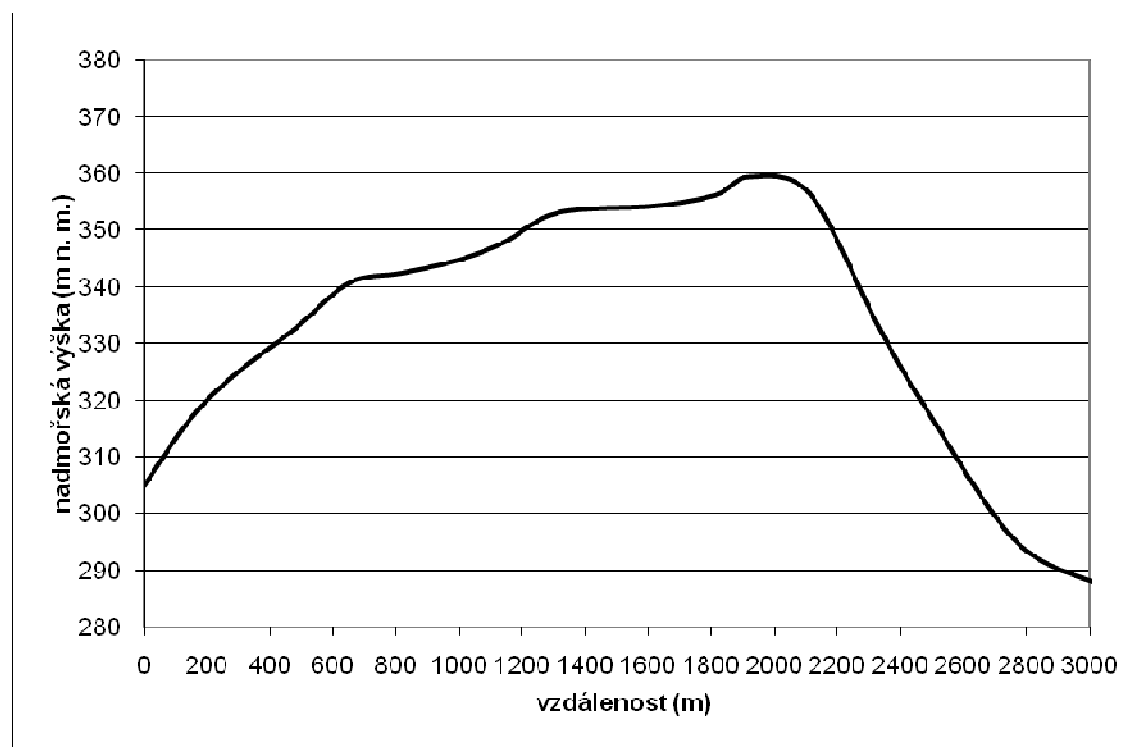


Zdroj: vlastní fotografie

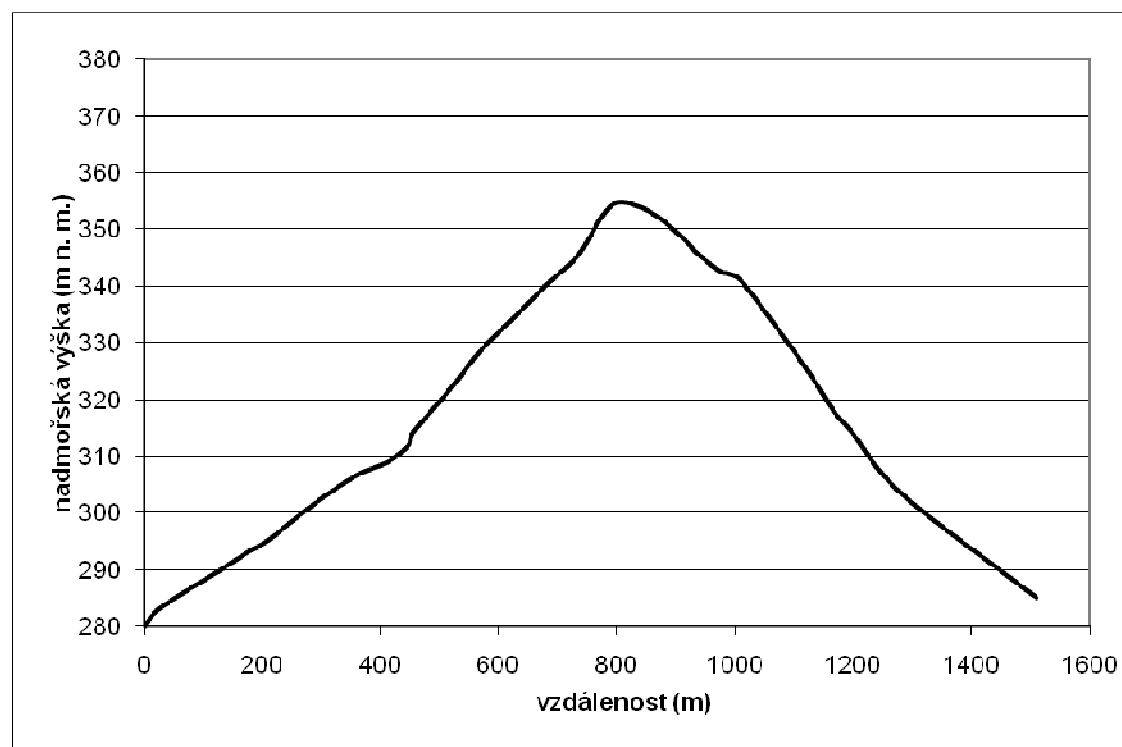
Druhým uvažovaným nunatakem je Panský kopec. Jeho podélný profil je znázorněn v grafu 11. Zde není zpříkření svahu pozorovatelné. Avšak v grafu 12, na příčném profilu Panského kopce, je vidět po obou stranách profilu ve výšce 310 m n. m. zpříkření svahu. V této nadmořské výšce je také zakreslen rozsah kontinentálního zalednění v mapě Paleogeografická rekonstrukce kontinentálního zalednění v moravské bráně.

Na základě naměřených profilů příčně a podélně přes nunatoky však nemůžu potvrdit zásah těchto svahů kontinentálním ledovcem.

Graf 11 : Jedná s o podélný profil Panského kopce s číslem 11 na mapě



Graf 12 : Jedná s o příčný profil Panského kopce s číslem 12 na mapě



5.3. Příčné a podélné profily vodních toků

V terénu jsem naměřila celkem devět příčných profilů vybraných vodních toků. Vybrala jsem si dva vodní toky, které by měly protékat zaledněnou oblastí a dva vodní toky, které by měly téct mimo oblast zasaženou zaledněním a Luhu, která by měla protékat jak ledovcem nezasaženou, tak zasaženou oblastí. Získané příčné profily by měly posloužit k porovnávání jednotlivých toků. Naměřené příčné profily vodních toků jsou zaznamenány na mapě 6.

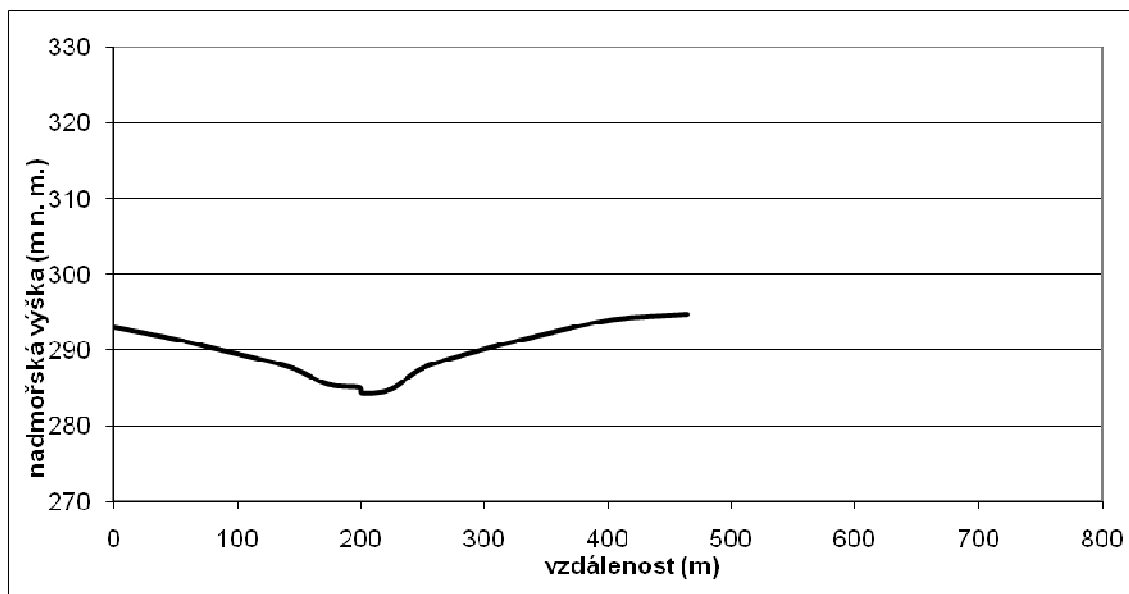
Třetí částí, kterou vymezil Tyráček (2006) je Hynčicko-Hrabětická plošina. Ta se rozprostírá na pravém břehu Odry mezi údolími Vraženského potoka a Luhy, vytváří nápadnou zarovnanou úroveň klesající od jihozápadu z nadmořské výšky 318 m až na 280 – 285 m směrem k severovýchodu. Podložní spodní baden má mírně zvlňžený reliéf. Jeho odrazem je i proměnlivá mocnost kvartérních sedimentů, které ve větších mocnostech vyplňují deprese a vyklíňují na elevacích. Díky tomu se vytvořila zarovnaná plošina, na které leží 5 -10 m mocný pokryv sprašových hlín. Glaciální sedimenty jsou tvořeny sřídáním písků, písčitých šterků a šterků s ojedinělými plošně malými vložkami jílu. Mocnost ledovcových sedimentů dosahuje maximálně 15 m. Glacifluviální sedimenty jsou téměř souvisle pokryty vrstvou diamiktonu. Diamikton je interpretován jako till o mocnosti přes 10 m. Dokonce v některých vrtech se souvkové hlíny nacházejí od báze sprašové hlíny k povrchu neogénu tedy až 17 m. Avšak díky nedostatku odkryvů a vrtů nebylo ověřeno toto pojetí ani prokázána existence několika samostatných poloh odlišných tillů na plošině. Ledovcové sedimenty zde vznikly pravděpodobně plošnou deglaciací s absencí výraznějších pohybů ledovce během ústupové fáze. Značné mocnosti tillů se dají vysvětlit splynutím bazálního subglaciálního a supraglaciálního tillu Tyráček (2006).

A právě pro reprezentaci vodních toků ze zaledněného území jsem si vybrala Hrabětický potok a jeho levostranný přítok. Oba potoky tečou mezi obcemi Hynčice a Hrabětice. Pro reprezentaci území nezaledněného jsem zvolila potok dva bezejmenné potoky, které protékají mezi obcemi Bělotín a Lučice. Vodní toky jsem si vybrala, jelikož si jsou velikostně podobné a pramení nedaleko od sebe.

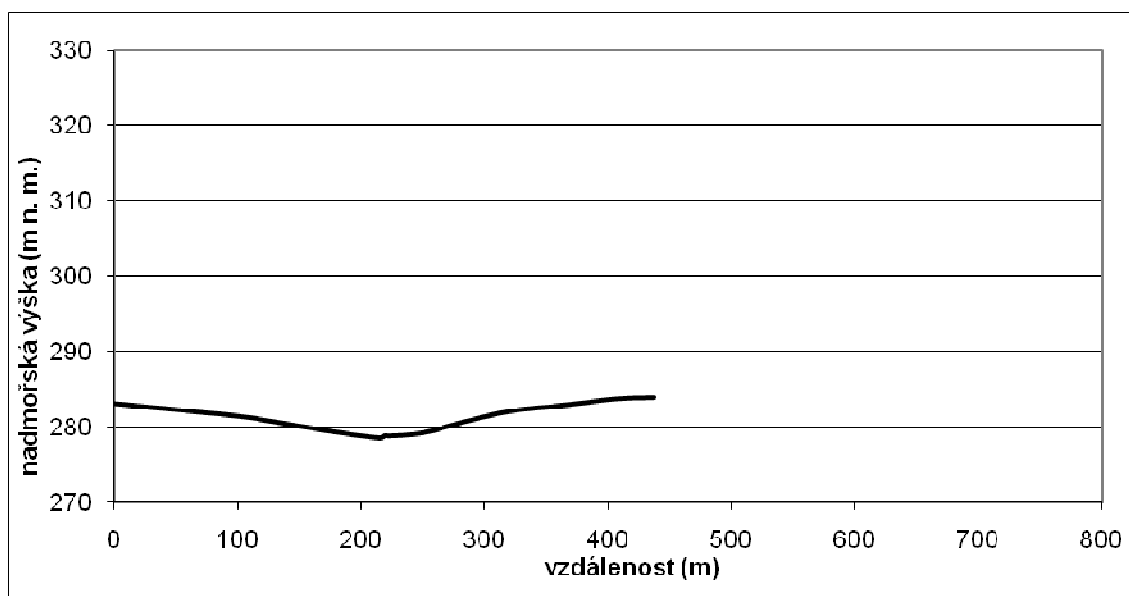
Horní příčný profil levostranného přítoku Hrabětického potoka je vyznačen v grafu 13. Potok protéká zemědělsky obdělávanými poli, a proto na levé straně potoka byla člověkem vytvořena cestička. Jedná se o profil ve tvaru písmene V. Svahy mají spíše konvexní tvar. Dolní příčný profil má podobný průběh jako horní. Jenom cestička

zde byla vytvořena na pravé straně. Bezejmenný potok je zachycen na přiložené fotografii 10. Je vidět, že svahy mají spíše konvexní tvar, což svědčí o mladém reliéfu.

Graf 13 : Horní příčný profil levostranného přítoku Hrabětického potoka



Graf 14 : Dolní příčný profil levostranného přítoku Hrabětického potoka



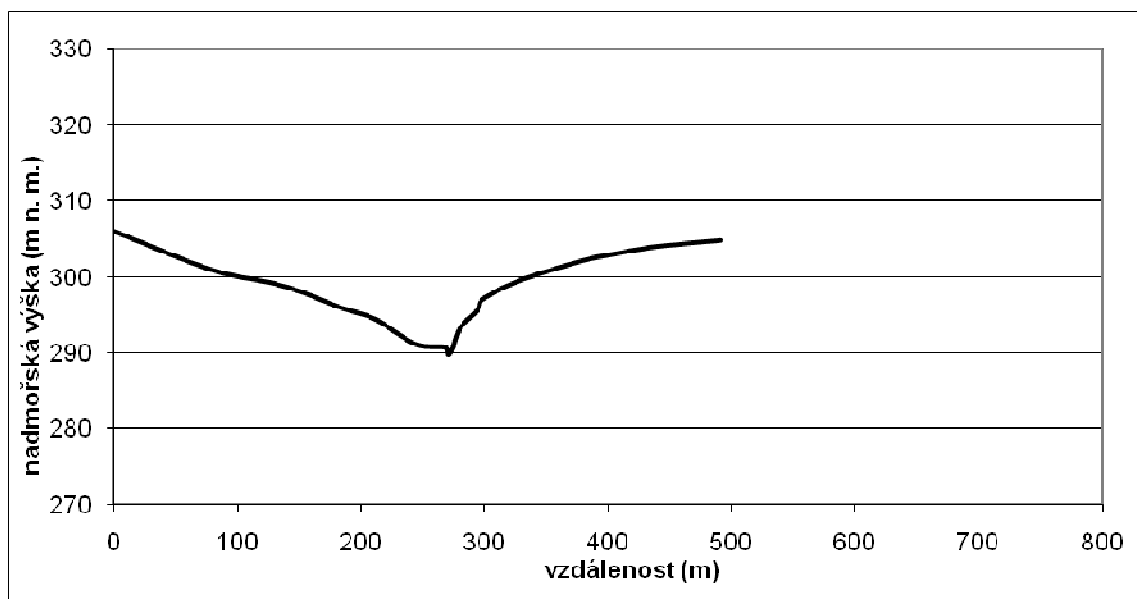
Fotografie 11: Pohled na levostranný přítok Hrabětického potoka



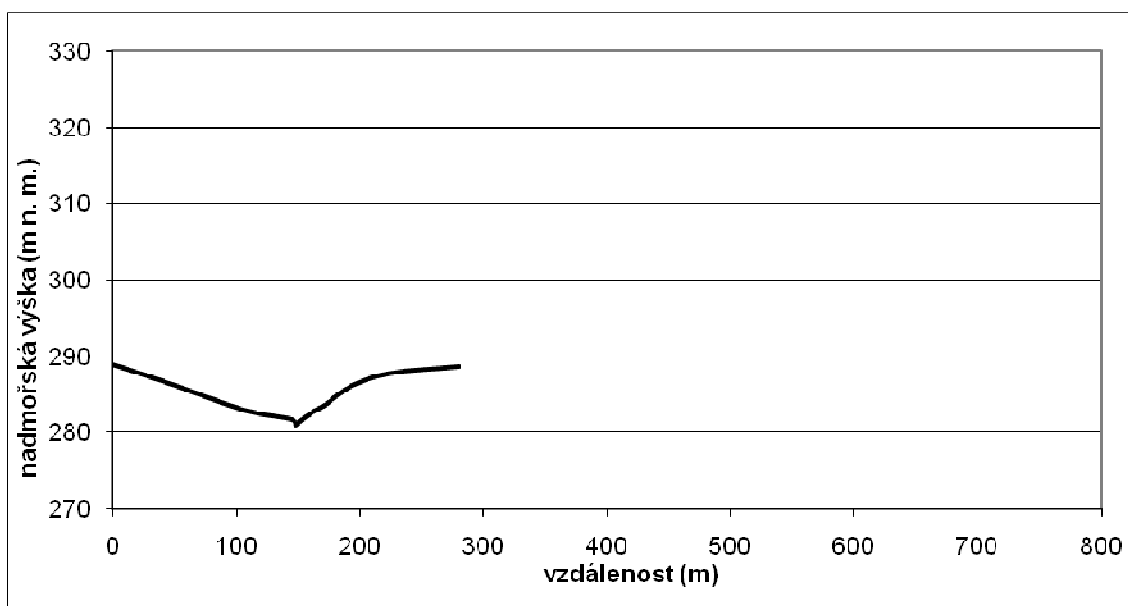
Zdroj: vlastní fotografie

Horní příčný profil Hrabětického potoka je vyznačen v grafu 15, dolní profil v grafu 16. Levá strana potoka je obdělávaná, a proto se v těsné blízkosti potoka vine cesta pro zemědělské stroje. Svahy z pravé strany u obou profilů mají jednoznačně konvexní tvar. Levostranný dolní příčný profil má náznak konkávního tvaru.

Graf 15 : Horní příčný profil Hrabětického potoka

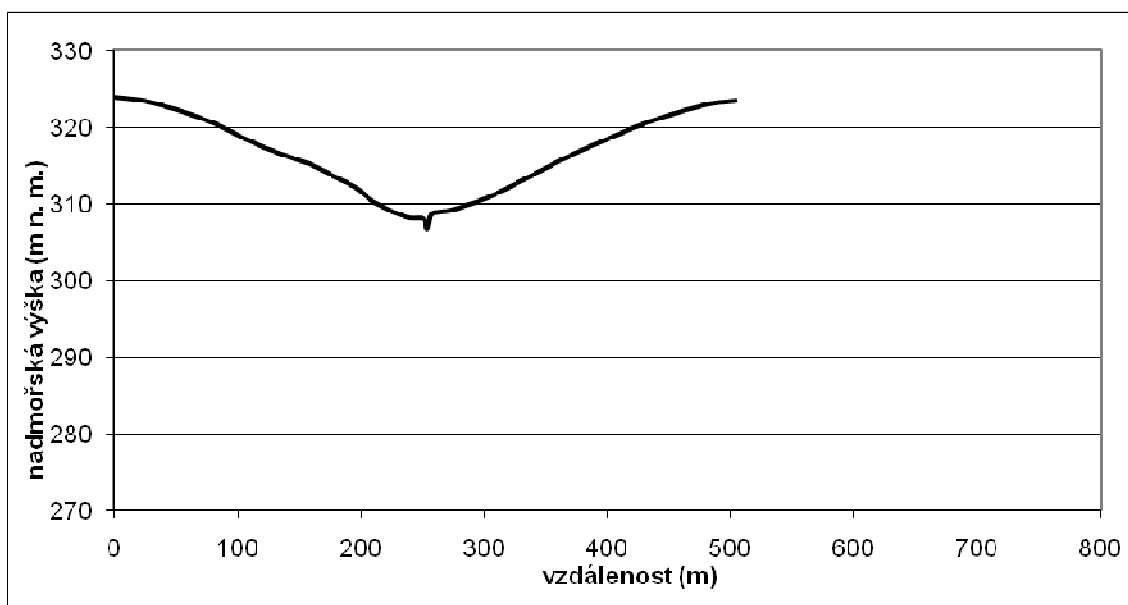


Graf 16 : Dolní příčný profil Hrabětického potoka

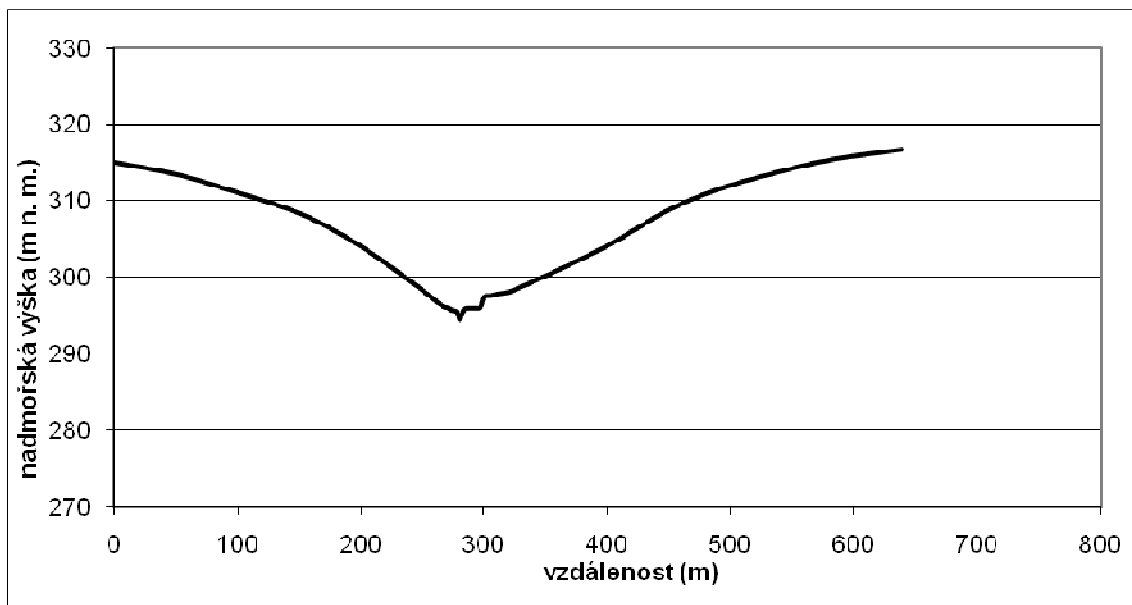


Ten větší z bezejmenných potoků, které protékají mezi obcemi Bělotín a Lučice, má své profily znázorněny v grafech 17 a 18. Na fotografii 12 je zachycen pohled na dolní část vodního toku. Levá strana na horním profilu a pravé strany na obou profilech mají v dolní části konkávní tvar a v horní části tvar konvexní. Na dolním profilu má levý svah konvexní tvar. Z fotografie 12, která se dívá z pravé strany na levou, je patrné, že konvexní tvar není všude.

Graf 17 : Horní příčný profil bezejmenného potoka



Graf 18 : Dolní příčný profil bezejmenného potoka



Fotografie 12: Pohled na bezejmenný potok, který je schován vysokým rákosím (dolní profil)



Zdroj: vlastní fotografie

Fotografie 13: Pohled na koryto bezejmenného potoka (horní profil)

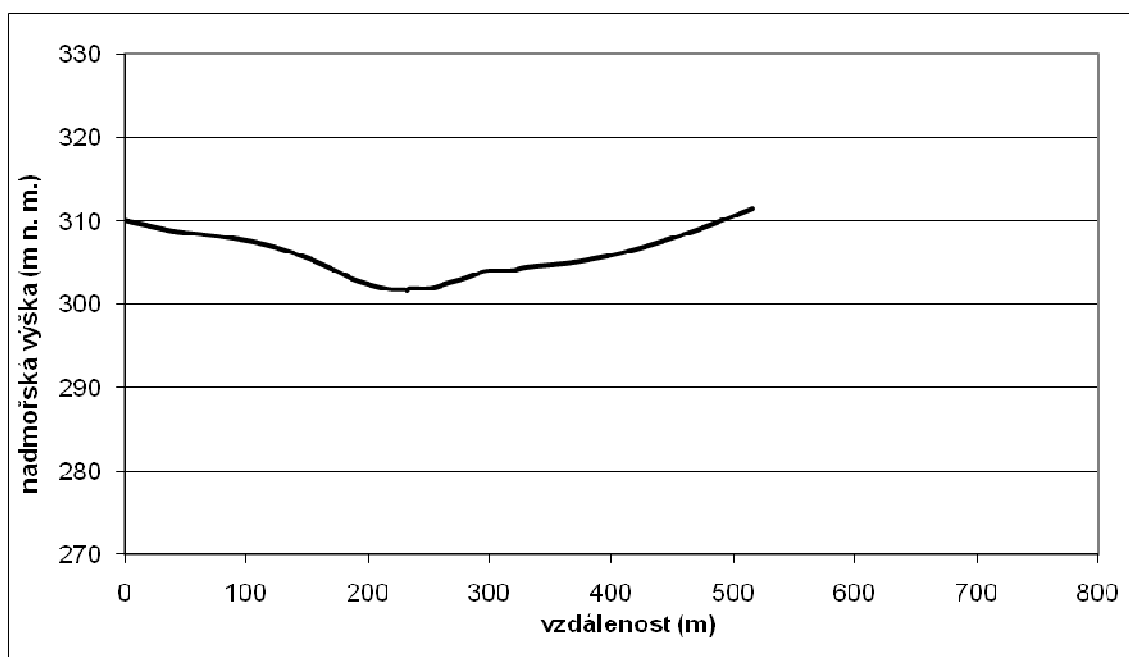


Zdroj: vlastní fotografie

Fotografie 13 prozrazuje, že zarostlé koryto bezejmenného potoka má tvar zaříznutí V. Kromě Luhy má tento potok největší zaříznutí.

Druhý bezejmenný potok je krátký a během měření byl vyschlý. Proto jsem zde udělala pouze jeden příčný profil znázorněný v grafu 19. Z profilu je vidět, že svah na levé straně je konvexní. Naopak dolní části svahů mají tvar konkávní.

Graf 19 : Příčný profil bezejmenného potoka

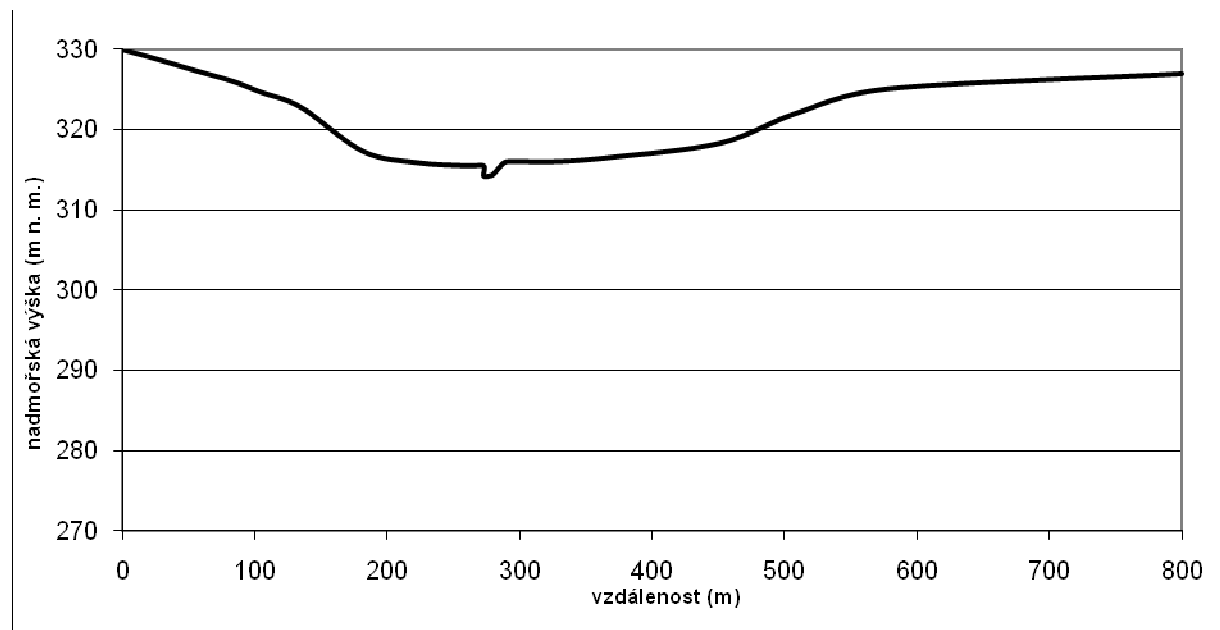


Při porovnání příčných profilů ze všech zmíněných vodních toků mohu konstatovat, že mají tvar profilu i tvar koryta v podobě písmene V. Jedná se o mladé vodní toky, které si svou cestu razí skrz pleistocénní sprašové hlíny. Ovšem levá strana většího bezejmenného potoka z ledovcem nezasažené oblasti vede přes vápnný jííl ze spodního badenu.

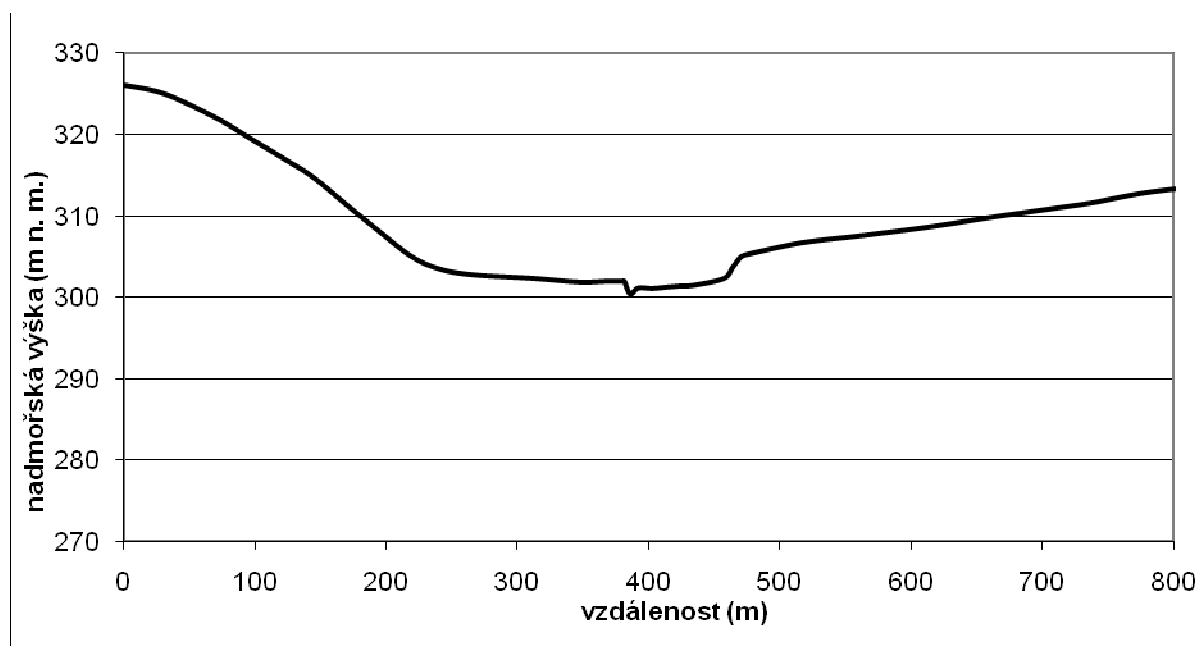
Nakonec jsem se zaměřila na vodní tok s názvem Luha. Jedná se o větší potok, který ústí do řeky Odry. Odtéká z oblasti nezasažené kontinentálním zaledněním do oblasti zasažené ledovcem. V nezaledněné části jsem naměřila dva profily. Výsledky jsou znázorněny v grafech 20 a 21. Jelikož je Luha větší svou délkou i vodnatostí oproti předchozím vodním tokům, není překvapující tvar údolí, který již nevypadá jako písmeno V. Dolní svahy jsou tedy konkávní, horní jsou pak konvexní.

Podle Tyráčka (2006) ledovec ani jeho tavné vody evropského rozvodí v úseku Hranice-Běloučín nepřekročily. Tavné vody byly nepochybně zachycovány již v té době existujícími údolími Běloučínského potoka, Luhy a Doubravy. Tyto vody byly odváděny údolím Luhy podél jižního okraje laloku ledovcového štítu do Porubské brány.

Graf 20 : Hořejší příčný profil Luhy



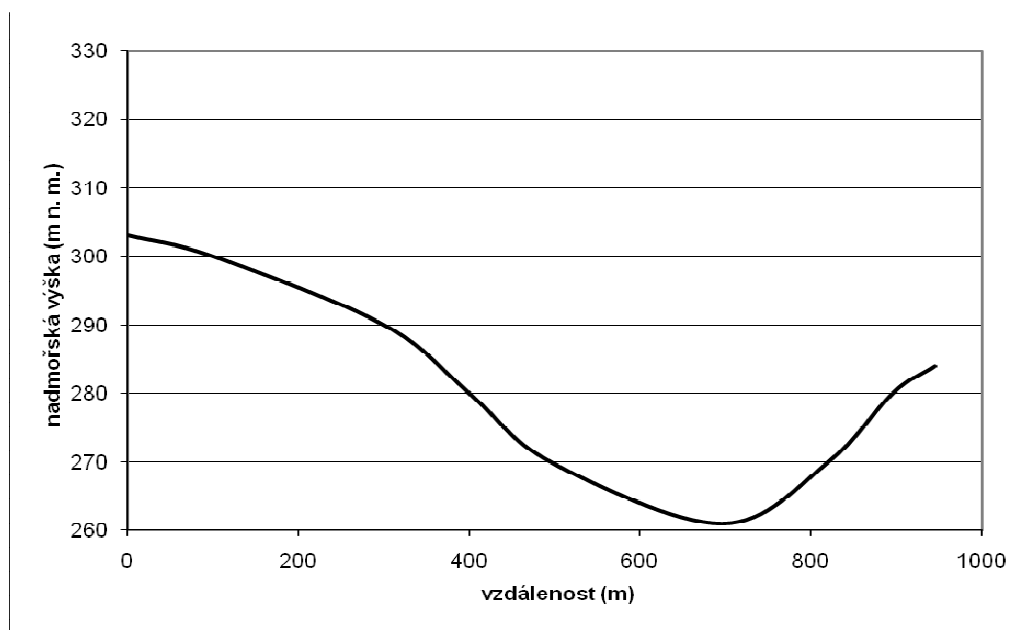
Graf 21 : Dolejší příčný profil Luhy



Zajímavý je úsek Luhy mezi obcemi Běloučínem a Dubem. Zde je nápadně široké údolí, které neodpovídá současné vodnatosti toku, ani charakteru údolí na dolním toku od Dubu po Jeseník nad Odrou. Tato oblast je využívána lidmi a byla přeměněna na soustavu rybníků.

Pro porovnání jsem pomocí GISu odvodila i příčný profil Luhy právě na jejím dolním toku. Je znázorněn v grafu 22.

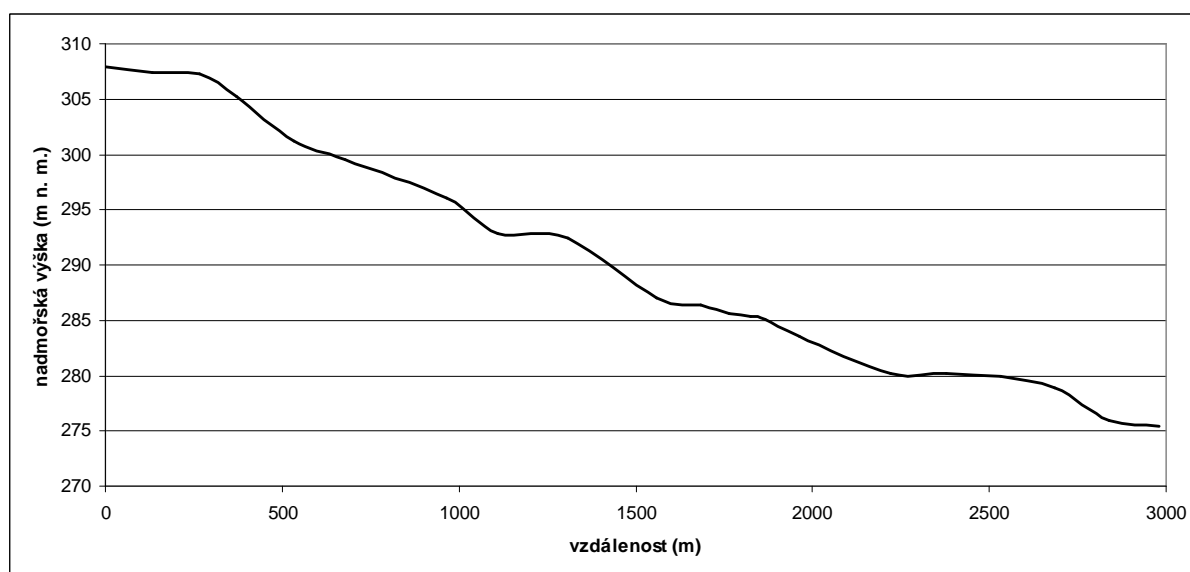
Graf 22 : Příčný profil Luhy na dolním toku



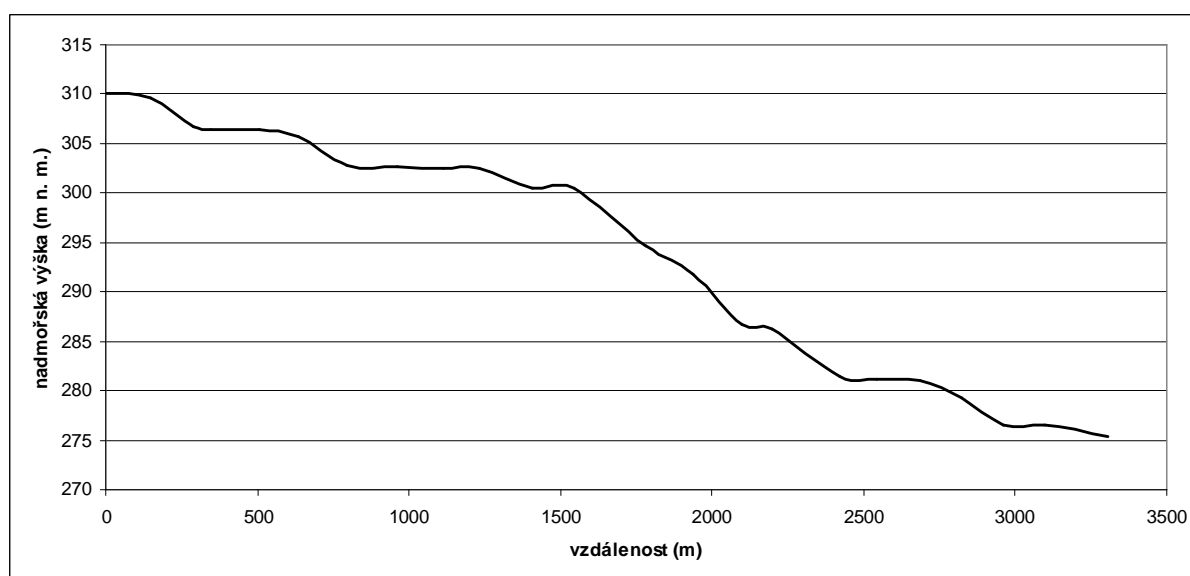
Porovnáním příčných profilů toku je vidět, že údolí Luhy na dolním toku není již tak široké, jako před linií rozsahu kontinentálního zalednění. Jelikož zde je plošší dno a starší reliéf. Údolí je v ledovcem zasažené oblasti sevřenější. To svědčí o vývoji mladého údolí, které se zařezávalo skrz ledovcové sedimenty.

Nakonec jsem z GISu odvodila podélné profily pro všechny vybrané vodní toky. Podélné profily jsem znázornila v grafech 23 až 27.

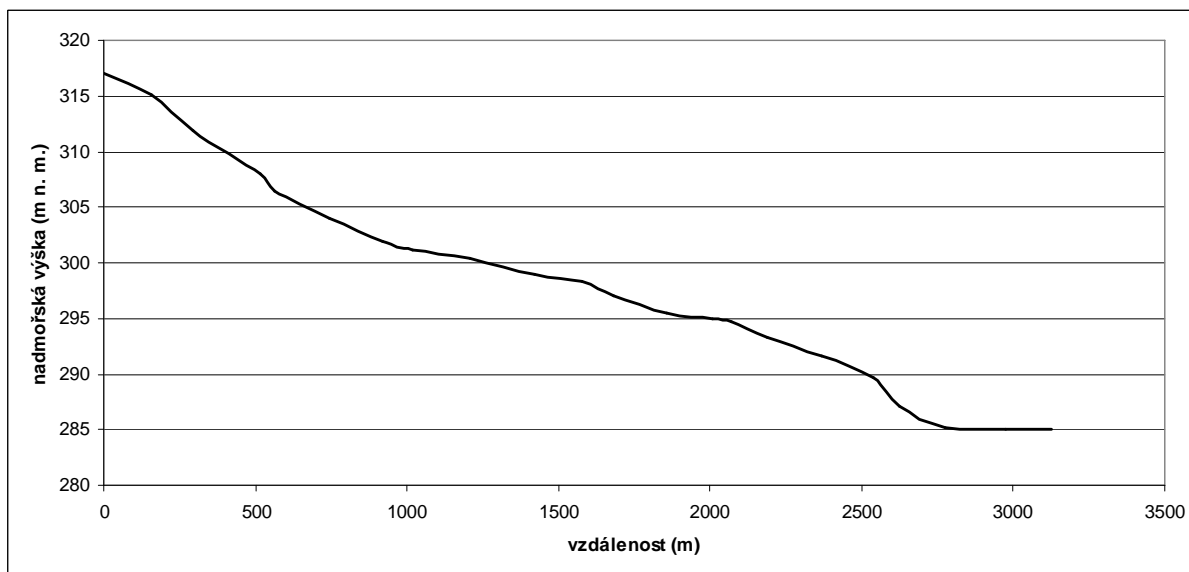
Graf 23 : Podélný profil levostranného přítoku Hrabětického potoka



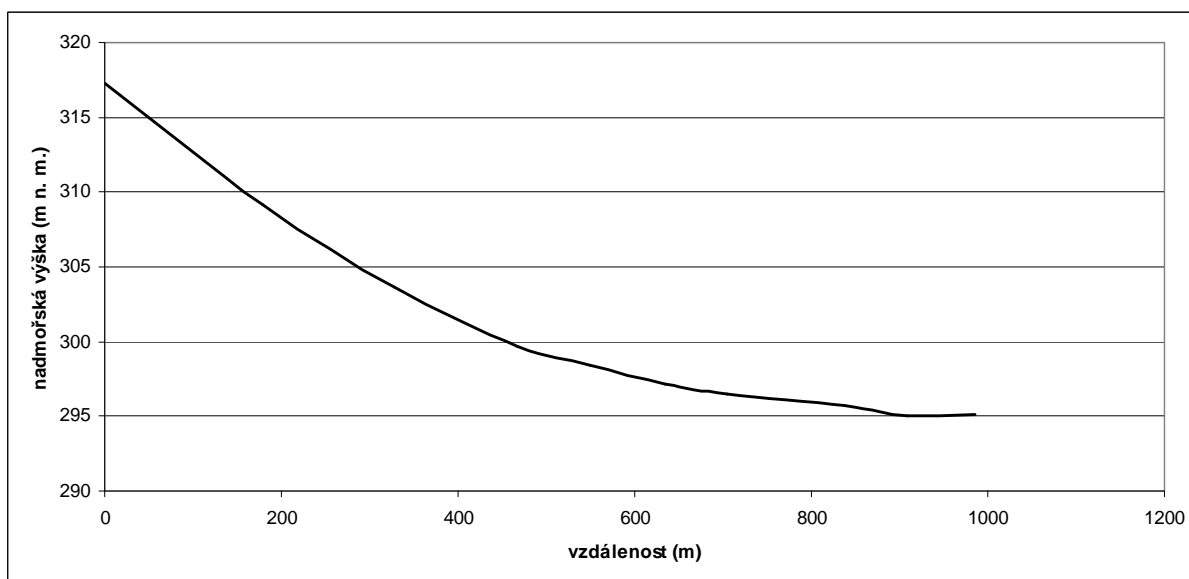
Graf 24 : Podélný profil Hrabětického potoka



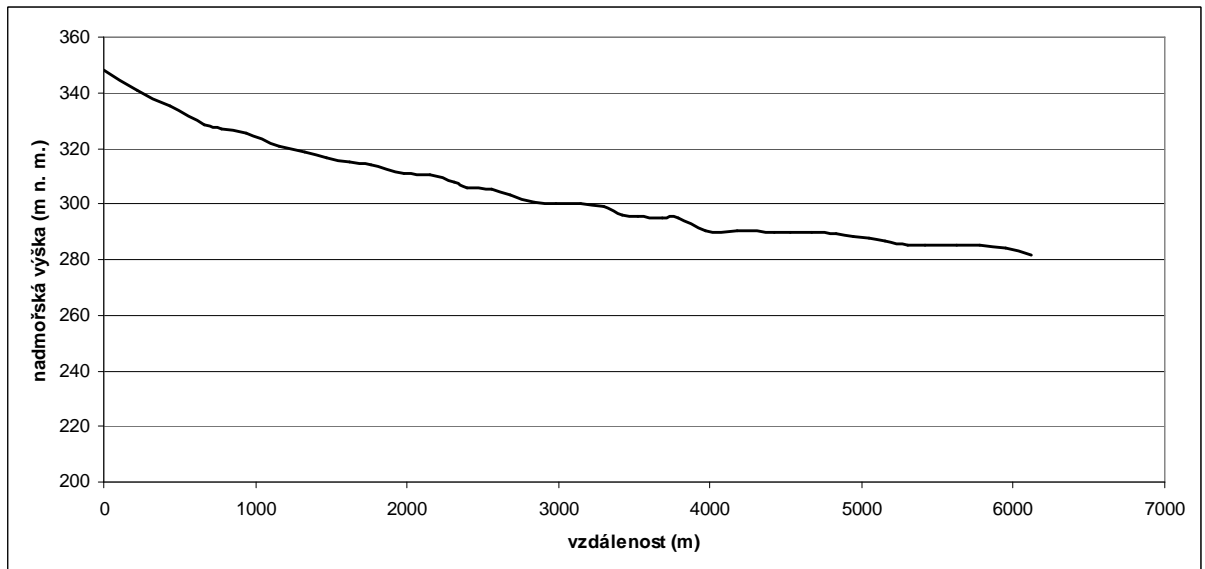
Graf 25 : Podélný profil většího bezejmenného potoka



Graf 26 : Podélný profil menšího bezejmenného potoka



Graf 27 : Podélný profil Luhy – podélný profil středního toku

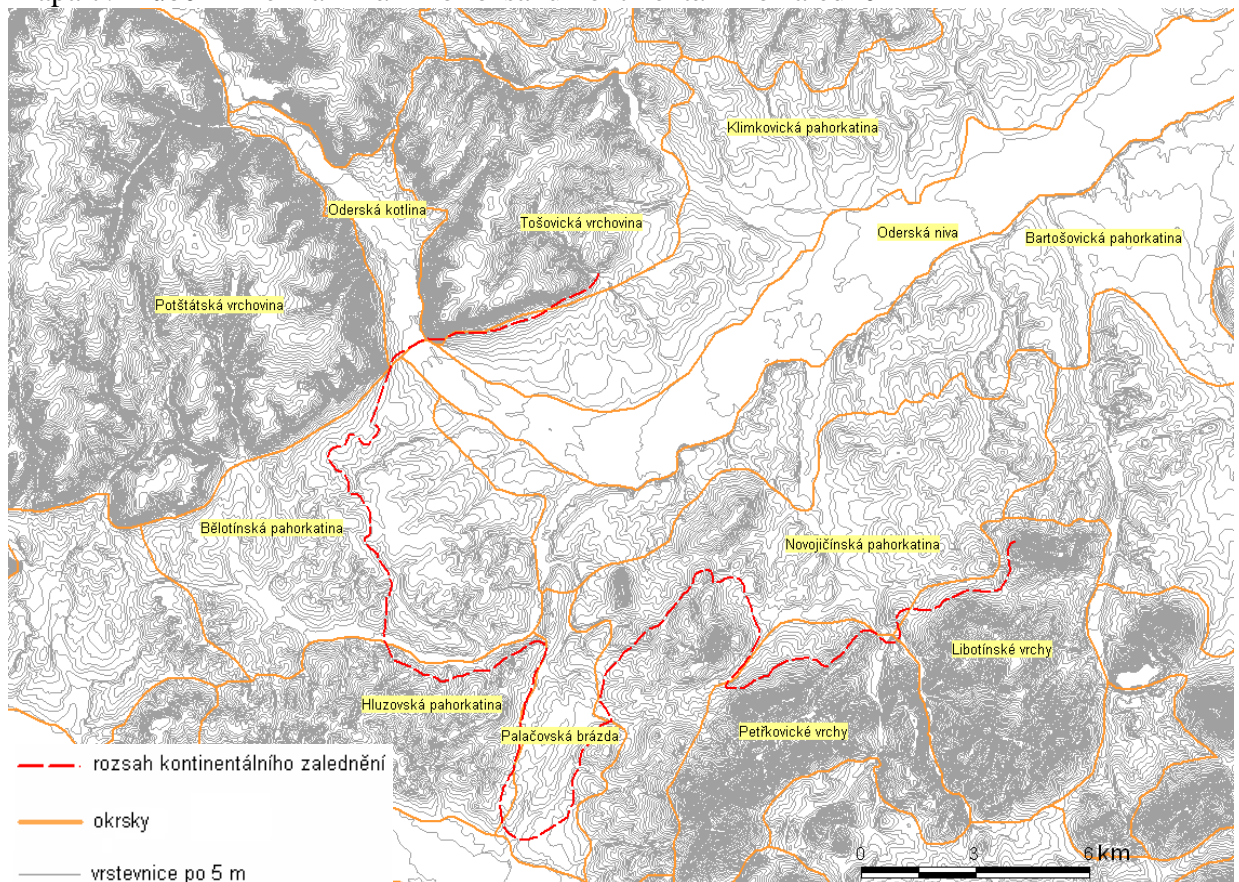


Z grafů lze odvodit, že podélné profily vodních toků, které by se měly nacházet v oblasti nepostížené kontinentálním zaledněním, mají plynulejší průběh. Naopak podélné profily dvou vodních toků z oblasti, která by měla být zaledněna, nejsou tak plynulé a musejí překonávat několik malých stupňů. To vypovídá o jejich časově kratším vývoji.

5.4. Výsledky morfometrických metod

Ke klasickým metodám geomorfologické charakteristiky reliéfu patří morfometrické metody. Pomocí výpočetní techniky jsem vytvořila mapy sklonitostí svahů, mapy orientací svahů vůči světovým stranám a mapy relativní výškové členitosti. Tyto mapy posloužily pro porovnání morfometrických charakteristik jednotlivých vymezených území ve studované oblasti.

Mapa 7: Průběh linie maximálního rozsahu kontinentálního zalednění



Linii značící maximální rozsah kontinentálního zalednění v Oderské bráně jsem zakreslila do mapy 7. Z mapy je vidět, že linie prochází napříč jednotlivými geomorfologickými jednotkami – zde se jedná o okrsky. Ze severozápadu linie prochází po okraji mezi Oderskou bránou a Vítkovskou vrchovinou. Přesněji prochází okrsky Klimkovické pahorkatiny a Tošovické vrchoviny, následně Oderské nivy a Oderské kotliny až po okraj Potštátské vrchoviny. Zde se linie stáčí k jihu a protíná tak Běloušskou pahorkatinu. Na jihu pak zasahuje do Příborské pahorkatiny, přes kterou se postupně vrací k severu. V Příborské pahorkatině zasahuje do okrsků: Hluzovská

pahorkatina, Palačovská brázda, Novojičínská pahorkatina, Petřkovické vrchy a Libotínské vrchy.

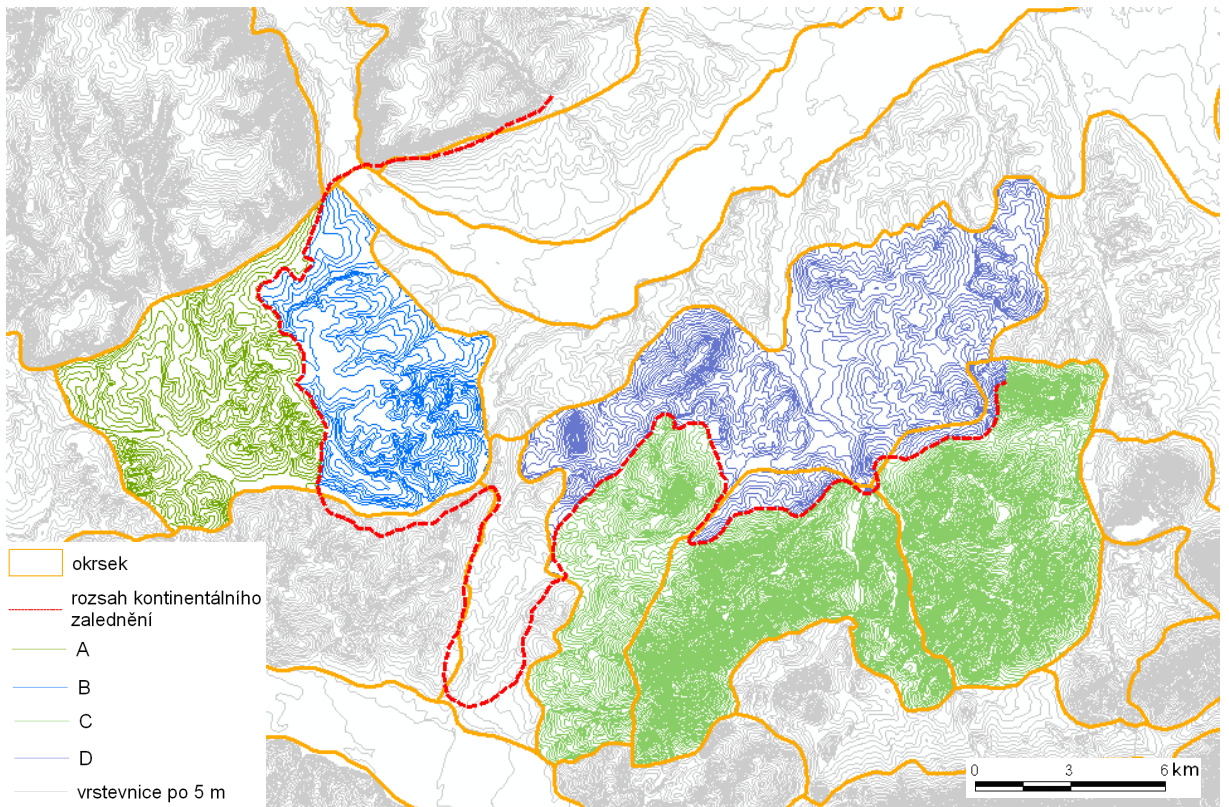
Oderská brána je tvořena okrsky: Bělotínská pahorkatina, Klimkovická pahorkatina, Oderská niva a Bartošovická pahorkatina. Kromě Bělotínské pahorkatiny se jedná o úzké protáhlé okrsky, které dosahují na severovýchodě až k Ostravské pánvi. Při tvorbě map jsem tyto geomorfologické jednotky zachovala v celku. Protože se však zabývám maximálním rozsahem kontinentálního zalednění, zajímala jsem se především o jižní části těchto okrsků.

Následné mapy jsem vždy vytvořila na dvou úrovních. První úrovní bylo srovnání morfometrických charakteristik mezi dvěma částmi, které vznikly průchodem linie maximálního zalednění přes jednu geomorfologickou jednotku. Druhou úrovní bylo srovnání morfometrických charakteristik mezi zaledněnými a nezaledněnými geomorfologickými jednotkami.

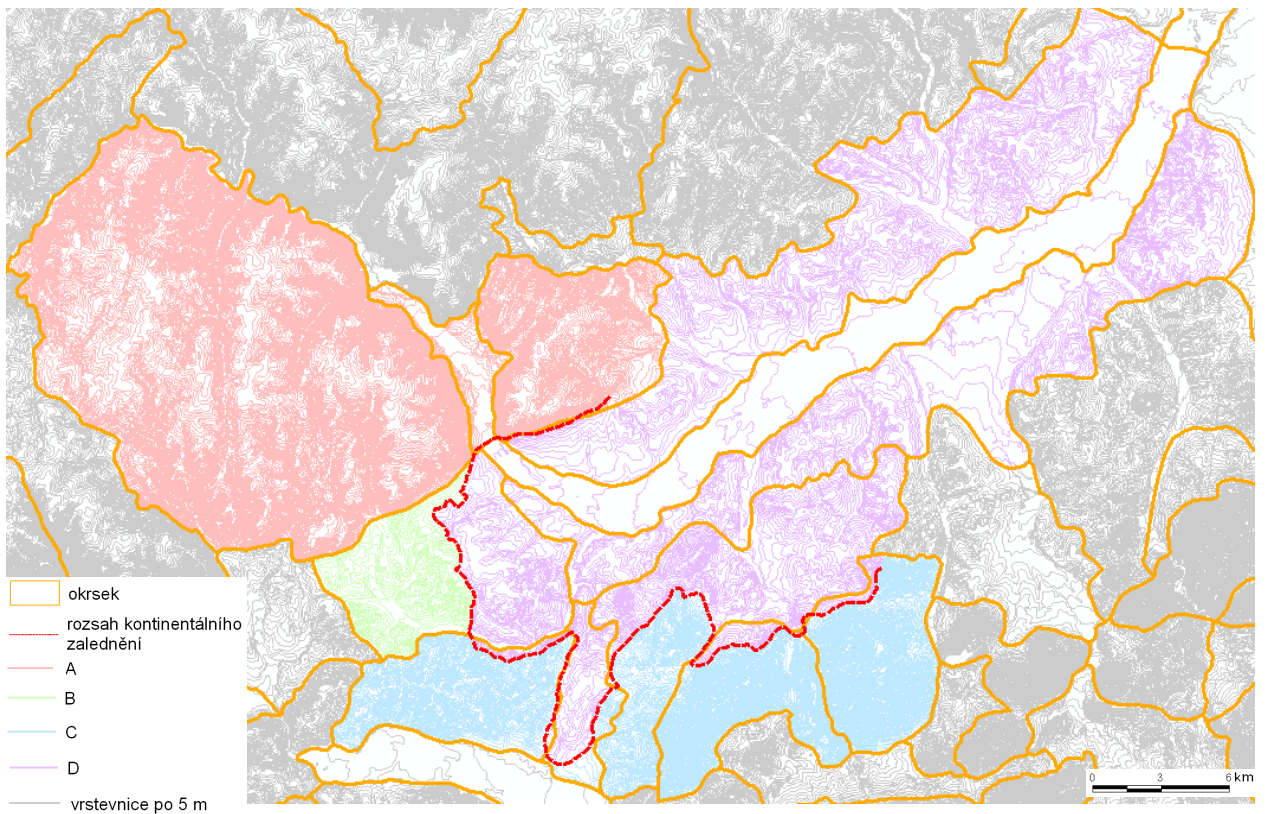
Přikládám mapy 8 a 9, na kterých jsou vyznačeny porovnávané geomorfologické jednotky. Mapa 8 nám ukazuje Bělotínskou pahorkatinu a Příborskou pahorkatinu, která jsou linií maximálního rozsahu kontinentálního zalednění, rozděleny na dvě části. Pro každou část jsem vytvořila mapu sklonitosti svahů a vytvořila jsem graf, který zobrazuje četnosti v jednotlivých třídách pro sklonitosti svahů. Tyto grafy slouží pro porovnávání rozdílů mezi jednotlivými částmi geomorfologických jednotek.

Mapa 9 zobrazuje celé geomorfologické jednotky, které dále porovnávám mezi sebou. Obdobně jako pro Bělotínskou pahorkatinu a Příborskou pahorkatinu jsem také vytvořila mapy sklonitosti svahů a grafy četnosti sklonitosti svahů.

Mapa 8: Vyznačení srovnávaných jednotek

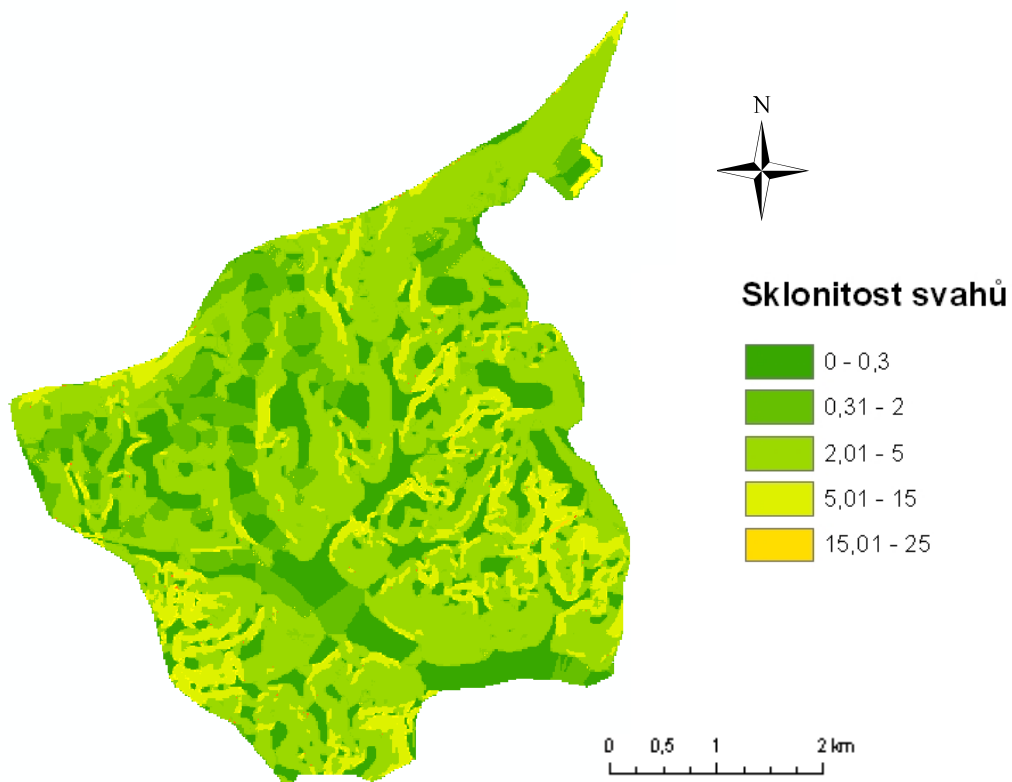


Mapa 9: Vyznačení srovnávaných geomorfologických jednotek

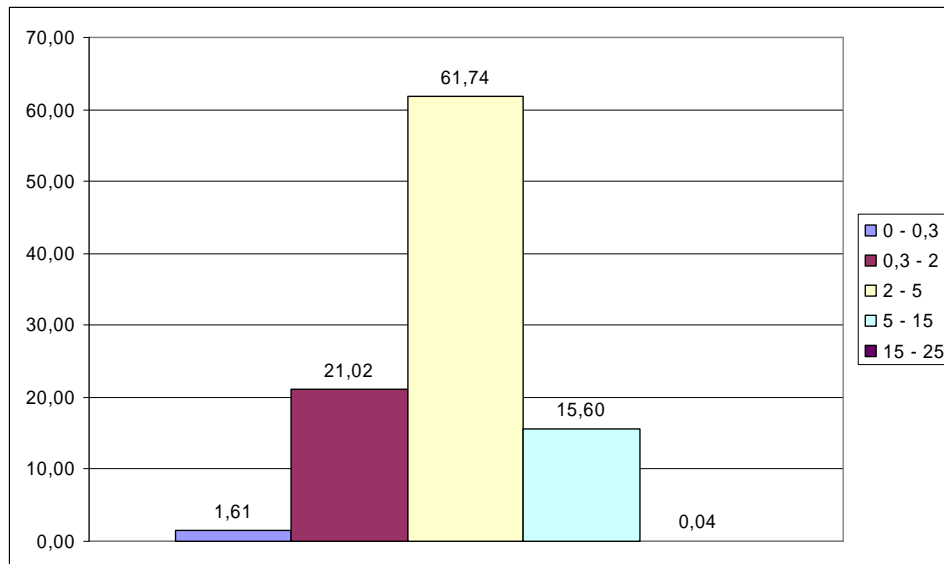


Oblast označená jako A

Mapa 10: Sklonitosti svahů, Bělouínská pahorkatina - nezaledněná



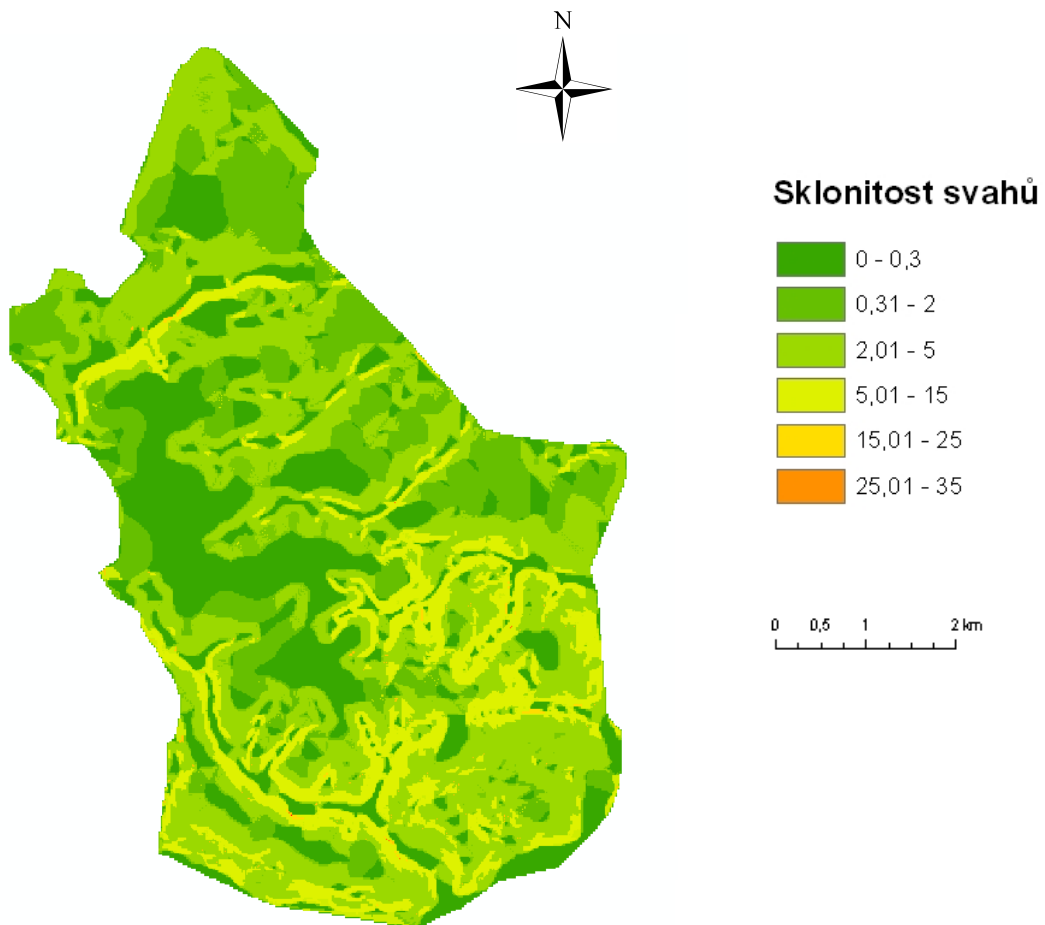
Graf 28: Četnosti sklonů svahů, Bělouínská pahorkatina - nezaledněná



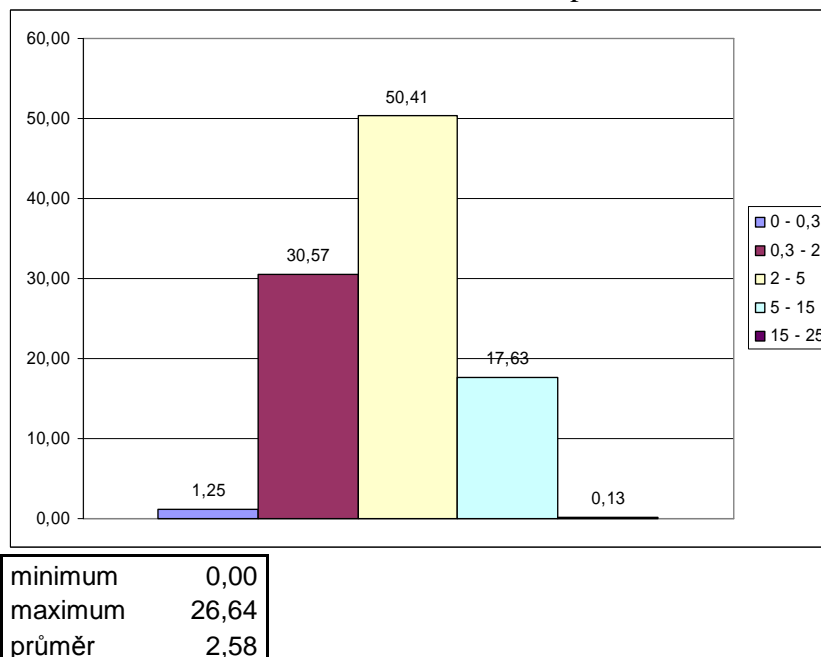
minimum	0,00
maximum	23,12
průměr	2,75

Oblast označená jako B

Mapa 11: Sklonitosti svahů, Bělotínská pahorkatina - zaledněná



Graf 29 : Četnosti sklonů svahů, Bělotínská pahorkatina - zaledněná



Při porovnání sklonitosti svahů předpokládané zaledněné a nezaledněné části Bělotínské pahorkatiny vyšlo, že nezaledněná část má menší sklonitost. Maximální sklon svahu je zde $23,12^\circ$. Průměrná hodnota je rovna $2,72^\circ$. Maximální sklon svahu v zaledněné části je $26,64^\circ$ a průměrná hodnota se rovná $2,58^\circ$.

Nezaledněná část má největší procentuální zastoupení v kategorii 2 – 5° . Téměř 62% svahů má tedy mírný sklon. 21% svahů spadá do druhé nejpočetnější kategorie 0,3 – 2° , což znamená, že se jedná o slabě ukloněné svahy.

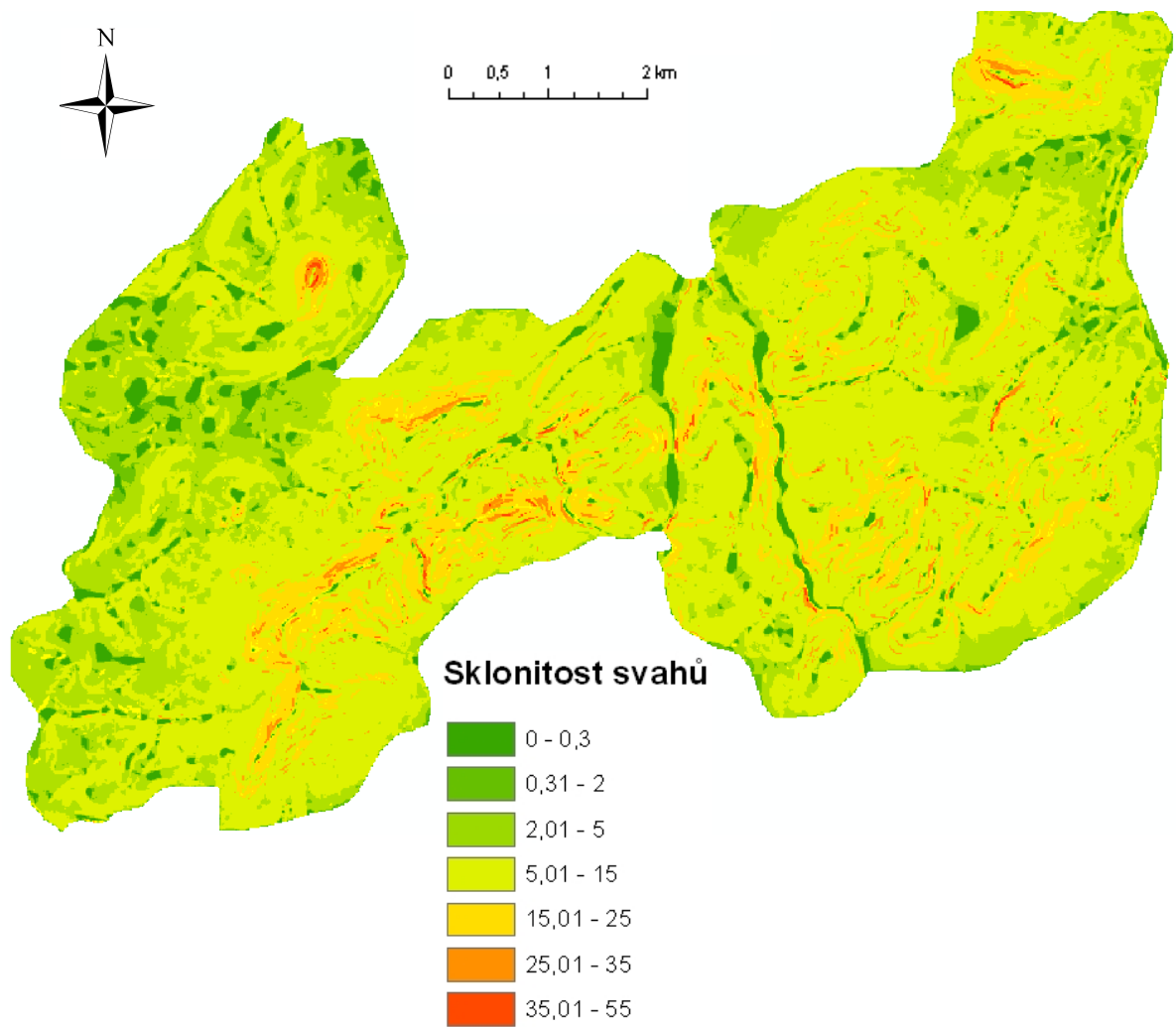
Zaledněná část má také největší zastoupení v kategorii mírného svahu přes 50%. Druhou nejpočetnější třídu také představuje kategorie slabě ukloněného svahu. Zde je soustředěno přes 30 % svahů.

U nezaledněné oblasti je tedy kategorie 2 – 5 silně dominantní. U oblasti zaledněné je tato kategorie doháněna druhou nejpočetnější. To se projevuje i v průměrném sklonu svahů. Ačkoliv maximálně mají větší sklon svahy v zaledněné části, průměrná hodnota sklonu svahů je menší než u nezaledněné části.

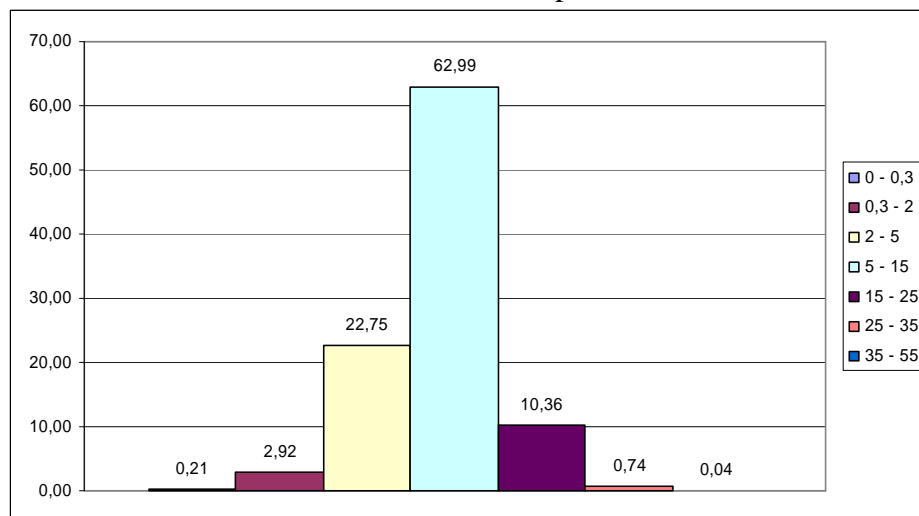
Co se týká sklonitosti svahů tak se mezi oběma částmi Bělotínské pahorkatiny nacházejí rozdíly.

Oblast označená jako C

Mapa 12: Sklonitosti svahů, Příborská pahorkatina - nezaledněná



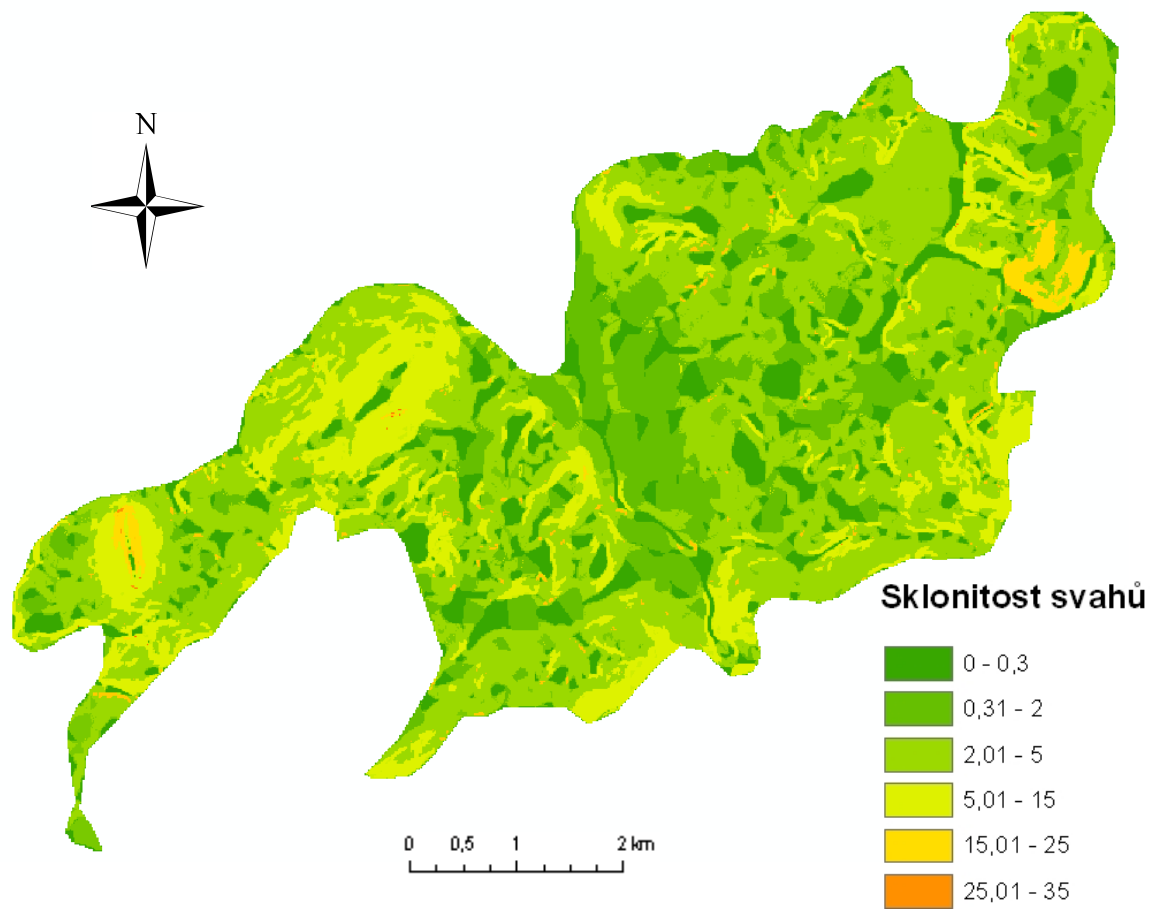
Graf 30 : Četnosti sklonů svahů, Příborská pahorkatina - nezaledněná



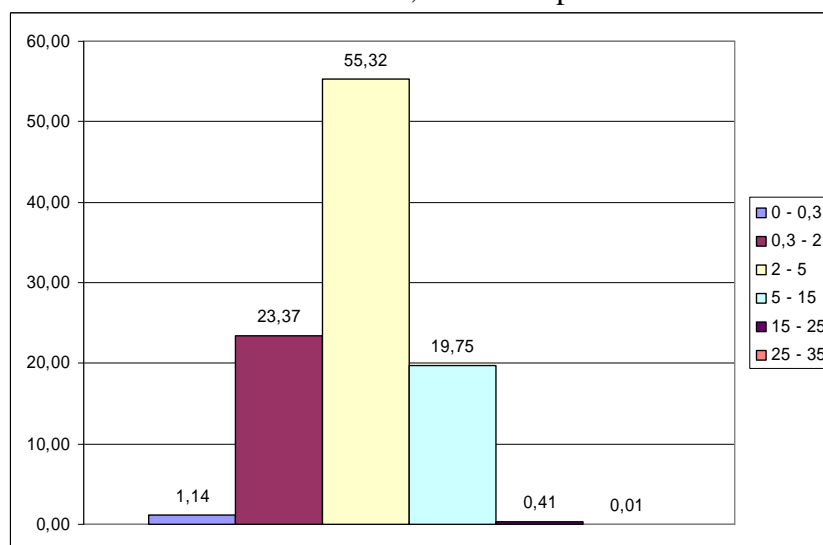
minimum	0,00
maximum	43,77
průměr	8,33

Oblast označená jako D

Mapa 13 : Sklonitosti svahů, Příborská pahorkatina - zaledněná



Graf 31 : Četnosti sklonů svahů, Příborská pahorkatina - zaledněná



minimum	0,00
maximum	31,47
průměr	3,15

Zaledněním nezasazená část Příborské pahorkatiny má maximální sklon svahu $43,77^\circ$. Průměrná hodnota je rovna $8,33^\circ$. Největší procentuální zastoupení patří do kategorie $5 - 15^\circ$, kam spadá téměř 63 % svahů. Nejčastěji se zde tak nacházejí svahy silně ukloněné. 0,04% svahů dokonce patří do kategorie $35 - 55^\circ$. Mají tedy příkré sklony.

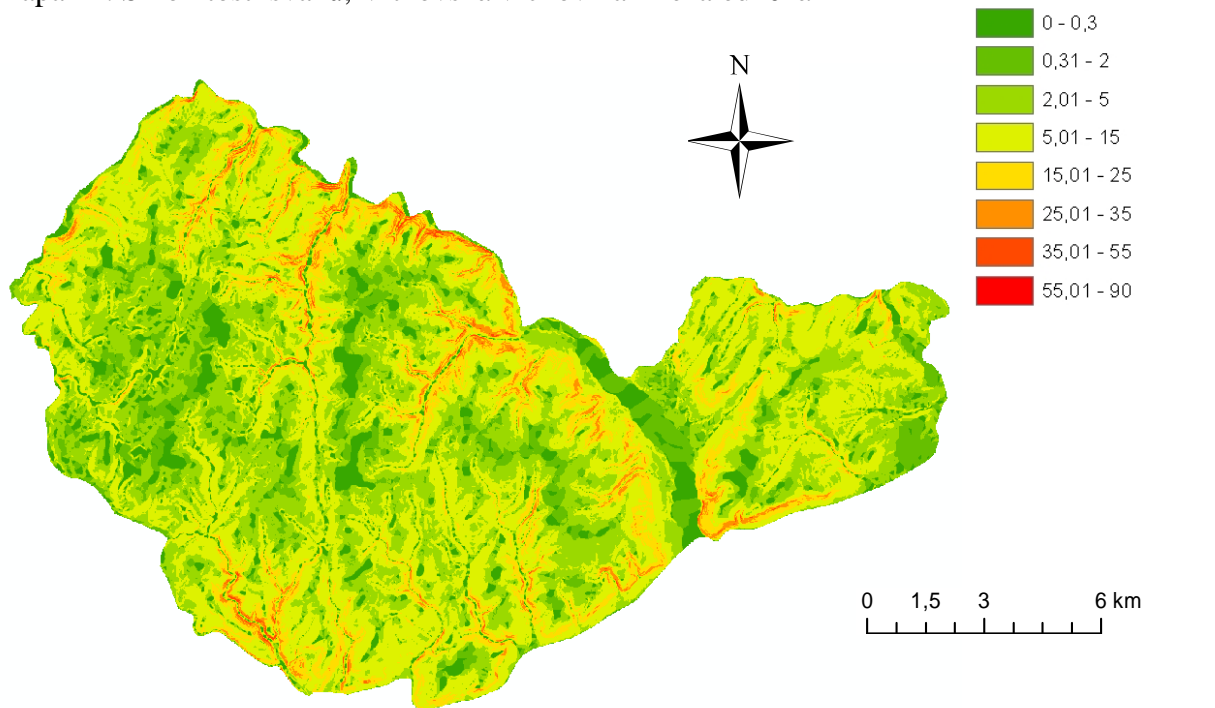
Zaledněná část má maximální hodnotu sklonu svahu $31,47^\circ$. Průměrná hodnota je rovna $3,15^\circ$. Největší zastoupení svahů je v kategorii mírného svahu $2 - 5^\circ$, kam spadá přes 55 % svahů. Druhou nejpočetnější třídu s 23 % představuje kategorie $0,3 - 2^\circ$.

U nezaledněné části Příborské pahorkatiny převládají svahy, které jsou silně ukloněné. Avšak ledovcem nezasazená část má svahy především mírného sklonu. Z grafu je vidět, že rozložení četností je podobné jako u nezaledněné části Bělotínské pahorkatiny.

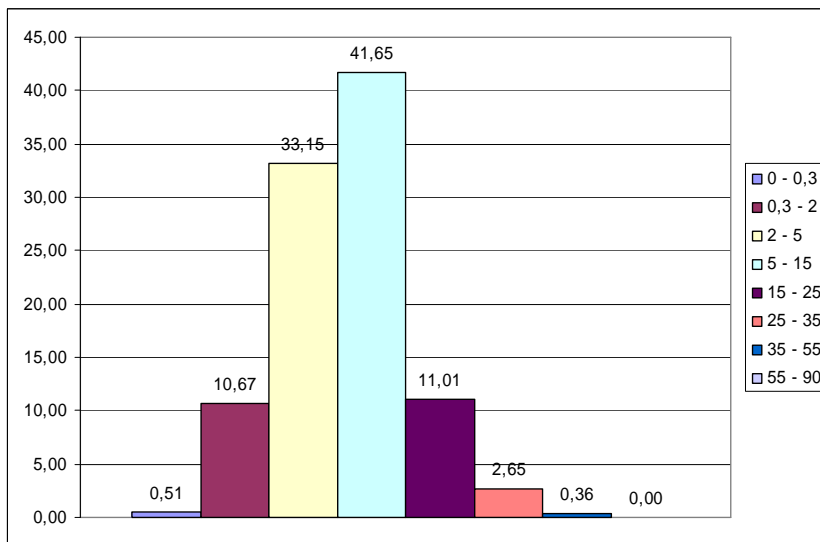
Co se týká sklonitosti svahů tak se mezi oběma částmi Příborské pahorkatiny nacházejí značné rozdíly.

Oblast označená jako A

Mapa 14: Sklonitosti svahů, Vítkovská vrchovina - nezaledněná



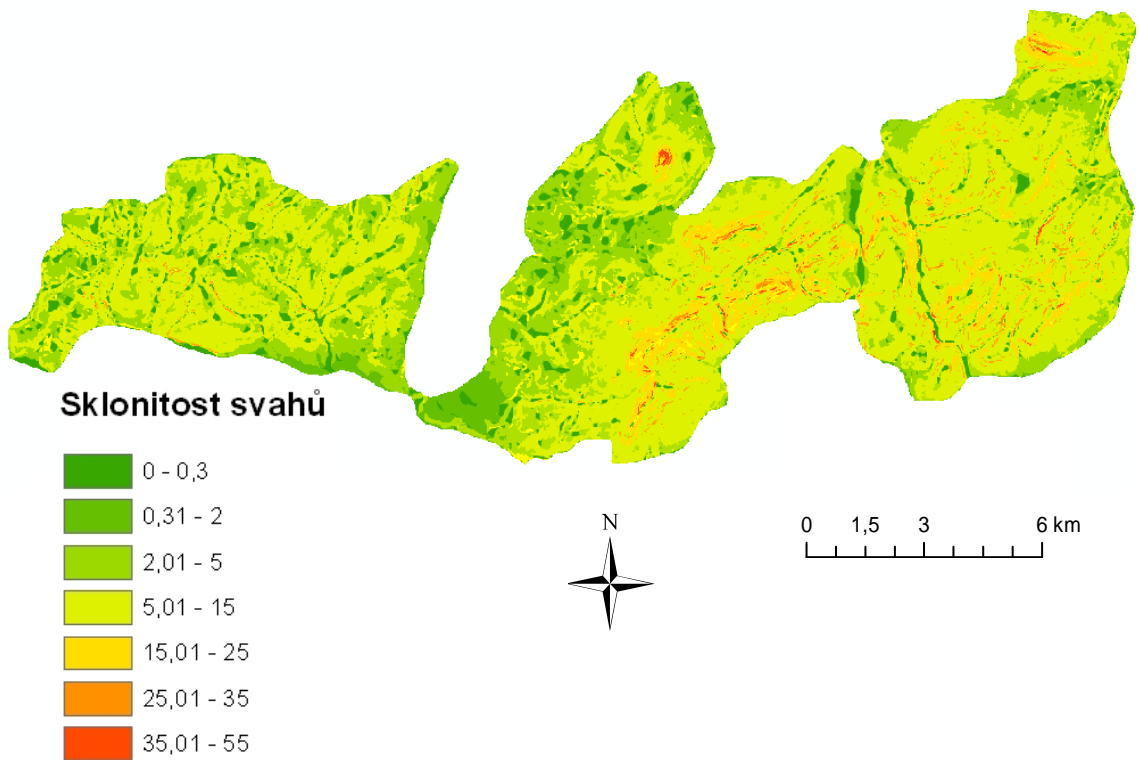
Graf 32: Četnosti sklonů svahů, Vítkovská vrchovina - nezaledněná



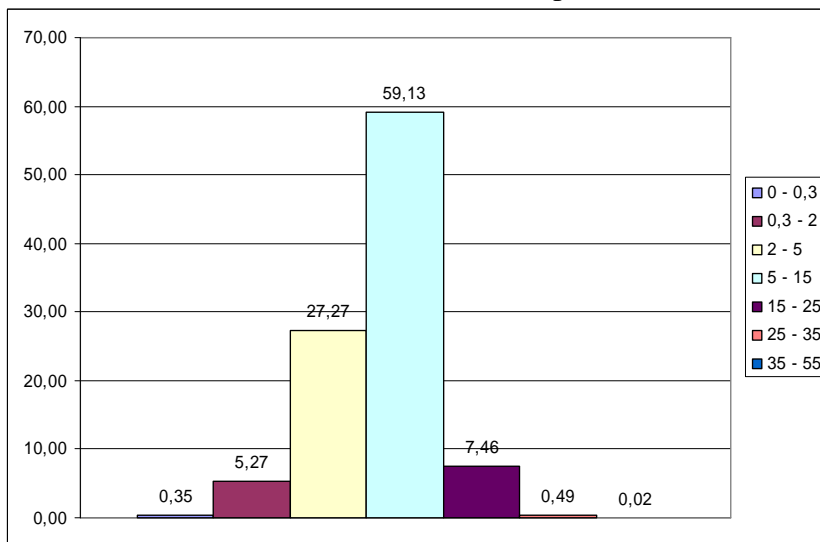
minimum	0,00
maximum	60,31
průměr	7,30

Oblast označená jako C

Mapa 15: Sklonitosti svahů, Příborská pahorkatina - nezaledněná



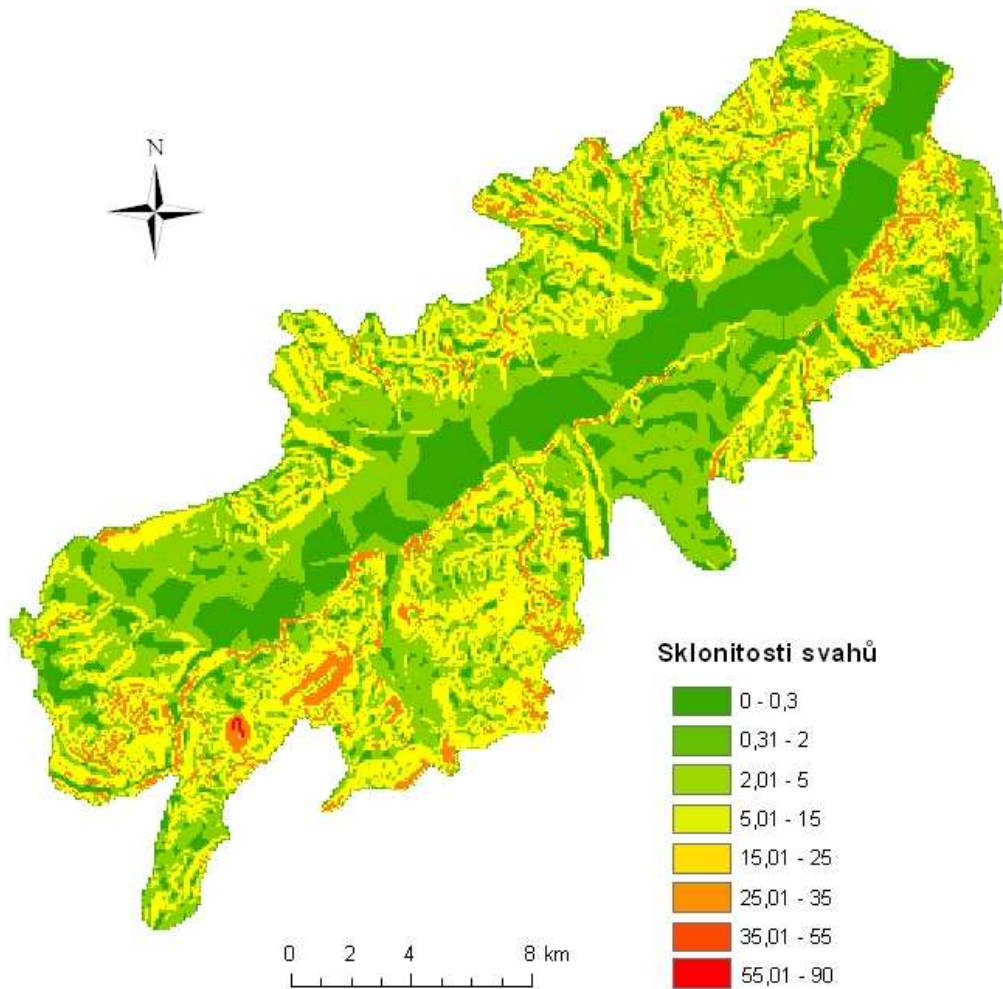
Graf 33 : Četnosti sklonů svahů, Příborská pahorkatina - nezaledněná



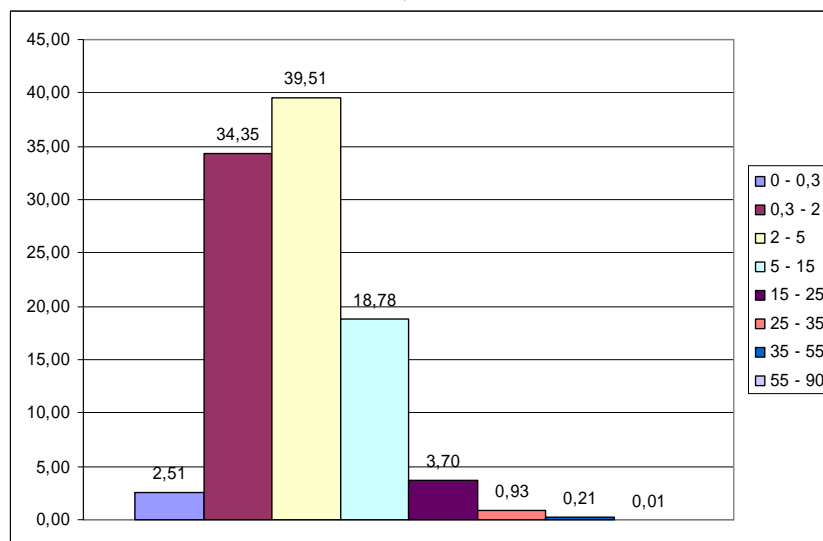
minimum	0,00
maximum	43,65
průměr	7,28

Oblast označená jako D

Mapa 16: Sklonitosti svahů, Oderská brána - zaledněná



Graf 34: Četnosti sklonů svahů, Oderská brána - zaledněná



minimum	0,00
maximum	62,96
průměr	3,36

Mezi nezaledněné oblasti patří Vítkovská vrchovina, část Bělotínské pahorkatiny a Příborská pahorkatina.

Vítkovská vrchovina má maximální hodnotu sklonu svahu $60,31^\circ$. Průměrná hodnota se rovná $7,30^\circ$. Největší zastoupení svahů je v kategorii $5 - 15^\circ$, kam spadá téměř 42 % svahů. Nejčastěji se zde tak nacházejí svahy silně ukloněné. S 33 % je na druhém místě kategorie $2 - 5^\circ$. 0,01 % svahů dokonce patří do kategorie $55 - 90^\circ$. Mají tedy i sklony vertikální.

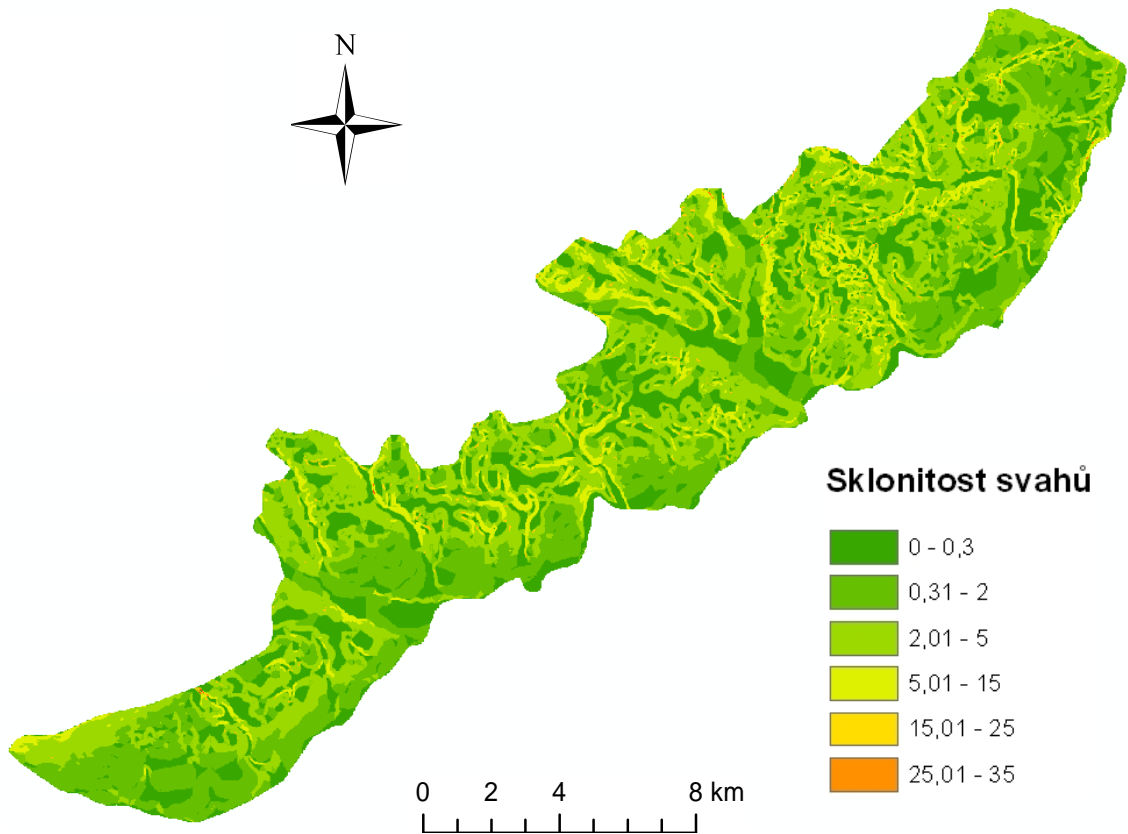
Nezasazená část Bělotínské pahorkatiny má maximální sklon svahu $23,12^\circ$. Průměrná hodnota je rovna $2,72^\circ$. Největší procentuální zastoupení je v kategorii $2 - 5^\circ$. Téměř 62 % svahů má tedy mírný sklon. 21 % svahů spadá do druhé nejpočetnější kategorie $0,3 - 2^\circ$, což znamená, že se jedná o slabě ukloněné svahy.

Zaledněním nezasazená část Příborské pahorkatiny má maximální sklon svahu $43,65^\circ$. Průměrná hodnota je rovna $7,28^\circ$. Největší procentuální zastoupení patří do kategorie $5 - 15^\circ$, kam spadá téměř 60 % svahů. Nejčastěji se zde tak nacházejí svahy silně ukloněné. 0,04 % svahů dokonce patří do kategorie $35 - 55^\circ$. Mají tedy příkré sklony.

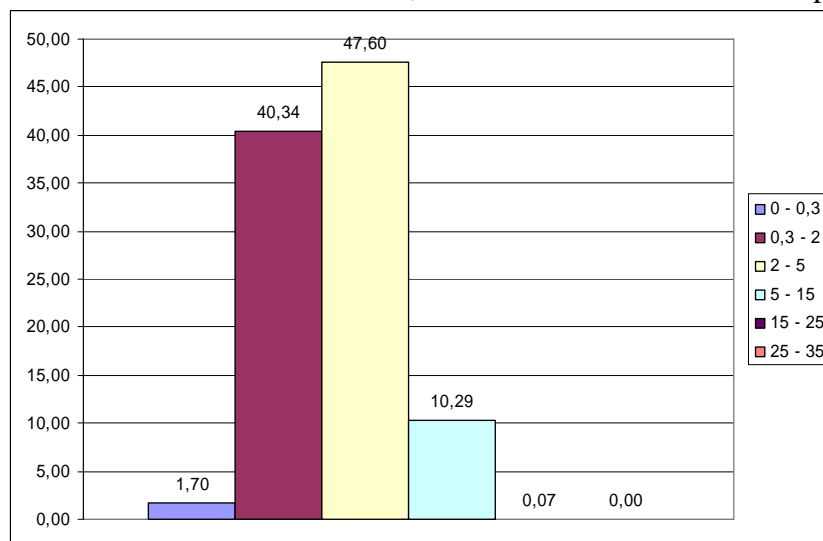
Uvažovaná zaledněná část má maximální sklon svahů $62,96^\circ$, průměrná hodnota je rovna $3,36^\circ$. Převážná většina povrchu patří do slabě až mírně ukloněných svahů. Jelikož největší zastoupení má kategorie $2 - 5^\circ$, kam spadá téměř 40 % svahů. Na druhém místě je kategorie $0,3 - 2^\circ$ s 34 %. Ani ne 1 % svahů má sklon větší než 25° .

Nakonec jsem provedla porovnání i mezi jednotlivými částmi ledovcem
zasažené Oderské brány.

Mapa 17: Sklonitosti svahů, Oderská brána- Klimkovická pahorkatina - zaledněná

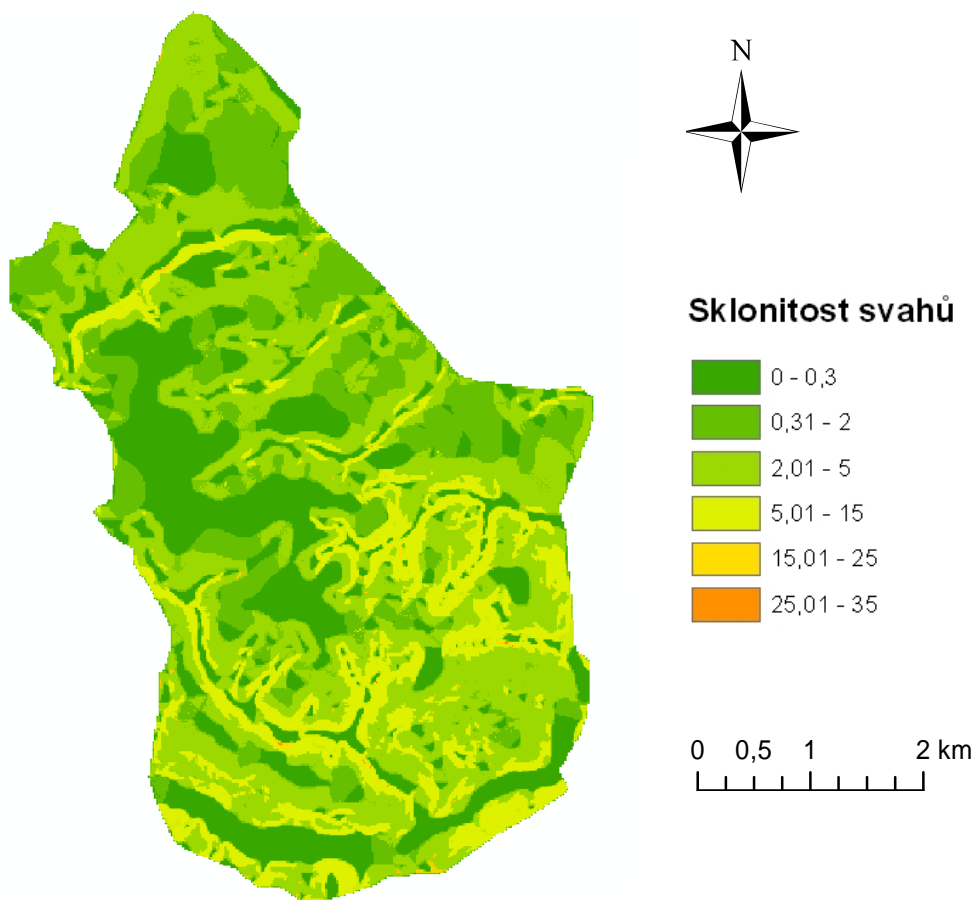


Graf 35 : Četnosti sklonů svahů, Oderská brána - Klimkovická pahorkatina - zaledněná

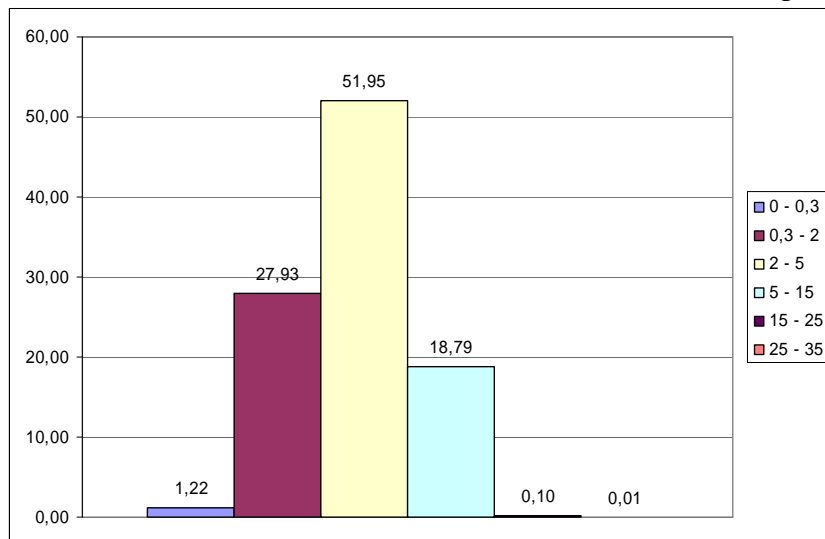


minimum	0,00
maximum	27,94
průměr	2,12

Mapa 18: Sklonitosti svahů, Oderská brána- Běloušská pahorkatina - zaledněná

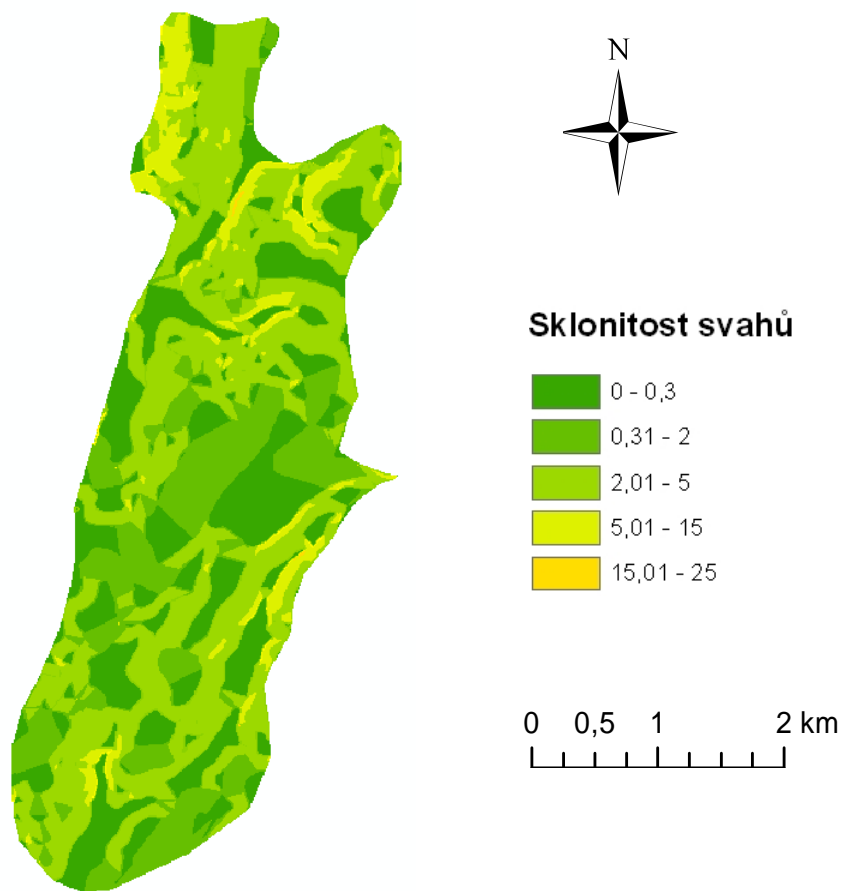


Graf 36 : Četnosti sklonů svahů, Oderská brána - Běloušská pahorkatina - zaledněná

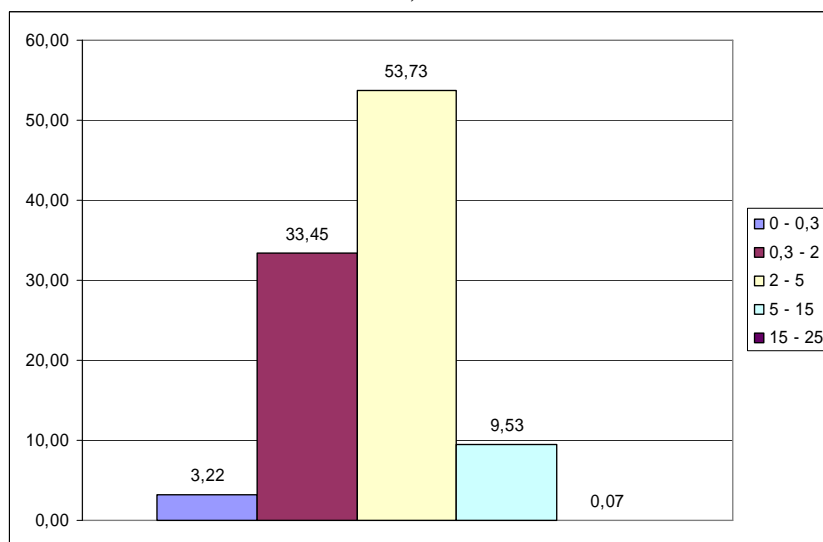


minimum	0,00
maximum	25,82
průměr	2,61

Mapa 19: Sklonitosti svahů, Oderská brána - Palačovská brázda – zaledněná

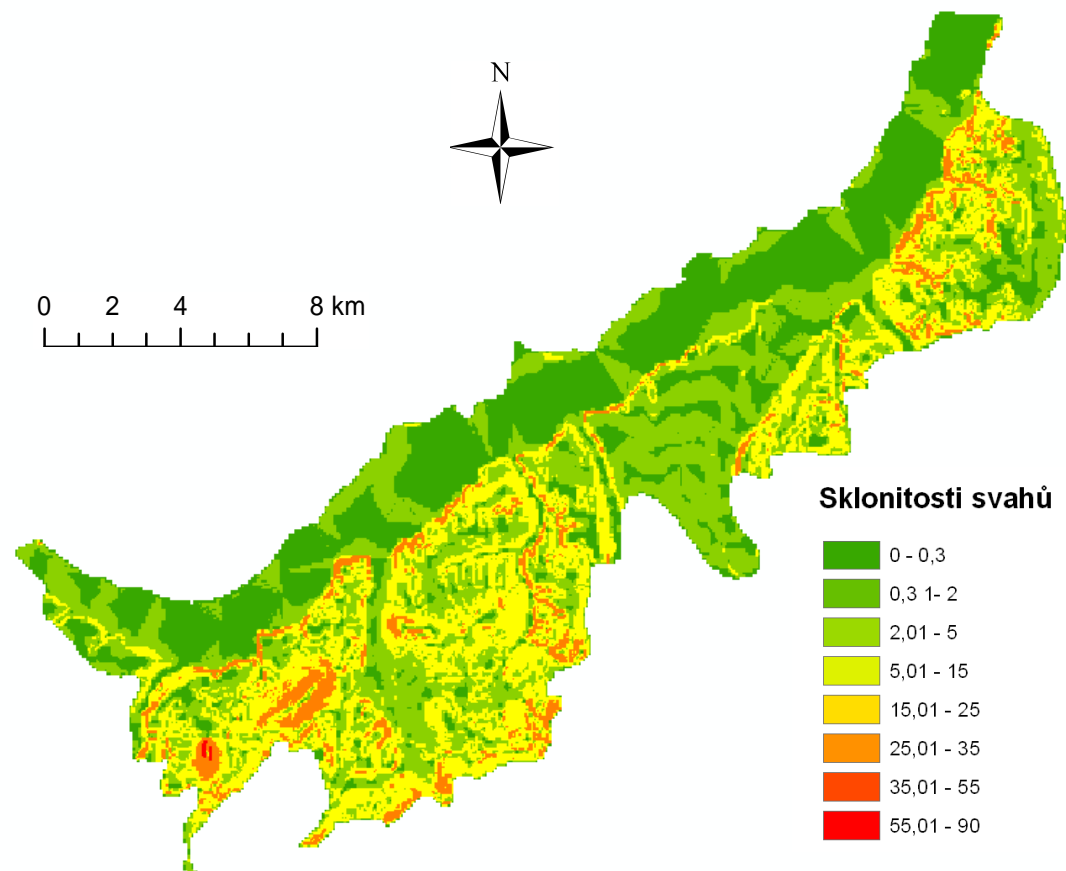


Graf 37 : Četnosti sklonů svahů, Oderská brána - Palačovská brázda - zaledněná

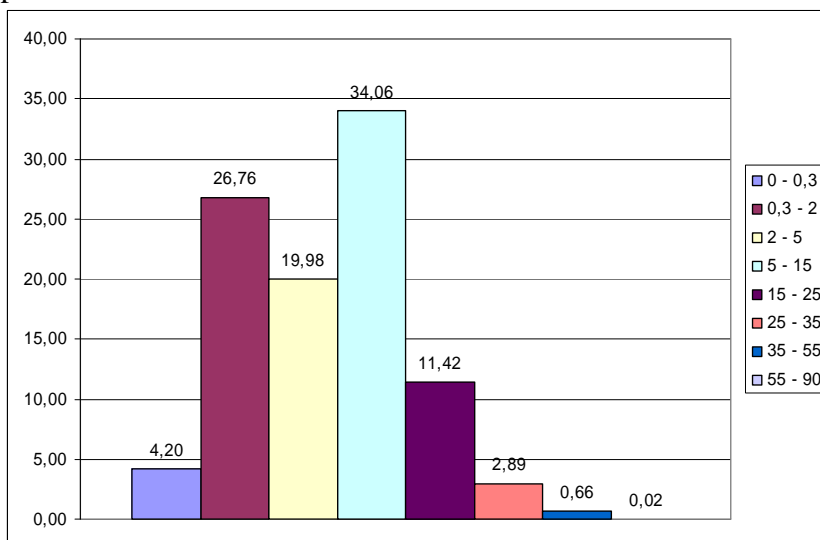


minimum	0,00
maximum	18,12
průměr	2,12

Mapa 20: Sklonitosti svahů, Oderská brána - Oderská niva a Bartošovická pahorkatina – zaledněná



Graf 38 : Četnosti sklonů svahů, Oderská brána - Oderská niva a Bartošovická pahorkatina - zaledněná



minimum	0,00
maximum	62,96
průměr	1,93

Porovnání sklonitosti svahů jsem provedla i mezi předpokládanými částmi ledovcem zasažené oblasti.

Maximální sklon svahu u Klimkovické pahorkatiny je $27,94^\circ$. Průměrná hodnota je rovna $2,12^\circ$. Četnosti sklonitostí svahů jsou zde silně nerovnoměrně rozmístěny. Nejpočetnější je kategorie 2 – 5° . Zde spadá 47 % svahů, druhou nejpočetnější kategorií je 0,3 – 2 se 40 % svahů.

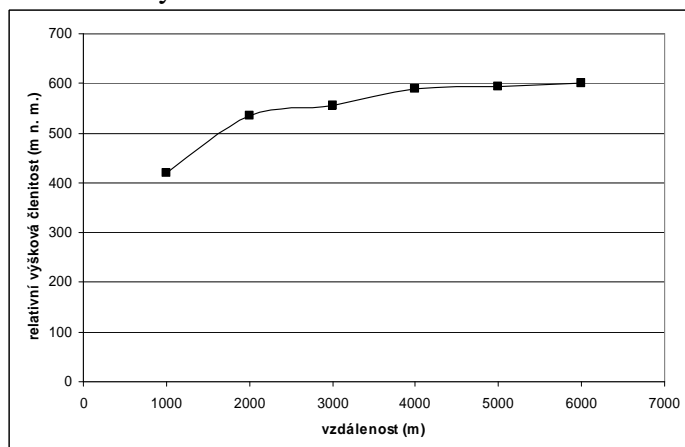
Maximální sklon svahu v zaledněné části Běloušské pahorkatiny je $25,82^\circ$ a průměrná hodnota se rovná $2,61^\circ$. Zaledněná část má také jako Klimkovická pahorkatina největší zastoupení v kategorii 2 – 5° a to s 52 %. Druhou nejpočetnější třídu také představuje kategorie slabě ukloněného svahu. Zde je soustředěno 27 % svahů.

Palačovská brázda má maximální sklon svých svahů $18,12^\circ$ a průměrný sklon se rovná $2,12^\circ$. Jako u předchozích dvou částí i zde je nejpočetněji zastoupena kategorie 2 – 5° s 54 %, a na druhé místo patří kategorie 0,3 – 2 s 33 %.

Co se týká sklonitosti svahů, tak výše zmíněné tři části mají podobné nerovnoměrné rozložení četností. Naopak zbytek Oderské brány, který byl zasažen kontinentálním zaledněním, se značně liší. Maximální hodnota sklonu svahu se rovná $62,96^\circ$ a průměrná hodnota se rovná $1,93^\circ$. Kategorie 2 – 5° zde zaujímá až třetí místo. Nejpočetnější je kategorie 5 – 15° s 34 %.

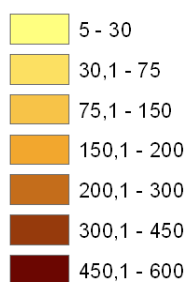
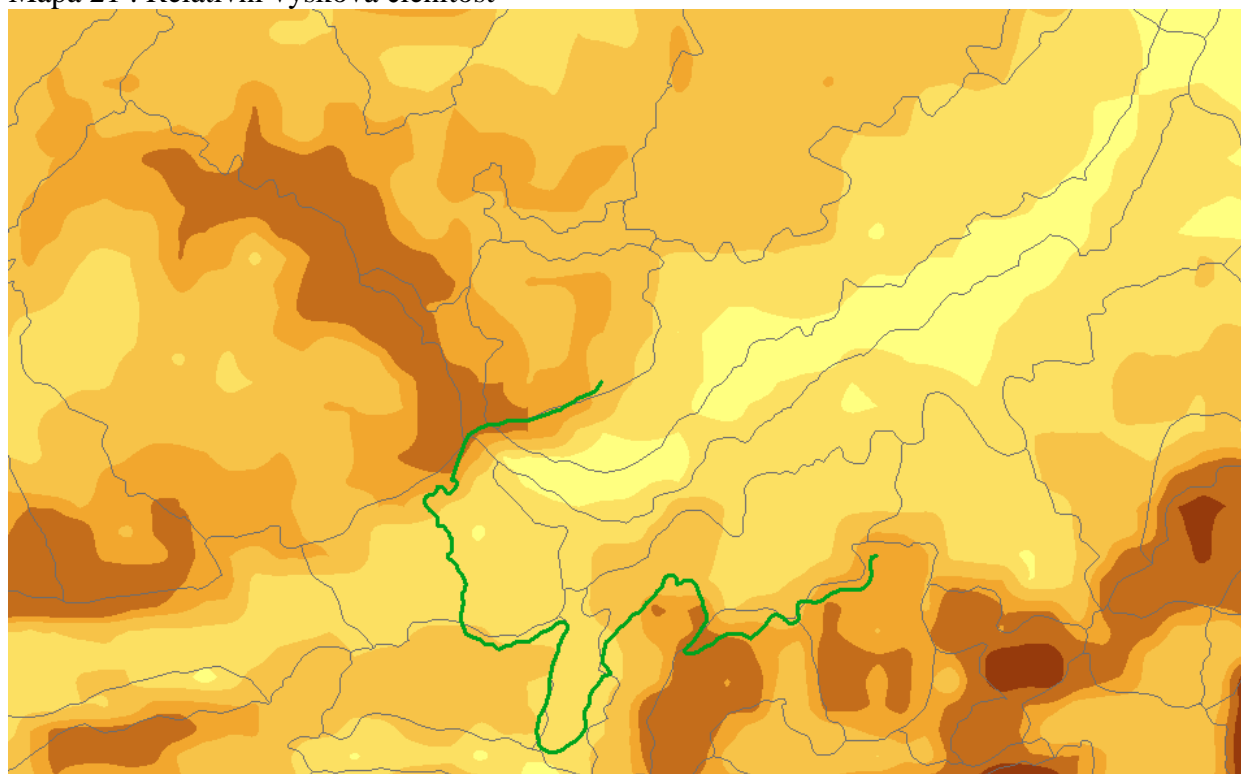
V programu ArcMap jsem vytvořila i mapu relativní výškové členitosti. Vzhledem k velikosti studovaného území jsem na základě Čapka, Kudrnovské (1982) zvolila velikost čtverce 2 x 2 km (graf 49). Na vzdálenosti 2000 m totiž dochází ke zlomu v průběhu křivky. Následnou interpolací jsem získala mapu relativní výškové členitosti (mapa 29).

Graf 39 : Výběr velikosti čtverce



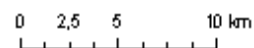
Z mapy 21 je vidět, že ledovcem zasažená část Oderské brány odpovídá především orografickým typům: roviny a ploché pahorkatiny. Oblasti, které by neměly být postiženy kontinentálním zaledněním, spadají do členitých pahorkatin až vrchovin. Plochá pahorkatina se kromě zaledněné oblasti nachází jižně od Porubské brány a také pokračuje přes Bělotínskou pahorkatinu do Bečevské brány.

Mapa 21 : Relativní výšková členitost



 okrsek

 rozsah kontinentálního zalednění



Jak se podle použitých morfometrických charakteristik liší zaledněné a nezaledněné území? Obecně lze prohlásit, že zaledněné území má svahy s menšími sklony než území, které nebylo ledovcem zasaženo. Samozřejmě je tento závěr dán i tím, že jsem pro stanovení sklonů svahů používala celé okrsky, které mnohdy

představovaly celkem velká území a zasahovaly do poměrně větších nadmořských výšek. Směrodatné by však mohly být výsledky z Bělotínské pahorkatiny. Tento okrsek je poměrně malý a je rozdělen linií maximálního rozsahu zalednění na srovnatelně velké části. Z mapy vytvořených pro Bělotínskou pahorkatinu je vidět, že mezi ledovcem zasaženou a nezasazenou částí existují rozdíly jak z hlediska sklonu svahů, tak z hlediska orientace svahů vůči světovým stranám. Zaledněná část má průměrnou hodnotu sklonu svahů menší než nezaledněná. Orientace svahů jsou u zaledněné oblasti jakoby o 45° natočeny směrem na sever proti pohybu hodinových ručiček od orientací svahů v nezaledněné oblasti.

Ledovcem zasažená část Oderské brány odpovídá orografickým typům: roviny a ploché pahorkatiny. Oblasti nezasazené ledovcem spadají do členitých pahorkatin až vrchovin.

6. Diskuze

Cílem mé diplomové práce bylo vyhodnotit zda lze v současném reliéfu na území Moravské brány najít doklady kontinentálního zalednění. A jestli jsem schopna potvrdit, vyvrátit, upřesnit či neupřesnit prostorové vymezení oscilační zóny kontinentálního pleistocénního ledovce v území Moravské brány od Tyráčka (2006).

Reliéf studované oblasti se bezprostředně po ústupu kontinentálního ledovce značně lišil od tohoto současného. S ústupem ledovce se vodní toky začaly zařezávat a odnášet sedimenty kontinentálního zalednění. Postupně se vytvářela vodní síť do dnešní podoby. Důležitá byla také tvorba půd (Janoška, 2005). Dále v období mladšího pleistocénu byl vznik základních rysů reliéfu Oderské brány ovlivněn periglaciálními geomorfologickými procesy. V holocénu pak vznikají hlavně antropogenní tvary (Demek et.al., 1987). Další holocenními tvary reliéfu jsou strže, sesuvy a také rovný akumulární povrch širokých údolních niv (Czudek, 1997). Dnešní reliéf zkoumaného území je již značně pozměněn od doby zásahu kontinentálního ledovce. A proto tvary, které po sobě ledovec zanechal, jsou zde velmi obtížně viditelné. Já jsem v terénu objevila valy, o kterých se domnívám, že se jedná o akumulace bazální morény kontinentálního ledovce. Jelikož v této oblasti byl prokázán výskyt sálských souvkových hlín a byly zde objeveny mocnosti tillů, které se dají vysvětlit splynutím bazálního subglaciálního a supraglaciálního tillu Tyráček (2006).

Erozní projevy zalednění jsem zkoumala pomocí profilů vedených kolmo na vybrané svahy. Prosová (1981) hovoří o profilech na svazích někdejších nunataků a pohoří, k nimž ledovec dospěl, kde se vyskytuje zpříkření porušující plynulou sklonitost svahů a představující delší stagnaci ledovce. Naměřené profily jsem také porovnávala mezi sebou, abych zjistila, zda existují rozdíly v území s předpokládaným zásahem kontinentálního zalednění a v území, kam již neměl zasáhnout kontinentální ledovec. Čtyři profily jsem vedla na svahy Nízkého Jeseníku. Zde však probíhá tektonický zlom, a proto rozdíly na profilech svahů nemohou být dokladem zásahu kontinentálního ledovce. Další čtyři profily se nacházejí v jižní části studovaného území, kde neprocházejí žádné zlomy. V podstatě na všech třech svazích, ke kterým měl dospět okraj zalednění, lze pozorovat přibližně ve výšce 300 m n. m. změnu sklonu svahů.

Proto zde můžu uvažovat o potvrzení předpokládané linie maximálního rozšíření kontinentálního ledovce.

Při severním ústí Porubské brány vyčnívají elevace. Jedná se kopec Hůrka a Panský kopec. Provedla jsem zde příčné a podélné měření sklonů svahů u těchto dvou předpokládaných nunataků. Na základě naměřených profilů příčně a podélně přes tyto nunatky nemohu potvrdit zásah kontinentálním ledovcem na svahy těchto kopců.

V terénu jsem naměřila celkem devět příčných profilů vybraných vodních toků. Vybrala jsem si dva vodní toky, které by měly protékat zaledněnou oblastí a dva vodní toky, které by měly téct mimo oblast zasaženou zaledněním. Při porovnání příčných profilů ze zmíněných vodních toků mohu konstatovat, že mají tvar profilu i tvar koryta v podobě písmene V. Jedná se o mladé vodní toky, které si svou cestu razí skrz pleistocénní sprašové hlíny.

Dále jsem se zabývala také Luhou. Jelikož ta by měla protékat jak ledovcem nezasaženou, tak zasaženou oblastí. Podle Tyráčka (2006) ledovec ani jeho tavné vody evropského rozvodí v úseku Hranice-Běloutín nepřekročily. Tavné vody byly nepochybně zachycovány již v té době existujícími údolími Běloutínského potoka, Luhy a Doubravy. Tyto vody byly odváděny údolím Luhy podél jižního okraje laloku ledovcového štítu do Porubské brány. Zajímavý je úsek Luhy mezi obcemi Běloutínem a Dubem. Zde je nápadně široké údolí, které neodpovídá současné vodnatosti toku, ani charakteru údolí na dolním toku od Dubu po Jeseník nad Odrou. Tato oblast je využívána lidmi a byla přeměněna na soustavu rybníků. Porovnáním příčných profilů toku je vidět, že údolí Luhy na dolním toku není již tak široké, jako před linií rozsahu kontinentálního zalednění. Údolí je v ledovcem zasažené oblasti sevřenější. To svědčí o mladém údolí, které se zařezávalo skrz ledovcové sedimenty.

Podle použitých morfometrických charakteristik se zaledněné a nezaledněné území liší. Obecně lze prohlásit, že zaledněné území má svahy s menšími sklony než území, které nebylo ledovcem zasaženo. Ledovcem zasažená část Oderské brány odpovídá orografickým typům: roviny a ploché pahorkatiny. Oblasti nezasažené ledovcem spadají do členitých pahorkatin až vrchovin.

Prostorové vymezení oscilační zóny kontinentálního pleistocenního ledovce v území Moravské brány od Tyráčka (2006) určitě nemohu vyvrátit. Potvrdit mohu ale jenom některé části této linie maximálního rozsahu. Jedná se o oblast na severozápad od obce Hynčice a o oblast východně od obce Lučice směrem k jihu na obec Polom. Na základě mnou objevených tvarů. Na základě kolmých profilů na svahy v jižní části studovaného území (mezi obcemi Polom a Dub) se přikláním k průběhu předpokládané linie maximálního rozsahu v této oblasti. A na základě sklonitosti svahů mohu říct, že zaledněné oblasti mají menší sklonitost než oblasti nezaledněné.

7. Závěr

Hlavním cílem mé diplomové práce bylo vyhodnocení, jestli lze najít v současném reliéfu na území Moravské brány doklady kontinentálního zalednění a jestli jsem schopna upřesnit, neupřesnit, potvrdit nebo vyvrátit vymezení oscilační zóny kontinentálního pleistocénního ledovce, jak jej stanovil J. Tyráček (2006).

Reliéf studované oblasti se po ústupu kontinentálního ledovce značně lišil od reliéfu současného. Vzhledem k tomu, že je reliéf již značně pozměněn. Tvary, které po sobě ledovec zanechal, jsou zde velmi obtížně viditelné. Já jsem v terénu objevila valy, o kterých se domnívám, že se jedná o akumulace bazální morény kontinentálního ledovce.

K vymezení oscilační zóny kontinentálního pleistocénního ledovce mohu napsat, že jsem nenašla nic, co by její průběh vyvracelo. Potvrdit bych ji mohla ale jenom v některých úsecích. Jedná se o oblast na severozápad od obce Hynčice a o oblast východně od obce Lučice směrem k jihu na obec Polom. Kde se vyskytují objevené valy. Na základě kolmých profilů na svahy v jižní části studovaného území (mezi obcemi Polom a Dub) se přikláním k průběhu předpokládané linie maximálního rozsahu v této oblasti.

8. Seznam literatury

8.1. Literatura

BECK, H., GÖTZINGER, G. *Erläuterungen zur Geologischen Karte des Ostrau =Karwiner Steinkohlenbeckens, der West=Beskiden und des sudetischen Randgebietes.* Wien : Geol. Bundesanstalt. 1932. 85 s.

BENN, D. I., EVANS, D. J. A. *Glaciers and Glaciation.* Arnold, London 1998. 734 s.

BRAVENÝ, L., GRILL, S., ŠTYCH, P. *Funkční nástroje ArcGIS 9.1 : reprezentace vektorových a rastrových dat.* Akademie kosmických technologií, Praha 2006. 65 s.

ČAPEK, R., KUDRNOVSKÁ, O. *Kartometrie.* SPN. Praha 1982. 162 s.

CZUDEK, T. *Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru.* SURSUM, Brno 1997. 213 s.

CZUDEK, T. *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru.* Moravské zemské muzeum, Brno 2005. 238 s.

DEMEK, J. et. al. *Hory a nížiny.* Academia, Praha 1987. 584 s.

DEMEK, J et.al. *Fyzická geografie 2.* SPN, Praha 1984. 304 s.

DEMEK, J., QUITT, E., RAUŠER, J. *Úvod do obecné fyzické geografie.* Academia, Praha 1976. 400 s.

DEMEK, J., ZEMAN, J. *Typy reliéfu Země.* Academia, Praha 1979. 328 s.

DĚDINA, V. *Jižní cíp severského zalednění Moravské brány a její dispozice pro zalednění v době diluviální.* *Sborník ČSSZ.* 38, 1, Praha 1932. s. 10-14.

HASSINGER, H. Das Südene der Eiszeitlichen nordischen Vergletscherung in Mitteleuropa. *Mitteil. d. k. k. Geogr. Gesellsch. in Wien 1911*. Bd. 54, Heft 5, Wien 1911. s. 281-289.

HASSINGER, H. Die Mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften. *Abh. d. k. k. Geogr. Gesellsch. in Wien*. Bd. XI 2, Wien 1914. 313 s.

HUGGETT, R., J. *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, New York 2007. 458 s.

JANÁSKOVÁ, B., KOUBOVÁ, M. Využití tvrdoměrných měření a analýz jílových minerálů pro určení trimline kontinentálního ledovce v severním svahu Jizerských hor. Paleogeografická, paleoklimatická a geochronologická rekonstrukce kontinentálního zalednění Česka, Česká geologická služba, Brno 2007. 20 s.

JANOŠKA, M. Moravská brána očima geologa. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc 2005. 47 s.

KUNSKÝ, J. Československo fyzicky zeměpisně. SPN, Praha 1974. 251 s.

LEICHER, J. Geologie der Mährisch-schlesischen Beskiden und des sudetischen Randgebirges. Nový Jičín 1935. 35 s.

MACOUN, J. et al. Kvartér Ostravska a Moravské brány. ÚÚG v nakl. ČSAV, Praha 1965. 419 s.

MACOUN, J. Kontinentalvereisungen in der mährischen Pforte. *Sborník geologických věd - Antropozoikum*. 19, Praha 1989. s. 75-104.

MENZIES, J. et. al. *Modern & past glacial environments*. Revised Student Edition, Oxford 2002. 543 s.

OLBRICHT, K. Neue Beobachtungen im Diluvium Schlesiens. *Jb. Preuß. geol. Landesamst.* 42, Berlin 1921. s. 341-351.

PLIČKA, M. Stopy sálského zalednění v Kelčské pahorkatině (střední Morava). *Věstník ÚUG*. 48, 2, Praha 1973. s. 109-112.

PROSOVÁ, M. Oscilační zóna kontinentálního ledovce (Jesenická oblast). *Acta Universitatis Carolinae – Geologica*. 25, Praha 1981. 3, s. 265 – 294.

SEVERA, V. Vlastivěda Moravská Okres Novojičínský. Vydává Musejní spolek v Brně, Brno 1933. 286 s.

TOLASZ, R. et. al. Atlas podnebí Česka. Český hydrometeorologický ústav v koedici s Vydavatelstvím Univerzity Palackého v Olomouci, Olomouc 2007. 255 s.

TOMÁŠEK, M. Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha 2003. 68 s.

TYRÁČEK, J. Nové názory na rozšíření maximálního zalednění v Moravské bráně. *Přírodovědný časopis slezský*. 22, 2, Opava 1961. s. 247-254.

TYRÁČEK, J. Okraj Skandinávského zalednění v Moravské bráně. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2006. Česká geologická služba, Praha 2006. s. 97 – 101.

VENCLÁREK, J. Severní Morava a české Slezsko geografie místního regionu pro základní školy. Vydavatelství Olza, spol. s.r.o. Český Těšín 1995. 112 s.

VOŽENÍLEK, V. et. al. Hranicko atlas rozvoje mikroregionu. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc 2008. 174 s.

ŽEBERA, K. Tektonika kvartérních sedimentů na Ostravsku. *Věstník ÚUG*. 30, Praha 1955. s. 211-217.

8.2. Mapové podklady

Geologická mapa ČR 1: 50 000 – Hranice. Český geologický ústav, Praha 1996.

Tyráček, J. Paleogeografická rekonstrukce kontinentálního zalednění v Moravské bráně. 1:50 000, Česká geologická služba, Praha 2007.

Turistická mapa KČT č. 60 a 96 1:50 000, TRASA spol.s.r.o., Praha 2002.

Vyšší geomorfologické jednotky České republiky 1 : 500 000. Český úřad zeměměřický a katastrální, Praha 1996.